



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JÚLIO DE MESQUITA FILHO”**

Câmpus de Rio Claro



Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

CONTRIBUIÇÃO DO FLUXO DE BASE NA VAZÃO DE RIOS EM ÁREAS
TROPICAIS COM ALTO ÍNDICE PLUVIOMÉTRICO: UMA ANÁLISE
PARA A BACIA DO RIO ATRATO, COLÔMBIA

SEBASTIAN BALBIN BETANCUR

Orientador: Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro (SP)

2019



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

SEBASTIÁN BALBÍN BETANCUR

CONTRIBUIÇÃO DO FLUXO DE BASE NA VAZÃO DE RIOS EM
ÁREAS TROPICAIS COM ALTO ÍNDICE PLUVIOMÉTRICO: UMA
ANÁLISE PARA A BACIA DO RIO ATRATO, COLÔMBIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e meio ambiente.

Orientador:

Prof. Dr. Didier Gastmans

Rio Claro - SP

2019

B172c

Balbin-Betancur, Sebastian

Contribuição do fluxo de base na vazão de rios em áreas tropicais com alto índice pluviométrico: uma análise para a bacia do rio Atrato, Colômbia / Sebastian Balbin-Betancur. -- Rio Claro, 2019

146 p. : tabs., mapas + 1 CD-ROM

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Didier Gastmans

1. Águas subterrâneas. 2. Águas subterrâneas Escoamento. 3. Ciclo hidrológico. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas Campus de Rio Claro

SEBASTIÁN BALBÍN BETANCUR

CONTRIBUIÇÃO DO FLUXO DE BASE NA VAZÃO DE RIOS EM
ÁREAS TROPICAIS COM ALTO ÍNDICE PLUVIOMÉTRICO: UMA
ANÁLISE PARA A BACIA DO RIO ATRATO, COLÔMBIA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e meio ambiente.

Comissão Examinadora

Dr. Didier Gastmans

Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Dr. Rodrigo Lilla Manzione

Conceito: Aprovado

Rio Claro – SP, 31 de julio de 2019

A mis padres Aquiles y Patricia por su amor y apoyo incondicional, infinita gratitud y muy orgulloso de ser su hijo.

A mi pareja, amiga y compañera de aventuras Katherine, por sus risas, ternura y cariño.

AGRADECIMENTOS

Agradezco a mis padres Aquiles y Patricia por su esfuerzo, motivación y sobre todo amor; a mis hermanos Daniel “El ingeniero Cantor” y Estefanía “la futura científica” por su alegría y preocupación; a mis abuelos Esteban “El pescador” e a Mery “La lectora” por ser un ejemplo de vida y de servicio a los demás; en general a toda mi familia, tíos, tías, primos y primas por sus buenos deseos y palabras de ánimo.

A Katherine por su apoyo absoluto, por su paciencia, comprensión, amor y alegría, sin duda un pilar fundamental para cumplir las metas que permitieron superar esta etapa.

A meu orientador Prof. Dr. Didier Gastmans pelo aprendizado, as lições, a confiança e a grande oportunidade que abriu para meu progresso acadêmico e humano. A todos meus colegas do Laboratório de Recursos Hídricos e Isótopos Ambientais (LARHIA), a José, Marcelo, Lia, Giancarlo, Mariana e especialmente para a Diretoria Luds, Luquinhas, Nigganature e Carol, pelas discussões acadêmicas, toda sua ajuda, e sobretudo pelas piadas, risadas, paciência e compreensão.

A meus amigos Tolima, Brassa, Latino, Belo, Badim, Aryel, Ruan, Igor e Murilo da “Rep. Então” meu segundo lar, pelas cervejas, os vinhos, as festas e sobretudo os papos filosóficos e políticos cheios de aprendizagem. A todos mis amigos que desde la distancia apoyaron este proceso, con un especial abrazo de gol para, Pelos, Cuervo, Larry, Zulu y Breiner Dan por el intercambio de ideas; con un *bonus track* para “Los Sanos” y “Los Primos”.

Aos funcionários do CEA – Centro de Estudos Ambientais, especialmente ao Marquinhos por sua alegria. Agradeço também á UNESP e o Brasil por ter me recebido por dois anos sensacionais da minha vida, por ter fornecido a oportunidade de fazer a pós-graduação e por receber educação pública, de qualidade e gratuita. Á seção técnica de pós-graduação IGCE/UNESP pelo apoio logístico. A todos aqueles que, embora não citados, participaram de alguma forma neste processo.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de financiamento 001.

“Há homens que lutam um dia e são bons, há outros que lutam um ano e são melhores, há os que lutam muitos anos e são muito bons. Mas há os que lutam toda a vida e estes são imprescindíveis.”

Bertolt Brecht

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABELAS	IV
ÍNDICE DE ABREVIações.....	VI
RESUMO.....	VII
ABSTRACT	VIII
RESUMEN	IX
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 HIPÓTESES E OBJETIVOS.....	5
2.1 HIPÓTESES.....	5
2.2 OBJETIVO GERAL.....	5
2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
3.1 RELAÇÕES ENTRE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E SUPERFICIAIS	7
3.2 RECARGA E TÉCNICAS DE ESTIMATIVA	8
3.3 DESCARGA E IDENTIFICAÇÃO DO FLUXO DE BASE.....	12
4 ÁREA DE ESTUDO	17
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	27
5.1 INFORMAÇÃO HIDROCLIMATOLOGICA HISTÓRICA.....	29
5.1.1 Análise do ciclo anual.....	32
5.1.2 Análises de homogeneidade estatística	32
5.1.3 Reconstituição de dados faltantes	34
5.1.4 Influência de El Niño Oscilação do Sul.....	37
5.1.5 Indicadores hidrológicos.....	38
5.2 ANÁLISE DE RECESSÃO	39
5.3 APLICAÇÃO DE MÉTODOS DE SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA.....	41
5.3.1 Filtros de um parâmetro	42

5.3.2	Filtros de dois parâmetros.....	43
5.3.3	Crítérios de seleção dos filtros	46
5.3.4	Estimativa de recarga.....	47
5.3.5	Estimativas do armazenamento subterrâneo	48
6	RESULTADOS	49
6.1	CARACTERIZAÇÃO HIDROCLIMATOLÓGICA.....	49
6.1.1	Ciclo anual	49
6.1.2	Análises de homogeneidade estatística	50
6.1.3	Reconstituição de dados faltantes	53
6.1.4	Influência de El Niño Oscilação do Sul ENOS	58
6.1.5	Indicadores hidrológicos.....	60
6.2	ANÁLISE DE RECESSÃO	66
6.3	SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA	71
6.3.1	Seleção do filtro de melhor ajuste	76
6.3.2	Relação entre o fluxo de base FB e o ENOS	84
6.3.3	Armazenamento subterrâneo	89
7	DISCUSSÕES	92
8	CONCLUSÕES.....	102
	REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS	104
	ANEXOS	123

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema das interações entre a água superficial e subterrânea, modificado de Winter et al. (1999).....	6
Figura 2. Tipos de interações entre rios e água subterrânea, modificado de Idowu et al. (2007).	7
Figura 3. Tipos de recarga a) Recarga direta; b) Recarga localizada; c) Recarga indireta; d) Recarga por fluxos laterais; e) Recarga artificial.	9
Figura 4. Métodos manuais para determinar fluxo de base; a. Método da linha reta; b. Método da vazão constante; c. Método do declino variável (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1964); d. Separação visual (BRODIE; HOSTETLER, 2005).	13
Figura 5. Localização da bacia do rio Atrato, Modelo Digital do Terreno MDT (JAXA, 2017).17	
Figura 6. Caracterização litológica da bacia, Classificação baseada em Alcárcel e Gómez (2017) e Gómez e Almaza (2015).....	19
Figura 7. Distribuição espacial texturas dos solos da bacia do rio Atrato (IGAC, 2007).21	
Figura 8. Distribuição espacial dos usos da terra da bacia do rio Atrato (IDEAM, 2014).22	
Figura 9. Distribuição espacial da declividade na bacia do rio Atrato.	23
Figura 10. Distribuição da temperatura média anual da bacia do rio Atrato.	24
Figura 11. Distribuição da precipitação média da bacia do rio Atrato (ÁLVAREZ, 2007).25	
Figura 12. Distribuição da evapotranspiração real média da bacia do rio Atrato.	26
Figura 13. Fluxograma geral da metodologia proposta.	28
Figura 14. Localização estações fluviométricas e sub-bacias de estudo.....	29
Figura 15. Localização das estações pluviométricas e polígonos de Thiessen.	31

Figura 16.	Fluxograma geral do modelo chuva-vazão, modificado de Vélez (2001).	
		36
Figura 17.	Ciclo anual da Precipitação; a) ciclo unimodal, b) ciclo bimodal.....	49
Figura 18.	Ciclo anual da vazão; a) ciclo unimodal, b) ciclo bimodal.....	50
Figura 19.	Relação temporal vazão e precipitação; a) ciclo unimodal, onde Bellavista é a estação de vazão; b) ciclo bimodal, onde Puente Las Sanchez é a estação de vazão.	50
Figura 20.	Comparação das FDC para vazões simulados Vs. observados estação Añil El.	56
Figura 21.	Comparação das FDC para vazões simulados Vs. observados estação Bellavista.	56
Figura 22.	Comparação entre série histórica e série simulada estação El Añil.	57
Figura 23.	Comparação entre série histórica e série simulada estação Bellavista.	57
Figura 24.	variações médias da precipitação sobre a fase neutra do ENOS.....	59
Figura 25.	Variações médias da vazão sobre a fase neutra do ENOS.....	60
Figura 26.	Dendograma das vazões características das bacias de estudo.	61
Figura 27.	Curvas de permanência de vazões bacias grupo 1, FDC tipo I.....	61
Figura 28.	Curvas de permanência de vazões bacias grupo 2, FDC tipo II.....	62
Figura 29.	Curvas de permanência de vazões bacias grupo 3, FDC tipo III.....	62
Figura 30.	Distribuição espacial do Q_{90} Vs. a declividade na bacia do rio Atrato. ..	63
Figura 31.	Distribuição espacial do Q_{90} Vs. Litologia na bacia do rio Atrato.	64
Figura 32.	Relação entre a recessão característica K e a geologia subjacente da bacia.	67
Figura 33.	Análise de recessão bacias de estudo; 01 Aguasal; 02. Belén; 03. Bellavista; 04. Quibdo Automatica, 05. San Antonio Padua; 06. Tagachí.....	68

Figura 34. Box-Plot do fluxo de base respeito à precipitação; 1. FI: Filtro Inverso, 2. FCF: Filtro Eq. Q90/Q50, 3. FE: Filtro Eckhardt, 4. FLH: Filtro Lyne e Hollick, 5. FCM: Filtro Chapman e Maxwell.....	72
Figura 35. Porcentagem da precipitação correspondente à recarga.....	75
Figura 36. Relação entre a razão Q_{90}/Q_{50} e o BFI_{max} para as bacias de estudo. 75	
Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais.....	78
Figura 38. Distribuição espacial do coeficiente de correlação de Pearson entre o ONI e o fluxo de base.....	85
Figura 39. Relação entre o fluxo de base e o ONI.....	86
Figura 40. Padrão da tendência no armazenamento subterrâneo das bacias de estudo. 90	
Figura 41. Série anual do armazenamento subterrâneo para as tendências identificadas. a). Tendência de armazenamento crescente da bacia “ <i>Bellavista</i> ” com significância estatística. b). Tendência de armazenamento crescente da bacia “ <i>Quibdo Automatica</i> ” sem significância estatística c). Tendência de armazenamento decrescente da bacia “ <i>Los Arrayanes</i> ” sem significância estatística.....	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Técnicas para estimativas de recarga (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).	
		10
Tabela 2.	Filtros numéricos para separação de hidrogramas.....	16
Tabela 3.	Parâmetros morfométricos das bacias de estudo.....	18
Tabela 4.	Distribuição principais características geológicas e das texturas dos solos das sub-bacias de estudo.	20
Tabela 5.	Distribuição porcentual das coberturas dos solos das bacias de estudo.	
		21
Tabela 6.	Características climatológicas das sub-bacias de estudo.....	27
Tabela 7.	Informações gerais das estações fluviométricas.	30
Tabela 8.	Informações gerais das estações pluviométricas.	30
Tabela 9.	Testes de consistência e homogeneidade estatística.....	32
Tabela 10.	Testes de consistência e homogeneidade estatística.	36
Tabela 11.	Resultados testes de homogeneidade para a precipitação.	51
Tabela 12.	Resultados testes de homogeneidade para a vazão.....	52
Tabela 13.	Reconstituição das estações de precipitação.....	53
Tabela 14.	Indicadores estatísticos do ajuste do modelo entre as séries históricas e as séries simuladas.	55
Tabela 15.	Reconstituição das estações da vazão.	58
Tabela 16.	Efeitos do ENOS nos registros de precipitação.....	58
Tabela 17.	Efeitos do ENOS nos registros de vazão.	59
Tabela 18.	Vazões características das bacias de estudo.....	60
Tabela 19.	Índice Flashiness das bacias de estudo.	65

Tabela 20.	Recessão característica das bacias de interesse.....	66
Tabela 21.	Índice de fluxo de base BFI para as bacias de estudo.	71
Tabela 22.	Incertezas do c e BFI para os filtros de dois parâmetros.	71
Tabela 23.	Fluxo de base empregando filtros de dois parâmetros.....	73
Tabela 24.	Fluxo de base empregando filtros de um parâmetro.	74
Tabela 25.	Avaliação do ajuste dos filtros.	76
Tabela 26.	Correlação linear entre o fluxo de base e o ONI.	84
Tabela 27.	Armazenamento subterrâneo das bacias de estudo.	89

ÍNDICE DE ABREVIações

AG	—	Ajuste Gráfico para seleção do filtro
BFI	—	Índice de fluxo de base por suas siglas em inglês Base Flow Index
BFI _{max}	—	Índice de fluxo de base máximo por suas siglas em inglês Base Flow Index Maximum
c	—	Constante de recessão
ENOS	—	El Niño Oscilação do Sul
FB	—	Fluxo de base
FCF	—	Filtro de Collischonn e Fan
FCM	—	Filtro de Chapman e Maxwell
FDC	—	Curvas de Permanência por suas siglas em inglês Flow Duration Curve
FE	—	Filtro Inverso
FI	—	Filtro inverso
FLH	—	Filtro de Lyne e Hollick
k	—	Recessão característica
LE	—	Conjunto inferior de valores por suas siglas em inglês Lowe Envelope
NOAA	—	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSE	—	Índice de Eficiência Nash Sutcliffe
OLS	—	Mínimos Quadrados Ordinários
ORG	—	Correlação Orgânica
RMSE	—	Raiz do Erro Quadrático Médio
SIG	—	Sistemas de Informação Geográfica
SR	—	Sensoriamento remoto
WTF	—	Flutuação de Níveis Piezométricos por suas siglas em inglês Water Table Fluctuation

RESUMO

A compreensão dos processos de geração de escoamento nos rios torna necessário o entendimento das interações existentes entre as águas superficiais e subterrâneas, identificando a importância do fluxo de base (FB), e conseqüentemente dos processos de recarga, para as estimativas de balanço hídrico. A recarga representa a entrada da água na zona saturada e o FB representa a fração do escoamento produto da conexão entre o canal e o aquífero. Em épocas de estiagem a água subterrânea é considerada como a principal componente do FB, e em regiões úmidas é possível se associar a recarga com o FB. No presente estudo foram realizadas as estimativas do FB para 17 sub-bacias localizadas na bacia do rio Atrato (Colômbia). A partir da análise do comportamento temporal da descarga, e considerando o Q_{90} como parâmetro comparativo do FB, foi identificada uma estreita relação com as variáveis fisiográficas. As bacias com Q_{90} entre 5,3 e 10,0 mm/dia correspondem as menores declividades médias no curso do rio e Q_{90} inferiores (1,0 e 5,2 mm/dia) correspondem as maiores declividades. Não foi identificada uma correlação forte entre o FB e a litologia, a partir do qual ressalta-se a importância de categorizar as unidades hidrogeológicas de uma maneira mais detalhada. Posteriormente, foi realizada uma análise de recessão, que definiu a recessão característica ($12,8 < K[\text{dia}] < 28,0$) e o coeficiente de recessão das bacias ($0,92 < c < 0,96$), e conseqüentemente a separação do hidrograma implementando os seguintes filtros digitais: Filtro de Lyne e Hollick (FLH), Filtro Chapman e Maxwell (FCM), Filtro de Eckhardt (FE), Filtro Inverso (FI) e Filtro adaptado por Collischonn e Fan (FCF). A comparação com as vazões observadas durante os períodos de recessão indicou que o ajuste linear proposto no FCF não apresentou resultados satisfatórios e não é recomendado para esta região. Considera-se que o FI sobrestima os valores do FB. Contrariamente, o FCM subestima os valores de FB e o FLH suaviza as series, mas não representa o hidrograma total. Por sua parte o FE apresentou o melhor coeficiente de determinação ($R^2=0,88$), a partir do qual foram estimados os FB ($0,56 < BFI < 0,80$), as taxas de recarga ($34 < R[\%] < 77$) e o armazenamento subterrâneo ($0,06 < S[\text{mm/ano}] < 0,35$). Para regiões com altas pluviosidade, podem-se incluir nas estimativas do FB os fluxos subsuperficiais. Os resultados obtidos deverão ser avaliados e validados mediante a implementação da separação do hidrograma por métodos de traçadores químicos e isotópicos. Palavras Chave: Separação do hidrograma, Fluxo de base, Recarga.

ABSTRACT

Comprehension about runoff generation process in rivers becomes necessary to understand interactions between surface and groundwater, identifying the importance of base flow (BF) and recharge processes in water balance applications. Recharge represents the water entrance into the saturated zone and the BF shows the fraction of the runoff result from the connection between the river and the aquifer. On dry periods groundwater is the main component of the BF, which in wet regions is associated with the recharge. In this study, the BFs were estimated for the 17 sub-basins, located in the Atrato River basin (Colombia). Through the analysis of the temporal behavior of the river discharge and considering the Q_{90} as a comparative parameter of the BF, a close relationship between the Q_{90} and the physical variables was identified. Basins with Q_{90} between 5.3 and 10.0 mm/day correspond to rivers with higher slopes and lower Q_{90} (between 1.0 and 5.2 mm/day) correspond to basins with lower river slopes. A correlation between BF and lithology was not identified, which proves the importance of the detailed classification of the hydrogeological units. Subsequently, a recession analysis was performed, which allowed for the definition of the characteristic recession ($12.8 < K[\text{day}] < 28.0$) and the recession coefficient of the basins ($0.92 < c < 0.96$). Finally, the separation of hydrographs was done using the flowing digital filters: Lyne and Hollick filter (FLH), Chapman and Maxwell filter (FCM), Eckhardt filter (FE), Inverse filter (FI) and the adapted filter by Collischonn and Fan (FCF). The proposed linear equation in the FCF did not show a satisfactory adjustment, that is why is not recommended for the use on this region. It is considered that the FI overestimates the values of BF. as it does the FCM filter. The series were softened by the FLH filter, however, it does not represent the total hydrograph conditions. At this point, the FE showed the best coefficient of determination ($R^2 = 0.88$), starting from the BFs estimated ($0.56 < BFI < 0.80$), the recharge rates ($34 < R [\%] < 77$) and underground storage ($0.06 < S [\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}] < 0.35$). For regions with high rainfall it is possible to include subsurface flows in the estimation of the BFs. Therefore, the results obtained should be validated through the implementation of hydrographic separation methods by isotope techniques.

Key words: Hydrograph decomposition, Base flow, Recharge

RESUMEN

La comprensión de los procesos de generación de escorrentía en los ríos hace necesario el entendimiento de las interacciones existentes entre las aguas superficiales y subterráneas, identificando la importancia del flujo base (FB) y de los procesos de recarga en aplicaciones de balance hídrico. La recarga representa la entrada de agua en la zona saturada y el FB representa la fracción de la escorrentía producto de la conexión con el acuífero. En periodos secos el agua subterránea es la principal componente del FB, que en regiones húmedas es asociado con la recarga. En este estudio fueron estimados los FB para 17 subcuencas, ubicadas dentro de la cuenca del río Atrato (Colombia). A partir del análisis del comportamiento temporal de la descarga del río y considerando el Q_{90} como parámetro comparativo del FB, fue identificada la estrecha relación entre el Q_{90} y las variables físicas. Cuencas con Q_{90} entre 5,3 y 10,0 mm/día corresponden a ríos con mayores pendientes y Q_{90} inferiores (entre 1,0 y 5,2 mm/día) corresponden a cuencas con menores pendientes del río. No fue identificada una correlación entre el FB y la litología, por lo que se resalta la importancia de una clasificación detallada de las unidades hidrogeológicas. A continuación, fue realizado un análisis de recesión, que permitió la definición de la recesión característica ($12,8 < K \text{ [día]} < 28,0$) y el coeficiente de recesión de las cuencas ($0,92 < c < 0,96$), y posteriormente la separación del hidrograma usando los siguientes filtros digitales: Filtro de Lyne y Hollick (FLH), Filtro de Chapman y Maxwell (FCM), Filtro de Eckhardt (FE), Filtro Inverso (FI) y Filtro adaptado por Collischonn y Fan (FCF). La ecuación lineal propuesta en el FCF no presentó un ajuste satisfactorio, por lo que no es recomendado su uso para esta región. Se considera que el FI sobrestima los valores de FB. Caso contrario, el FCM subestima el FB. Las series son suavizadas por el FLH, sin embargo, no representa las condiciones del hidrograma total. Por su parte el FE presentó el mejor coeficiente de determinación ($R^2 = 0,88$), a partir del cual fueron estimado los FB ($0,56 < BFI < 0,80$), las tasas de recarga ($34 < R \text{ [%]} < 77$) y el almacenamiento subterráneo ($0,06 < S \text{ [mm/año]} < 0,35$). Para regiones con alta pluviosidad, es posible incluir flujos subsuperficiales en la estimación del FB. Por lo tanto, los resultados obtenidos deberán validarse mediante la implementación de métodos de separación del hidrograma por técnicas de isótopos.

Palabras clave: Separación del hidrograma, Flujo base, Recarga.

1 INTRODUÇÃO

A água representa um recurso fundamental para o desenvolvimento socioeconômico e ambiental do planeta, uma vez que é indispensável para inúmeras atividades como: abastecimento de água potável para populações, atividades industriais, agropecuárias ou recreativas; além de ter uma importante função ecossistêmica. Entretanto, sua distribuição é irregular e a água doce representa apenas 2,5% da água total disponível, da qual 30,8% corresponde ao recurso hídrico subterrâneo (SHIKLOMANOV, 1999; THOMAS; VOGEL; FAMIGLIETTI, 2015), o que representa uma porcentagem considerável, uma vez que a água subterrânea apresenta menor vulnerabilidade à poluição que a água superficial.

Além de constituírem o principal reservatório hídrico continental, as águas subterrâneas cumprem papel fundamental na prestação de funções ecossistêmicas e na conservação dos recursos naturais (COUGHANOWR, 1994; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2014). Na atualidade, existe especial interesse no recurso subterrâneo, em função da sua maior proteção frente à contaminação, e seu armazenamento ser pouco afetado devido a ocorrência de longos períodos de estiagem (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015a).

Em função dessas características, as águas subterrâneas são cada vez mais importantes no abastecimento da população mundial. Isso ocorre em cidades como Buenos Aires ou Miami (COUGHANOWR, 1994; MATTIUZI et al., 2015). Nos Estados Unidos, 32% da população é abastecida pela água subterrânea e na União Europeia, ela representa 55% do abastecimento doméstico (EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY, 2010). Em território brasileiro, cerca de 40% da população depende do recurso subterrâneo, majoritariamente em cidades de pequeno porte (HIRATA; ZOBY; OLIVEIRA, 2010). Além disso, o recurso subterrâneo é empregado para atividades agroindustriais ou recreativas (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015a).

A compreensão da contribuição das águas subterrâneas para as vazões dos cursos d'água, é um foco fundamental dos estudos de engenharia, hidrogeológicos e ecológicos (THOMAS; VOGEL; FAMIGLIETTI, 2015), já que deve-se ressaltar a importância dos fluxos de base e as vazões ambientais, para preservação da morfologia do canal, as interações entre a água superficial e a água subterrânea, o

favorecimento da preservação dos ecossistemas aquáticos e terrestres, além da manutenção do regime natural do sistema fluvial (SMAKHTIN, 2001; JHA; SHARMA; SINGH, 2008).

Em regiões tropicais, caracterizadas pela ocorrência de duas estações climáticas bem definidas, a contribuição do fluxo de base na descarga total difere significativamente dependendo da época do ano, na estação mais chuvosa domina o fluxo de escoamento e na estação seca domina o fluxo de base (MILEHAM et al., 2009; GUZMÁN et al., 2015; PADIYEDATH et al., 2018). Esse comportamento também é observado em regiões tropicais com altos índices pluviométricos (MUÑOZ-VILLERS; MCDONNELL, 2013; OGDEN et al., 2013; SALAS A. et al., 2015; INDARTO; NOVITA; WAHYUNINGSIH, 2016). Porém, em regiões com precipitação distribuída uniformemente ao longo do ano, o papel da contribuição subterrânea na magnitude das vazões dos rios não está claramente definido, com poucos estudos realizados.

Na Colômbia, o recurso hídrico subterrâneo representa 72% da oferta de água, o que ressalta a importância de pesquisas com foco na compreensão de processos hidrogeológicos. Entretanto, 52% das províncias hidrogeológicas colombianas encontram-se em regiões com alto rendimento hídrico e com baixa densidade populacional (IDEAM, 2010), fazendo com que estas regiões não sejam consideradas, atualmente, de interesse hidrogeológico no que refere-se à demanda de abastecimento, apesar de apresentarem um alto potencial futuro para a exploração do recurso hídrico subterrâneo (IDEAM, 2013).

Entretanto, apresentam grande importância nos processos bioquímicos e geoecológicos, pois favorecem os processos de degradação de contaminantes, que conseqüentemente serão refletidos na qualidade do recurso hídrico (HINKLE et al., 2001; ARUMÍ et al., 2012), representando um papel determinante na conservação dos ecossistemas (BRUNKE; GONSER, 1997) e gerando interesse no desenvolvimento de pesquisas que permitam melhorar o seu entendimento.

A bacia do rio Atrato, objeto de estudo deste trabalho, está localizada na cordilheira ocidental dos Andes colombianos. Seu exutório está localizado no mar do Caribe, na região denominada Urabá e é considerado o rio com a maior vazão específica da Colômbia (LEYVA, 1993). Apesar de apresentar condições

hidrogeológicas propícias para o armazenamento e fluxo de água subterrânea, poucos estudos com esta temática foram realizados, uma vez que trate-se de um dos locais com maiores índices pluviométricos do planeta (INSTITUTO DE INVESTIGACIONES DEL PACIFICO IIAP, 2013; POVEDA; JARAMILLO; VALLEJO, 2014).

Por apresentar baixa densidade populacional e consequente pequena demanda de águas subterrâneas para abastecimento, à primeira vista esta região pode não possuir grande interesse hidrogeológico, entretanto, as águas subterrâneas são fundamentais na prestação de serviços ecossistêmicos regulatórios de qualidade e quantidade do recurso (SOPHOCLEOUS, 2002; NG et al., 2010; MEIXNER et al., 2016).

Na bacia existe uma forte demanda de recursos naturais (fauna e flora), sendo identificados conflitos pelo uso do solo, mineração ilegal e desmatamento, levando a uma alta vulnerabilidade socio econômica da sua população, além de ser considerada uma região propensa a sofrer desastres naturais, devido a sua alta pluviosidade, alto risco de ocorrência de inundações, e alta sismicidade (MOSQUERA MACHADO, 2005; MOSQUERA-MACHADO; AHMAD, 2007).

Adicionalmente, esta região tem gerado grande interesse, a partir da metade do século XIX, do ponto de vista de infraestrutura, devido ao projeto da implantação de um canal ou linha ferroviária interoceânica (VANN, 1959; DUQUE, 2015), o que permitiu o desenvolvimento de inúmeros estudos, que caracterizaram a geomorfologia, vegetação e a fauna da área (VANN, 1959; GENTRY, 1986; MALDONADO-OCAMPO et al., 2006).

Além disso, a região está susceptível a possível influência das mudanças climáticas sobre a qualidade e quantidade da água (IDEAM et al., 2015). Portanto, é necessário avaliar a aplicabilidade de metodologias para entender as interações existentes entre as águas superficiais e subterrâneas em regiões úmidas, o qual garante um melhor planejamento e gestão do recurso hídrico (WOESSNER, 2000), aprimorando o conhecimento do potencial hidrogeológico e a sustentabilidade do recurso da região.

Nesse sentido, a região concentra características extraordinárias ainda não desvendadas e um grande interesse multidisciplinar, produto das inúmeras

problemáticas observadas, que vão desde o fator socio econômico, ambiental, dos conflitos no uso do solo, mineração ilegal, desmatamento até os efeitos das mudanças climáticas nos recursos hídricos e os ecossistemas.

A partir da caracterização hidrológica, climática e do fluxo de base desenvolvida nesta pesquisa, são fornecidas ferramentas para o planejamento territorial, para a avaliação da aplicabilidade dos filtros de separação de hidrogramas em regiões com altos índices pluviométricos e mesmo não sendo o foco, para inferir os possíveis riscos futuros associados aos fatores climáticos analisados na região de estudo.

Da mesma maneira, esta pesquisa aporta ferramentas para o entendimento da resposta hidrológica da descarga dos rios, segundo as diferentes texturas dos solos, as coberturas da terra ou das variáveis fisiográficas, assim como também a avaliação dos possíveis os efeitos das mudanças climáticas e os fenômenos macroclimáticos na magnitude das vazões e por conseguinte do fluxo de base.

2 HIPÓTESES E OBJETIVOS

2.1 HIPÓTESES

Em função da temática do presente trabalho estar associada à compreensão da interrelação entre a precipitação e os compartimentos terrestres do ciclo hidrológico, foram estabelecidas algumas hipóteses:

- O Fluxo de Base (FB) contribui nas magnitudes das vazões em regiões equatoriais com altas precipitações;
- O FB é influenciado pela variabilidade espacial do arcabouço geológico em bacias hidrográficas;
- A alta pluviosidade interfere na aplicabilidade dos métodos de separação de hidrogramas.

2.2 OBJETIVO GERAL

O objetivo proposto para esse estudo é identificar a contribuição do FB na descarga total de rios localizados em regiões úmidas com altos índices de precipitação.

2.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estabelecer a relação entre as condições físicas das bacias e a descarga e recarga das unidades hidrogeológicas, entendendo a relação recarga – aquífero – descarga;
- Identificar os efeitos e as respostas das vazões diante a climatologia regional;
- Estimar a variação temporal da descarga das unidades hidrogeológicas, mediante a aplicação de metodologias de separação de hidrogramas;
- Avaliar o desempenho dos filtros numéricos para separação do hidrograma total em regiões com alta precipitação, a partir da comparação entre diferentes técnicas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A ideia que a água superficial e a água subterrânea fazem parte de dois compartimentos separados e que apresentam uma relação simples foi rebatida. Diversos autores têm identificado uma inter-relação bastante complexa, já que a água superficial pode se tornar água subterrânea e vice-versa (KOLLET; MAXWELL, 2006; IDOWU, 2007). Além de interagir em vários tipos de paisagens e ter implicações ecológicas tanto para a biota como para o metabolismo dos ecossistemas lóticos (BRUNKE; GONSER, 1997; GIBERT; MATHIEU; FOURNIER, 1997; GARDNER, 1999; WINTER et al., 1999), envolvem diversos tipos de processos hidrológicos como a evaporação, a precipitação, o escoamento, a infiltração, e a percolação, que de maneira simplificada podem ser representados pela recarga e descarga (KELBE; GERMISHUYSE, 2010).

Diversos autores identificaram a importância do FB e dos processos de recarga para entender as interações entre as águas superficiais e subterrâneas, que também permitem avaliar a estrutura ecológica dos sistemas de riachos (SOPHOCLEOUS, 2002; MEIXNER et al., 2016) (Figura 1).

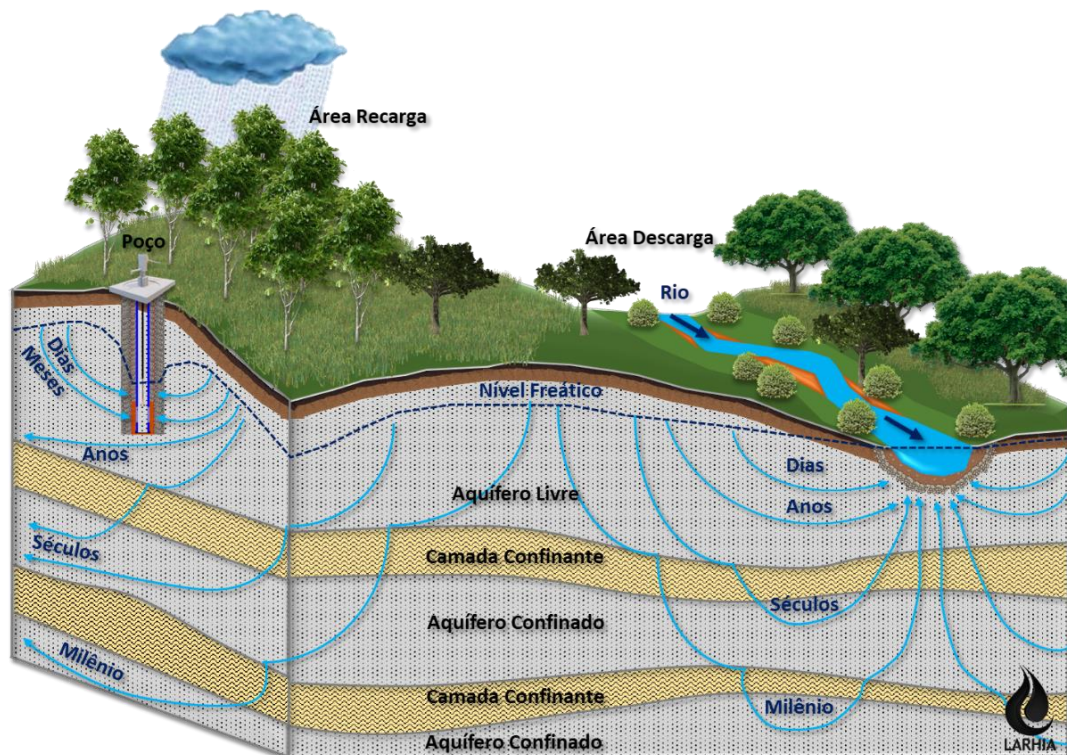


Figura 1. Esquema das interações entre a água superficial e subterrânea, modificado de Winter et al. (1999).

3.1 RELAÇÕES ENTRE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E SUPERFICIAIS

Compreender as interações águas superficiais-subterrâneas, além de fornecer ferramentas para o planejamento e gestão do território, representa uma necessidade para a solução de problemas de engenharia (DE VRIES; SIMMERS, 2002; VÉLEZ, 2011; THOMAS; VOGEL; FAMIGLIETTI, 2015).

Portanto, a interação entre os rios e os aquíferos permite avaliar de maneira geral estas interações (IDOWU, 2007), estas interações foram classificadas em três categorias principais, corpos de água superficiais efluentes, afluentes e desconectados (WINTER et al., 1999), para posteriormente inserir na classificação dois casos particulares (WOESSNER, 2000), com um total de cinco categorias descritas (Figura 2).

- Corpo de água superficial que perde água (Efluente);
- Corpo de água superficial que ganha água (Afluente);
- Corpo de água superficial desconectado do sistema subterrâneo;
- Condição do fluxo contínuo (quando a carga hidráulica do canal é menor que a carga numa de suas bancas e maior que a carga na banca oposta);
- Condição do fluxo paralelo (quando as cargas do canal e as bancas são iguais, portanto, a direção do fluxo pode mudar em intervalos de tempo curtos).

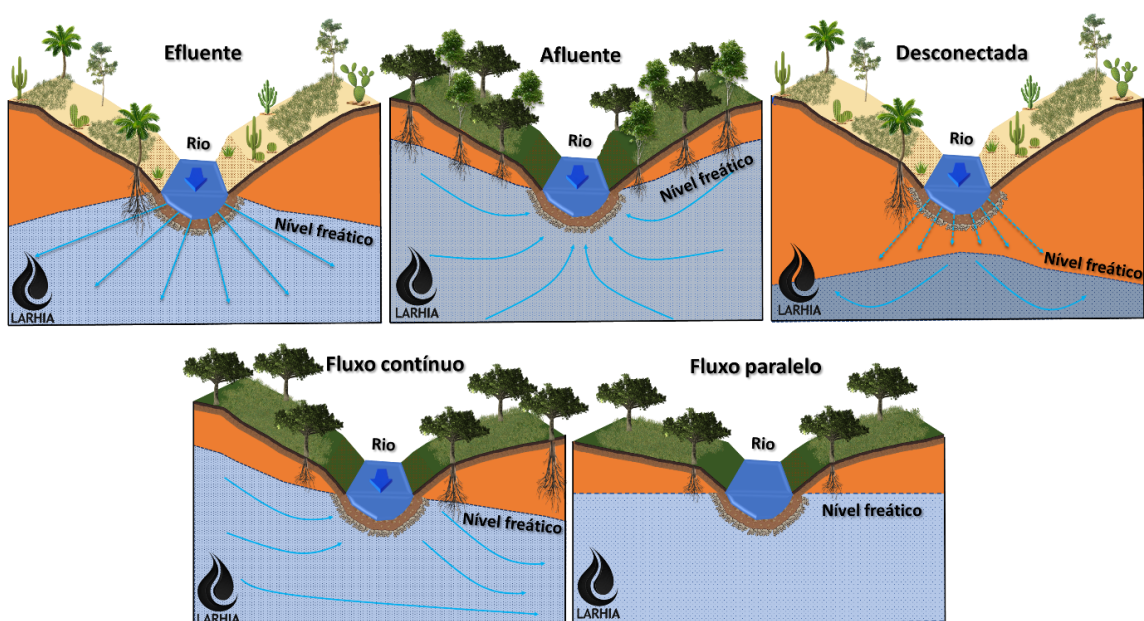


Figura 2. Tipos de interações entre rios e água subterrânea, modificado de Idowu et al. (2007).

Estas categorias favorecem a compreensão dos processos de geração do escoamento nos canais dos rios e as consequências de grandes períodos de secas prolongadas, no que diz em relação à permanência da água em bacias hidrográficas, assim como a quantificação das reservas das unidades hidrogeológicas, para o que é preciso entender as interações existentes entre as águas superficiais e subterrâneas (BUTTLE, 2006; LEHNER et al., 2006), com o intuito de melhorar a gestão do recurso e satisfazer as demandas ecossistêmicas e humanas (SCANLON et al., 2006; FAMIGLIETTI; RODELL, 2013).

Assim, os processos de recarga, descarga e sua variabilidade espacial são controlados diretamente pela precipitação e outras variáveis climáticas (GLEESON et al., 2012; HOEKSTRA et al., 2012), a geomorfologia que inclui a topografia, os tipos de solo, a vegetação e a geologia do local (STONESTROM; HARRILL, 2007). No entanto as taxas de recarga ou de descarga são limitadas pela disponibilidade da água na superfície terrestre (SCANLON; HEALY; COOK, 2002). Nesse sentido existe a relevância de entender os processos de recarga e descarga, para conseqüentemente, compreender as interações e as técnicas existentes para sua avaliação.

3.2 RECARGA E TÉCNICAS DE ESTIMATIVA

A recarga, é definida como a quantidade de água que entra no meio subterrâneo até alcançar a zona saturada (zona onde os poros ou discontinuidades das unidades hidrogeológicas estão totalmente preenchidos por água), que contribui para o aumento ou para a reposição das reservas de água dos aquíferos (HEALY; SCANLON, 2010).

A recarga pode ocorrer naturalmente pela precipitação, neste caso é denominada recarga direta (Figura 3a); pelo alagamento parcial da superfície, designada recarga localizada (Figura 3b), ou ainda produto da percolação da água no nível freático proveniente das correntes superficiais, neste caso é chamada recarga indireta (Figura 3c) (LLOYD, 1986; DE VRIES; SIMMERS, 2002).

Alguns autores propõem uma classificação mais completa, agregando a recarga por fluxos laterais por meio da transferência de fluxos desde outras unidades hidrogeológicas (Figura 3d) (LERNER; ISSAR; SIMMERS, 1990; SAMPER, 1997), também pode-se apresentar recarga de maneira artificial (Figura 3e), produto de

atividades como a irrigação, fugas de redes de abastecimento ou infiltrações de reservatórios e depósitos (SAMPER, 1997; JUÁREZ; CUSTODIO; MANZANO, 2012).

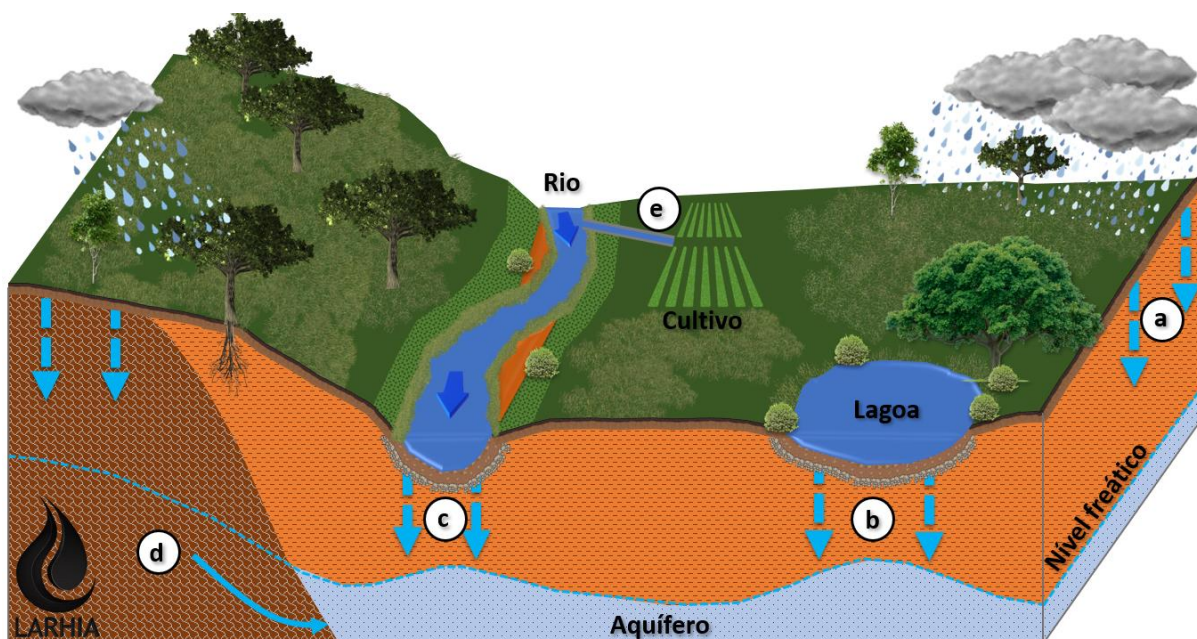


Figura 3. Tipos de recarga a) Recarga direta; b) Recarga localizada; c) Recarga indireta; d) Recarga por fluxos laterais; e) Recarga artificial.

A quantificação da recarga pode ser efetuada a partir de uma variedade de métodos, envolvendo enfoques diversos, que variam em função da quantidade de informação necessária para sua implementação, como na aplicabilidade para determinadas condições particulares dos locais (DE VRIES; SIMMERS, 2002; SMERDON; DREWES, 2017).

Em função da disponibilidade da água, a aplicação de diferentes técnicas de estimativas de recarga existentes são separadas de acordo com as condições climáticas das regiões: regiões áridas ou semiáridas e para climas úmidos (Tabela 1) (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

Os métodos diretos, são as metodologias desenvolvidas mediante a instalação de equipamentos e monitoramento, entre estes métodos encontra-se o lisímetro e os medidores de infiltração (LERNER; ISSAR; SIMMERS, 1990).

Do mesmo modo, têm-se desenvolvido estudos teóricos físicos para estimar recarga, como a implementação das equações de Darcy (DARCY, 1856), que permitem estimar a velocidade de infiltração e posteriormente as taxas de recarga do

sistema (CHAPMAN, 1995). Concomitantemente, foram desenvolvidas diversas equações empíricas, que correlacionam a recarga com outras variáveis do ciclo hidrológico, como a precipitação ou a temperatura (TURC, 1954; DOORENBOS; PRUITT, 1975; SINHA; SHARMA, 1988; KRUSEMAN, 1997). Entretanto, sua aplicabilidade está limitada as condições climáticas próprias de cada região.

Tabela 1. Técnicas para estimativas de recarga (SCANLON; HEALY; COOK, 2002).

Zona hidrológica	Técnicas de estimativas de recarga	
	Climas áridos e semiáridos	Climas úmidos
Superfície de água	Balanço hídrico no canal	Balanço hídrico no canal
	Métodos de infiltração	Métodos de infiltração
	Traçadores de calor	Descarga do Fluxo de Base
	Traçadores isotópicos	Traçadores isotópicos
	Modelagem hidrológica de bacias	Modelagem hidrológica de bacias
Zona não saturada (zona Vadosa)	Lisímetros	Lisímetros
	Plano de fluxo zero	Plano de fluxo zero
	Lei de Darcy	Lei de Darcy
	Traçadores históricos (^{36}Cl , ^3H)	Traçadores químicos (aplicados)
	Traçadores ambientais (Cl)	---
	Modelagem numérica	Modelagem numérica
Zona saturada	---	Flutuações dos níveis (WTF)
	---	Lei de Darcy
	Traçadores históricos ($^3\text{H}/^3\text{He}$)	Traçadores históricos ($^3\text{H}/^3\text{He}$)
	Traçadores ambientais (Cl, ^{14}C)	---
	Modelagem numérica	Modelagem numérica

As técnicas que utilizam traçadores, por sua vez, mediante o monitoramento de isótopos ambientais ou traçadores químicos, permitem determinar as taxas de recarga, mediante o monitoramento do tempo de chegada de um traçador injetado em um poço até outro, ou uma corrente de água próxima (LÓPEZ, 1997; KENDALL; CALDWELL, 1998).

A técnica da modelagem numérica foi identificada por Scanlon et al. (2002), como um método aplicável em todas as regiões, além de permitir a modelagem em todas os meios onde acontece o ciclo hidrológico (superfície, zona não saturada e zona saturada). Entretanto necessitam de uma grande quantidade de informação para sua implementação (HENDRICKS; WALKER, 1997).

Os métodos baseados na implementação de produtos de sensores remotos (SR) e nos sistemas de informação geográfica (SIG) têm adquirido muita popularidade. Como é caso das aplicações espacialmente distribuídas do modelo de balanço hídrico no solo (THORNTHWAITE; MATHER, 1957), com a qual pode-se estimar a quantidade de água que ingressa ou sai do sistema (BRADBURY et al., 2000; VÉLEZ et al., 2005; SCHOSINSKY, 2006; WESTENBROEK et al., 2010; ZOMLOT et al., 2015). A partir de produtos de SR para obter variáveis climáticas, foram obtidas estimativas de recarga potencial mediante a aplicação de balanços hídricos (NIRAULA et al., 2017; PÉREZ et al., 2019); ou por meio de produtos de SR diretamente relacionados com o armazenamento da água no solo como é o caso do GRACE (*The Gravity Recovery and Climate Experiment*), através do qual foram realizadas estimativas das variações no armazenamento da água (LONGUEVERGNE; SCANLON; WILSON, 2010), sendo a resolução espacial do sensor uma limitante para sua implementação em pequenas bacias hidrográficas. No entanto, sua aplicação em modelos hidrológicos têm melhorado os resultados em relação à descarga dos rios (SYED; FAMIGLIETTI; CHAMBERS, 2009; WERTH et al., 2009).

Outro enfoque muito usado, permite avaliar de maneira conjunta a recarga e descarga dos aquíferos e o balanço hídrico geral, sendo desenvolvidas diversas metodologias, como análises de curvas de recessão (RORABAUGH, 1964; BRUTSAERT; NIEBER, 1977; BEVANS, 1986; RUTLEDGE; DANIEL III, 1994), separação do FB (CHAPMAN, 1995; CHAPMAN; MAXWELL, 1996; ECKHARDT, 2005; COLLISCHONN; FAN, 2013) e análises de flutuações de níveis piezométricos (HEALY; SCANLON, 2010). Todas essas técnicas partem da premissa que em épocas de estiagem a água subterrânea é considerada como a principal componente do FB (SMAKHTIN, 2001; SOPHOCLEOUS, 2002; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b), e mesmo em regiões úmidas, a descarga dos aquíferos também se apresenta como FB (SCANLON; HEALY; COOK, 2002). Nesse sentido, empregando-se o enfoque do balanço hídrico em bacias hidrográficas, a recarga do aquífero pode ser avaliada através de uma análise do comportamento temporal da descarga de um rio (SCANLON; HEALY; COOK, 2002; THOMAS; VOGEL; FAMIGLIETTI, 2015). Consequentemente, o FB pode ser considerado como indicador da recarga média de uma bacia (SOPHOCLEOUS, 2002; COELHO et al., 2015).

3.3 DESCARGA E IDENTIFICAÇÃO DO FLUXO DE BASE

A descarga é definida como a surgência da água subterrânea na superfície, seja como nascentes, alimentação da água dos rios, ou evapotranspiração pelas raízes das plantas. Assim, o FB é considerado o componente principal das descargas naturais (SOPHOCLEOUS, 2002; IDOWU, 2007).

O FB é um fenômeno sazonal e é um componente integral do regime de fluxo do rio, o qual está caracterizado por diversos tópicos inter-relacionados (SMAKHTIN, 2001). O FB representa a fração do escoamento que provém diretamente do armazenamento da água subterrânea ou inclusive do armazenamento subsuperficial, (HEALY; SCANLON, 2010; NÚÑEZ-GONZÁLEZ et al., 2011; COLLISCHONN; FAN, 2013), produto da comunicação entre o canal e o aquífero, e é indicador do potencial hidrogeológico (GÓMEZ-ISIDRO; GUZMÁN, 2011; ZHANG et al., 2017). Em condições geológicas complexas, o FB pode ser produto das interações subterrâneas com armazenamentos localizados em regiões de grande altitude, e está relacionado às vazões do longo prazo (CANTAFIO; RYAN, 2014).

Comumente, a vazão Q_{90} (vazões que são excedidas ou igualadas 90% do tempo no período analisado) é usada como parâmetro comparativo para a estimativa do FB (SOULSBY et al., 2006; TETZLAFF et al., 2008), além de ser considerado uma estimativa conservadora do mesmo (WALLACE; COX, 2002), uma vez que em períodos secos o Q_{90} pode ser entendido como a vazão persistente que provém da descarga do aquífero (BRANDES; HOFFMANN; MANGARILLO, 2005). No entanto, os métodos de separação de FB apresentam problemas para distinguir os sinais do FB e do fluxo de escoamento, devido ao efeito de armazenamento “*bankstorage*”, partindo da consideração de recarga uniforme em grandes sistemas (SCANLON; HEALY; COOK, 2002), embora seja considerado o método mais confiável e dos poucos métodos existentes para estimar recarga em regiões úmidas (KINZELBACH et al., 2002).

Vários fatores determinam o regime de fluxo e a descarga durante um período de baixa vazão. No entanto, os efeitos da maioria desses fatores não podem ser usados como regra geral, pelo fato de não ter sido elucidadas e suas magnitudes não têm sido amplamente identificadas (MCMAHON; ARENAS, 1982). Dentro dos fatores naturais, que podem influenciar os diversos aspectos do regime de FB estão inclusos:

a distribuição e as características de infiltração de água no solo, a extensão e características do aquífero, as taxas, frequência e volume de recarga, as taxas de evapotranspiração de uma bacia, a distribuição dos tipos de vegetação, a topografia e o clima (SMAKHTIN, 2001). Adicionalmente, o entendimento das mudanças nos fluxos de base, permite definir e avaliar de maneira concreta as taxas de armazenamento subterrâneo mínimo das bacias (BRUTSAERT; HIYAMA, 2012; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b).

Portanto, para entender a dinâmica da descarga da mesma maneira que foi mencionado para a recarga, existem vários métodos que facilitam a análise e estão classificados em três abordagens básicas: análise de frequência, análise de recessão e separação de FB, para os quais são empregadas séries temporais de dados de vazão para derivá-lo. O último método pode ser obtido de duas formas: gráfica ou empregando os filtros digitais (BRODIE; HOSTETLER, 2005).

Os métodos gráficos, são empregados para obter o FB, a partir da hidrógrafa, após acontecer o evento de precipitação. Diversos trabalhos desenvolveram diferentes técnicas para realizar as análises gráficas de hidrogramas e a separação dos mesmos, partindo da implementação de métodos manuais, ou métodos da vazão de base constante e os ajustes de linhas retas para determinar os períodos de recessão (Figura 4) (RORABAUGH, 1964; BEVANS, 1986; GUSTARD, A.; BULLOCK, A.; DIXON, 1992).

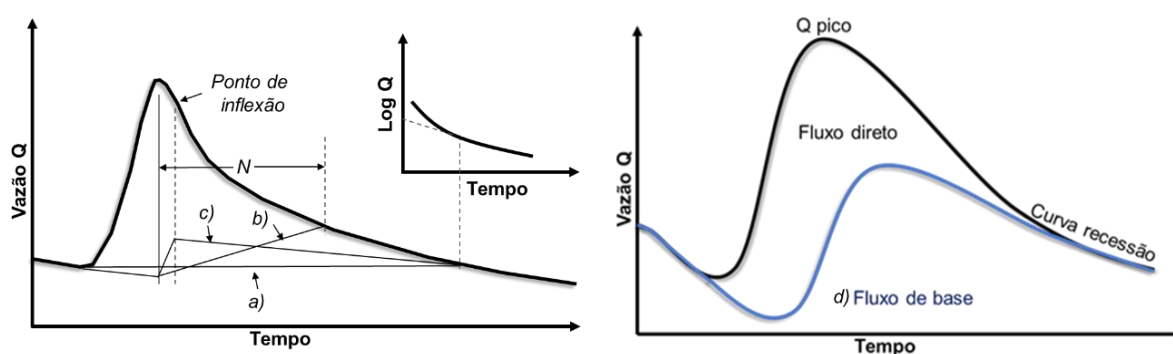


Figura 4. Métodos manuais para determinar fluxo de base; a. Método da linha reta; b. Método da vazão constante; c. Método do declino variável (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1964); d. Separação visual (BRODIE; HOSTETLER, 2005).

O método da linha reta consiste em desenhar uma linha horizontal, desde o ponto no qual comece o escoamento superficial, até a intercepção com o segmento da recessão. O método da vazão constante faz a suposição que, o escoamento superficial termina em um tempo N depois do pico do hidrograma; o FB antes de começar o escoamento é projetado até o momento do valor do pico, depois se projeta a linha com o ponto do segmento de recessão no tempo N ; por último o método do declino variável considera que a linha do FB antes de iniciar o escoamento deve ser extrapolada para frente até alcançar o tempo da vazão máxima, e a linha de FB depois de finalizado o escoamento deve ser extrapolada para atrás, até o momento de interceptar o ponto de inflexão na recessão e assim conectar com uma linha reta os extremos das duas projeções (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1964; BRODIE; HOSTETLER, 2005).

Outra técnica bastante aplicada são os filtros digitais, que na maioria dos casos não tem fundamentação hidrológica clara, sem uma base física estabelecida para o cálculo do FB. Dentre as técnicas de filtragem empregadas para a obtenção do FB estão (BRODIE; HOSTETLER, 2005):

- Métodos que aumentam o FB em cada etapa a uma taxa constante;
- Mínimos suavizados que emprega as vazões mínimas de 5 dias não sobrepostos (por vezes utilizado o método do mínimo local);
- Método do intervalo fixo que divide o histórico de registro em intervalos de tempo iguais;
- Método do intervalo móvel, o qual assume um valor para o FB a cada registro diário em função do menor registro encontrado antes dentro de outro período de registro;
- Método da partição de fluxo que emprega dados de precipitação e de vazão, para o qual o FB é igual à vazão, se, a precipitação ocorresse no dia ou em dias anteriores. e menor do que o valor do limite da precipitação.

Finalmente, os filtros digitais numéricos que são ferramentas rotineiras nas análises e processamento dos sinais de ascenso, empregados para remover o sinal de fluxo rápido e derivar no sinal de FB (NATHAN; MCMAHON, 1990; CHAPMAN; MAXWELL, 1996; ECKHARDT, 2008). A maioria dos filtros, que empregam os

conceitos físicos, são produtos da interpretação das recessões no hidrograma, como os filtros numéricos baseados em parâmetros calculados a partir do mesmo hidrograma (CHAPMAN, 1990; SPONGBERG, 2000; BRODIE; HOSTETLER, 2005).

Existem vários tipos de filtros digitais empregados para suavizar a hidrógrafa, os quais utilizam diferentes parâmetros, os detalhes dos filtros que foram empregados neste trabalho serão apresentados no capítulo de materiais e métodos. Os filtros mais comumente usados identificados na literatura são apresentados na Tabela 2.

Nesse sentido, métodos de separação de hidrogramas permitem estimar o FB de uma corrente superficial, e ao mesmo tempo, inferir as condições gerais e as taxas de recarga da bacia associada a essa corrente superficial (SOPHOCLEOUS, 2002), sendo uma ferramenta útil para avaliar as interações existentes entre as águas superficiais e subterrâneas.

Tabela 2. Filtros numéricos para separação de hidrogramas.

Parâmetros	Nome do filtro	Características e Aplicação	Fonte
Sem parâmetro	Filtro Inverso "Backward filter"	<ul style="list-style-type: none"> Índice objetivo e fácil de usar; geralmente usado como primeira aproximação do FB; Usado para estimar parâmetros de outros filtros; Sobrestima valores de FB; Sem fundamentação hidrológica; Sem base física. 	COLLISCHONN; FAN, 2013
	Método do Instituto de hidrologia do Reino Unido UKIH	<ul style="list-style-type: none"> Consiste na seleção dos valores mínimos de 5 dias de períodos não coincidentes, para toda a série; Define os pontos críticos ou pontos de viragem, a partir dos quais é construído o hidrograma do FB. 	CENTRE FOR ECOLOGY AND HYDROLOGY; BRITISH GEOLOGICAL SURVEY WALLINGFORD, 2003
Um parâmetro	Filtro de Lyne e Hollick	<ul style="list-style-type: none"> Recomendado para dados diários de vazão; Sugerem aplicar um filtro de três passos aos dados; cada passo fornece um valor menor do FB, devido que cada resultado provém do passo anterior; O filtro suaviza consideravelmente os picos do hidrograma do FB. 	LYNE; HOLLICK, 1979a; NATHAN; MCMAHON, 1990
	Filtro de Chapman e Maxwell	<ul style="list-style-type: none"> É aplicado em um passo só; depende da constante de recessão que por sua vez depende do hidrograma total. 	CHAPMAN, 1990, 1995; CHAPMAN; MAXWELL, 1996
Dois Parâmetros	Algoritmo de Boughton	<ul style="list-style-type: none"> Filtro de um passo simples; O segundo parâmetro era calibrado por ensaio e erro; Posteriormente para calibrar o segundo parâmetro foi proposta a informação de traçadores químicos ou isotópicos. 	BOUGHTON, 1993
	Filtro recursivo digital de Eckhardt	<ul style="list-style-type: none"> Foi inserido o denominado Índice de FB máximo (BFImax), estimado em função da geologia da bacia; BFImax é considerado como o parâmetro crítico; Os valores do BFImax propostos estão tabelados para 3 categorias gerais que impedem a avaliação espacial da geologia. 	ECKHARDT, 2005, 2008, 2012
	Filtro de Eckhard com BFImax estimado por Collischonn e Fan	<ul style="list-style-type: none"> Foi proposta a equação linear entres o BFImax e a razão entre as vazões características Q90 e Q50 Só está provada sua aplicabilidade para algumas regiões do Brasil. 	COLLISCHONN; FAN, 2013
Três parâmetros	IHACRES	<ul style="list-style-type: none"> É uma extensão dos algoritmos de dois parâmetros; Geralmente estão acoplados em modelos hidrológicos de precipitação - escoamento complexos que precisam de grande quantidade de informação para sua calibração e implementação. 	JAKEMAN; HORNBERGER, 1993
	Furey e Gupta	<ul style="list-style-type: none"> Possui base física que aplica o método do balanço de massas para o FB através da declividade. 	FUREY; GUPTA, 2001

4 ÁREA DE ESTUDO

O rio Atrato, localizado na porção Oeste do território colombiano (Figura 5), na região do Chocó biogeográfico, é considerado o rio com maior vazão específica da Colômbia (LEYVA, 1993). A bacia do rio ocupa uma área aproximada de 35.000 km² desde suas cabeceiras, localizadas na cordilheira ocidental dos Andes Colombianos, até sua desembocadura no Mar do Caribe.

Possui uma grande demanda de recursos naturais (fauna e flora). A economia da região está baseada atualmente na exploração da banana para exportação, localizada em uma região majoritariamente constituída por floresta tropical úmida (Tapón del Darién) e de alta biodiversidade (DUQUE, 2015; VÉLEZ; AGUIRRE, 2016).

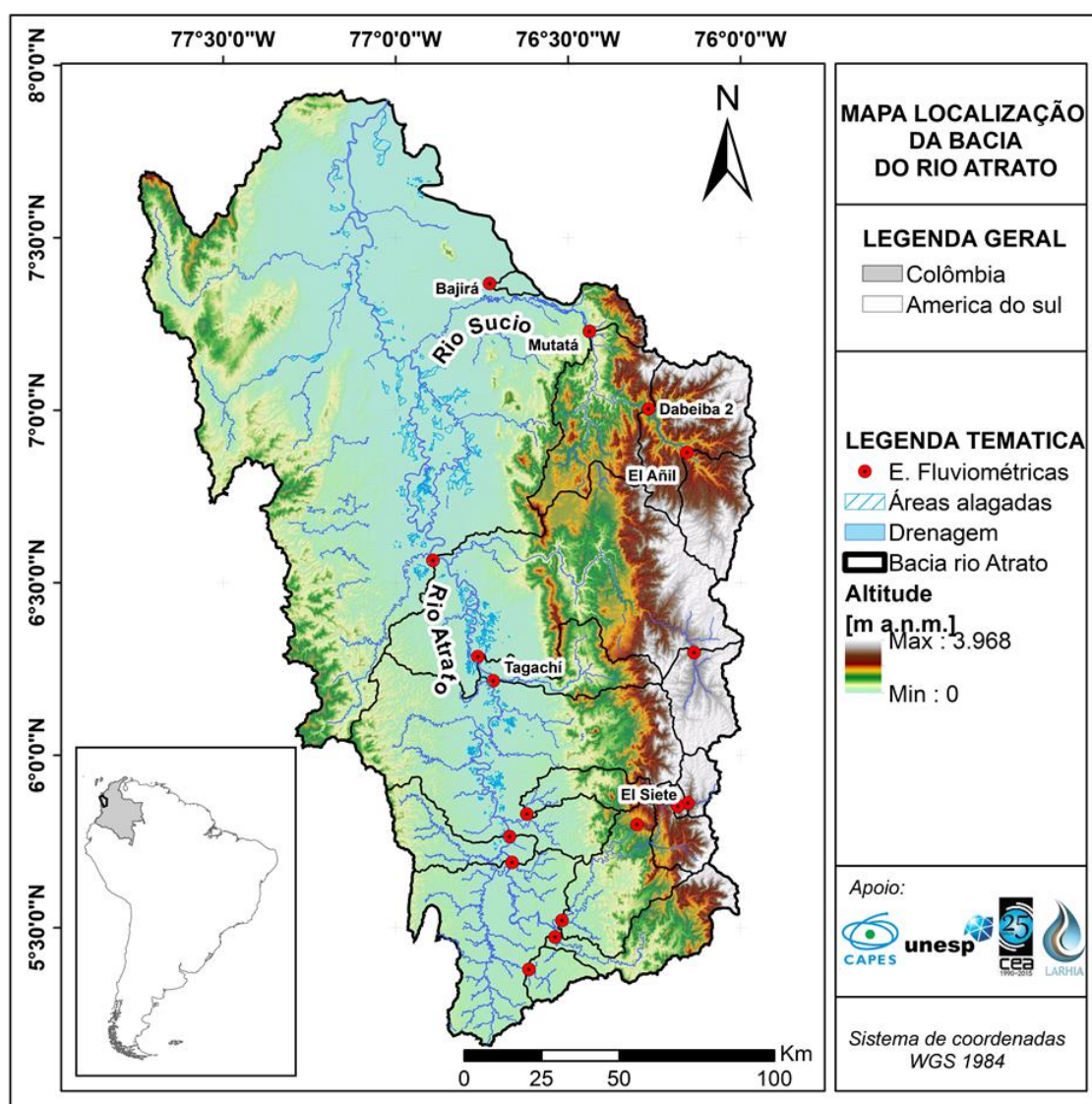


Figura 5. Localização da bacia do rio Atrato, Modelo Digital do Terreno MDT (JAXA, 2017).

Na bacia do rio Atrato foram delimitadas 17 sub-bacias hidrográficas, cujos exutórios são monitorados por uma estação fluviométrica, e para as quais foram determinados os parâmetros morfométricos (Tabela 3).

Tabela 3. Parâmetros morfométricos das bacias de estudo.

Bacia	Área [km ²]	Perímetro [km]	Comprimento bacia [km]	Comprimento rio [km]	Declividade bacia [%]	Declividade rio [%]	Cota máxima [m a.n.m.]	Cota mínima [m a.n.m.]	Cota média [m a.n.m.]
Bellavista	15.560	703	157,1	345,8	20,0	1,1	3.945	8	638,2
Tagachi	9.865	568	117,6	263,3	18,2	1,5	3.945	12	445,0
San Antonio Padua	10.504	621	125,3	275,7	18,2	1,4	3.945	12	454,2
Belen	5.426	517	78,1	179,4	18,8	2,2	3.945	19	516,3
Quibdo-Automatica	4.777	462	74,8	167,7	19,4	2,1	3.945	21	566,6
El Añil	714	128	43,3	51,0	40,2	3,5	3.492	712	1.955,5
Mutata	3.331	345	90,8	112,5	40,1	2,9	3.648	121	1.441,5
El Siete	208	66	17,8	24,1	40,9	9,0	3.701	1542	2.351,9
Bajira	78	43	17,2	17,5	1,6	0,3	73	19	32,2
Pte Las Sanchez	226	72	20,0	28,2	41,4	7,9	3.701	1478	2.309,0
La Magdalena	631	129	33,1	37,3	35,2	9,1	3.584	1806	2.304,0
Aguasal	911	205	61,6	101,4	32,5	2,7	3.945	53	900,5
Pte Certegui	262	77	23,2	33,3	6,7	0,7	268	46	123,4
Dabeiba 2	1.968	221	60,6	72,3	44,8	5,2	3.648	401	1.820,8
Gindrama	1.637	231	71,7	119,6	29,7	3,3	3.814	52	1.016,3
Negua	422	135	47,1	72,0	21,9	3,6	3.421	26	516,2
Los Arrayanes	626	127	34,4	50,5	43,4	6,3	3.761	605	122,5

O arcabouço geológico da bacia é constituído por uma sequência sedimentar que pode alcançar 10 quilômetros, depositados sobre embasamento ígneo-sedimentar de idade cretácea. As unidades litoestratigráficas presentes correspondem as formações com idades compreendidas entre o Eoceno Inferior e o Plioceno. Os ambientes de deposição são predominantemente marinhos e afloram depósitos aluviais de característica silte-argilosos e arenosos com alto conteúdo de matéria orgânica, sem cimentação e pouco consolidados (GUERRERO U, 1993; BEDOYA et al., 2007; ALCÁRCEL; GÓMEZ, 2017).

Na bacia foram identificadas 14 unidades cronolitoestratigráficas em escala 1:100.000 (GÓMEZ; ALMAZA, 2015), as quais foram agrupadas em 3 subgrupos com

características litológicas e hidrogeológicas semelhantes (Figura 6). No primeiro grupo foram agrupadas todas as unidades geológicas correspondentes aos depósitos quaternários, consideradas como as unidades com maior condutividade hidráulica. No segundo grupo foram reunidas as rochas sedimentares, que apresentam condutividades médias. Por último foram selecionadas as unidades correspondentes a rochas ígneas, com condutividades hidráulicas baixas ou quase nulas. Destaca-se que na composição litológica da bacia do rio Atrato predominam majoritariamente as formações sedimentares (48% da bacia), seguido dos depósitos quaternários (32% da bacia) e por último das formações ígneas (20% da bacia) (Tabela 4).

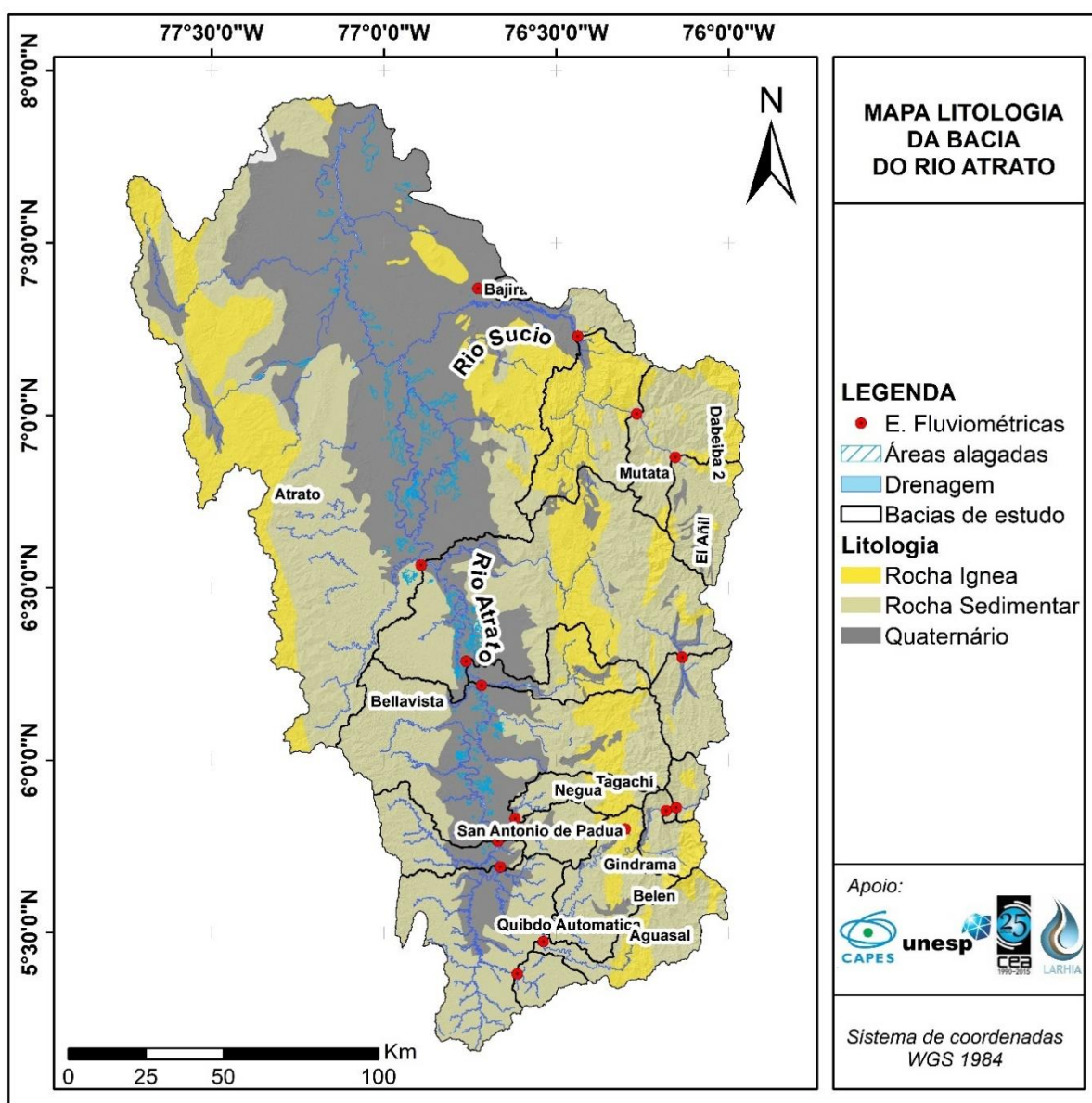


Figura 6. Caracterização litológica da bacia, Classificação baseada em Alcárcel e Gómez (2017) e Gómez e Almaza (2015).

As texturas dos solos predominantes na bacia do rio Atrato (Tabela 4) são texturas médias-finas, médias e grossas-médias, identificadas a partir da distribuição espacial das texturas dos solos em escala 1:100.000 (Figura 7) disponibilizada pelo Instituto Geográfico Agustín Codazzi IGAC (IGAC, 2007).

Tabela 4. Distribuição principais características geológicas e das texturas dos solos das sub-bacias de estudo.

Bacia	Principais características geológicas [%]			Texturas predominantes do solo [%]									
	Rocha Ígnea	Rocha Sedimentar	Depósito Quaternário	Indefinida	Fina	Fina e média	Média	Média e fina	Média e grossa	Grossa e fina	Grossa e média	Orgânica	Mistura rocha
Bellavista	15,9	63,9	20,3	1,6	7,2	2,1	39,4	30,4	5,6	3,6	8,9	1,0	0,1
Tagachi	13,3	66,4	20,3	1,8	5,5	0,1	46,3	26,6	6,0	0,0	13,3	0,3	0,0
San Antonio Padua	15,0	64,3	20,7	1,8	5,6	0,7	44,1	29,1	5,6	0,2	12,5	0,3	0,1
Belen	14,5	73,2	12,3	1,5	3,7	0,2	48,5	23,6	10,9	0,0	11,6	0,0	0,0
Quibdo Automatica	16,5	73,2	10,3	1,4	3,0	0,2	50,1	24,3	12,4	0,0	8,6	0,0	0,0
El Añil	16,6	71,6	11,8	0,2	0,0	35,5	19,5	38,7	5,6	0,0	0,0	0,0	0,5
Dabeiba	41,9	54,0	4,1	0,2	1,8	16,5	33,6	45,1	2,7	0,0	0,0	0,0	0,3
Mutata	15,4	84,6	0,0	0,3	10,1	10,2	29,8	46,7	1,6	0,0	1,1	0,0	0,2
El Siete	0,0	0,0	100,0	0,1	0,0	0,0	57,1	0,0	42,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Bajira	14,2	85,8	0,0	0,2	24,7	13,0	0,1	62,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pte Las Sanchez	1,1	93,8	5,1	0,1	0,0	0,0	60,4	0,0	39,5	0,0	0,0	0,0	0,0
La Magdalena	35,8	64,2	0,0	0,4	3,8	3,8	77,8	9,8	4,1	0,0	0,0	0,0	0,2
Aguasal	0,0	100,0	0,0	0,9	1,3	0,5	42,8	17,4	33,7	3,5	0,0	0,0	0,0
Pte Certegui	21,8	73,9	4,3	1,0	1,0	0,0	93,1	4,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Gindrama	27,9	67,6	4,5	0,5	2,1	0,4	54,3	11,2	17,4	0,0	14,1	0,0	0,0
Negua	30,3	64,2	5,5	0,6	4,9	0,0	67,6	22,4	0,0	0,0	4,6	0,0	0,0
Los Arrayanes	28,8	68,7	2,5	0,0	0,0	0,0	55,9	0,0	41,2	0,0	2,9	0,0	0,0

Na bacia do rio Atrato predominam os territórios naturais e florestais em 80,0% da sua área (Figura 8), seguidos das áreas agrícolas com 15,6% da área total. Ressalta-se que só 0,3% da bacia corresponde às áreas antropizadas, onde as áreas com influência humana (antropizadas) abarcam as áreas urbanas, a mineração, estradas e distritos industriais. Também foi identificada a distribuição percentual das áreas das sub-bacias (Tabela 5).

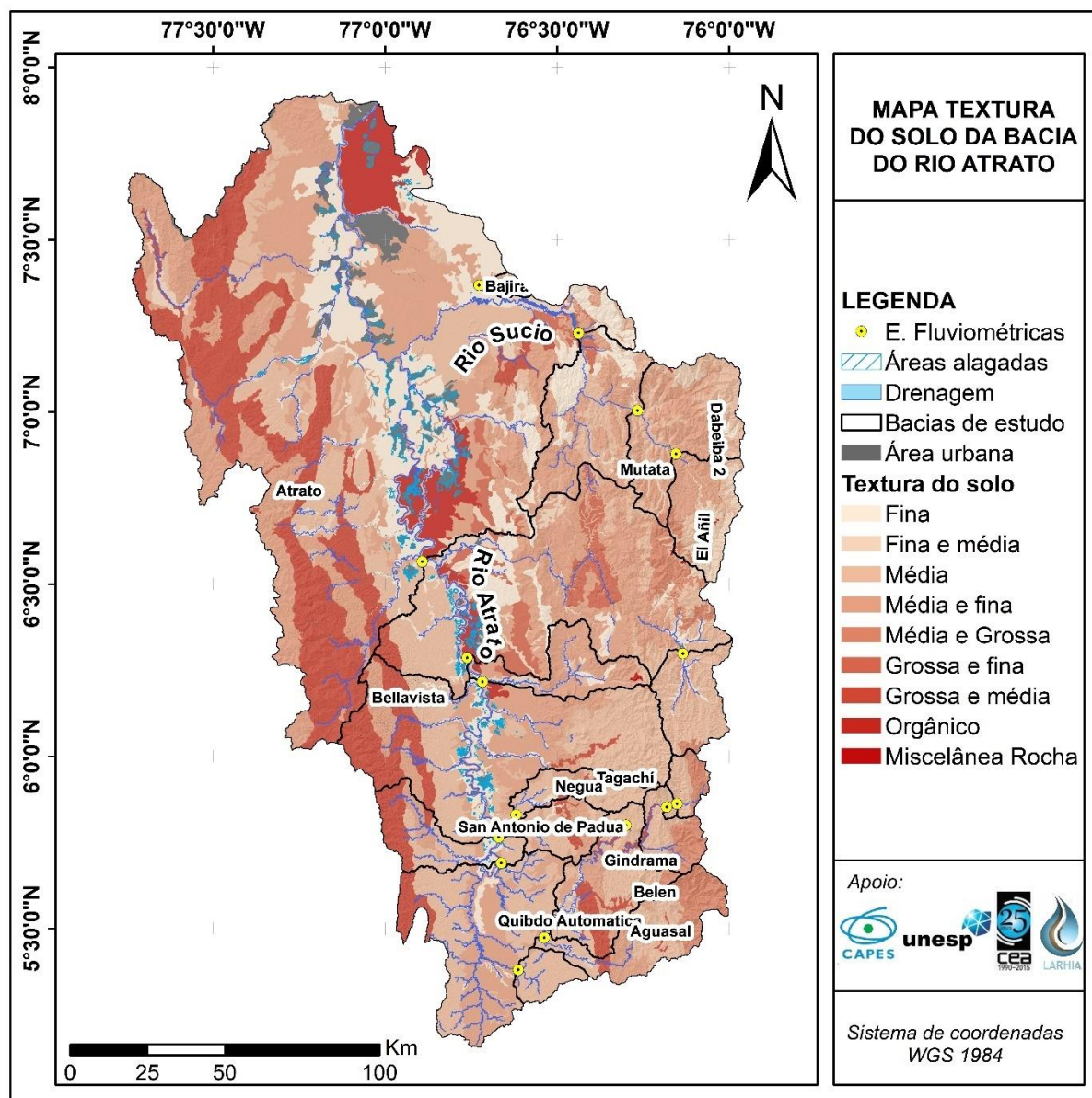


Figura 7. Distribuição espacial texturas dos solos da bacia do rio Atrato (IGAC, 2007).

Tabela 5. Distribuição porcentual das coberturas dos solos das bacias de estudo.

Bacia	Coberturas do solo [%]				Corpos de água	Nuvens
	Áreas Antropizadas	Áreas Agrícolas	Áreas Florestais	Áreas úmidas		
Bellavista	0,6	14,0	82,0	1,0	1,8	0,5
Tagachi	1,0	10,5	85,0	1,2	1,7	0,7
San Antonio Padua	0,9	10,7	84,8	1,2	1,7	0,6
Belen	1,8	14,1	82,1	0,1	1,3	0,6
Quibdo Automatica	1,7	13,3	83,1	0,0	1,3	0,6
El Añil	0,3	64,6	34,7	0,0	0,4	0,0
Dabeiba	0,1	62,3	37,3	0,0	0,3	0,0
Mutata	0,1	46,7	51,8	0,0	0,3	1,1
El Siete	0,1	37,1	62,2	0,0	0,6	0,0

Tabela 5. Distribuição porcentual das coberturas dos solos das bacias de estudo (continuação).

Bacia	Coberturas do solo [%]					
	Áreas Antropizadas	Áreas Agrícolas	Áreas Florestais	Áreas úmidas	Corpos de água	Nuvens
Bajira	0,3	88,4	10,8	0,5	0,0	0,0
Pte Las Sanchez	0,1	38,4	60,8	0,0	0,7	0,0
La Magdalena	0,0	54,7	43,9	0,0	1,4	0,0
Aguasal	0,1	13,5	82,8	0,0	1,1	2,4
Pte Certegui	3,2	0,3	96,3	0,0	0,2	0,0
Gindrama	0,0	21,6	76,9	0,0	1,2	0,3
Negua	0,0	5,7	92,7	0,1	1,6	0,0
Los Arrayanes	0,0	28,4	70,3	0,0	0,8	0,5

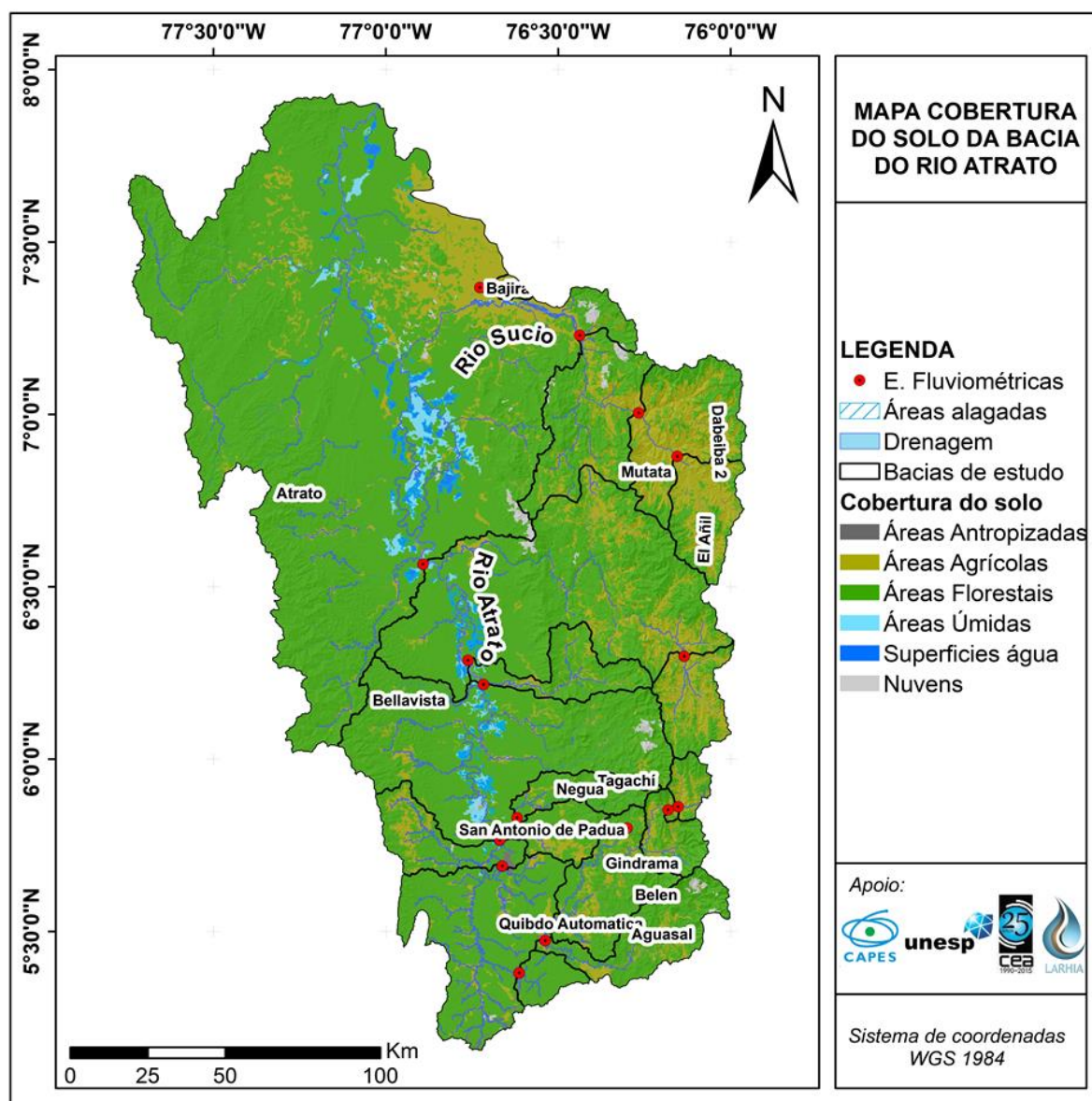


Figura 8. Distribuição espacial dos usos da terra da bacia do rio Atrato (IDEAM, 2014).

A declividade apresenta variações entre 0° a 73° (Figura 9), em que a bacia do rio Atrato possui uma declividade média de 12°, estimada a partir do Mapa de Digital do Terreno (MDT) (Figura 5), que foi obtido a partir da informação da missão de satélite ALOS PALSAR, disponibilizada pelo centro espacial JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) (JAXA, 2017).

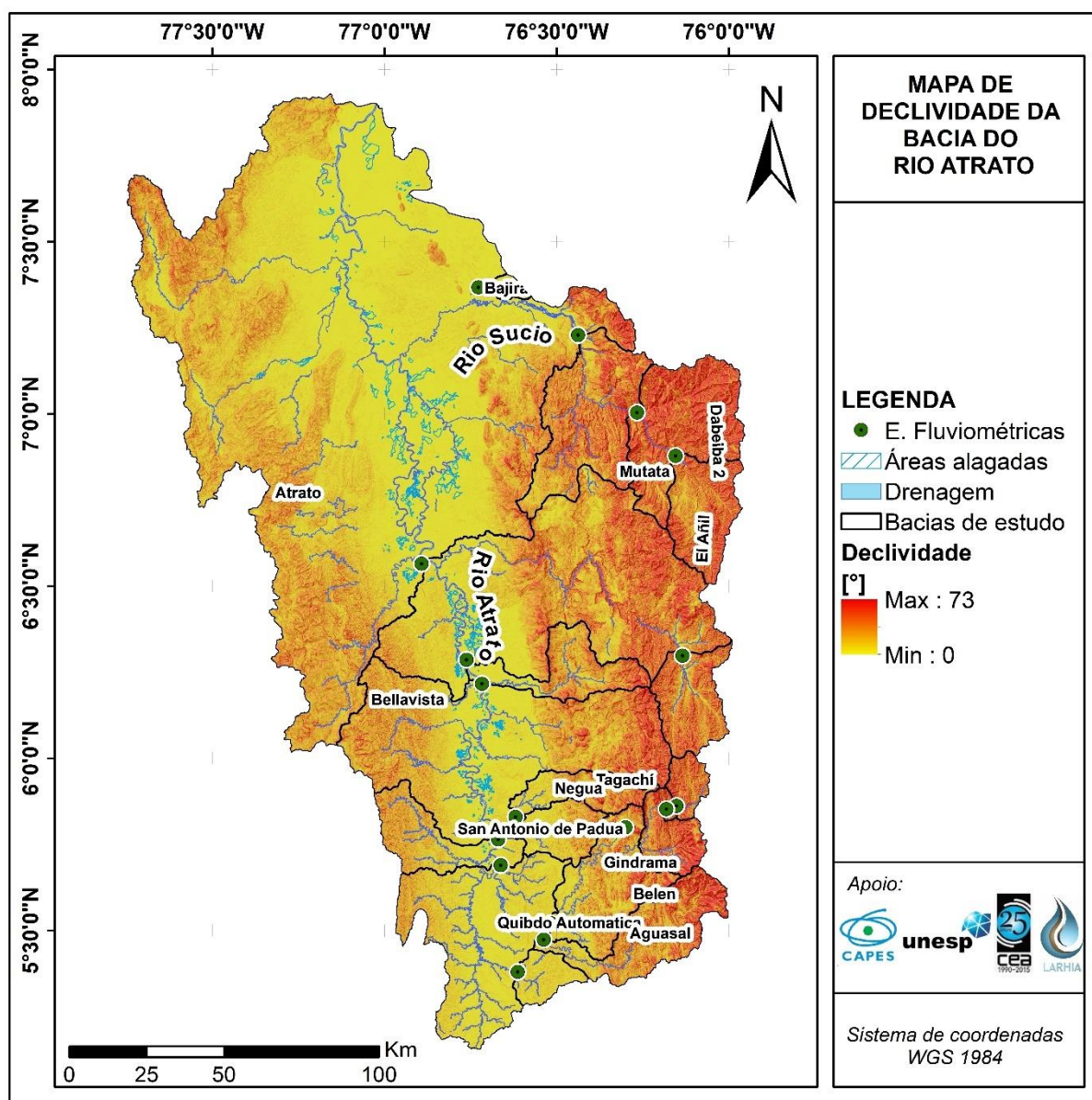


Figura 9. Distribuição espacial da declividade na bacia do rio Atrato.

A temperatura média anual da bacia varia entre 4,4 e 27,1 °C (Figura 10), com uma temperatura média anual de 24,3 °C. Para sua estimativa foi empregada a equação (1) definida para a região Pacífico da Colômbia (CHÁVEZ; JARAMILLO,

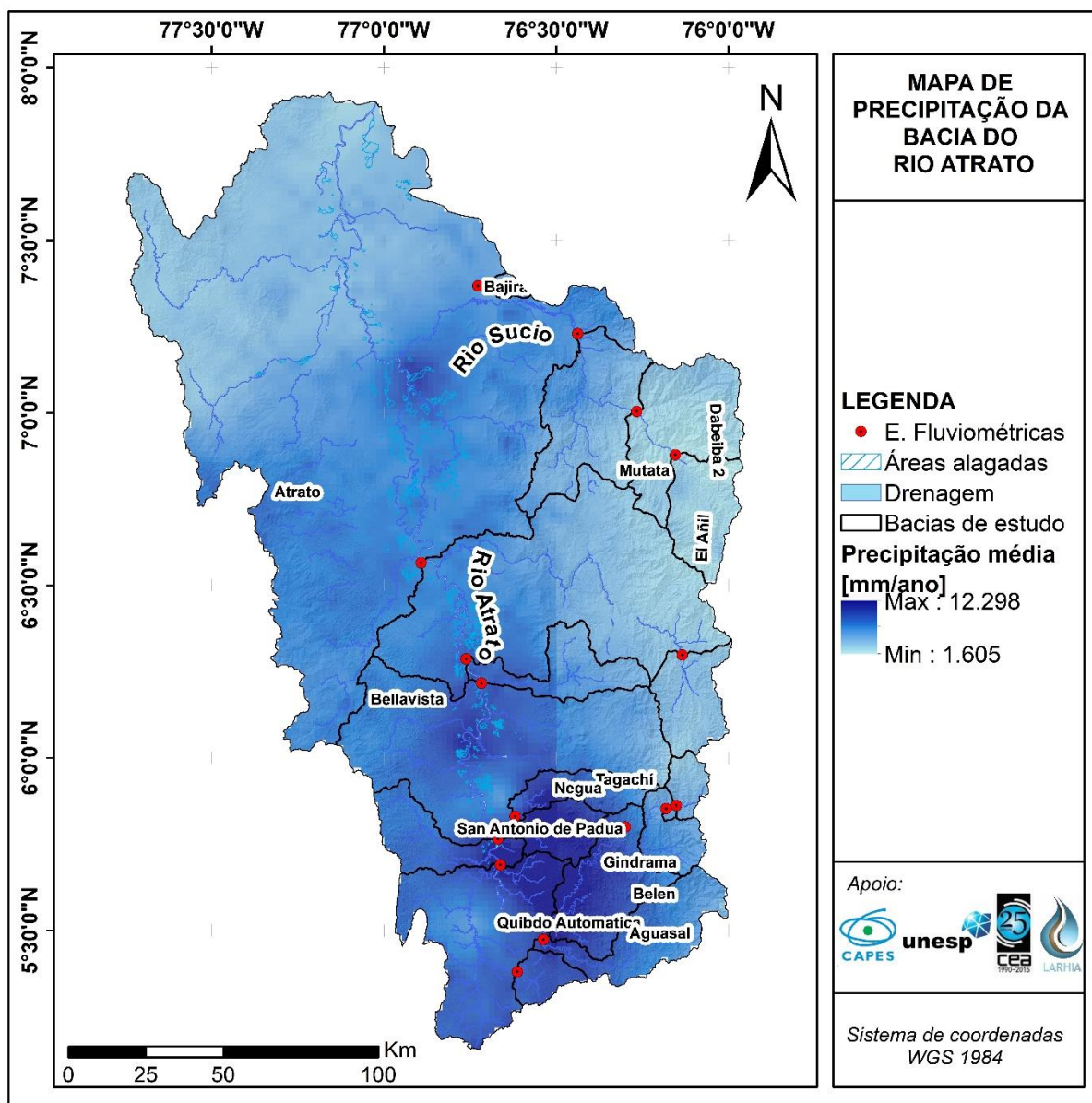


Figura 11. Distribuição da precipitação média da bacia do rio Atrato (ÁLVAREZ, 2007).

A evapotranspiração real média anual da bacia do rio Atrato é de 1.395 mm/ano (Figura 12), com variações entre 318 e 1.625 mm/ano, estimadas a partir da equação (3), proposta pelo Centro Nacional de Pesquisas do Café (CENICAFE) (BARCO; CUARTAS, 1998), em que: P é a precipitação média da bacia e ETP é a evapotranspiração potencial, que foi calculada pela equação (2) proposta por Penman, a partir da altitude H (m a.n.m).

$$ETP = 1700.17 \exp(0,002 H) \quad (2)$$

$$ETR = \left(\left(ETP * P * \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \right) * \left(1 - \text{COSH}\left(\frac{ETP}{P}\right) \right) + \left(\text{senh}\left(\frac{ETP}{P}\right) \right) \right)^{0,5} \quad (3)$$

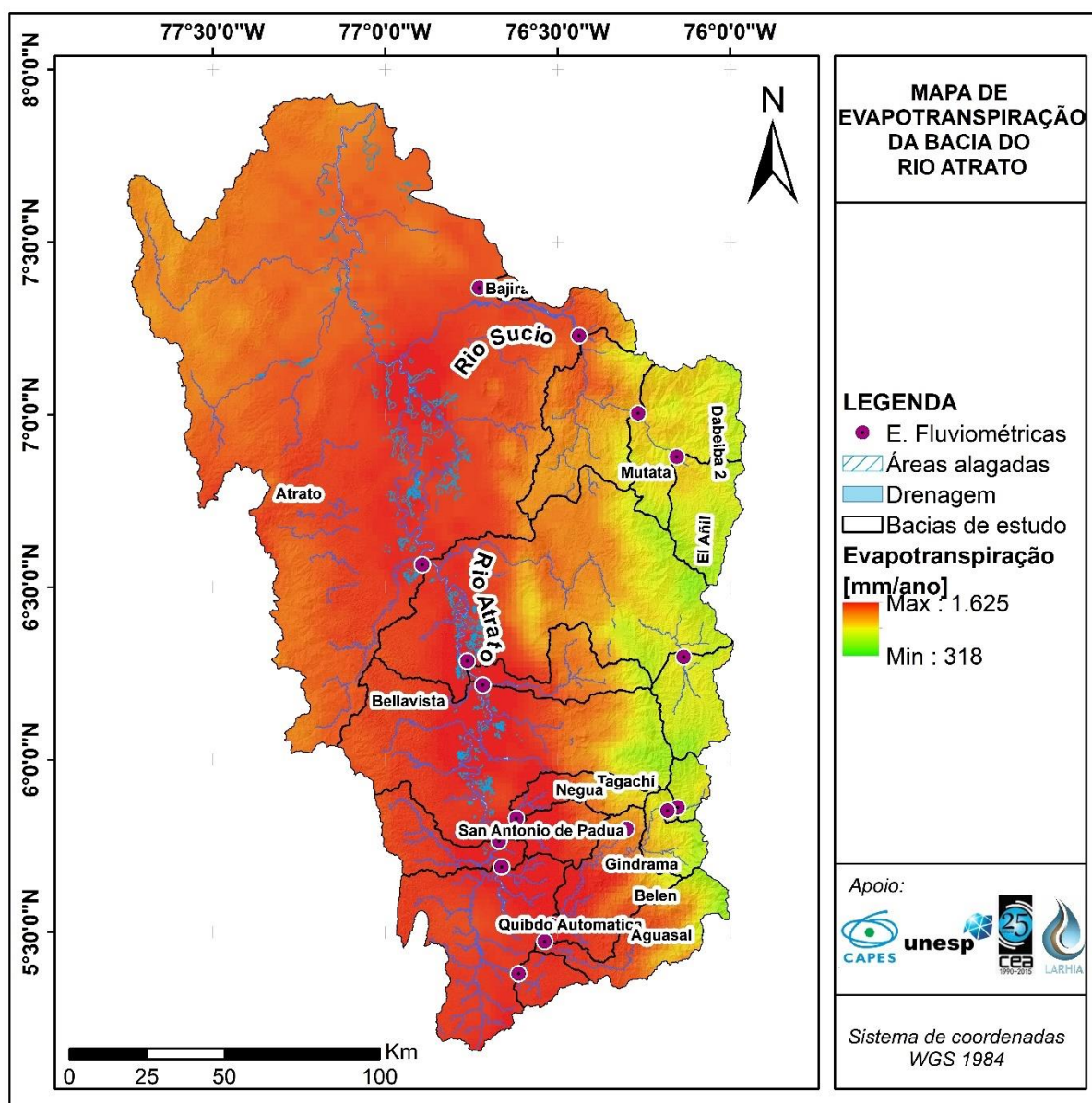


Figura 12. Distribuição da evapotranspiração real média da bacia do rio Atrato.

A partir dos mapas espacialmente distribuídos apresentados anteriormente, foram determinados os valores médios multianuais das variáveis climáticas temperatura, precipitação e evapotranspiração real para as 17 sub-bacias (Tabela 6).

Tabela 6. Características climatológicas das sub-bacias de estudo.

Bacia	Temperatura média [°C]	Precipitação média [mm/ano]	Evapotranspiração média [mm/ano]	Vazão média [m³/s]
Bellavista	23,4	5.416,7	1.378,4	2.564,8
Tagachi	24,5	6.254,0	1.440,5	1.954,5
San Antonio Padua	24,5	6.149,8	1.435,9	1.805,8
Belen	24,1	6.395,1	1.433,7	1.067,5
Quibdo Automatica	23,8	6.364,2	1.417,4	1.009,4
El Añil	15,9	2.193,0	958,9	36,5
Dabeiba	16,7	2.286,5	1.007,9	104,6
Mutata	18,8	2.863,9	1.117,3	270,9
El Siete	13,6	3.156,0	930,6	11,8
Bajira	26,9	4.190,0	1.508,2	8,3
Pte Las Sanchez	13,9	3.230,0	937,5	14,8
La Magdalena	13,9	2.947,1	953,6	29,1
Aguasal	21,9	8.404,7	1.314,2	258,7
Pte Certegui	26,4	6.985,2	1.558,8	65,8
Gindrama	21,3	6.259,4	1.287,2	304,3
Negua	24,1	6.650,2	1.389,2	79,3
Los Arrayanes	16,2	4.129,5	1.002,1	93,6

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Toda análise hidrológica é baseada na interpretação de dados obtidos a partir de medições diretas no campo, na aplicação de modelos para a determinação de variáveis hidrológicas de difícil quantificação, ou daquelas em que não há informação.

A metodologia desenvolvida neste estudo inicia-se com a busca, obtenção e recompilação de informação secundária, como cartografia básica e produtos de sensoriamento remoto. Posteriormente, foram feitas análises de qualidade com os dados obtidos, desta maneira foi possível realizar a caracterização hidroclimatológica geral, a partir da qual relacionaram-se variáveis e determinaram-se as respostas e os efeitos entre elas.

Por fim, foram feitas as estimativas do FB mediante a implementação de metodologias de separação de hidrogramas, com o intuito de comparar e gerar discussões sobre os resultados obtidos. O fluxograma geral da metodologia empregada é apresentado (Figura 13), os materiais necessários e descrição dos métodos propostos são apresentados a seguir.

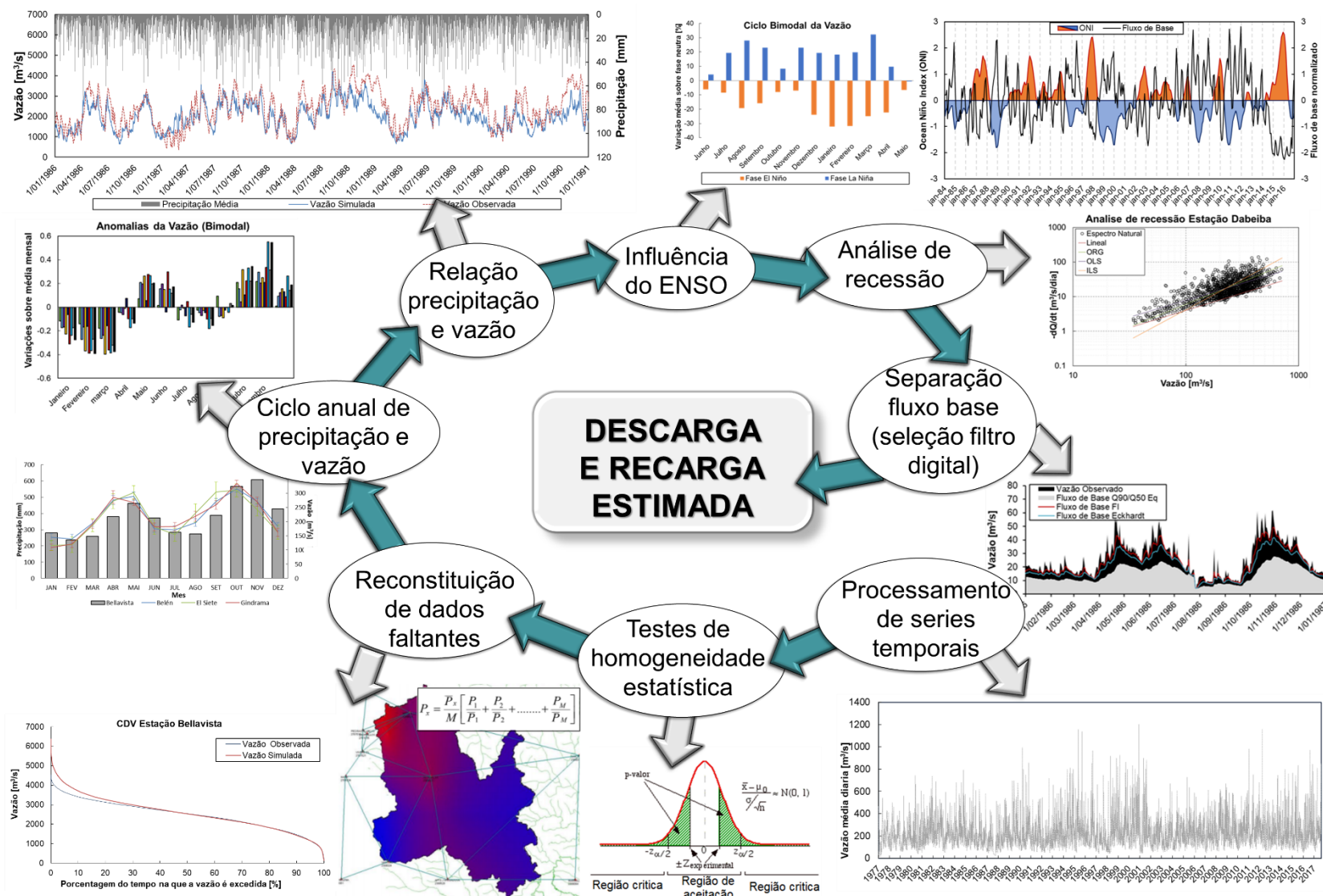


Figura 13. Fluxograma geral da metodologia proposta.

5.1 INFORMAÇÃO HIDROCLIMATOLÓGICA HISTÓRICA

Foram selecionadas 17 estações fluviométricas dentro da bacia do rio Atrato, para as quais foram associadas 17 sub-bacias (Tabela 7 e Figura 14), usando como critério de seleção as estações com uma quantidade de registros superior aos 15 anos. As estações selecionadas possuem registros que variam entre 17 e 46 anos, numa escala temporal diária. Os dados fluviométricos usados foram obtidos através do Sistema de Informação do Recurso Hídrico (SIRH), propriedade do Instituto de Hidrologia, Meteorologia e Meio Ambiente da Colômbia (IDEAM) (IDEAM, 2017).

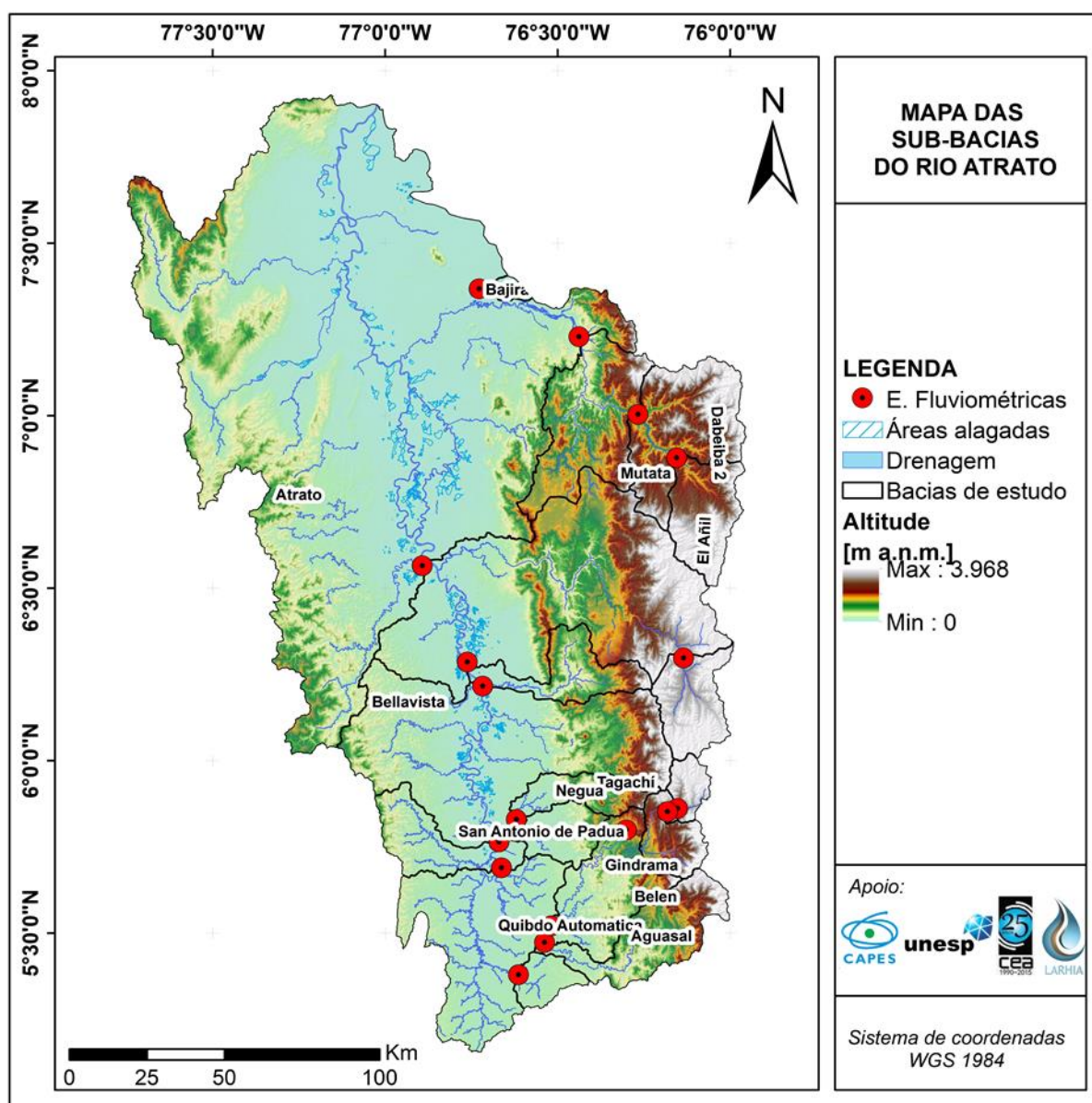


Figura 14. Localização estações fluviométricas e sub-bacias de estudo.

Tabela 7. Informações gerais das estações fluviométricas.

Código	Nome estação	Latitude	Longitude	Altitude [m a.n.m]	Período	Dados faltantes [%]
11147020	Bajira	7,368	-76,727	57	1.997-2.015	5,4
11027030	El Siete	5,862	-76,152	2.300	1.980-2.015	1,2
11027010	Pte Las Sanchez	5,853	-76,182	2.000	1.976-2.007	5,2
11037020	Pte Certegui	5,380	-76,613	50	1.971-2.015	4,6
11047030	Negua	5,830	-76,619	35	1.976-2.015	15,3
11027040	Los Arrayanes	5,800	-76,300	1.500	1.983-1.999	34,2
11077020	La Magdalena	6,298	-76,134	1.770	1.974-2.015	9,0
11117010	El Añil	6,878	-76,155	650	1.972-2.015	7,2
11017010	Aguasal	5,474	-76,538	75	1.977-2.015	7,6
11027050	Gindrama	5,522	-76,518	75	1.982-2.013	18,7
11117050	Dabeiba 2	7,004	-76,267	650	1.976-2.015	6,4
11117040	Mutata	7,229	-76,438	132	1.976-2.015	26,5
11047020	Quibdo-Automatica	5,690	-76,662	27	1.984-2.015	6,9
11047010	Belen	5,765	-76,670	26	1.974-2.015	8,6
11057010	Tagachi	6,217	-76,717	18	1.971-2.000	10,5
11057020	San Antonio Padua	6,287	-76,762	18	1.976-2.015	4,0
11077010	Bellavista	6,565	-76,892	12	1.970-2.015	0,1

Do mesmo modo, foram selecionadas 35 estações pluviométricas do SIRH (Tabela 8) (IDEAM, 2017), com registros cuja extensão variou entre 21 e 71 anos, em uma escala temporal diária. A distribuição espacial das estações fluviométricas e pluviométricas usadas estão ilustradas na Figura 15.

Tabela 8. Informações gerais das estações pluviométricas.

Código	Nome estação	Latitude	Longitude	Altitude [m a.n.m]	Período	Dados faltantes [%]
1101001	Vuelta La	5,459	-76,545	100	1.972 – 2.017	2,7
1102001	Carmen De Atrato	5,909	-76,142	1.850	1.958 – 2.017	0,2
1102002	Guaduas	5,767	-76,183	1.500	1.977 – 1.998	1,3
1102005	Pinon El	5,758	-76,251	715	1.958 – 2.017	6,1
1103001	Certegui	5,367	-76,613	54	1.967 – 2.017	6,1
1103004	Paimado	5,482	-76,741	35	1.977 – 2.016	12,6
1103501	Lloro	5,515	-76,576	90	1.983 – 2.017	0,2
1103502	San Isidro	5,626	-76,750	45	1.983 – 2.017	3,7
1104001	Tutunendo	5,744	-76,538	54	1.967 – 2.017	1,8
1104501	Apto El Carano	5,691	-76,644	53	1.947 – 2.017	3,9
1105001	Tagachi	6,222	-76,727	20	1.966 – 2.017	3,0
1105002	Bete	5,995	-76,780	25	1.977 – 2.017	5,6
1105003	Buey El	6,103	-76,821	25	1.977 – 2.017	3,6
1105006	Alto Del Buey	6,108	-76,916	100	1.977 – 2.016	1,4
1106001	Buchado	6,420	-76,779	18	1.969 – 2.017	1,3
1107001	Playa La-Murry	6,617	-76,750	22	1.967 – 2.001	3,2
1107002	Roble El	6,332	-76,229	2.050	1.977 – 2.017	0,5
1107003	Clarita La	6,539	-76,159	2.150	1.978 – 2.017	1,6
1107013	Brechon El	6,133	-76,033	2.320	1.970 – 1.999	5,2
1107501	Honda La	6,356	-76,158	1.850	1.990 – 2.011	7,8
1107502	Urrao	6,325	-76,140	1.850	1.973 – 2.017	0,2
1108001	Bellavista	6,559	-76,885	15	1.966 – 2.017	1,1

Tabela 8 Informações gerais das estações pluviométricas (continuação).

Código	Nome estação	Latitude	Longitude	Altitude [m a.n.m]	Período	Dados faltantes [%]
1108501	Loma La	6,533	-76,983	20	1.980 – 2.000	33,4
1109001	Opogado	6,813	-76,973	50	1.977 – 2.017	2,5
1110001	Vigia De Curvarado	7,083	-76,917	25	1.972 – 1.996	8,0
1110002	Domingodo	7,179	-77,034	11	1.967 – 2.017	14,7
1111001	Normal Sta Teresa	6,763	-76,134	1.370	1.969 – 2.017	2,1
1111002	Abriaqui	6,643	-76,075	1.920	1.975 – 2.017	0,9
1111003	Fuemia	6,858	-76,252	905	1.977 – 2.017	3,0
1111502	Cañasgordas	6,758	-76,030	1.200	1.973 – 2.017	6,0
1111504	Musinga	6,787	-76,191	1.330	1.985 – 2.017	2,2
1112004	Riosucio	7,439	-77,115	8	1.960 – 2.016	12,2
1112501	Teresita La	7,000	-77,500	50	1.972 – 1.995	16,8
1113002	Honda La	7,577	-77,126	5	1.972 – 2.013	14,0
1113501	Sautata	7,850	-77,117	2	1.972 – 2.004	15,9

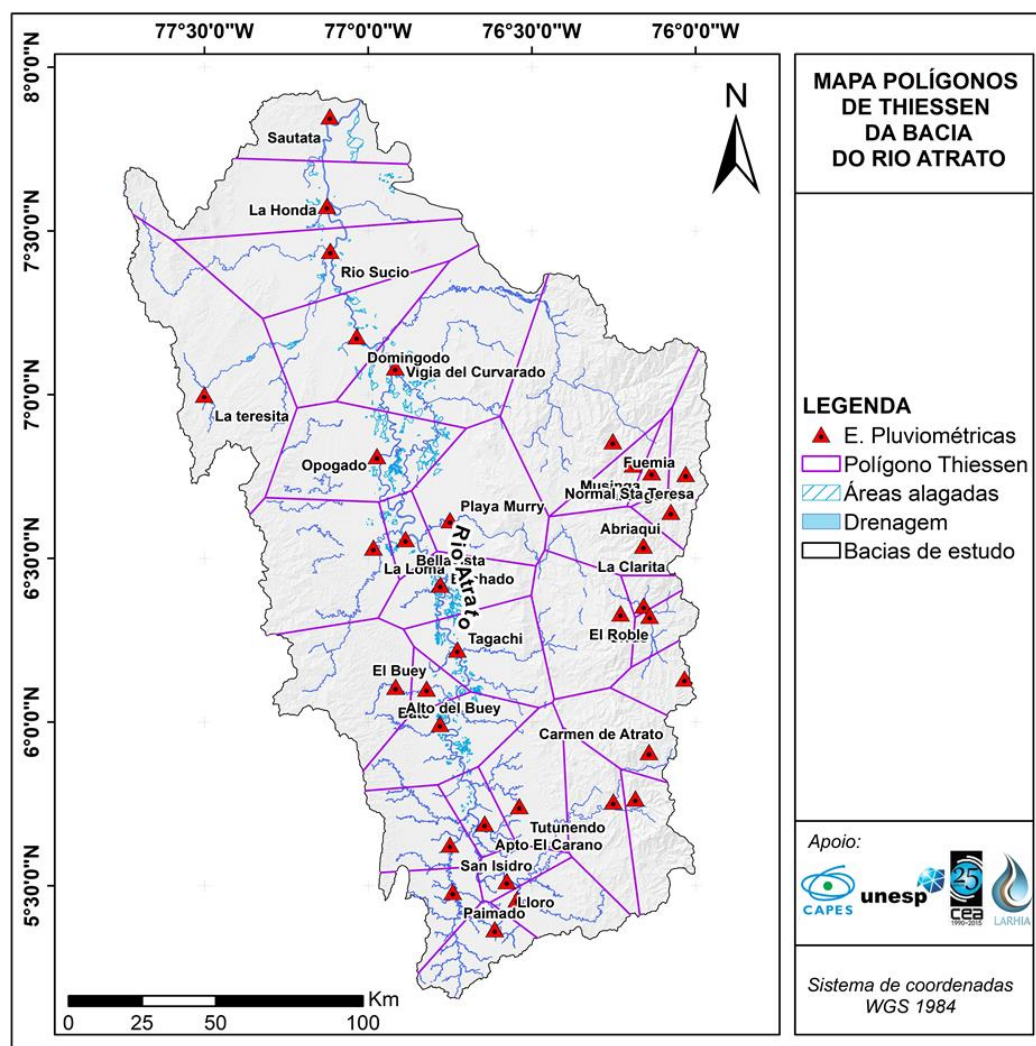


Figura 15. Localização das estações pluviométricas e polígonos de Thiessen.

5.1.1 Análise do ciclo anual

Para as estações de precipitação e vazão foi analisado o comportamento do ciclo anual, identificando os períodos secos e úmidos e sua distribuição espacial dentro da bacia, com o objetivo de identificar as possíveis variações espaciais das variáveis hidrológicas dentro da área de estudo.

5.1.2 Análises de homogeneidade estatística

Para ratificar a consistência e a homogeneidade estatística de qualquer série de tempo hidroclimatológica, é necessário aplicar testes estatísticos que garantam a validade das premissas adotadas, e que frequentemente são empregadas na modelagem hidrológica. Nesse sentido, foram realizados testes estatísticos para identificar as mudanças na média, na mediana ou a existência de tendências ou aleatoriedade que afetem a posterior análise dos dados (CASTRO; CARVAJAL, 2010; GUAJARDO; GRANADOS, 2010).

Para as análises foi utilizado o *software* Trend Versão 1.2, desenvolvido pela *CRC for Catchment Hydrology* da Austrália (CHIEW; SIRIWARDENA, 2005). Foram realizados 3 testes estatísticos não paramétricos com as séries temporais para todas as estações de precipitação e vazão. Os testes empregados avaliam a probabilidade da existência de tendência, salto na média e diferenças na mediana, nos quais o nível de significância permite identificar as evidências para aceitar ou rejeitar a hipótese nula (H_0) (Tabela 9). Para as análises, o grupo de dados foi dividido em dois subconjuntos para avaliar as mudanças nos parâmetros estatísticos básicos, esses subconjuntos foram estabelecidos como a metade do comprimento das séries.

Tabela 9. Testes de consistência e homogeneidade estatística.

Teste	Tipo de teste	Utilidade	Hipótese nula (H_0)
Mann-Kendall	Não paramétrico	Para avaliar tendência	Não há tendência
Distribuição livre de CUSUM	Não paramétrico	Para avaliar salto na média	Não há salto na média
Rank-Sum	Não paramétrico	Para avaliar diferença na mediana	Não há diferença na mediana

5.1.2.1 Teste Mann-Kendall

Para avaliar a existência de tendência nos dados das séries temporais, foi empregado o teste não paramétrico Mann-Kendall. Os valores da série $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ foram substituídos por intervalos relativos $(R_1, R_2, R_3, \dots, R_n)$. O teste estatístico de prova S está descrito pela equação (4).

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \left[\sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(R_j - R_i) \right] \quad \begin{array}{l} \text{sgn}(x) = 1 \text{ para } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 \text{ para } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 \text{ para } x < 0 \end{array} \quad (4)$$

Se a H_0 é verdadeira, então S apresenta uma distribuição normal, com $\mu = 0$ e $\sigma = n(n-1)(2n+5)/18$. Portanto, os valores estatísticos críticos para vários níveis de significância foram obtidos a partir de tabelas da probabilidade normal. Um valor de S positivo, indica que existe uma tendência crescente nos dados e vice-versa.

5.1.2.2 Distribuição livre de CUSUM

Para avaliar mudanças na média ao longo das séries temporais, foi empregado o teste não paramétrico denominado Distribuição livre de CUSUM. Para uma série temporal com dados definidos $(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ o teste estatístico está definido pela equação (5).

$$V_k = \sum_{i=1}^k \text{sgn}(x_i - x_{\text{mediana}}) \quad \begin{array}{l} \text{sgn}(x) = 1 \text{ para } x > 0 \\ \text{sgn}(x) = 0 \text{ para } x = 0 \\ \text{sgn}(x) = -1 \text{ para } x < 0 \end{array} \quad (5)$$

A distribuição de V_k segue o teste estatístico proposto por Kolgomorov-Smirnov ($KS = (2/n) \max V_k$) com valores críticos de $\max |V_k|$ definidos pelos níveis de significâncias apresentados na equação (6). Um valor negativo de V_k indica que a última parte da série apresenta uma média maior que a primeira parte e vice-versa.

Para $\alpha = 0,10$	$1,22\sqrt{n}$	
Para $\alpha = 0,05$	$1,36\sqrt{n}$	(6)
Para $\alpha = 0,01$	$1,63\sqrt{n}$	

5.1.2.3 Teste Rank-Sum

Para avaliar as mudanças nas medianas de dois períodos diferentes da mesma série foi usado o teste não paramétrico denominado soma de intervalos “*Rank-Sum*”. Para se aplicar esse teste estatístico foi necessário classificar todos os dados de menor (1) a maior (N), depois foi calculado o estatístico S como a soma das classificações das observações no grupo menor (o número de observações no grupo menor é chamado n , e no grupo maior m), para posteriormente, estimar a média teórica (Equação (7)) e o desvio padrão (Equação (8)) sobre a H_0 .

$$\mu = \frac{n(N + 1)}{2} \quad (7)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{n m (N + 1)}{12}} \quad (8)$$

A forma padronizada do teste estatístico Z_{rs} é estimada segundo a equação (9).

$$\begin{aligned} Z_{rs} &= \frac{(S - 0,5 - \mu)}{\sigma} && \text{Se } S > \mu \\ Z_{rs} &= 0 && \text{Se } S = \mu \\ Z_{rs} &= \frac{|S - 0,5 - \mu|}{\sigma} && \text{Se } S < \mu \end{aligned} \quad (9)$$

Se Z_{rs} tem aproximadamente uma distribuição normal, os valores estatísticos críticos para diferentes níveis de significância podem ser obtidos a partir das tabelas da distribuição de probabilidade normal.

5.1.3 Reconstituição de dados faltantes

5.1.3.1 Precipitação

Nas séries temporais de precipitação existem dados faltantes. Para o preenchimento de dados foi empregada a Equação (10), que considera os dados das estações vizinhas, usando o valor médio anual como comparação dos dados reconstituídos (BIER; FERRAZ, 2017; DE MELLO; KOHLS; DE OLIVEIRA, 2017).

$$P_x = \frac{N_x}{M} \left(\frac{P_1}{N_1} + \frac{P_2}{N_2} + \dots + \frac{P_m}{N_m} \right) \quad (10)$$

Em que: P_x é o dado faltante, N_x a precipitação média da estação de interesse, P_n o dado existente na data da respectiva estação vizinha e N_m a média da estação vizinha respectiva. A seleção das estações vizinhas foi realizada a partir dos polígonos de Thiessen (Figura 15).

5.1.3.2 Vazão

Para o caso de dados faltantes nas séries de vazão e o preenchimento de dados, foi empregado o método de transferência das vazões, ou o método indireto de chuva-vazão (VÉLEZ, 2001). Quando existem dados em uma estação fluviométrica próxima à estação de interesse, com uma diferença de áreas inferior de 80%, é possível estimar a vazão a partir da relação entre as áreas das duas bacias, conhecida como a equação de transferência, como se mostra na equação (11) (MOHAMOUD; PARMAR, 2006).

$$Q_{Reconstituído} = Q_{Bacia\ com\ dados} \cdot \left(\frac{A_{Bacia\ de\ interesse}}{A_{Bacia\ con\ dados}} \right) \quad (11)$$

Para as estações fluviométricas sem estações próximas, foi empregado o modelo chuva-vazão proposto por Vélez (2001), que foi calibrado e validado para todas as estações, de tal forma que os dados obtidos representem, adequadamente os processos hidrológicos das bacias de interesse. Para a calibração dos modelos foram usadas as séries reconstituídas da precipitação existentes para cada bacia.

Este modelo tem 7 parâmetros de calibração: o armazenamento capilar, a condutividade hidráulica da capa superior, a condutividade hidráulica da capa inferior, as perdas subterrâneas, os tempos médios de residência dos fluxos superficial, subsuperficial e fluxo de base), representados em propriedades físicas do solo e tempos de residência da água nas camadas do solo. O modelo está baseado no balanço hídrico dentro da bacia, que assume uma distribuição da água em quatro níveis de armazenamento conectados, cada nível representa diferentes partes do solo

que aportam ao escoamento (Figura 16).

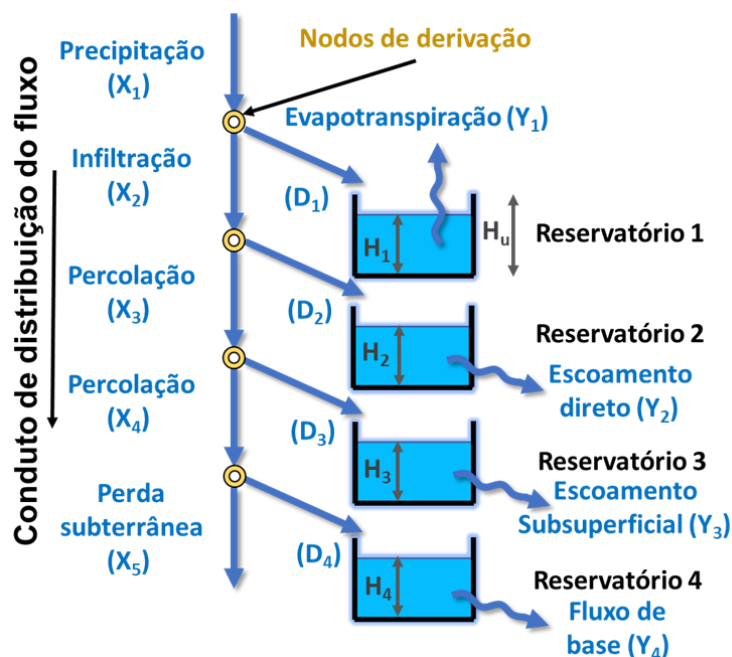


Figura 16. Fluxograma geral do modelo chuva-vazão, modificado de Vélez (2001).

O modelo distribui a precipitação nos diferentes compartimentos de armazenamento ou reservatórios para cada intervalo de tempo, que a partir do volume armazenado determinam a contribuição ao escoamento, realizando um balanço de água em cada reservatório. A precipitação média é estimada de acordo com os registros das estações próximas. Os quatro reservatórios empregados pelo modelo classificam-se segundo a Tabela 10.

Tabela 10. Testes de consistência e homogeneidade estatística.

Reservatório	Descrição
# 1	Representa o armazenamento capilar do solo, ou seja, a água que transita na bacia e que sai dela mediante a evapotranspiração, mas que nunca faz parte do escoamento direto, este compartimento envolve as variáveis referentes à interceptação, o alagamento e a água retida por capilaridade.
# 2	Representa o armazenamento superficial, ou seja, a água disponível para se infiltrar ou que faz parte do escoamento direto.
# 3	Representa o armazenamento da água gravitacional, água que é armazenada no solo enquanto transita lentamente até a rede de drenagem, sendo que, uma fração pode virar percolação e a outra fração, escoamento subsuperficial.
# 4	Representa o armazenamento subterrâneo, que se identifica como a água que entra no aquífero e que poderia formar parte do FB ou representar as “perdas” subterrâneas. Neste caso particular, é necessária uma adequada representação do fluxo subterrâneo no modelo, permitindo reproduzir as recessões do fluxo dos rios para desta forma as posteriores estimativas do FB utilizadas não sejam afetadas. Este modelo representa adequadamente as vazões mínimas, uma vez que os resultados podem ser empregados para análise de recessão e FB.

Para o ajuste dos modelos, foi necessário verificar a correspondência entre as séries observadas e as séries simuladas, garantindo a semelhança entre as recessões, da mesma forma que a correspondência entre as curvas de permanência e entre o Q_{50} e o Q_{90} para séries observadas e simuladas.

Os critérios usados para determinar o ajuste das vazões reconstituídas foram estimados três indicadores básicos, a raiz do erro quadrático médio (RMSE), o coeficiente de determinação r^2 e o índice de eficiência Nash-Sutcliffe (NSE) (AMAYA et al., 2009). Adicionalmente, foram usadas análises gráficas para determinar o ajuste e evidenciar o comportamento das séries temporais simulada contra a série temporal histórica observada.

5.1.4 Influência de El Niño Oscilação do Sul

Com o intuito de entender os impactos do fenômeno ENOS (*El Niño Oscilação do Sul*) na hidrologia da bacia do rio Atrato, foi preciso determinar o efeito das três fases do fenômeno macroclimático (El Niño, La Niña e a fase neutra) sobre as vazões e precipitações para cada fase. Para isso os ciclos foram classificados segundo o ano hidrológico da região (começando o ciclo no mês junho do ano 0 e o mês de maio do ano +1), e foi efetuado uma análise comparativa das magnitudes e variações das fases de acordo com a fase neutra. Estes efeitos foram determinados a partir da comparação das variáveis climáticas com o índice ONI (*Oceanic Niño Index*), que é calculado por meio das médias trimestrais móveis das anomalias da temperatura da superfície do mar na região do El Niño 3-4 e que é considerado como uma medida do ENOS (NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION NOAA, 2017), disponível em: https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php.

Adicionalmente, e depois de obter as séries de FB, foi avaliada a relação existente entre o FB e o ENOS foram comparadas as séries mensais de FB produto da separação do hidrograma com o índice ONI. A partir das metodologias desenvolvidas, foram obtidas 5 séries temporais de FB em escala diária para as bacias de estudo, para as que foi avaliada a similaridade estatística usando o coeficiente de correlação linear de Pearson e o erro para um nível de significância de 95%.

Essa comparação permitiu a confirmação (ou não) do comportamento da série média das metodologias é representativa da variabilidade temporal do FB. A série média resultante foi agregada para uma escala temporal mensal e normalizada, para, posteriormente, definir a relação existente com ENOS, usando a correlação linear de Pearson entre a série mensal normalizada e o ONI.

5.1.5 Indicadores hidrológicos

Com o intuito de comparar as respostas hidrológicas das bacias foram empregados alguns indicadores hidrológicos como o índice Flashiness e as vazões características das bacias (Q_{10} , Q_{50} e Q_{90}), estimadas a partir das curvas de permanência de vazão (FDC por suas siglas em inglês “*Flow Duration Curve*”), como é descrito a seguir.

5.1.5.1 Curva de permanência de vazão

A FDC fornece uma análise gráfica e estatística da variabilidade e distribuição do fluxo, que sintetiza o comportamento hidrológico da bacia no exutório instrumentado, além de integrar o efeito climático, geológico e geomorfológico sobre o comportamento das vazões de determinada bacia (BEST et al., 2003; BROWN et al., 2005).

As FDCs foram construídas com as séries da vazão expressada como lâmina da água (mm/dia), em escala temporal diária para cada bacia, visando retirar o efeito da área da bacia sobre as FDCs e permitindo a comparação entre bacias.

A descrição das curvas foi realizada a partir das vazões características, definidas como as vazões que são excedidas 1%, 5%, 10%, 50%, 70%, 90% e 95% do tempo, denominados Q_1 , Q_5 e Q_{10} (representa as vazões máximas), Q_{50} (representa a mediana da série) e Q_{70} , Q_{90} e Q_{95} (que representa as vazões mínimas e o FB). A razão entre Q_{90}/Q_{50} foi utilizada para verificar a estabilidade do fluxo, em que valores maiores refletem deflúvios mais estáveis (STRAUCH et al., 2015; CASSIANO, 2017).

A partir das vazões características e da distribuição das FDCs, foi empregado uma análise de agrupamentos “*Cluster*”, que utiliza a similaridade das FDCs para classificá-las hierarquicamente em grupos, a partir dos quais, foi possível identificar as diferentes respostas das bacias ante eventos de precipitação. Adicionalmente, foram comparados os grupos resultantes e as vazões Q_{90} com as características geológicas e a declividade das bacias, para entender a relação entre o tipo de resposta e as características fisiográficas destas.

5.1.5.2 Índice Flashiness

O *Flashiness* é um índice que avalia a rapidez e a frequência em que a vazão de uma bacia sofre pequenas mudanças. Geralmente como resposta dos eventos de precipitação, em que os valores mínimos do índice representam bacias de resposta lenta e com vazões estáveis, e os valores maiores são próprios de bacias de resposta rápida. Para a estimativa do índice *Flashiness* foi empregada a equação (12), proposta por Richards-Baker (BAKER et al., 2004), onde q_i é a vazão em m^3/s no instante i .

$$R - Bindex = \frac{\sum_{i=1}^n |q_i - q_{i-1}|}{\sum_{i=1}^n q_i} \quad (12)$$

5.2 ANÁLISE DE RECESSÃO

O procedimento para a análise de recessão, consiste em analisar o gráfico na escala logarítmica do declino da vazão ou descarga ($-dQ/dt$ [$L T^{-2}$]) em relação com a vazão (Q [$L T^{-3}$]), a partir da qual é possível obter uma dispersão de pontos que representam a dependência do FB em relação ao armazenamento da unidade hidrogeológica. Esta relação é expressa na equação (13) e representa a linearidade ou não linearidade do reservatório (BRUTSAERT; NIEBER, 1977; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b).

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (13)$$

Em que: a e b são constantes, a é expressa em unidade de $1/\text{tempo}$ [T^{-1}] e b é

adimensional, para o caso no que b é igual a 1 a produtividade é considerada um caso espacial de um reservatório linear. Ao efetuar uma transformação matemática, é possível expressar a equação (13) como uma função linear, como mostra a equação (14).

$$\log\left(-\frac{dQ}{dt}\right) = \log(a) + b \log(Q) \quad (14)$$

Nesse sentido, é necessária a estimativa das constantes a e b , as quais foram obtidas a partir dos dados dos períodos de recessão das séries reconstituídas da vazão. Para isso, foi preciso considerar um período de recessão (dt) igual a cinco dias (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b). Não foram considerados valores de dQ/Dt positivos ou iguais a zero, assim como também foram excluídos os dias em que não houve registros de precipitação. Além disso, foram considerados só os valores de $-dQ/dt$ antecidos por 5 dias sem evento de precipitação, com o intuito de evitar a influência do fluxo superficial.

Devido aos erros de precisão nos fluxos mais baixos, foi definido um limite de erro ($1 - Q_{i+n}/Q_i > 0,1$) para evitar artefatos horizontais (por exemplo, precisão nos valores de vazão e nível da água), no que Q_i é a descarga inicial e Q_{i+n} é a descarga correspondente para selecionar o intervalo de tempo (dt).

É importante ressaltar que, devido aos altos valores de precipitação na região de estudo, os registros de precipitação diária inferiores a 5 milímetros foram considerados equivalentes a dias sem chuva, já que a interceptação e os processos de evapotranspiração impedem que valores inferiores estejam disponíveis para o escoamento ou a infiltração (SCHOSINSKY; LOSILLA, 2000).

Para avaliar o ajuste da dispersão na estimativa do coeficiente do FB (intercepto a e inclinação b) foram aplicados três métodos de ajuste: 1) o conjunto inferior de valores (Lower Envelope LE) com uma inclinação fixa ($b=1$), que representa o armazenamento e a descarga de um aquífero com comportamento linear, a definição exata do LE é subjetiva; portanto foi empregado como critério a definição do LE de maneira que 5% dos dados estiveram embaixo das envolventes inferiores (TROCH; DE TROCH; BRUTSAERT, 1993); 2) a correlação orgânica (ORG) e 3) mínimos

quadrados ordinários (OLS). Para bacias montanhosas é recomendável a realização do ajuste da dispersão por vários métodos, na qual o valor de a e b poderam ser a média dos resultados (HIRSCH; GILROY, 1984; BRUTSAERT, 2005).

A recessão característica (K) na escala do tempo (T) pode ser calculada conforme a equação (15).

$$K = 1/a \quad (15)$$

Foram estimadas as recessões características para os três ajustes mencionados. É sugerido que em bacias montanhosas o coeficiente de recessão K selecionado seja definido como o valor médio entre os ajustes realizados (BRUTSAERT, 2005).

5.3 APLICAÇÃO DE MÉTODOS DE SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA

A separação do hidrograma permite identificar os diferentes componentes do escoamento, que provém das diferentes partes do sistema, que apresentam um comportamento diferente ante eventos de precipitação. Os métodos de filtro numérico em geral separam em dois componentes: o fluxo total (Q_t), no escoamento superficial (f_i) e no FB (b_i), estes métodos podem ser representados pela equação (16).

$$Q_t = f_i + b_i \quad (16)$$

Como mencionado anteriormente, existe uma multiplicidade de métodos para a separação do hidrograma, sendo os filtros de um parâmetro técnicas rápidas e simples de aplicar, enquanto os filtros de dois parâmetros apresentam resultados coerentes com as metodologias convencionais, além do que nos últimos 15 anos têm sido amplamente aplicados em diversas regiões do mundo (ECKHARDT, 2005, 2012; COLLISCHONN; FAN, 2013).

Nesse sentido, a separação analítica dos componentes do fluxo foi realizada utilizando diferentes metodologias, começando pelos filtros de um parâmetro propostos por Lyne e Hollick (1979) e Chapman e Maxwell (1996), até chegar às

propostas metodológicas dos filtros de dois parâmetros como o filtro Digital Recursivo de Eckhardt, no que foram empregados tanto os valores do índice de fluxo de base máximo BFI_{max} “*Base Flow Index Maximum*” tabelados por Eckhardt, como a aplicação do Filtro Inverso para a obtenção do BFI_{max} , e os valores do BFI_{max} obtidos a partir da expressão proposta por Collischonn e Fan (2013).

5.3.1 Filtros de um parâmetro

5.3.1.1 Filtro de Lyne e Hollick (FLH)

Nathan e McMahon (1990) propuseram a implementação do filtro digital criado por Lyne e Hollick (1979), usado para o processamento de sinais de séries hidrológicas. Apesar do método carecer de embasamento físico, foi demonstrado que os resultados obtidos apresentam valores similares aos métodos convencionais e que a técnica pode ser usada de forma simples e pode ser repetida para diferentes regiões (LYNE; HOLLICK, 1979b; CHAPMAN, 1990, 1995, 1999; NATHAN; MCMAHON, 1990). Na equação (17) é apresentada a expressão proposta.

$$q_f(i) = \alpha q_f(i-1) + (q(i) - q_f(i-1)) \left(\frac{1+\alpha}{2} \right) \quad \text{Para } q_f(i) \geq 0 \quad (17)$$

Onde $q_f(i)$ é o valor filtrado do escoamento superficial para o instante i , $q(i)$ é o valor original da vazão no instante i e α é o parâmetro de filtro. O valor recomendado para séries temporais com dados diários é 0,925 (NATHAN; MCMAHON, 1990). O FB está definido pela equação (18).

$$q_b = q - q_f \quad (18)$$

Para dados em escala temporal diária, a aplicação do filtro é realizada em três passos, o primeiro e o terceiro são passos para frente empregando a equação (17) e o segundo considerado um filtro inverso, onde $(i+1)$ é substituído por $(i-1)$ na equação (17), estes passos são realizados para suavizar a série de FB obtida (NATHAN; MCMAHON, 1990; GRAYSON; COOPERATIVE RESEARCH CENTRE FOR CATCHMENT HYDROLOGY, 1996).

5.3.1.2 Filtro de Chapman e Maxwell (FCM)

Este método requer a estimativa da constante (c), que pode ser considerada como a constante de recessão da hidrógrafa (CHAPMAN; MAXWELL, 1996), a equação (19) descreve o filtro proposto.

$$q_b(i) = \frac{c}{2-c} q_b(i-1) + \frac{1-c}{2-c} q(i) \quad \text{Para } q_b(i) \leq q(i) \quad (19)$$

Onde $q_b(i)$ é o FB filtrado no instante i ; $q(i)$ é a vazão observada no instante (i) e a constante (c) é o parâmetro do filtro. Este método é adequado na separação do fluxo rápido (escoamento superficial) e o FB para longos períodos de registro de vazão (GRAYSON; COOPERATIVE RESEARCH CENTRE FOR CATCHMENT HYDROLOGY, 1996).

5.3.2 Filtros de dois parâmetros

5.3.2.1 Filtro Digital Recursivo de Eckhardt (FE)

A partir de filtros digitais previamente expostos, demonstrou-se que a contribuição do FB pode ser representada por uma simplificação geral restrita ao FB no tempo (t) e deve ser menor que o fluxo total no mesmo instante (ECKHARDT, 2005), como mostra a equação (20).

$$b_t = A b_{t-1} + B Q_t \quad \text{Para } b_t < Q_t \quad (20)$$

Os parâmetros A e B podem ser expressos com uma função de c , que descreve os valores de descarga (Q_{t+dt} e Q_t) com um único intervalo de tempo durante a recessão e pode ser estimado para a análise de recessão.

O filtro utiliza dois parâmetros para separação do fluxo total, o BFI_{max} e a constante c , a qual é descrita na equação (21)

$$c = e^{\frac{-1}{k}} \quad (21)$$

Sendo K o valor obtido na equação (15), o BFI_{max} foi selecionado em função dos valores propostos por Eckhardt, determinados a partir da comparação de resultados de separação de FB por diversos métodos em diversos locais, assim, foram avaliadas as condições de permanência temporal natural do curso d'água (perene ou efêmero) e das características hidrogeológicas (aquífero poroso ou confinado).

O BFI_{max} representa a relação volumétrica entre o FB e o fluxo total, enfatizando a influência do escoamento direto da drenagem (SANTHI et al., 2008) e a dependência das características geológicas da bacia hidrográfica. Dessa maneira foram definidos os parâmetros A e B da equação (20), em função do BFI_{max} e da constante (c), como se observa na equação (22) e a equação (23).

$$B = \frac{(1 - c) BFI_{max}}{1 - c BFI_{max}} \quad (22)$$

$$A = \left(\frac{1 - BFI_{max}}{(1 - c) BFI_{max}} \right) c \quad (23)$$

Substituindo as equações (22) e (23) na equação (20), obteve-se o valor do FB para o instante t , como se observa na equação (24).

$$b_{i=} \frac{(1 - BFI_{max}) c b_{i-1} + (1 - c) + BFI_{max} Q_t}{1 - c BFI_{max}} \quad (24)$$

Os valores propostos para o BFI_{max} variam de acordo ao tipo de porosidade imperante na unidade geológica de interesse, na que é definido $BFI_{max} = 0,80$ para bacias com correntes perenes localizadas em aquíferos porosos, $BFI_{max} = 0,50$ para bacias com correntes efêmeras localizadas em aquíferos porosos e $BFI_{max} = 0,25$ para bacias com correntes localizados em leitos de rocha dura (ECKHARDT, 2005). A totalidade das bacias de interesse são perenes e encontram-se localizadas majoritariamente sobre unidades geológicas porosas, por isso foi selecionado um $BFI_{max} = 0,80$.

5.3.2.2 Filtro Digital Inverso (FI)

O FI também conhecido como “*Backward Filter*”, parte da estimativa do BFI_{max} usando um movimento inverso no filtro. Dado o valor da constante (c), o filtro é aplicado nos valores observados da hidrógrafa, para calcular o máximo possível da descarga do aquífero para o rio na forma do FB (COLLISCHONN; FAN, 2013), aplicado em duas etapas do tempo ($b'_{t-1}eb'_t$), como é apresentado na equação (25).

$$b'_{i-1} = \frac{b'_1}{c} \quad (25)$$

Desta maneira, o BFI_{max} é definido como a somatória da relação do FB (b'_t) dividido pela somatória do total da vazão do rio (Q_t), conforme a equação (26), sendo o BFI_{max} um parâmetro diretamente influenciado pelas características hidrogeológicas da bacia (BLOOMFIELD; ALLEN; GRIFFITHS, 2009).

$$BFI_{max} = \frac{\sum_{i=1}^N b_i}{\sum_{i=1}^N Q_t} \quad (26)$$

Posterior a obtenção do BFI_{max} pela equação (26) e aplicado o Filtro Digital Recursivo de Eckhardt na equação (24), obtém-se os valores do FB.

5.3.2.3 Adaptação do filtro de Eckhardt com equação Q_{90}/Q_{50} (FCF)

Para esta metodologia é empregada a mesma premissa física e o mesmo algoritmo matemático proposto por Eckhardt (2005), mas apresenta uma variação na maneira como é definido o BFI_{max} .

Para excluir o efeito da área das bacias, é comumente empregada a relação entre as vazões de referência (Q_{90}/Q_{50}), a partir da qual podem ser derivados os valores do BFI_{max} (SMAKHTIN, 2001). Collischonn e Fan (2013), a partir da relação entre o BFI_{max} (equação (26)) e a razão entre Q_{90}/Q_{50} , desenvolveram uma expressão linear a partir de dados fluviométricos para 15 bacias na região Centro-Sul do Brasil, descrita na equação (27).

$$BFI_{max} = 0,8344 \frac{Q_{90}}{Q_{50}} + 0,2146 \quad (27)$$

Assim, empregando os valores obtidos para o BFI_{max} na equação (27), é resolvida a equação (24), da que obtém-se os valores do FB (COLLISCHONN; FAN, 2013).

Com aplicação da mesma metodologia descrita por Collischonn & Fan (2013) foi avaliada a existência da relação entre o BFI_{max} e a razão Q_{90}/Q_{50} (SMAKHTIN, 2001), como uma forma de qualificar a validade da metodologia ou visar a implementação de uma equação própria para a região de estudo.

5.3.2.4 Estimativa das incertezas dos parâmetros dos filtros

De outro modo, as incertezas próprias das estimativas dos parâmetros BFI_{max} e a constante (c) para os filtros de dois parâmetros são avaliadas pelas equações (28) e (29), apresentadas a continuação (ECKHARDT, 2012).

$$S(BFI/c) = \left(\frac{(1 - BFI_{max})(BFI - BFI_{max})}{(1 - c BFI_{max})^2} \right) \left(\frac{c}{BFI} \right) \quad (28)$$

$$S(BFI/BFI_{max}) = \left(\frac{(c - 1)(c BFI - 1)}{(1 - c BFI_{max})^2} \right) \left(\frac{BFI_{max}}{BFI} \right) \quad (29)$$

5.3.3 Critérios de seleção dos filtros

Para a seleção do filtro que melhor representa as condições das bacias de estudo, são comumente empregados métodos de comparação gráfica, em que a série do FB deve ter um comportamento similar ao hidrograma do fluxo total (GÓMEZ-ISIDRO; GUZMÁN, 2011; BORTOLIN et al., 2018), tendo presente os seguintes critérios (NATHAN; MCMAHON, 1990; BRODIE; HOSTETLER, 2005; MURPHY et al., 2011; DUNCAN, 2019):

- As condições de fluxo total antes do início de um evento de escoamento normalmente consistem inteiramente em FB;
- A recessão do FB continuará por um tempo após o ascenso do hidrograma total;
- O FB irá atingir o pico após do valor máximo do hidrograma total, devido ao efeito de roteamento de armazenamento dos aquíferos;
- A recessão do FB seguirá uma função de decaimento exponencial;
- O hidrograma do FB quando o fluxo rápido cessar após de terminar o evento de escoamento, será similar ao hidrograma total.

Crítérios a partir dos quais foi classificado a eficiência dos filtros, com qualificações de 1 a 5, onde 1 é o filtro de melhor ajuste gráfico para essa bacia.

Como análise complementar, foi empregado o coeficiente de determinação para identificar o ajuste entre o fluxo total e o FB obtido por cada metodologia. Para o qual se realiza a comparação entre séries unicamente durante as recessões. Esta análise parte do suposto que todo fluxo em épocas de estiagem é alimentado pela água subterrânea armazenada (GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016).

5.3.4 Estimativa de recarga

Partindo da suposição que, para regiões úmidas o FB (descarga) é igual à recarga (SCANLON; HEALY; COOK, 2002) e empregando a equação (30), os valores médios de FB obtidos pelas metodologias propostas é estimada a recarga média em função da área de contribuição das bacias e a porcentagem em relação com a precipitação; convertendo os valores de descarga do FB em altura da lâmina de água (mm).

$$R = \frac{b}{A} \quad (30)$$

Onde R é a recarga média anual, b é o FB médio e A é a área da bacia hidrográfica.

5.3.5 Estimativas do armazenamento subterrâneo

O armazenamento da água subterrânea S pode ser definido como a espessura média da água armazenada acima do nível do lençol freático sobre a bacia hidrográfica; o qual pode ser representado mediante a relação linear com o FB e a k , descrita na equação (31).

$$S = Ky \quad (31)$$

Onde S é o armazenamento subterrâneo em mm/ano ($L T^{-1}$), K foi definida no capítulo 5.2 e y é o FB em mm/ano ($L T^{-1}$) definido no capítulo 5.3.3. A partir da equação (31) foi estimada a série de dados anuais do armazenamento subterrâneo para cada bacia, para os quais foi avaliada a tendência da série do S , aplicando o teste de Mann-Kendall descrito no capítulo 5.1.2.1.

6 RESULTADOS

6.1 CARACTERIZAÇÃO HIDROCLIMATOLÓGICA

6.1.1 Ciclo anual

Para as estações pluviométricas analisadas, foram identificados dois comportamentos no ciclo anual: 23 estações têm um comportamento unimodal (sazonal de uma fase), caracterizado por um período de menores precipitações entre dezembro e abril e um período mais úmido entre maio e novembro (Figura 17a). Para as 12 estações restantes foi observado um comportamento bimodal (sazonal de 2 fases), caracterizado por dois períodos secos (dezembro-fevereiro e junho-agosto) e dois períodos úmidos (abril-maio e setembro-novembro) (Figura 17b).

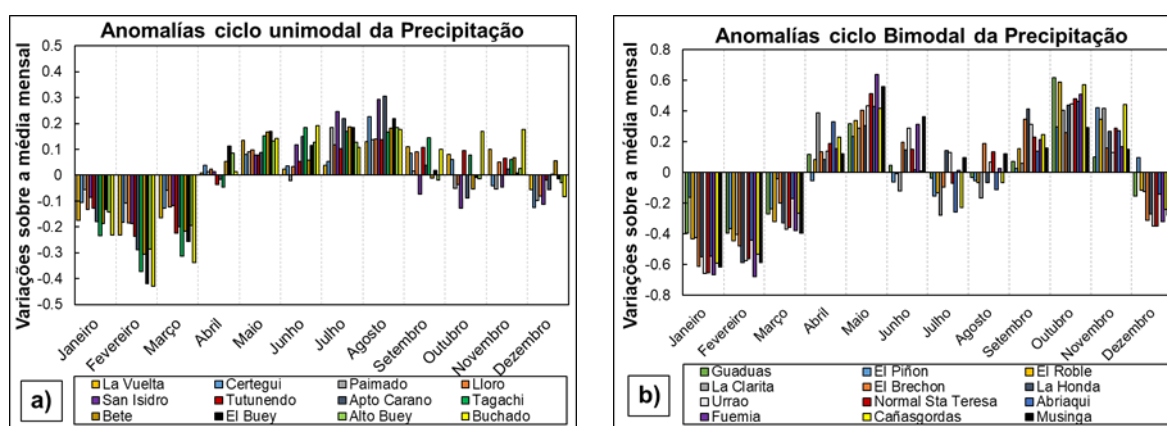


Figura 17. Ciclo anual da Precipitação; a) ciclo unimodal, b) ciclo bimodal.

Igualmente, a análise das descargas das bacias estudadas identificou dois comportamentos no ciclo anual da vazão: 8 estações apresentam um ciclo unimodal com um período seco entre os meses de janeiro e abril, e um período úmido entre os meses de maio e dezembro (Figura 18a), enquanto para as 9 estações restantes foi identificado um ciclo bimodal com dois períodos secos (janeiro-abril e julho-setembro) e dois períodos úmidos (maio-junho e outubro-dezembro) (Figura 18b).

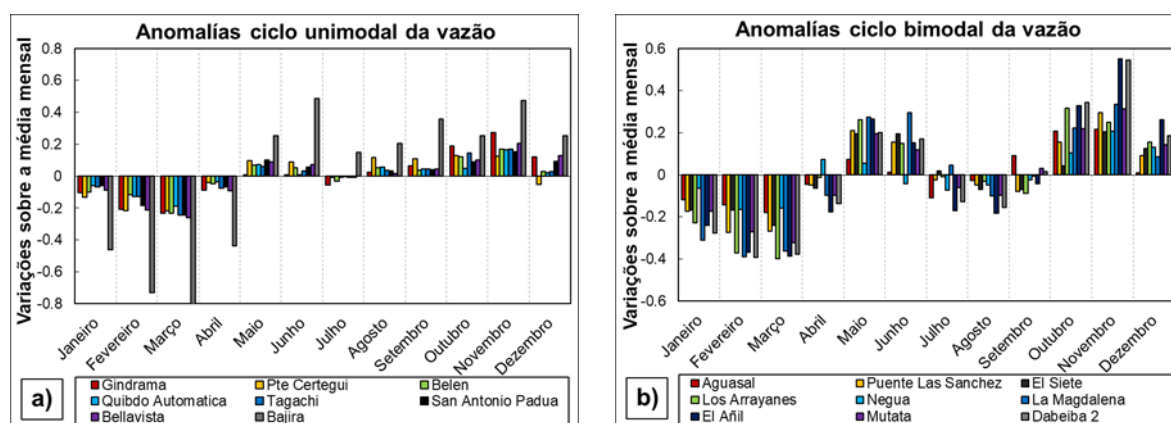


Figura 18. Ciclo anual da vazão; a) ciclo unimodal, b) ciclo bimodal.

Foi constatada a relação entre a precipitação e a vazão para os dois ciclos identificados: no ciclo unimodal observa-se uma relação direta entre a vazão e a precipitação, com uma resposta da vazão mensal pós eventos de precipitação simultânea (Figura 19a). Para o ciclo bimodal pode-se observar que existe um atraso temporal de 1 mês entre os eventos máximos de chuva e os picos de vazão mensal, no segundo período úmido do ano, especificamente em outubro (maior magnitude de precipitação), em relação à novembro (maior magnitude da vazão) (Figura 19b).

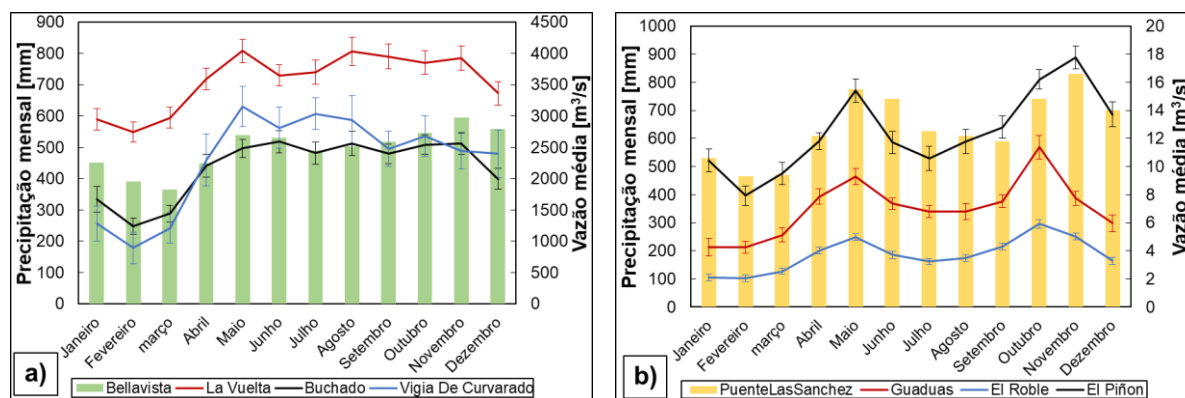


Figura 19. Relação temporal vazão e precipitação; a) ciclo unimodal, onde Bellavista é a estação de vazão; b) ciclo bimodal, onde Puente Las Sanchez é a estação de vazão.

6.1.2 Análises de homogeneidade estatística

Foram avaliadas as séries temporais em escala anual para as 35 estações pluviométricas (Tabela 11) e as 17 estações fluviométricas (Tabela 12). Os testes que são considerados com maior relevância para o tratamento de dados neste trabalho,

são aqueles que avaliam as mudanças na média e que conseguem identificar a existência de tendências.

Tabela 11. Resultados testes de homogeneidade para a precipitação.

Nome estação	Mann-Kendall	Distribuição livre de CUSUM	Rank-Sum
Vuelta La	NS	NS	S (0,05)
Carmen De Atrato	S (0,01)	S (0,01)	S (0,01)
Guaduas	NS	NS	NS
Pinon El	S (0,05)	S (0,1)	NS
Certegui	S (0,01)	S (0,01)	S (0,01)
Paimado	S (0,01)	S (0,01)	S (0,01)
Lloro	NS	S (0,1)	NS
San Isidro	NS	NS	S (0,05)
Tutunendo	NS	NS	NS
Apto El Carano	NS	NS	NS
Tagachi	S (0,01)	S (0,01)	S (0,01)
Bete	NS	S (0,1)	NS
Buey El	NS	S (0,1)	NS
Alto Del Buey	NS	S (0,05)	S (0,05)
Buchado	NS	NS	NS
Playa La-Murry	S (0,05)	S (0,01)	NS
Roble El	NS	S (0,1)	NS
Clarita La	NS	S (0,05)	S (0,01)
Brechon El	NS	NS	NS
Honda La	NS	NS	S (0,05)
Urrao	NS	NS	NS
Bellavista	NS	S (0,1)	S (0,05)
Loma La	S (0,05)	S (0,05)	NS
Opogado	NS	S (0,1)	NS
Vigia De Curvarado	NS	S (0,01)	S (0,05)
Domingodo	NS	S (0,1)	NS
Normal Sta Teresa	NS	NS	NS
Abriaqui	NS	NS	NS
Fuemia	S (0,1)	S (0,05)	NS
Cañasgordas	NS	NS	NS
Musinga	NS	NS	NS
Riosucio	S (0,01)	S (0,05)	S (0,1)
Teresita La	S (0,01)	S (0,01)	S (0,01)
Honda La	NS	NS	NS
Sautata	NS	NS	NS

NS: Não significância para rejeitar H_0 , S: significância para rejeitar H_0 , com $\alpha = 0,1$: poucas evidências para rejeitar H_0 ; $\alpha = 0,05$: possíveis evidências para rejeitar H_0 , $\alpha = 0,01$: fortes evidências para rejeitar H_0 .

Os resultados obtidos na análise para as estações de precipitação revelam que 72% das estações não apresentam significância estatística no teste que avalia a

existência de tendência. Portanto, considera-se que estas 25 estações não apresentam tendência significativa na série. Ao mesmo tempo, foram identificadas 10 estações que apresentam evidências que rejeitam a H_0 , correspondente a 28% do total das estações, isto é que, existe a probabilidade de haver tendência na series de dados para determinado nível de significância, em que 3% dos casos rejeitam a H_0 com uma significância estatística para $\alpha = 0,10$, para $\alpha = 0,05$ em 8% dos casos e para $\alpha = 0,01$ em 17% dos casos.

Posteriormente, no teste de mudanças na média, 43% das estações não apresentam saltos na média, na medida em que não apresentam significância estatística e aceitam a H_0 do teste de distribuição livre de CUSUM; 23% das estações rejeitam a H_0 com um nível de significância $\alpha = 0,10$, indicando poucas evidências para aceitar ou rejeitar a H_0 ; 14% e 20% das estações rejeitam a H_0 com $\alpha = 0,05$ e $\alpha = 0,01$ respetivamente.

Tabela 12. Resultados testes de homogeneidade para a vazão.

Nome estação	Mann-Kendall	Distribuição livre de CUSUM	Rank-Sum
Bellavista	S (0,1)	S (0,1)	NS
Tagachi	S (0,1)	S (0,1)	NS
San Antonio Padua	S (0,05)	NS	NS
Belen	NS	NS	NS
Quibdo-Automatica	NS	NS	NS
El Añil	NS	NS	S (0,1)
Mutata	NS	NS	NS
El Siete	S (0,01)	S (0,05)	S (0,05)
Bajira	NS	NS	NS
Pte Las Sanchez	S (0,05)	S (0,1)	NS
La Magdalena	NS	NS	S (0,1)
Aguasal	NS	S (0,1)	S (0,01)
Pte Certegui	NS	NS	NS
Dabeiba 2	S (0,05)	S (0,05)	S (0,05)
Gindrama	NS	NS	NS
Negua	S (0,01)	S (0,05)	NS
Los Arrayanes	NS	NS	NS

NS: Não significância para rejeitar H_0 , S: significância para rejeitar H_0 , com $\alpha = 0,1$: poucas evidências para rejeitar H_0 ; $\alpha = 0,05$: possíveis evidências para rejeitar H_0 , $\alpha = 0,01$: fortes evidências para rejeitar H_0 .

Para as estações fluviométricas, os testes de tendência identificaram que 59% das estações foram consideradas sem significâncias estatísticas (não apresentam evidência de tendência); 12% apresentam significância estatística com poucas

evidências de tendências ($\alpha = 0,10$); 17% apresentaram evidências médias de tendência ($\alpha = 0,05$); e 12% apresentam altos indícios de possuir uma tendência ($\alpha = 0,01$) nas séries (estações El Siete e Negua). Da mesma forma, os testes de mudanças na média, mostram que 59% das séries não apresentaram evidências de saltos ou mudanças na média; 24% revelaram leves evidências de saltos na média para $\alpha = 0,10$; e 18% apresentaram níveis de significância médios para $\alpha = 0,05$.

6.1.3 Reconstituição de dados faltantes

6.1.3.1 Precipitação

Após avaliar a consistência estatística das estações, foram reconstituídas as séries de precipitação, o período reconstituído abrange os anos 1984 até 2017 (33 anos de dados). Foi estimado o erro obtido das médias da série, reconstituída em relação à média multianual observada (Tabela 13).

Tabela 13. Reconstituição das estações de precipitação.

Código	Nome estação	Dados faltantes [%]	Precipitação média original [mm/ano]	Precipitação média reconstituída [mm/ano]	Erro na média [%]
1101001	Vuelta La	2,7	8.436,0	8.549,7	-1,3
1102001	Carmen De Atrato	0,2	2.653,2	2.644,0	0,3
1102002	Guaduas	1,3	4.196,0	4.399,7	-4,9
1102005	Pinon El	6,1	7.400,3	7.640,5	-3,2
1103001	Certegui	6,1	8.115,0	8.062,9	0,6
1103004	Paimado	12,6	5.613,6	5.704,5	-1,6
1103501	Lloro	0,2	8.113,3	8.469,5	-4,4
1103502	San Isidro	3,7	6.924,8	6.983,8	-0,9
1104001	Tutunendo	1,8	11.130,0	11.165,8	-0,3
1104501	Apto El Carano	3,9	7.906,8	8.148,5	-3,1
1105001	Tagachi	3,0	7.239,1	7.299,2	-0,8
1105002	Bete	5,6	7.956,3	7.845,8	1,4
1105003	Buey El	3,6	6.389,7	6.305,0	1,3
1105006	Alto Del Buey	1,4	5.535,7	5.485,6	0,9
1106001	Buchado	1,3	5.211,7	5.202,7	0,2
1107001	Playa La-Murry	3,2	5.735,9	6.088,4	-6,1
1107002	Roble El	0,5	2.297,6	2.133,6	7,1
1107003	Clarita La	1,6	3.330,5	3.447,2	-3,5
1107013	Brechon El	5,2	3.036,8	3.134,5	-3,2
1107501	Honda La	7,8	1.713,6	1.687,2	1,5

Tabela 13. Reconstituição das estações de precipitação (continuação).

Código	Nome estação	Dados faltantes [%]	Precipitação média original [mm/ano]	Precipitação média reconstituída [mm/ano]	Erro na média [%]
1107502	Urrao	0,2	1.664,4	1.632,7	1,9
1108001	Bellavista	1,1	5.142,8	5.120,1	0,4
1108501	Loma La	33,4	4.546,1	4.500,6	1,0
1109001	Opogado	2,5	4.913,4	4.965,2	-1,1
1110001	Vigia De Curvarado	8,0	5.628,6	6.522,7	-15,9
1110002	Domingodo	14,7	3.459,9	3.333,6	3,7
1111001	Normal Sta Teresa	2,1	2.636,5	2.627,2	0,4
1111002	Abriaqui	0,9	2.195,0	2.232,5	-1,7
1111003	Fuemia	3,0	1.545,9	1.494,2	3,3
1111502	Cañasgordas	6,0	2.363,3	2.419,6	-2,4
1111504	Musinga	2,2	2.270,9	2.324,9	-2,4
1112004	Riosucio	12,2	2.744,0	2.575,4	6,1
1112501	Teresita La	16,8	2.471,8	2.197,2	11,1
1113002	Honda La	14,0	2.933,8	2.922,7	0,4
1113501	Sautata	15,9	2.005,5	2.031,7	-1,3

Considera-se que a reconstituição de dados faltantes na maioria das séries de precipitação não apresenta variações significativas nos valores da precipitação média multianual, com erros inferiores a 10% da média multianual histórica, com exceção das estações “*Vigia de Curvarado*” e “*Teresita La*”, que foram descartadas para as análises posteriores, devido a reconstituição que, provavelmente afeitou o ciclo natural destas estações.

6.1.3.2 Vazão

A partir das séries de precipitação reconstituída e os parâmetros morfométricos das bacias, foi calibrado o modelo de chuva-vazão e avaliados os ajustes obtidos (Tabela 14). Desse modo, foram estimadas as vazões para o posterior preenchimento dos dados faltantes nas séries originais, assim como foi feito para as estações de precipitação, em que foi selecionado o período entre os anos de 1984 a 2017.

Tabela 14. Indicadores estatísticos do ajuste do modelo entre as séries históricas e as séries simuladas.

Estação	Erro Balanço [%]	RMSE [m ³ /s]	E (NASH)	r ²
Bellavista	3,31	651,4	23,8	0,70
Tagachi	0,05	468,1	32,5	0,69
San Antonio Padua	0,02	455,6	29,8	0,70
Belen	0,01	371,7	28,7	0,63
Quibdo Automatica	0,01	457,6	-14,1	0,47
Añil El	0,00	13,5	58,8	0,78
Mutata	1,06	102,3	32,2	0,65
El Siete	13,05	8,4	-143,3	0,46
Bajira	0,00	9,8	-8,4	0,30
Pte Las Sanchez	0,00	9,6	-122,7	0,00
Magdalena	27,27	22,4	-94,9	0,45
Aguasal	0,00	176,1	-31,9	0,21
Pte Certegui	0,62	78,4	-35,1	0,19
Dabeiba	0,34	40,6	52,6	0,74
Gindrama	0,00	183,9	-29,6	0,37
Negua	0,00	60,6	-72,3	0,05
Los Arrayanes	7,12	43,1	13,0	0,45

Observa-se que em geral, os modelos realizados representam as condições da série original. Ressalta-se que altos valores de RMSE foram encontrados em bacias com maiores magnitudes nas vazões, devido a impossibilidade do modelo de representar os eventos extremos máximos.

No entanto, em todos os casos foram obtidos bons ajustes em relação às vazões médias e mínimas. Por conseguinte, considera-se correta a implementação dos valores obtidos a partir da simulação, para a reconstituição de valores faltantes dentro da série original. São apresentadas as FDCs para as duas estações representativas na área de interesse (Figura 20 e Figura 21). As FDCs para as 15 estações restantes são apresentadas no Anexo I.

É possível identificar um ajuste ótimo entre as séries simuladas e observadas para as vazões que são excedidas mais de 30% do tempo, indicando que foi possível representar o comportamento dos rios durante as vazões médias e mínimas, incluindo o Q₅₀ e o Q₉₀.

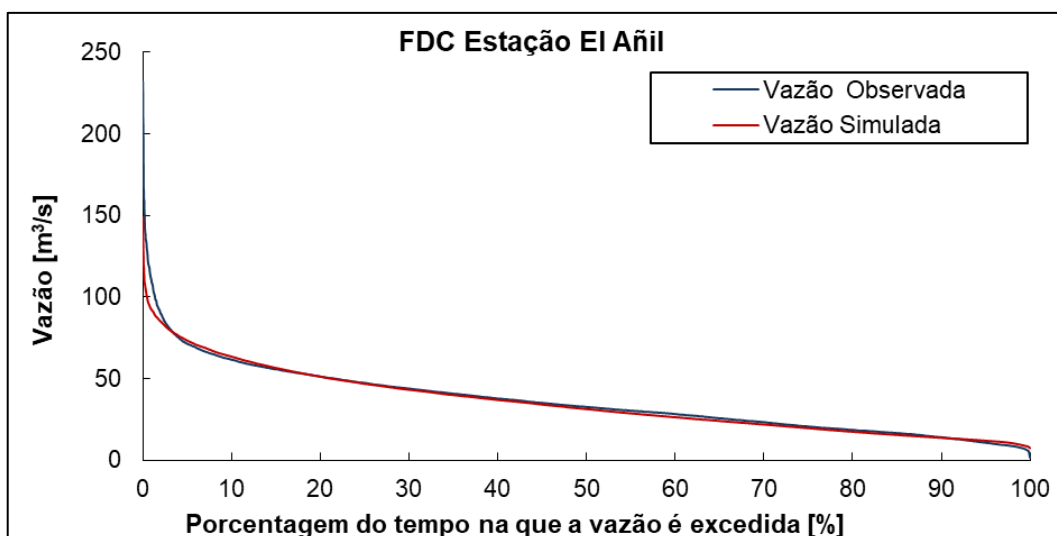


Figura 20. Comparação das FDC para vazões simulados Vs. observados estação Añil EI.

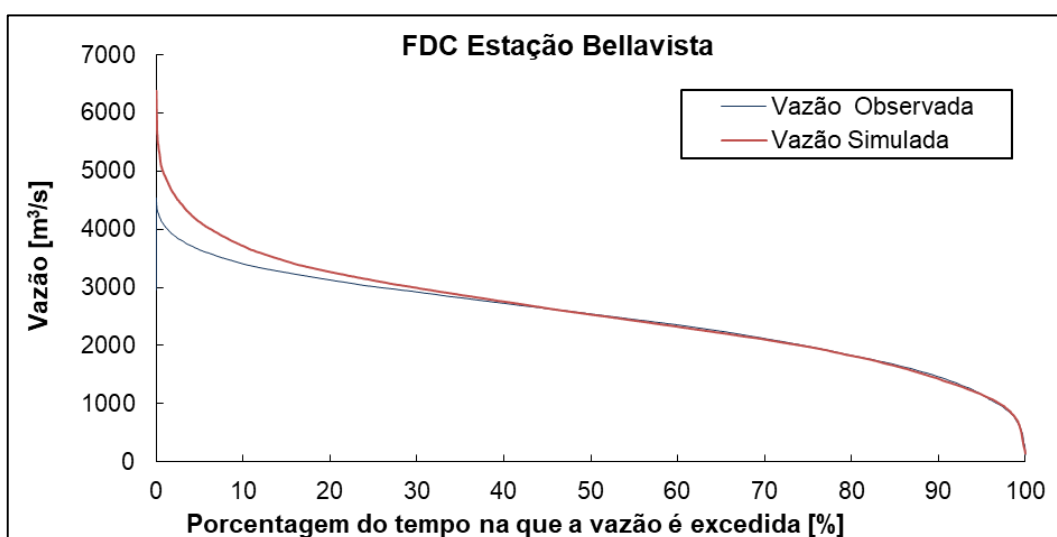


Figura 21. Comparação das FDC para vazões simulados Vs. observados estação Bellavista.

Do mesmo modo, foi comparada a série histórica da precipitação com a série simulada e observada, com o intuito de conhecer a resposta pós eventos de precipitação e observar o ajuste entre as séries. São apresentados os gráficos comparativos para as duas estações representativas da área de estudo, a estação “*Añil EI*” representa as estações localizadas nos rios de alta declividade (Figura 22) e a estação “*Bellavista*” representa as estações localizadas nos rios de declividades pequenas (Figura 23). No Anexo II são apresentadas as comparações gráficas entre as series observadas e simuladas paras as 15 estações restantes.

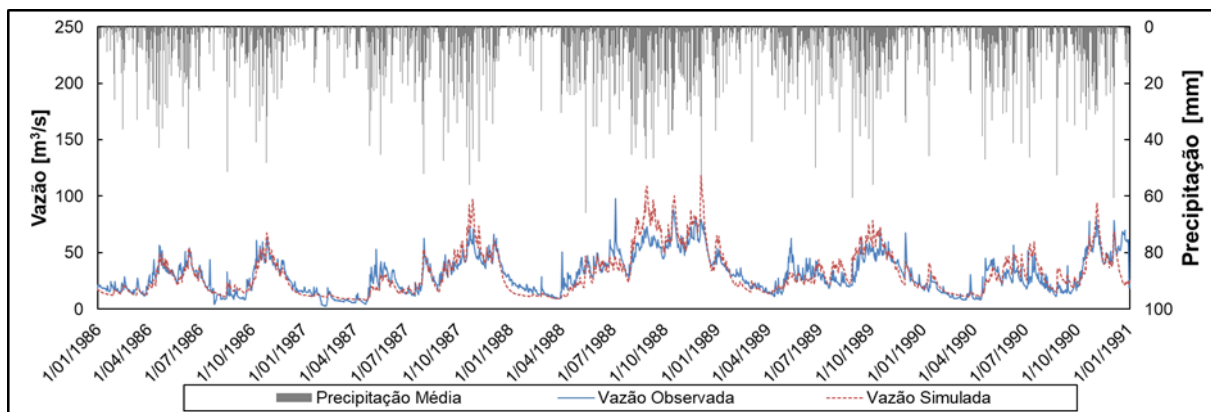


Figura 22. Comparação entre série histórica e série simulada estação El Añil.

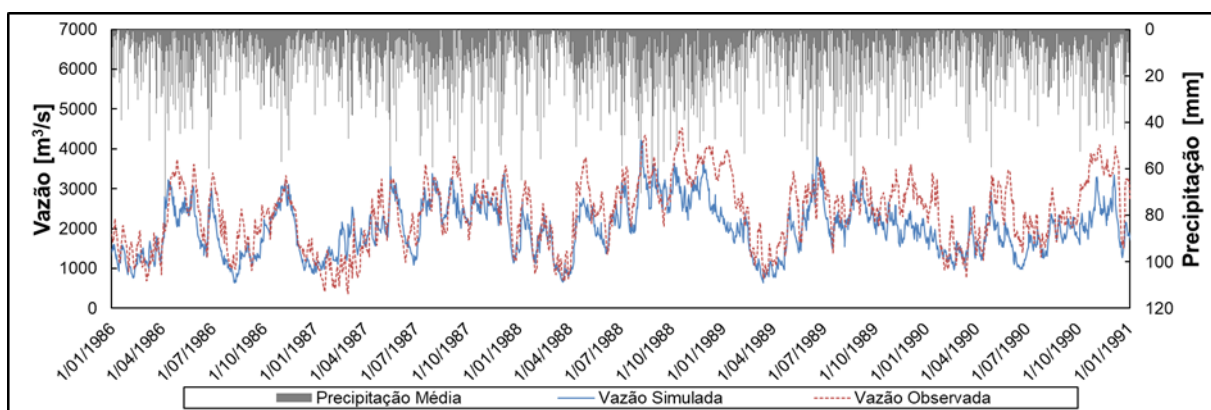


Figura 23. Comparação entre série histórica e série simulada estação Bellavista.

Foi possível observar que as séries simuladas seguem a tendência e representam adequadamente os períodos de recessão das séries observadas. Posterior à verificação do ajuste foram preenchidos os valores faltantes como etapa final da reconstituição, foram estimadas vazões médias das séries reconstituídas e comparadas com as vazões médias das séries históricas (Tabela 15).

Os valores nas magnitudes das vazões médias simuladas foram semelhantes as médias históricas para cada estação. Ressalta-se que na maioria dos casos, os erros apresentam valores menores ou próximos a zero, indicando um ajuste coerente com a natureza do modelo utilizado, o qual consegue representar adequadamente as vazões médias e mínimas.

Tabela 15. Reconstituição das estações da vazão.

Código	Nome estação	Dados faltantes [%]	Média série original [m ³ /s]	Média série reconstituída [m ³ /s]	Erro na média [%]
11047030	Bellavista	0,1	2.564,5	2.564,8	0,0
11077010	Tagachi	10,5	1.798,8	1.805,8	-0,4
11057020	San Antonio Padua	4,0	1.962,4	1.954,5	0,4
11037020	Belen	8,6	1.071,1	1.067,5	0,3
11057010	Quibdo-Automatica	6,9	1.022,7	1.009,4	1,3
11027030	Añil El	7,2	36,6	36,5	0,5
11117050	Mutata	26,5	289,7	270,9	6,5
11077020	El Siete	1,2	11,5	11,8	-2,2
11027010	Bajira	5,4	8,5	8,3	2,6
11047010	Pte Las Sanchez	5,2	14,1	14,8	-4,9
11027050	Magdalena La	9,0	28,6	29,1	-1,8
11147020	Aguasal	7,6	242,5	258,7	-6,7
11047020	Pte Certegui	4,6	64,6	65,8	-1,8
11027040	Dabeiba 2	6,4	105,2	104,6	0,6
11117010	Gindrama	18,7	306,6	304,3	0,7
11117040	Negua	15,3	92,5	93,6	-1,1
11017010	Los Arrayanes	34,2	74,6	79,3	-6,3

6.1.4 Influência de El Niño Oscilação do Sul ENOS

Como foi definido no numeral do ciclo anual, as estações dentro da bacia do rio Atrato foram divididas em dois grupos, em função da sazonalidade de ciclo anual. No caso das precipitações, foram estimadas as anomalias das fases El Niño (Fase quente) e La Niña (Fase fria) do ENOS em relação à fase neutra, com o intuito de identificar os efeitos ocasionados pelo ENOS no regime de precipitações da região, identificando as variações atribuídas ao fenômeno macroclimático (Tabela 16).

Tabela 16. Efeitos do ENOS nos registros de precipitação.

Fase	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maior	Anual
Anomalias ciclo bimodal das precipitações [%]													
El Niño	-25,3	-18,6	-39,0	-4,8	0,0	-3,2	-29,8	-47,6	-27,0	-15,7	-6,7	-5,5	-18,6
La Niña	16,6	39,8	40,9	16,8	15,2	22,6	44,8	27,1	43,4	24,3	1,2	7,3	25,0
Anomalias ciclo unimodal das precipitações [%]													
El Niño	-11,6	3,6	-0,1	-0,4	-12,9	-6,5	-19,5	-44,8	-32,7	-22,6	-14,3	-7,8	-14,1
La Niña	3,7	6,7	12,2	8,0	7,9	21,4	28,0	39,8	42,0	4,4	-12,2	1,3	13,6

O efeito do ENOS sobre o regime de precipitação da zona de estudo é evidente, especialmente na fase quente (El Niño). Para essa fase foram observadas diminuições médias anuais nas magnitudes da precipitação no ciclo unimodal e bimodal de aproximadamente 14% e 19% respectivamente (Figura 24). Durante a fase fria do fenômeno (La Niña) observam-se incrementos nas magnitudes médias anuais da precipitação de 14% para o ciclo unimodal e 25% para o ciclo bimodal (Figura 24).

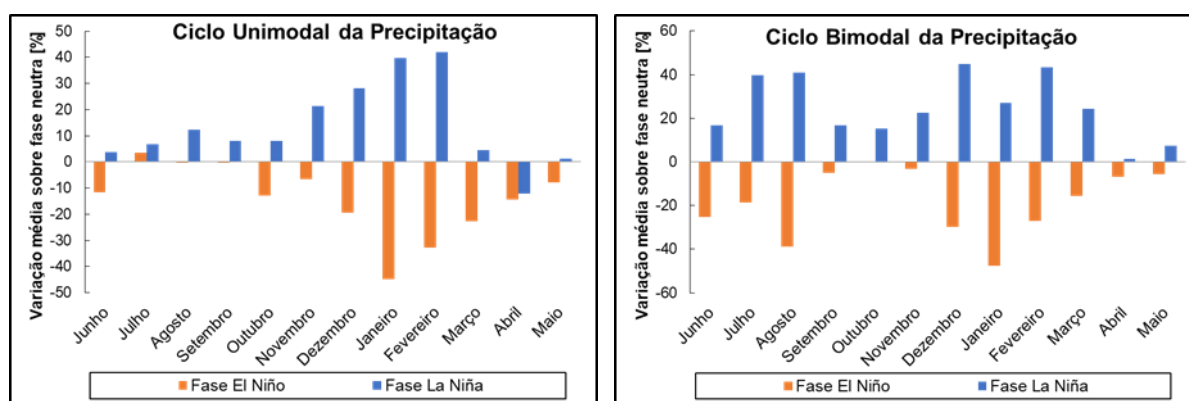


Figura 24. variações médias da precipitação sobre a fase neutra do ENOS.

Do mesmo modo que, para a precipitação, foram analisados os efeitos do ENOS sobre o regime das vazões nas bacias de estudo (Tabela 17).

Tabela 17. Efeitos do ENOS nos registros de vazão.

Fase	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maio	Anual
Anomalias ciclo bimodal das vazões [%]													
El Niño	-6,3	-8,3	-19,3	-15,9	-8,0	-7,1	-23,8	-32,3	-31,7	-24,8	-22,4	-6,6	-17,2
La Niña	4,2	19,3	28,1	23,1	8,4	23,0	19,3	18,1	19,9	32,2	9,7	-0,5	17,1
Anomalias ciclo unimodal das vazões [%]													
El Niño	3,4	3,1	-10,8	-8,4	-9,4	-8,5	-18,7	-26,6	-23,7	-9,6	-15,1	-11,8	-11,4
La Niña	7,8	14,2	19,9	11,2	8,6	20,5	23,1	23,6	34,1	14,1	-3,9	9,8	15,3

Foram identificadas diminuições nas magnitudes das vazões durante a fase quente (El Niño) de 11% e de 17% e incrementos de 15% e 17% durante a fase fria (La Niña) (Figura 25), para a as estações com ciclo unimodal e bimodal respectivamente (Figura 25).

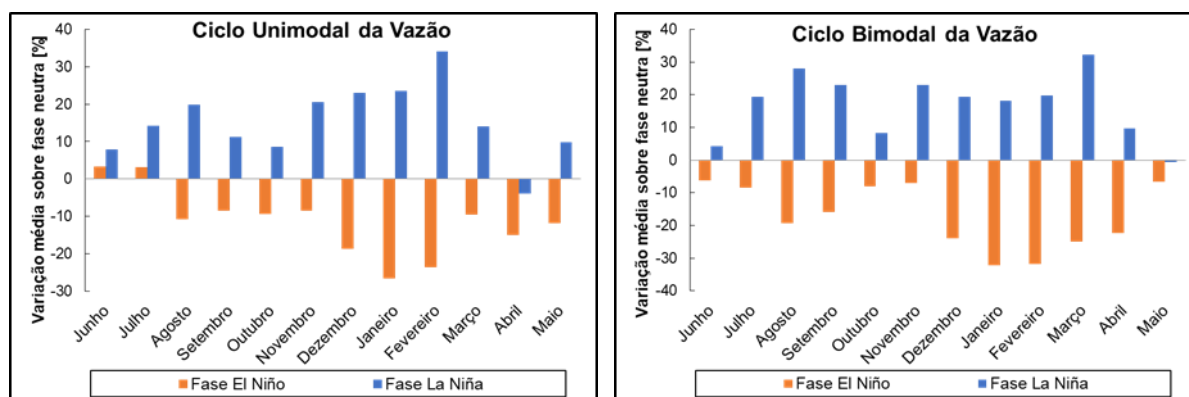


Figura 25. Variações médias da vazão sobre a fase neutra do ENSO.

6.1.5 Indicadores hidrológicos

6.1.5.1 Análise das curvas de permanência FDC

A partir das FDCs foram identificadas as vazões características para as bacias de estudo (Tabela 18), que foram empregadas para a análise de agrupamentos, fornecendo o dendograma (Figura 26), que indica a existência de três grandes grupos de bacias, segundo sua similaridade no comportamento das FDCs.

Tabela 18. Vazões características das bacias de estudo.

Bacia	Vazões características [mm/dia]							
	Q ₉₅	Q ₉₀	Q ₇₀	Q ₅₀	Q ₁₀	Q ₅	Q ₁	Q ₉₀ /Q ₅₀
Bellavista	6,27	8,06	11,74	14,08	18,78	20,15	22,38	0,57
Tagachi	6,51	8,45	12,72	15,81	21,86	23,22	25,19	0,53
San Antonio Padua	7,82	9,42	13,40	16,06	21,33	22,54	24,14	0,59
Belen	6,42	8,06	12,58	16,29	26,56	29,62	34,30	0,49
Quibdo Automatica	7,07	9,04	13,82	17,65	29,08	32,25	38,47	0,51
Añil El	1,27	1,69	2,82	3,95	7,44	8,62	13,19	0,43
Mutata	3,06	3,86	5,68	7,14	11,33	12,93	16,02	0,54
El Siete	1,91	2,33	3,43	4,35	7,30	8,60	12,55	0,54
Bajira	1,22	1,44	2,94	5,38	24,20	33,73	47,46	0,27
Pte Las Sanchez	1,99	2,48	3,54	4,43	7,84	9,36	13,85	0,56
Magdalena La	0,90	1,36	2,43	3,40	6,91	8,12	10,60	0,40
Aguasal	7,34	9,44	14,19	17,86	43,39	53,53	73,98	0,53
Pte Certegui	4,05	5,29	9,10	13,95	46,60	64,21	117,07	0,38
Dabeiba	1,53	1,97	2,89	3,90	7,84	9,43	14,00	0,51
Gindrama	5,95	7,60	11,09	14,29	26,98	31,86	44,32	0,53
Negua	4,91	6,22	9,64	12,18	28,77	33,62	47,19	0,51
Los Arrayanes	3,31	4,20	6,50	8,21	19,35	22,66	31,81	0,51

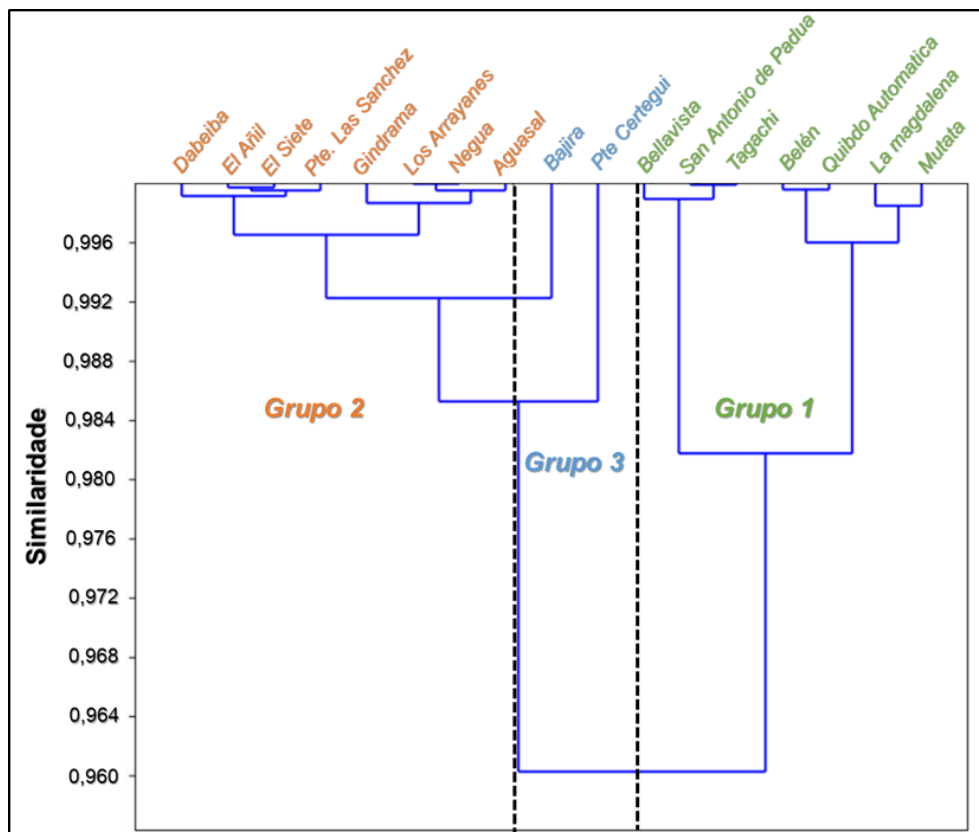


Figura 26. Dendrograma das vazões características das bacias de estudo.

O Grupo 01 é composto pelas bacias com vazões estáveis no tempo, associadas a uma resposta lenta ante eventos de precipitação, é característico das estações localizadas em locais com menor declividade média (Figura 27).

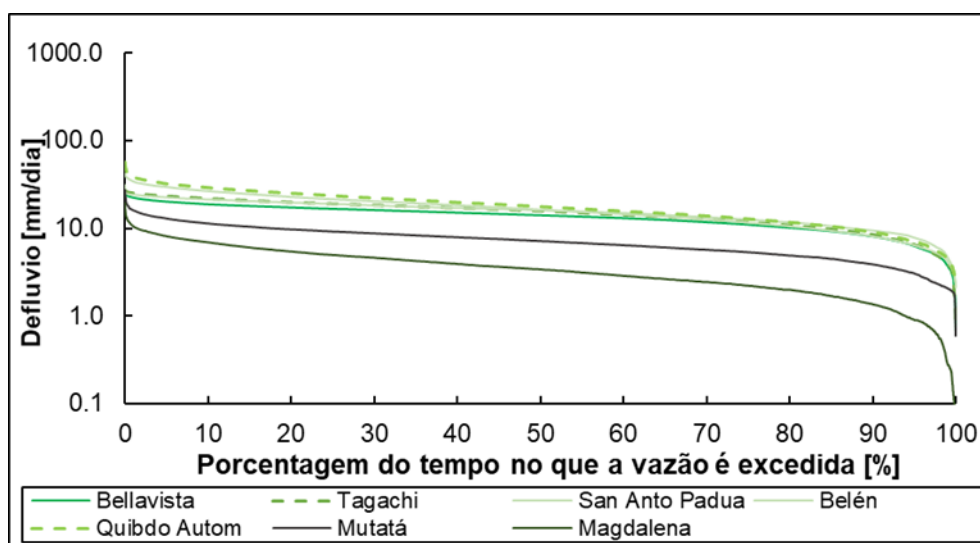


Figura 27. Curvas de permanência de vazões bacias grupo 1, FDC tipo I.

O Grupo 02 agrupa as bacias consideradas como bacias de resposta rápida ou média, majoritariamente localizadas à montante da grande bacia do Atrato, com uma resposta mais rápida ante eventos de precipitação. Este tipo de curva é característico das estações localizadas nas porções de montante da bacia do rio Atrato (Figura 28).

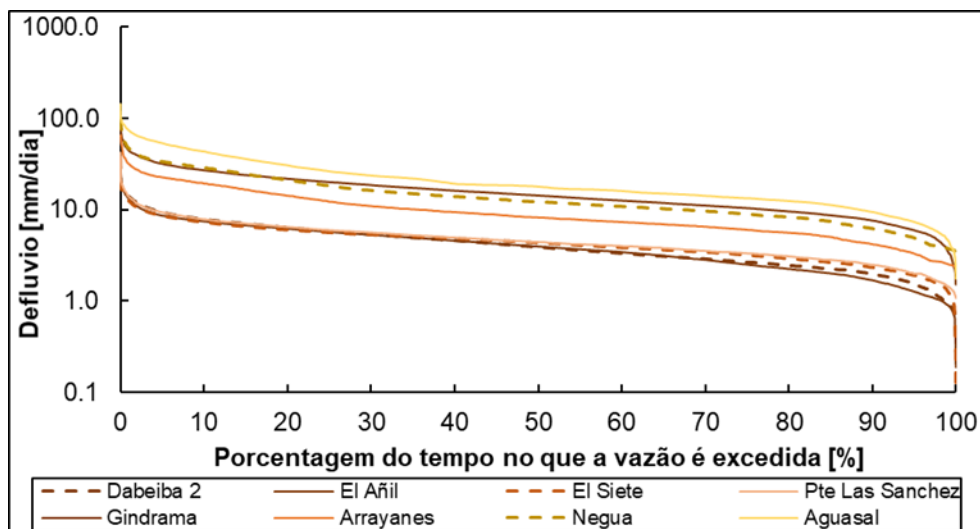


Figura 28. Curvas de permanência de vazões bacias grupo 2, FDC tipo II.

Já as bacias do Grupo 03 são caracterizadas por um comportamento atípico em relação aos grupos anteriores, apresentando uma resposta ante eventos de chuva entre média e rápida, mas a configuração da distribuição das vazões características difere das bacias do grupo 02, onde as bacias do grupo 3 têm uma maior inclinação da curva de permanência (Figura 29).

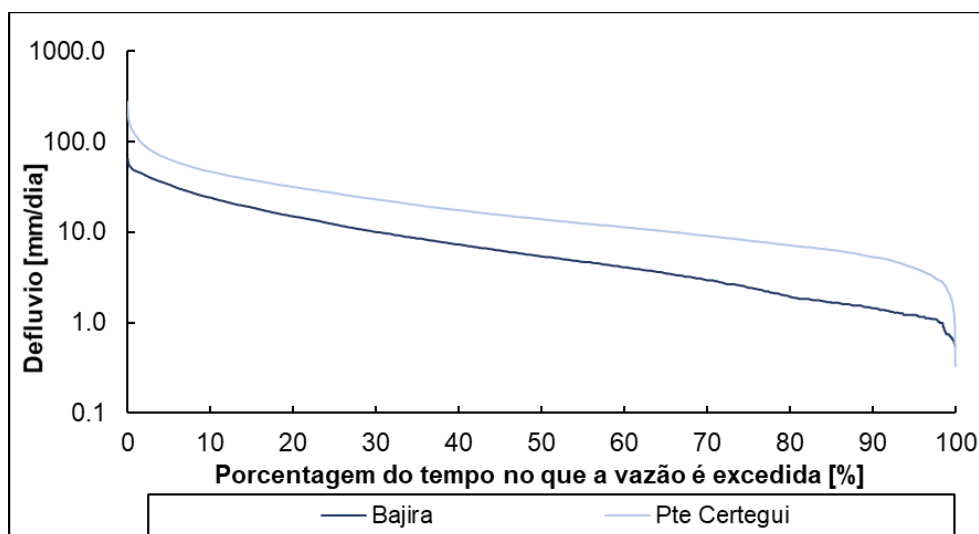


Figura 29. Curvas de permanência de vazões bacias grupo 3, FDC tipo III.

A partir do comportamento observado pode-se identificar que as estações localizadas nas partes altas da bacia do rio Atrato, pertencentes as curvas tipo II, apresentam um comportamento na FDC, que prevalece o escoamento superficial (Figura 28). Em contrapartida, nas curvas tipo I (Figura 27) identifica-se que a vazão é mais persistente no tempo.

Foi implementado uma análise visual da distribuição espacial dos Q_{90} em função da declividade média (Figura 30) e da litologia das bacias (Figura 31).

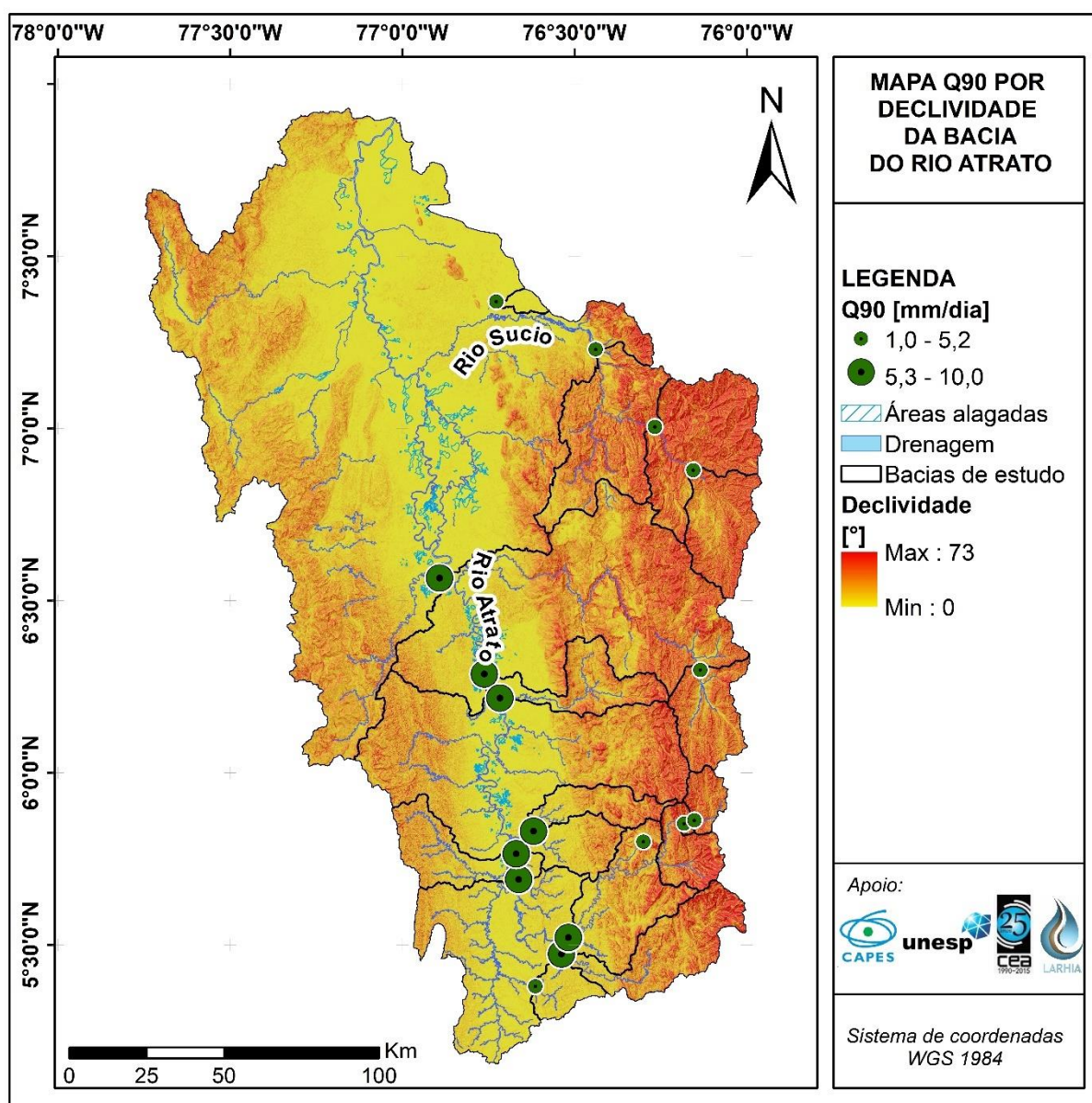


Figura 30. Distribuição espacial do Q_{90} Vs. a declividade na bacia do rio Atrato.

Foi possível distinguir um padrão em relação as variáveis fisiográficas. As bacias com Q_{90} entre 5,3 e 10,0 mm/dia correspondem com as FDCs tipo I (Figura 27), que adicionalmente apresentam menores declividades médias no curso do rio principal e cujo exutório está localizado sobre depósitos quaternários. Por sua parte, as bacias com Q_{90} inferiores (valores entre 1,0 e 5,2 mm/dia) correspondentes as FDCs tipo II (Figura 28), apresentam maiores declividades médias do curso principal e os exutórios dessas bacias estão localizados sobre rochas sedimentares ou ígneas, com menor presença de depósitos quaternários na área total. Para as FDCs tipo III apresentam um comportamento atípico, onde não foi possível estabelecer um padrão que relacione a declividade média e a litologia característica das bacias de estudo.

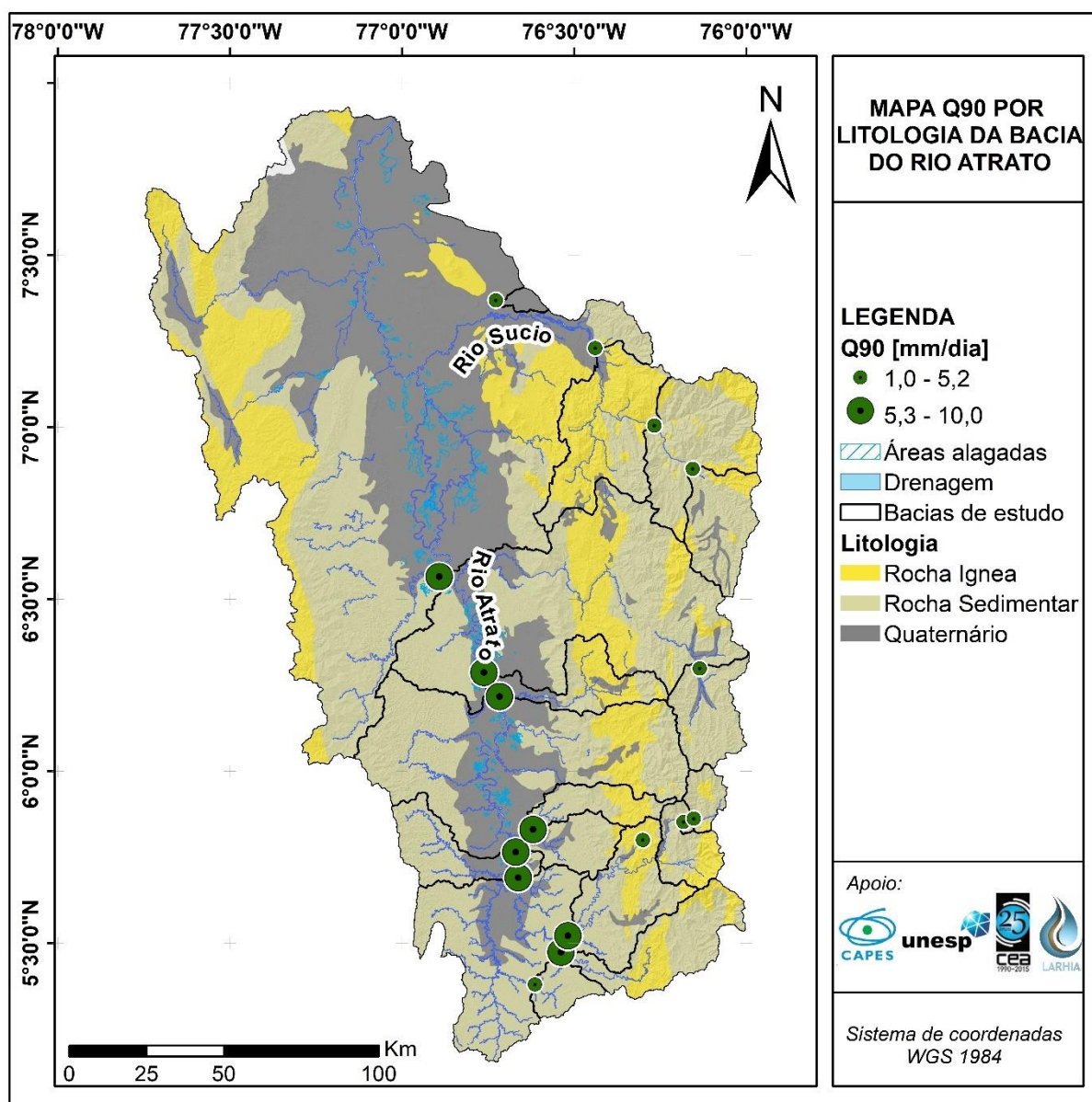


Figura 31. Distribuição espacial do Q_{90} Vs. Litologia na bacia do rio Atrato.

Além disso, a partir do coeficiente de correlação de Pearson, foi estabelecida uma relação inversa entre a porcentagem de coberturas agrícolas nas bacias com a magnitude do Q_{90} ($\rho = -0,64$). Caso contrário acontece com a relação entre o Q_{90} e as porcentagens das áreas de floresta e das texturas grossas do solo, existindo uma relação diretamente proporcional ($\rho = 0,63$).

6.1.5.2 Índice *Flashiness*

A partir do índice *Flashiness* (Tabela 19) foi possível identificar três tipos de resposta hidrológica das bacias, que são comparados com os grupos definidos para as FDCs.

Em geral foi possível determinar que as bacias com menores índices *Flashiness* são concordantes na maioria dos casos com as bacias localizadas nos depósitos quaternários, que têm maior área de drenagem e que apresentam uma resposta às chuvas mais lenta.

Os índices *Flashiness* maiores correspondem as FDCs tipo II, indicando uma resposta mais rápida aos eventos de precipitação, bacias caracterizadas por maiores declividades e com maior presença de unidades geológicas sedimentares ou ígneas.

Tabela 19. Índice *Flashiness* das bacias de estudo.

Bacia	Flashiness	Tipo de resposta
Bellavista	0,05	Lenta
San Antonio Padua	0,06	Lenta
Tagachi	0,08	Lenta
El Siete	0,10	Média
Dabeiba	0,11	Média
Pte Las Sanchez	0,12	Média
La Magdalena	0,12	Média
El Añil	0,13	Média
Mutata	0,13	Média
Los Arrayanes	0,14	Média
Belen	0,2	Média
Quibdo Automatica	0,25	Média
Bajira	0,33	Média
Aguasal	0,34	Média
Gindrama	0,34	Média
Negua	0,49	Rápida
Pte Certegui	0,72	Rápida

6.2 ANÁLISE DE RECESSÃO

Foram calculados os valores de K para as 17 bacias de estudo (Tabela 20), empregando os três métodos de ajuste propostos, o valor de K selecionado foi definido como a média dos valores coerentes com os registros da precipitação, descartando-se os valores obtidos pelo ajuste ORG, devido suas estimativas indicarem valores de K muito altos, que discordaram com a frequência e a magnitude dos registros da precipitação na região, uma vez que, foram observados períodos de recessão de vazão e precipitação máximos de 30 dias.

Tabela 20. Recessão característica das bacias de interesse.

Estação	ORG			OLS			LE			K selecionado [dia]
	K [dia]	a	b	K [dia]	a	b	K [dia]	a	b	
Bellavista	31,0	0,032	1,1	0,6	1,709	0,6	25,0	0,040	1,0	12,8
Tagachi	48,7	0,021	1,2	3,4	0,291	0,8	25,0	0,040	1,0	14,2
San Antonio Padua	191,4	0,005	1,4	3,6	0,279	0,8	25,0	0,040	1,0	14,3
Belen	219,1	0,005	1,5	3,8	0,265	0,9	25,0	0,040	1,0	14,4
Quibdo Automatica	351,5	0,003	1,6	8,4	0,120	1,0	25,0	0,040	1,0	16,7
El Añil	29,6	0,034	1,2	11,5	0,087	0,9	25,0	0,040	1,0	18,3
Mutata	69,4	0,014	1,3	11,6	0,087	1,0	25,0	0,040	1,0	18,3
El Siete	22,4	0,045	1,2	11,9	0,084	0,9	25,0	0,040	1,0	18,4
Bajira	21,3	0,047	1,7	16,9	0,059	1,5	25,0	0,040	1,0	20,9
Pte Las Sanchez	49,6	0,020	1,5	17,5	0,057	1,1	25,0	0,040	1,0	21,2
Aguasal	107,9	0,009	1,5	20,6	0,049	1,2	25,0	0,040	1,0	22,8
La Magdalena	39,4	0,025	1,3	20,5	0,049	1,1	25,0	0,040	1,0	22,8
Dabeiba	83,9	0,012	1,4	21,1	0,047	1,1	25,0	0,040	1,0	23,0
Pte Certegui	84,0	0,012	1,8	21,0	0,048	1,4	25,0	0,040	1,0	23,0
Gindrama	828,8	0,001	1,8	23,4	0,043	1,2	25,0	0,040	1,0	24,2
Negua	629,0	0,002	2,0	27,0	0,037	1,3	25,0	0,040	1,0	26,0
Los Arrayanes	86,9	0,012	1,4	31,0	0,032	1,2	25,0	0,040	1,0	28,0

Conseqüentemente, foram empregados os valores de K obtidos nos ajustes LE e OLS, dado que o primeiro método representa um estado avançado das recessões indicando pequenas taxas de recessão e o segundo avalia o ajuste da totalidade dos dados, apresentando coeficientes de correlação significativos ($r = 0,63 \pm 0,12$), onde os menores valores de correlação correspondem as bacias com menores valores de K .

Foi identificada uma relação inversa entre a porcentagem da área sobre depósitos quaternários e a magnitude da K (Figura 32). Entretanto, não foi identificado um padrão claro, devido a correlação fraca, menor que 0,40. As maiores porcentagens de depósitos refletem na maioria dos casos menores valores de K (bacias “Bellavista”, “Tagachi”, “Belén”, “San Antonio de Padua” e “Quibdo automática”). Caso contrário acontece com as bacias que estão localizadas sobre porções maiores de rochas ígneas, refletindo geralmente valores da K maiores (bacias “Dabeiba”, “Gindrama”, “Negua” e “Los Arrayanes”).

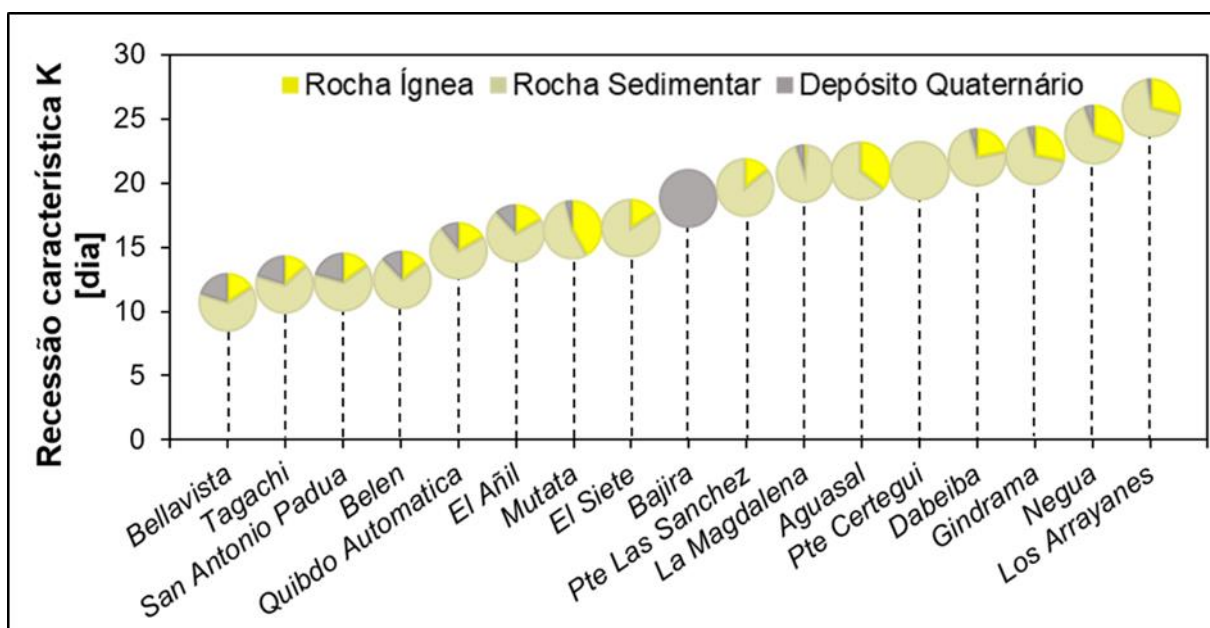


Figura 32. Relação entre a recessão característica K e a geologia subjacente da bacia.

Os gráficos de recessão e os ajustes aplicados na Figura 33, apresentam os gráficos de recessão, junto com os ajustes lineares empregados.

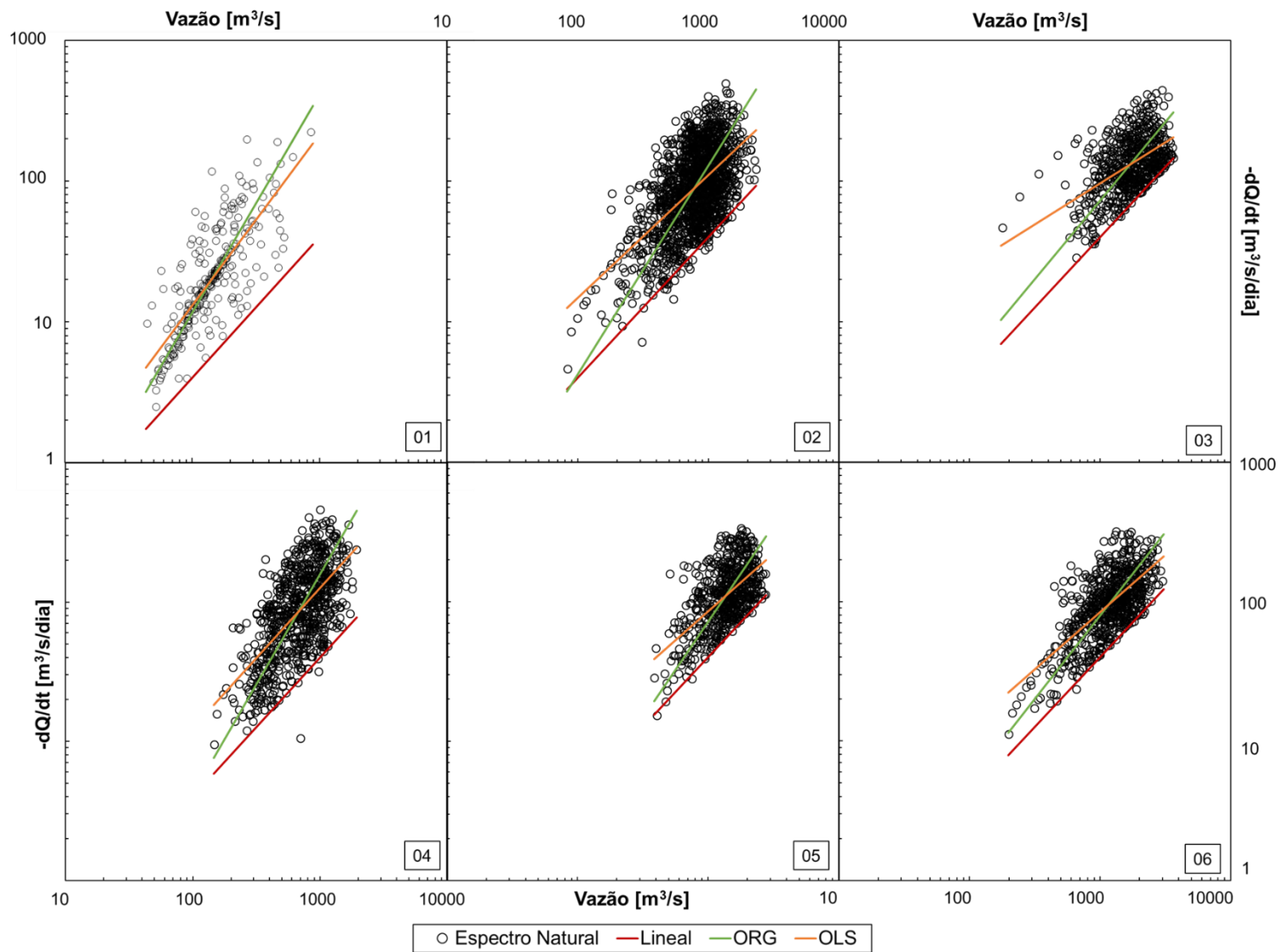


Figura 33. Análise de recessão bacias de estudo; 01 Aguasal; 02. Belén; 03. Bellavista; 04. Quibdo Automatica, 05. San Antonio Padua; 06. Tagachí.

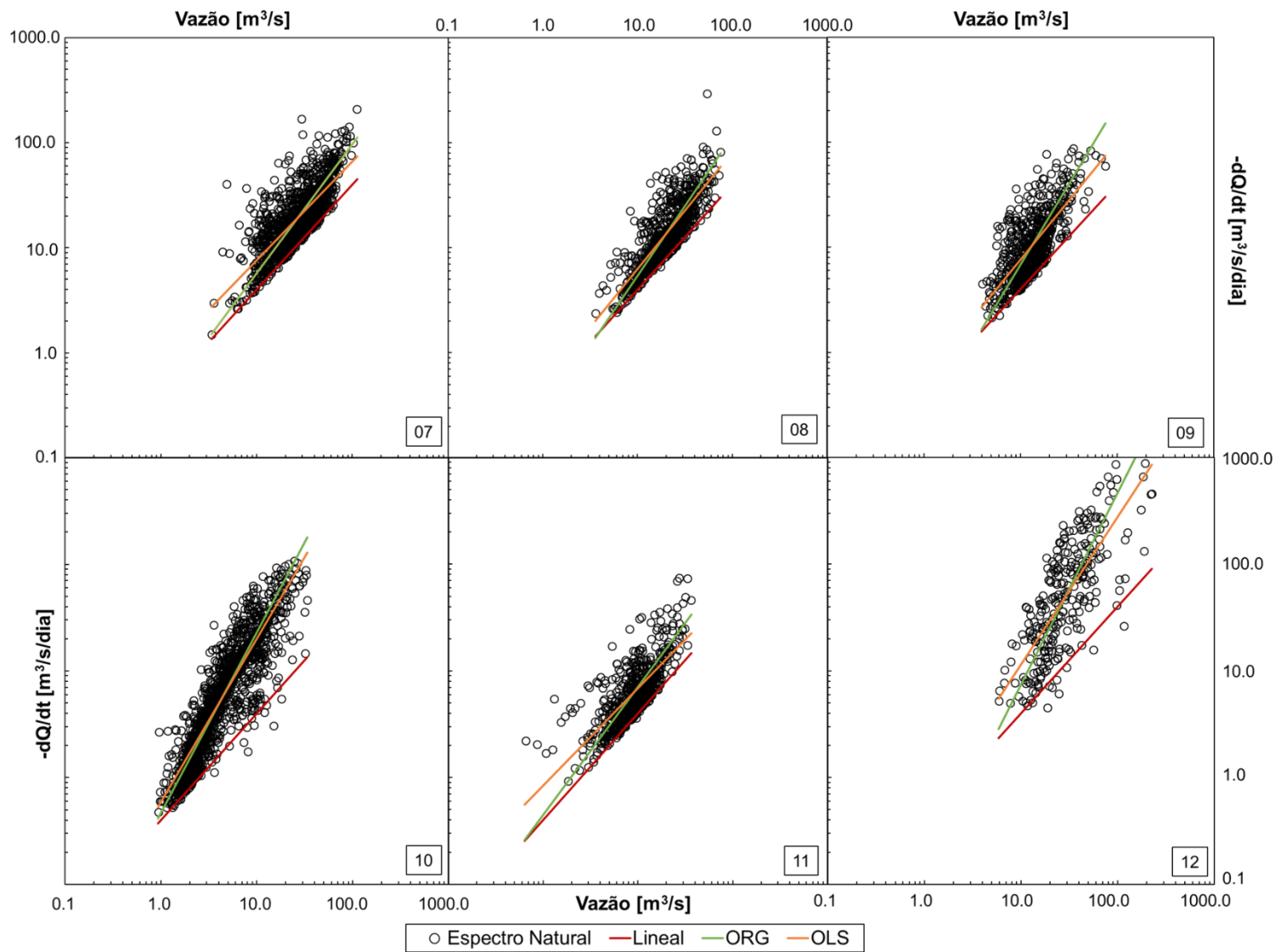


Figura 33. Análise de recessão bacias de estudo (continuação); 07. Añil El; 08. La Magdalena; 09. Pte Las Sanchez; 10. Bajira; 11. El Siete; 12. Pte. Certegui.

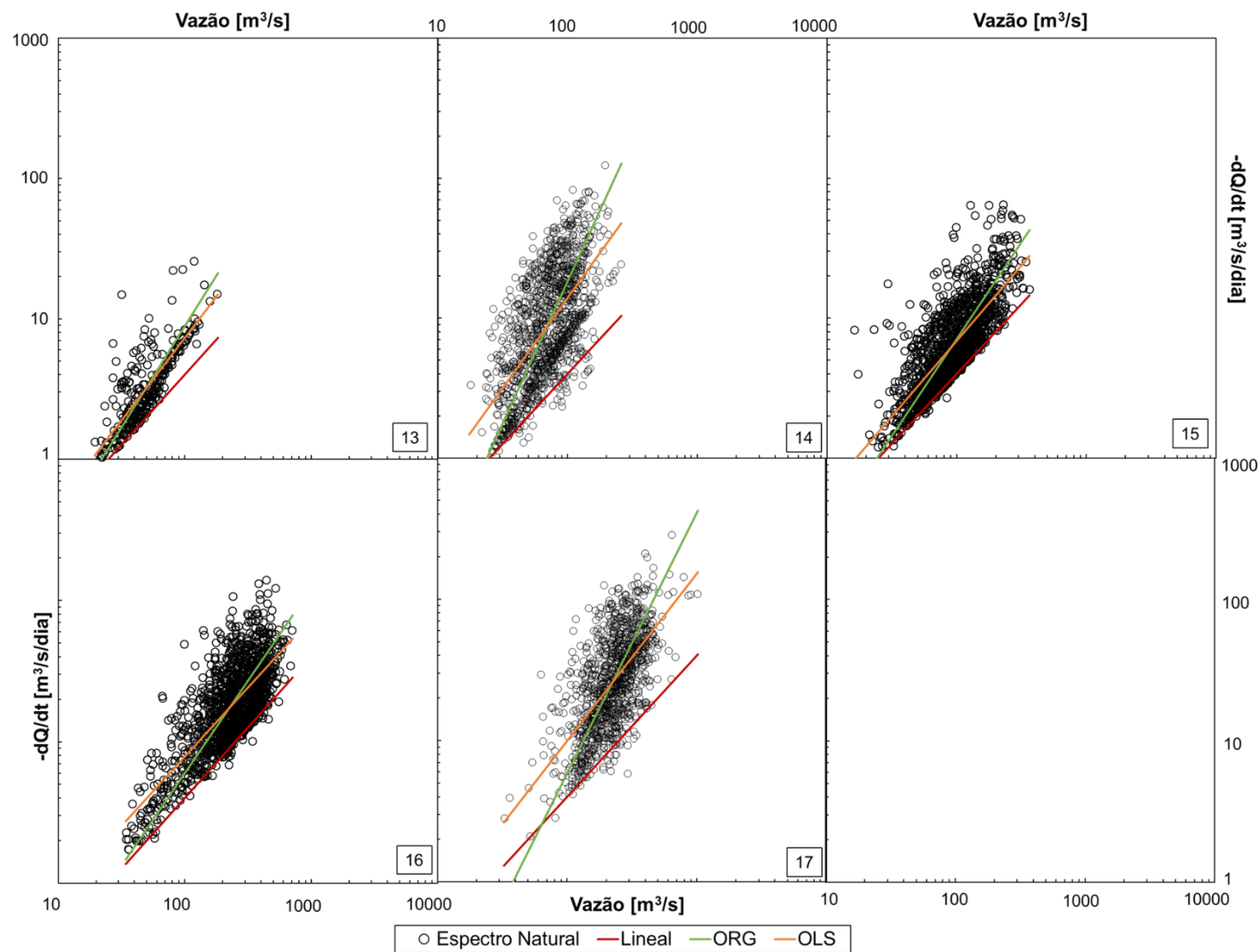


Figura 33. Análise de recessão bacias de estudo (continuação); 13. Los Arrayanes; 14. Negua; 15. Dabeiba; 16. Mutata; 17. Gindrama.

6.3 SEPARAÇÃO DO HIDROGRAMA

Conforme os resultados obtidos na Tabela 20, foram selecionados os valores da K , a partir da qual foi estimada a constante (c), empregada na estimativa do BFI e BFI_{max} (Tabela 21).

Tabela 21. Índice de fluxo de base BFI para as bacias de estudo.

Estação (Bacia)	C	Filtros de 1 parâmetro		Filtros de 2 parâmetros					
		BFI Lyne e Hollick	BFI Chapman e Maxwell	Filtro Inverso BFI _{max}	BFI	Eckhardt BFI _{max}	BFI	Q ₉₀ /Q ₅₀ BFI _{max}	Eq BFI
Bellavista	0,92	0,75	0,50	0,99	0,98	0,80	0,80	0,70	0,70
Tagachi	0,93	0,70	0,50	0,96	0,96	0,80	0,80	0,69	0,69
San Antonio Padua	0,93	0,73	0,50	0,97	0,97	0,80	0,80	0,70	0,70
Belen	0,93	0,55	0,49	0,80	0,76	0,80	0,76	0,64	0,62
Quibdo Automatica	0,94	0,51	0,49	0,72	0,67	0,80	0,74	0,64	0,60
El Añil	0,95	0,69	0,50	0,92	0,91	0,80	0,79	0,57	0,57
Mutata	0,95	0,74	0,50	0,93	0,91	0,80	0,79	0,63	0,63
El Siete	0,95	0,50	0,76	0,95	0,94	0,80	0,79	0,64	0,64
Bajira	0,95	0,37	0,43	0,52	0,45	0,80	0,66	0,43	0,39
Pte Las Sanchez	0,95	0,71	0,50	0,92	0,90	0,80	0,79	0,71	0,70
La Magdalena	0,96	0,71	0,50	0,92	0,90	0,80	0,79	0,58	0,58
Aguasal	0,96	0,46	0,46	0,61	0,54	0,80	0,69	0,60	0,58
Pte Certegui	0,96	0,32	0,39	0,40	0,34	0,80	0,56	0,54	0,41
Dabeiba	0,96	0,70	0,50	0,91	0,89	0,80	0,79	0,65	0,64
Gindrama	0,96	0,54	0,49	0,69	0,63	0,80	0,71	0,64	0,59
Negua	0,96	0,45	0,45	0,56	0,49	0,80	0,65	0,60	0,51
Los Arrayanes	0,96	0,64	0,50	0,85	0,82	0,80	0,77	0,60	0,59

Foi identificada uma relação linear inversa entre o (c) e o BFI para todos os filtros aplicados, em que o FCF e o FI apresentam maiores coeficientes de correlação de Pearson, $\rho = -0,54$ e $\rho = -0,51$ respectivamente, e o FCM apresenta o pior ajuste linear $\rho = -0,18$. Entretanto, os valores obtidos não são considerados estatisticamente significativos, devido ao erro estimado do coeficiente de correlação ($EE_r = |0,69|$) para um nível de significância $\alpha = 0,05$ ser superior às correlações obtidas ($|\rho| < EE_r$). As incertezas geradas pela seleção dos parâmetros (c) e BFI_{max} para a aplicação dos filtros de dois parâmetros estão apresentadas na Tabela 22

Tabela 22. Incertezas do c e BFI para os filtros de dois parâmetros.

c	Filtro inverso (FI)			Filtro EQ Q ₉₀ /Q ₅₀ (FCF)			Filtro Eckhardt (FE)			
	BFI	S(BFI/c)	S(BFI/BFI _{ma})	BFI	S(BFI/c)	S(BFI/BFI _{max})	BFI	S(BFI/c)	S(BFI/BFI _{max})	
μ	0,949	0,768	-0,142	0,385	0,596	-0,103	0,141	0,746	-0,210	0,277
σ	$\pm 0,012$	$\pm 0,207$	$\pm 0,101$	$\pm 0,253$	$\pm 0,091$	$\pm 0,161$	$\pm 0,038$	$\pm 0,069$	$\pm 0,276$	$\pm 0,082$

O *box-plot* caracteriza a distribuição dos *BFI* dos filtros empregados (Figura 34). Os fluxos de base médios, a taxa média da recarga e a porcentagem referente à precipitação são apresentadas na Tabela 23 e na Tabela 24.

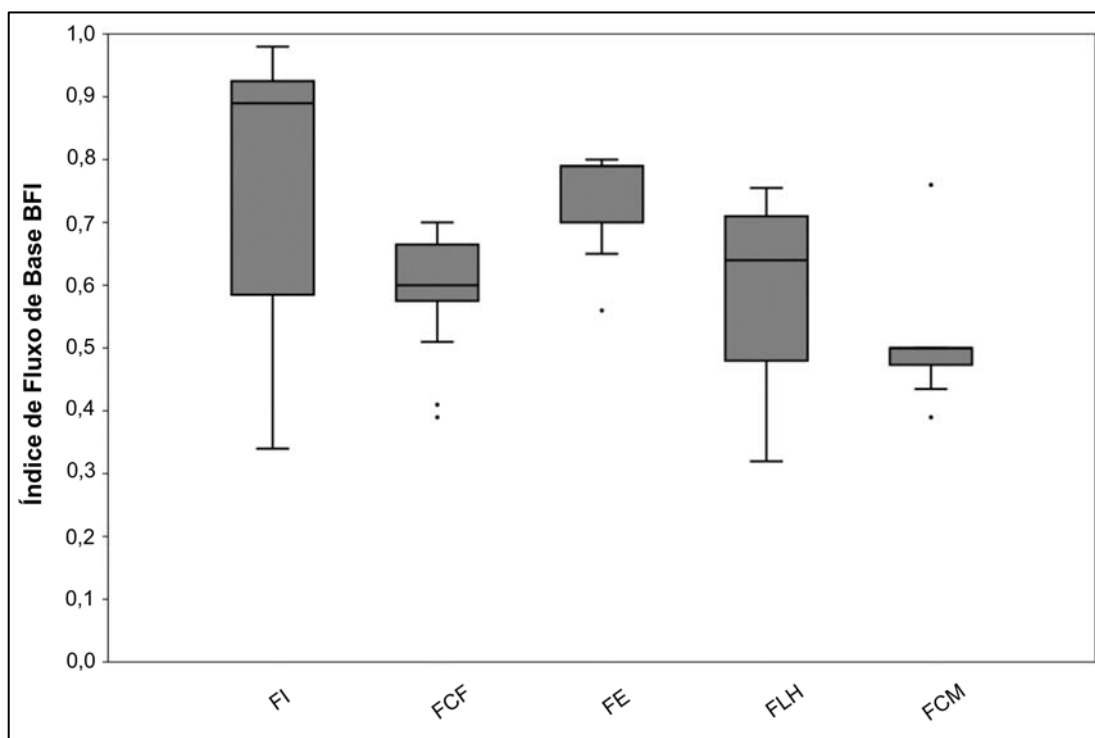


Figura 34. Box-Plot do fluxo de base respeito à precipitação; 1. FI: Filtro Inverso, 2. FCF: Filtro Eq. Q90/Q50, 3. FE: Filtro Eckhardt, 4. FLH: Filtro Lyne e Hollick, 5. FCM: Filtro Chapman e Maxwell.

Identifica-se que o FI apresenta uma variabilidade dos *BFI* que abrange uma faixa de grande amplitude (entre 0,34 e 0,98), além de ter o maior valor na média e na mediana de todos os filtros aplicados (0,77 e 0,89 respectivamente).

Para o FCF, foram identificadas variações do *BFI* entre 0,39 e 0,70, com valores de média e mediana de 0,60; neste método foram observados dois *outliers* correspondentes as bacias pertencentes às FDCs do tipo III “*Bajira*” e “*Pte. Certegui*”.

Para o FE foram identificadas variações do *BFI* entre 0,65 e 0,80; com valores na média e na mediana de 0,75 e 0,79 respectivamente, para o qual foi detectado um *outlier* (*BFI* = 0,56) correspondente a bacia “*Pte. Certegui*”.

Tabela 23. Fluxo de base empregando filtros de dois parâmetros.

Estação (Bacia)	Filtro inverso (FI)			Filtro EQ Q ₉₀ /Q ₅₀ (FCF)			Filtro Eckhardt (FE)		
	Recarga [mm/ano]	% da P	Fluxo de base [m ³ /s]	Recarga [mm/ano]	% da P	Fluxo de base [m ³ /s]	Recarga [mm/ano]	% da P	Fluxo de base [m ³ /s]
Bellavista	5.132,9	95	2.525,7	3.658,5	68	1.800,2	4.160,8	77	2.047,3
Tagachi	5.551,9	89	1.732,0	3.994,8	64	1.246,2	4.607,1	74	1.437,2
San Antonio Padua	5.693,2	93	1.891,1	4.095,3	67	1.360,3	4.681,9	76	1.555,2
Belen	4.715,5	74	809,1	3.855,7	60	661,6	4.726,0	74	810,9
Quibdo Automatica	4.460,3	70	673,8	3.998,3	63	604,0	4.916,6	77	742,7
El Añil	1.469,2	67	33,2	925,2	42	20,9	1.279,9	58	28,9
Mutata	2.345,5	82	247,1	1.618,2	57	170,5	2.042,0	71	215,1
El Siete	1.678,4	53	11,0	1.147,3	36	7,5	1.421,7	45	9,4
Bajira	1.503,5	36	3,7	1.299,3	31	3,2	2.228,3	53	5,5
Pte Las Sanchez	1.872,4	58	13,4	1.451,2	45	10,4	1.635,7	51	11,7
La Magdalena	1.313,2	45	26,2	850,2	29	17,0	1.155,8	39	23,1
Aguasal	4.847,4	58	139,6	4.786,2	62	137,9	6.208,8	74	178,9
Pte Certegui	2.664,7	38	22,1	3.268,2	47	27,1	4.452,9	64	36,9
Dabeiba	885,0	39	93,2	635,0	28	66,9	780,4	34	82,2
Gindrama	3.693,0	59	191,2	3.496,4	56	181,0	4.173,4	67	216,0
Negua	3.444,1	52	46,0	3.608,8	54	48,2	4.568,9	69	61,0
Los Arrayanes	3.175,8	77	62,9	2.287,1	55	45,3	2.992,3	73	59,3

Para o FLH, também foi observada uma alta variabilidade do *BFI*, menor que para o FI, com valores máximos de 0,75 e mínimos de 0,32, e valores na média e na mediana de 0,59 e 0,64, semelhantes às obtidas no FCF.

Por último, o FCM apresentou valores na média e na mediana para o *BFI* de 0,50; inferiores aos analisados pelos métodos anteriores, de igual forma apresentaram uma faixa de variação muito pequena, restrita entre 0,43 e 0,50, com os *outliers*, correspondentes às bacias “*Pte. Certegui*” e “*El Siete*”.

A porcentagem de precipitação que se torna FB, apresentou faixas de variação entre 36% e 95% para o FI; entre 28% e 68% para o FCF; entre 34% e 77% para o FE; entre 30% e 73% para o FLH; e entre 22% e 51% para o FCM (Tabela 23 e Tabela 24).

Tabela 24. Fluxo de base empregando filtros de um parâmetro.

Estação (Bacia)	Filtro Lyne e Hollick (FLH)			Filtro Chapman e Maxwell (FCM)		
	Recarga [mm/ano]	% da P	Fluxo de base [m ³ /s]	Recarga [mm/ano]	% da P	Fluxo de base [m ³ /s]
Bellavista	3.934,4	73	1.935,9	2.605,8	48	1.282,2
Tagachi	4.064,6	65	1.268,0	2.893,3	46	902,6
San Antonio Padua	4.285,1	70	1.423,4	2.942,4	48	977,4
Belen	3.400,4	53	583,5	3.066,8	48	526,2
Quibdo Automatica	3.437,4	54	519,3	3.248,2	51	490,7
El Añil	1.106,6	50	25,0	805,5	37	18,2
Mutata	1.899,8	66	200,1	1.285,0	45	135,4
El Siete	1.357,9	43	8,9	892,8	28	5,9
Bajira	1.260,1	30	3,1	1.466,2	35	3,6
Pte Las Sanchez	1.466,4	45	10,5	1.032,3	32	7,4
La Magdalena	1.029,6	35	20,5	728,9	25	14,5
Aguasal	4.128,7	49	118,9	4.102,7	49	118,2
Pte Certegui	2.566,6	37	21,3	3.090,9	44	25,6
Dabeiba	696,9	30	73,4	493,6	22	52,0
Gindrama	3.184,5	51	164,9	2.868,9	46	148,5
Negua	3.209,3	48	42,8	3.162,9	48	42,2
Los Arrayanes	2.489,0	60	49,3	1.930,1	47	38,3

Em relação às médias identificadas, o FI e o FE apresentaram médias de 64% e 63% da precipitação respectivamente, que corresponde ao FB. Entretanto, o FI exibiu uma maior amplitude na variação dos dados. De igual forma o FCF e FLH demonstraram os mesmos valores médios de 51% para as bacias de estudo, além de uma variabilidade semelhante. O FCM foi aquele que apresentou menores variações na média (41%), e não apresenta nenhuma relação ou ajuste com os outros filtros. O agrupamento segundo o tipo de CVD dos valores de recarga estimados pelos 5 filtros propostos é apresentado na Figura 35.

Na Figura 35 foi possível notar um padrão em relação à porcentagem de recarga das bacias pertencentes ao Grupo 01, em que foram identificados maiores valores de recarga por todos os filtros empregados, com exceção da bacia “*La Magdalena*”, diferenças atribuídas à composição das coberturas da terra e à litologia dominante, sendo a bacia do Grupo 01 que apresentam maiores porcentagens de floresta e depósitos quaternários. Por sua vez, as bacias do Grupo 02 tiveram menores valores nas taxas de recarga, atribuídos a maiores valores de declividade média das bacias.

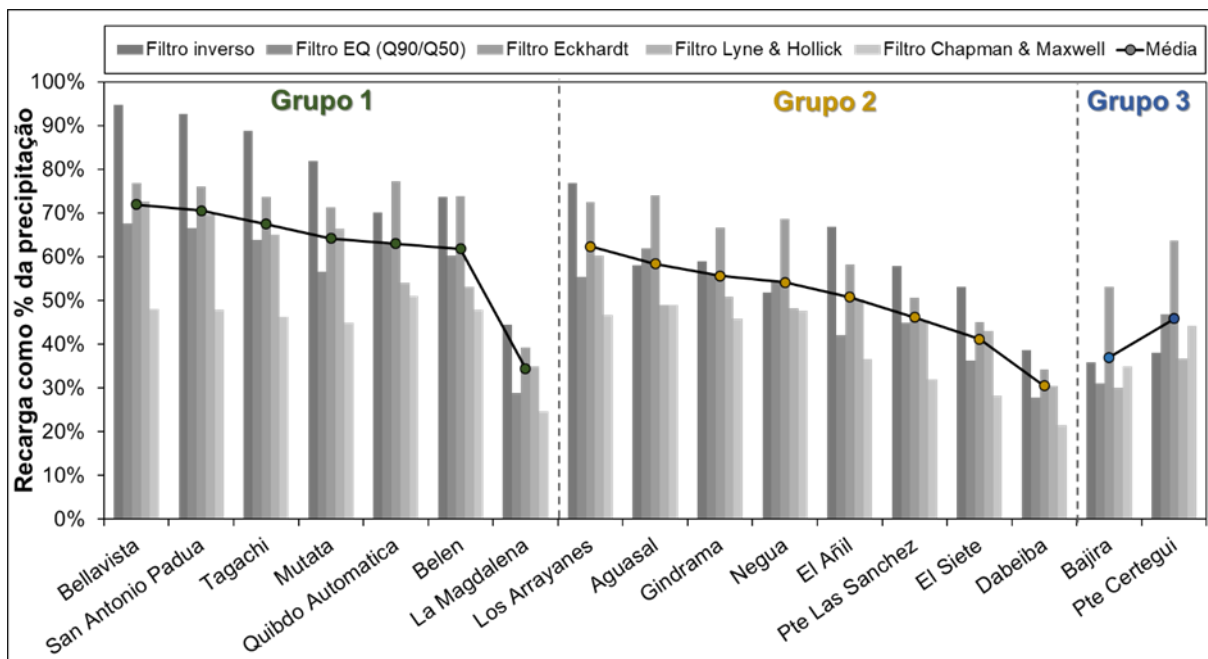


Figura 35. Porcentagem da precipitação correspondente à recarga.

Foi avaliada a relação entre o BFI_{max} e a razão Q_{90}/Q_{50} para as bacias de estudo, com um coeficiente de determinação de 0,31, indicando que não existe uma relação linear clara entre as duas variáveis (Figura 36).

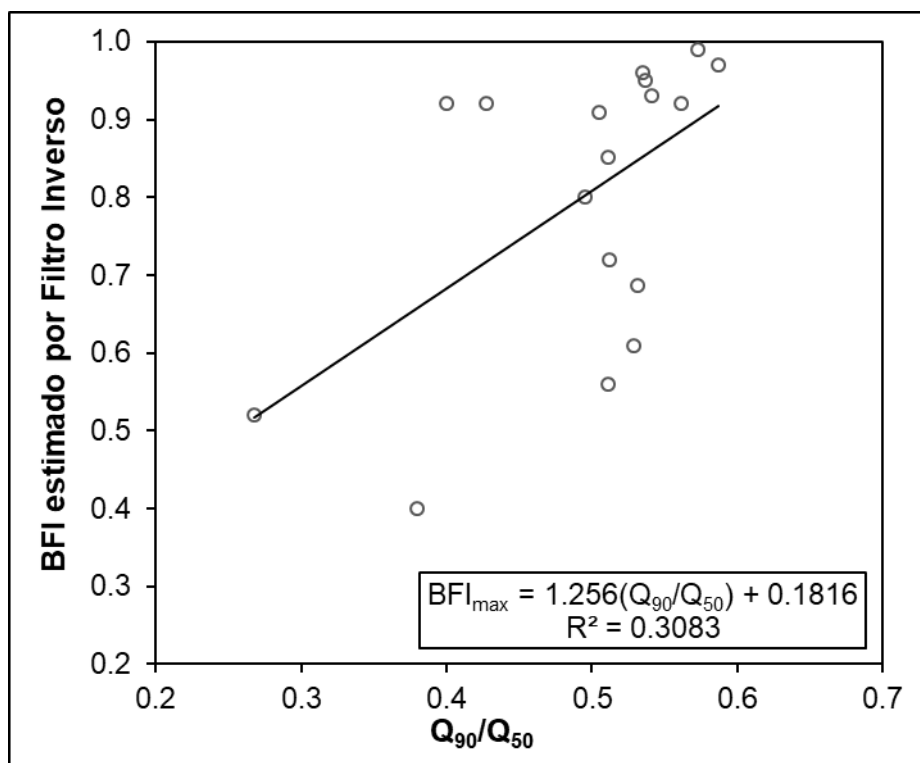


Figura 36. Relação entre a razão Q_{90}/Q_{50} e o BFI_{max} para as bacias de estudo.

6.3.1 Seleção do filtro de melhor ajuste

Para a seleção do filtro foram empregados os coeficientes de determinação e as avaliações do ajuste gráfico, em que o R^2 expressa o ajuste linear entre as vazões de recessão do fluxo total e as do FB. O ajuste gráfico AG foi avaliado a partir de observações entre o hidrograma de fluxo total e do FB, em que a menor qualificação representa o melhor ajuste entre os métodos (Tabela 25).

Tabela 25. Avaliação do ajuste dos filtros.

Bacia	FI		FCF		FE		FLH		FCM	
	R^2	A.G.	R^2	A.G.	R^2	A.G.	R^2	A.G.	R^2	A.G.
Bellavista	1,00	3	0,95	2	0,98	1	0,79	4	0,87	5
Tagachi	0,49	3	0,46	2	0,47	1	0,49	5	0,44	4
San Antonio Padua	1,00	3	0,93	1	0,97	2	0,74	5	0,82	4
Belen	0,91	3	0,84	1	0,91	2	0,66	4	0,74	5
Quibdo Automatica	0,88	2	0,84	1	0,91	3	0,64	5	0,74	4
Añil	1,00	2	0,92	4	0,98	1	0,89	3	0,89	5
Mutata	0,99	3	0,93	2	0,97	1	0,89	4	0,90	5
El Siete	0,93	3	0,89	2	0,92	1	0,89	5	0,86	4
Bajira	0,74	1	0,66	4	0,89	3	0,55	5	0,73	2
Pte Las Sanchez	0,99	2	0,94	3	0,97	1	0,78	4	0,85	5
Magdalena	1,00	5	0,91	1	0,98	3	0,90	4	0,88	2
Aguasal	0,74	3	0,77	1	0,86	2	0,59	5	0,68	4
Pte Certegui	0,80	5	0,85	2	0,90	1	0,77	4	0,84	3
Dabeiba	0,99	4	0,93	1	0,97	2	0,81	5	0,83	3
Gindrama	0,78	1	0,75	2	0,85	3	0,61	5	0,65	4
Negua	0,56	4	0,59	2	0,71	1	0,41	5	0,53	3
Los Arrayanes	0,76	3	0,54	2	0,70	1	0,43	4	0,48	5

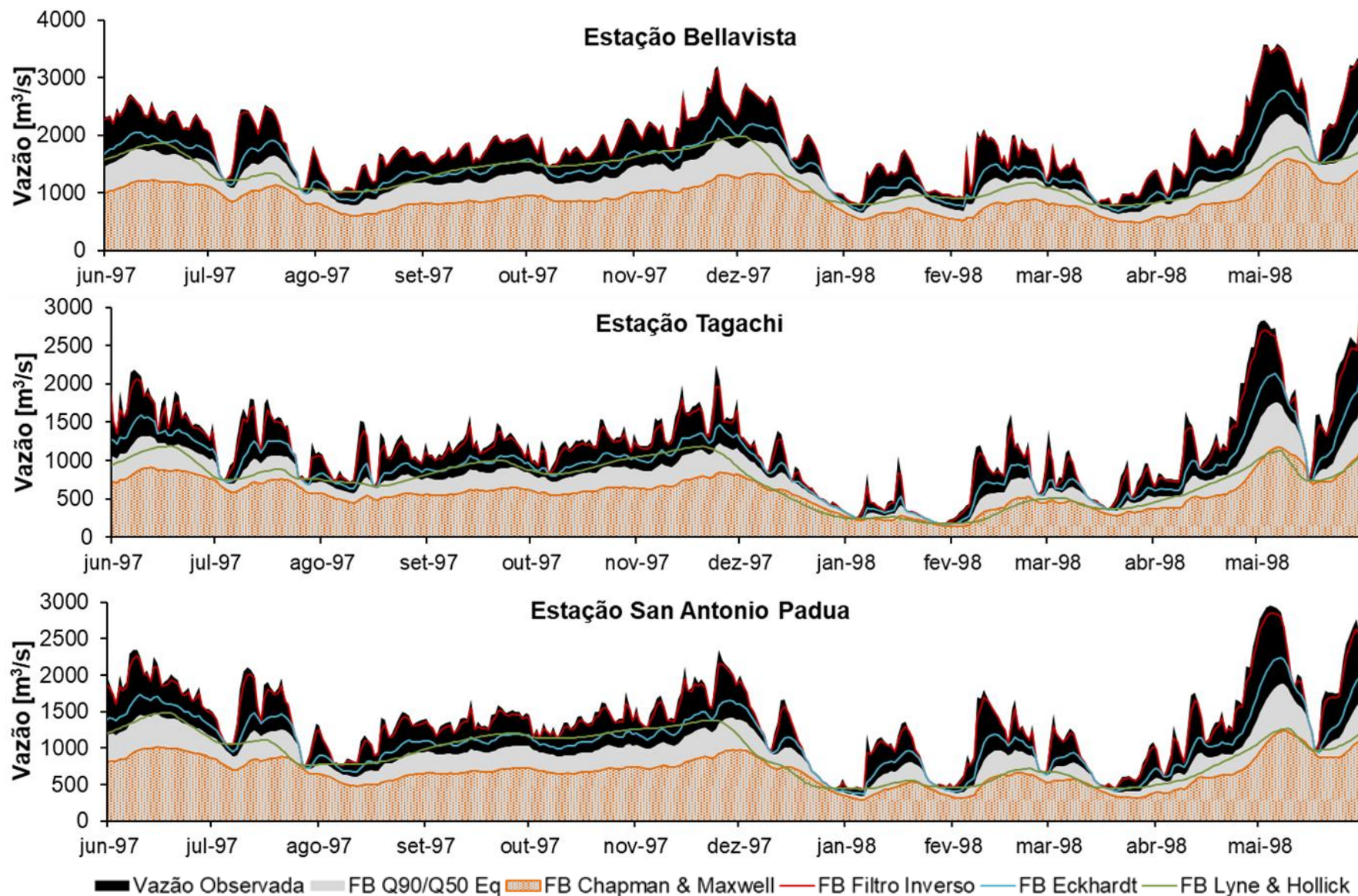
Segundo os critérios empregados, foi possível observar que o FE, apresentou o melhor ajuste estatístico, com um coeficiente de determinação médio para todas as bacias $R^2=0,88$, o que foi verificado mediante a classificação do ajuste gráfico, no qual, em geral, se observaram os melhores ajustes gráficos. O segundo melhor método avaliado graficamente, foi o FCF, entretanto, apresentou o terceiro melhor R^2 médio de 0,80, superado pelo FI com R^2 médio de 0,86, porém com um ajuste gráfico inferior. Por último, foram classificados os métodos de um parâmetro FLH e FCM que apresentaram R^2 médio de 0,76 e 0,67, ocupando o quinto e o quarto lugar respectivamente, na classificação realizada.

Em geral observa-se que o FI apresentou os maiores valores de BFI e de

recarga, ao contrário do FCM que apresentou os menores valores para ambas variáveis.

Em relação aos ajustes entre as tendências das séries obtidas, identificou-se que o FE e o FCF demonstraram comportamentos similares em comparação com o fluxo total. Por sua vez, o FLH indicou um comportamento suavizado, o qual difere substancialmente do comportamento geral das outras séries, tanto da vazão total, quanto dos FB estimados mediante os outros filtros.

Por praticidade e com o intuito de observar a avaliação gráfica dos resultados (Figura 37), foi selecionado um período histórico com pequenos valores de vazão e precipitação, que coincide com o ano El Niño 1997-1998 (maiores anomalias positivas no índice ONI).



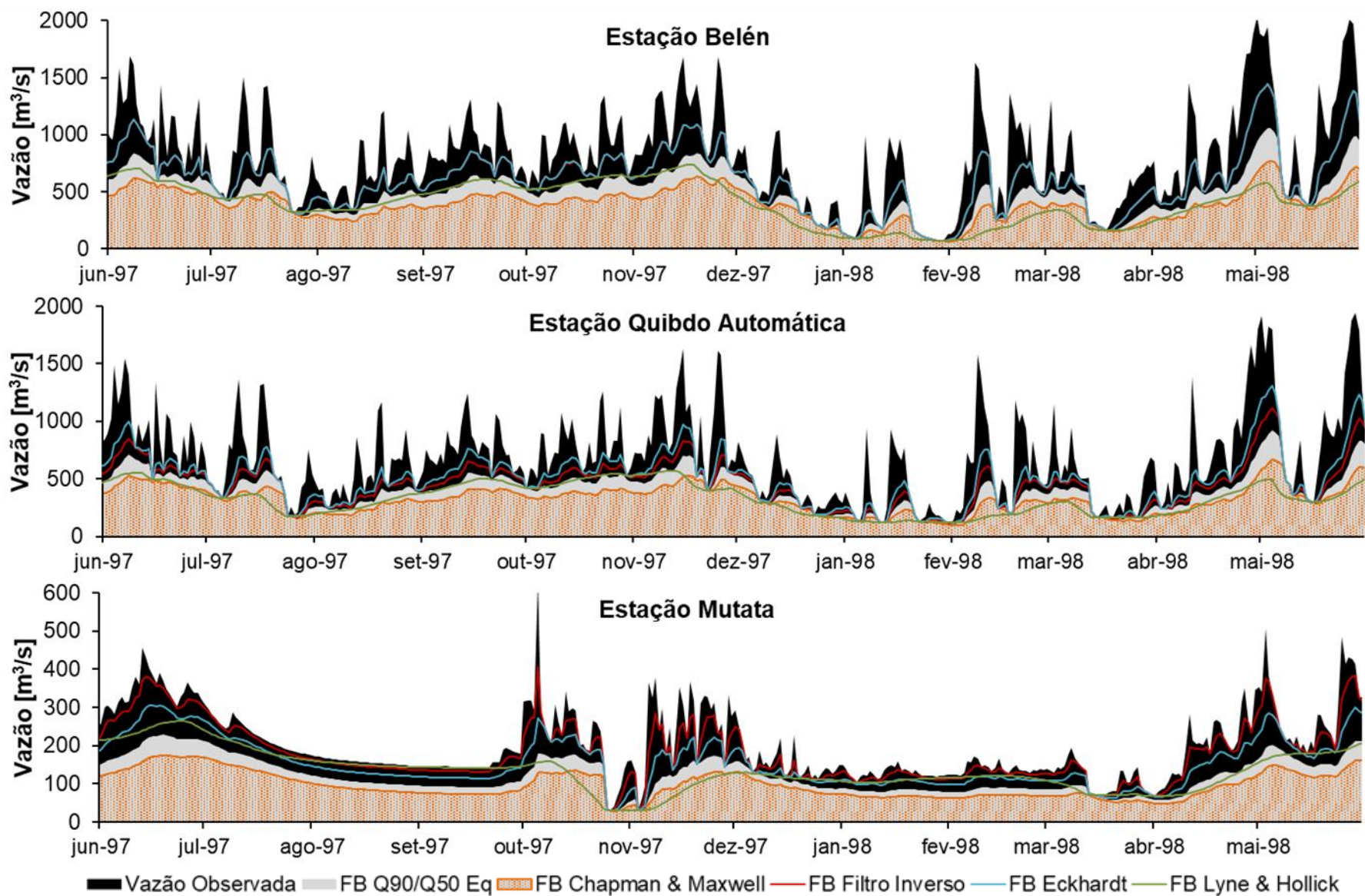


Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais (continuação).

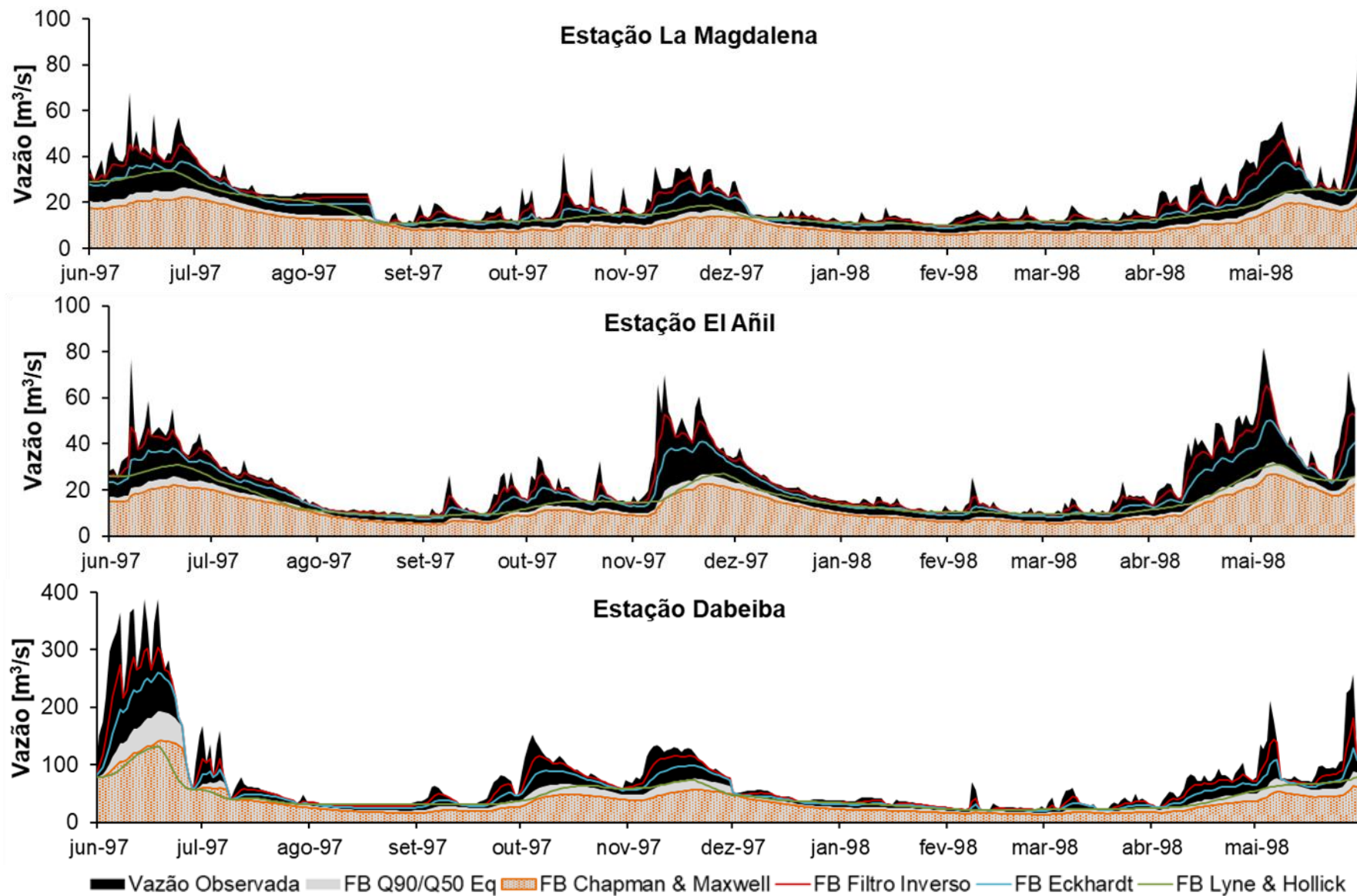


Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais (continuação).

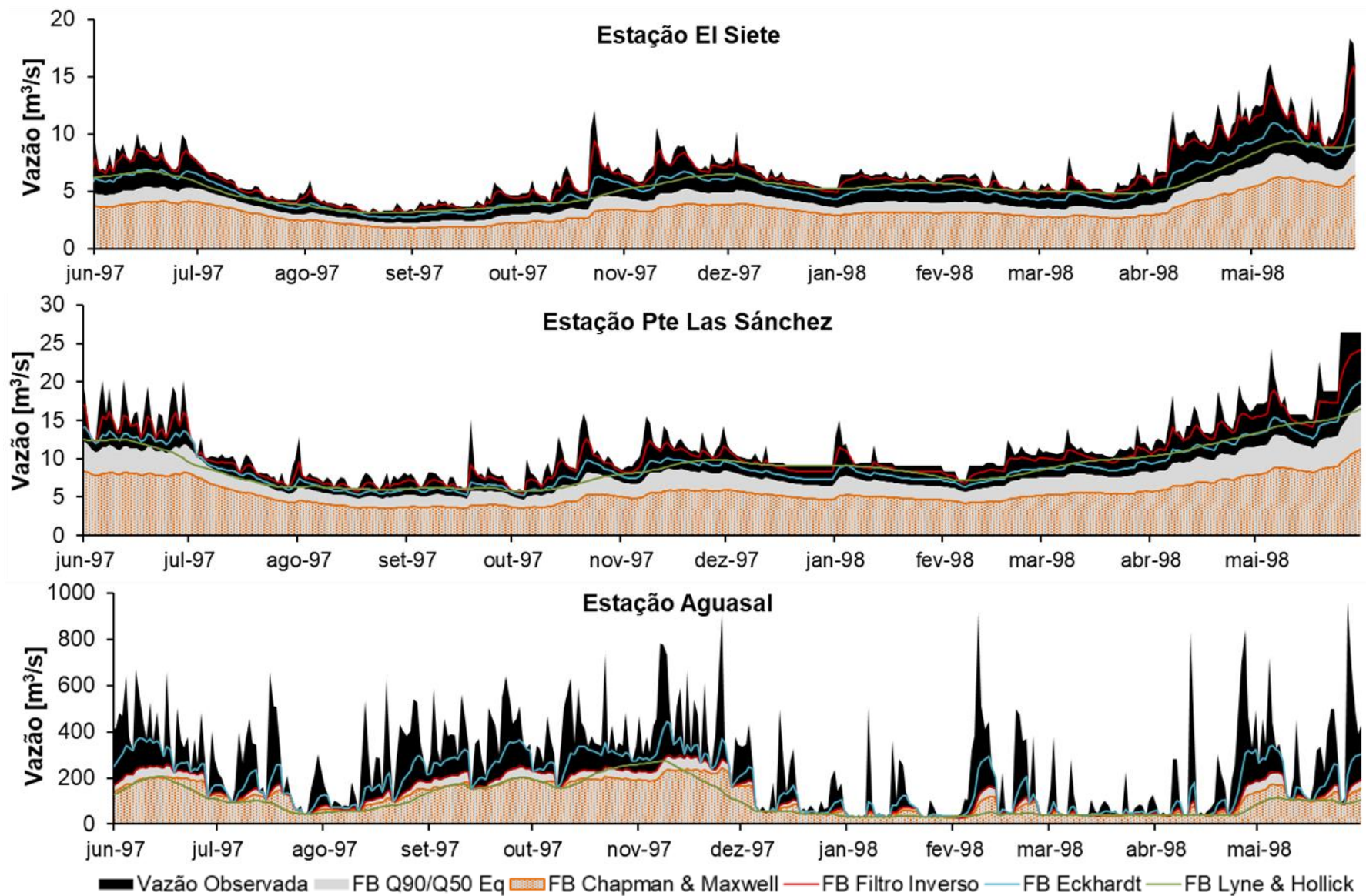


Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais (continuação).

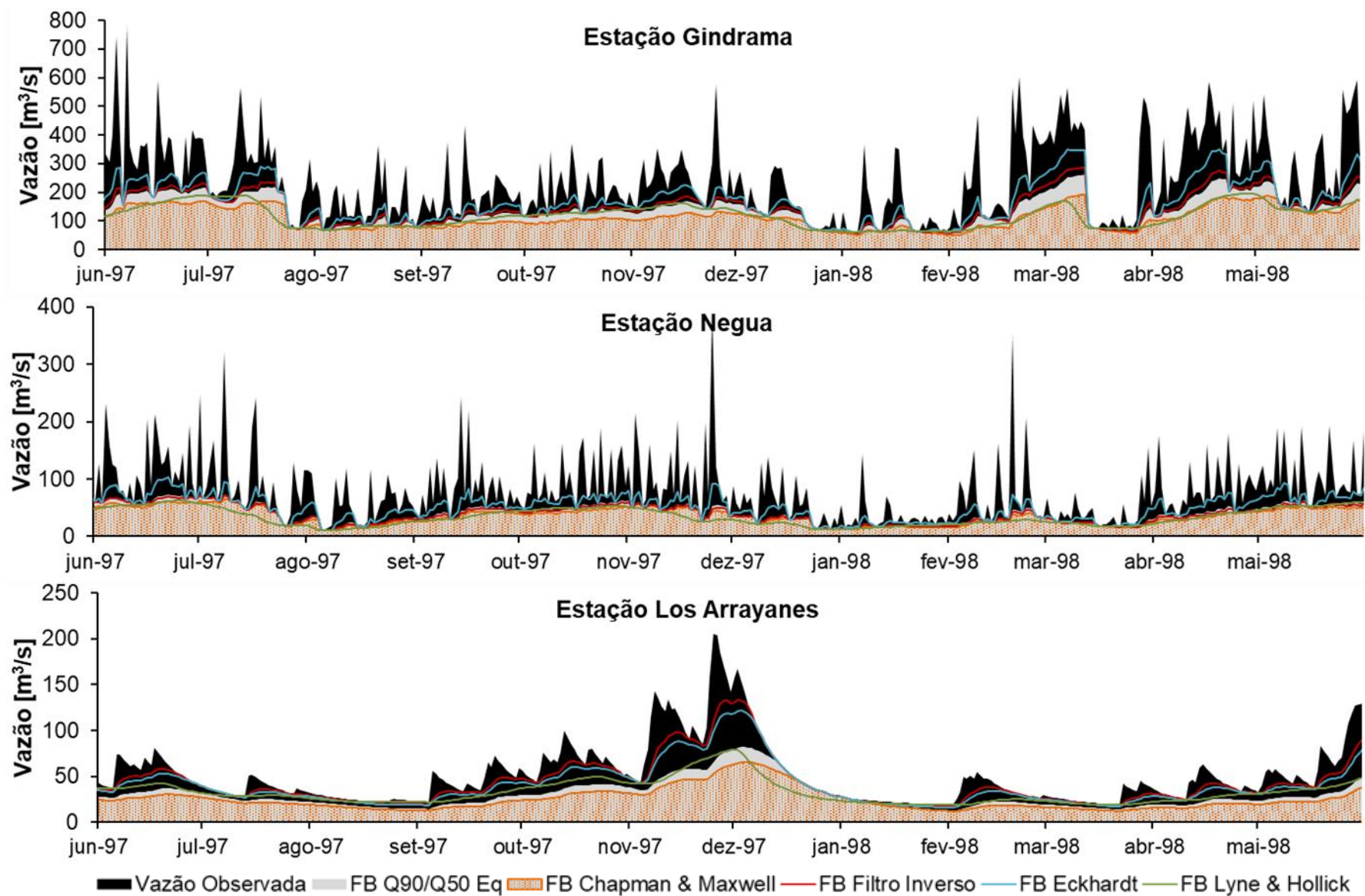


Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais (continuação).

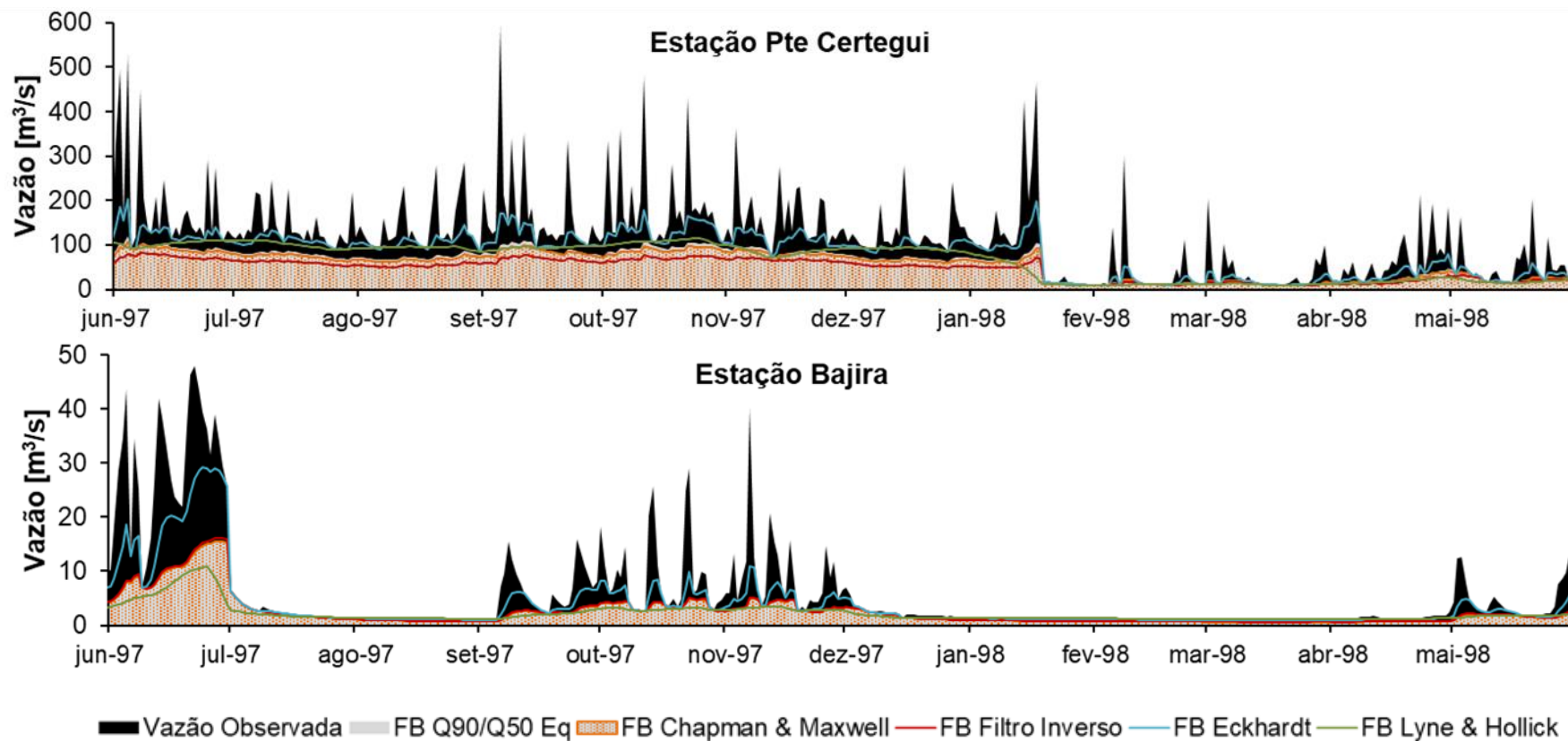


Figura 37. Separação do hidrograma com filtros digitais (continuação).

6.3.2 Relação entre o fluxo de base FB e o ENOS

Na totalidade dos casos, o coeficiente de correlação entre as 5 séries de FB, indicou uma relação diretamente proporcional e estatisticamente significativa $\rho \geq 0,73$, com um erro estimado de $\pm 0,03$ para um nível de significância $\alpha = 0,05$. Assim, as séries de FB para cada bacia têm similaridade estatística, portanto a série média pode ser empregada para verificar a relação do FB com o ENOS.

Foram detectadas 11 bacias com correlações negativas e estatisticamente significativas superiores de -0,40, 3 bacias com correlações negativas estatisticamente significativas entre o -0,14 e -0,40, e 2 bacias com correlações negativas sem significância estatística. A bacia “*Pte Certegui*” apresentou um comportamento atípico em comparação com as bacias restantes, foi a única estação que demonstrou correlações positivas com o ONI $\rho = 0,12$. Porém considerou-se que a correlação não teve significância estatística, devido ao erro associado ser de maior magnitude (Tabela 26).

Tabela 26. Correlação linear entre o fluxo de base e o ONI.

Bacia	ρ (ONI Vs FB)	EEr
Bellavista	-0,45	$\pm 0,14$
Tagachi	-0,42	$\pm 0,14$
San Antonio Padua	-0,46	$\pm 0,14$
Belen	-0,46	$\pm 0,14$
Quibdo Automatica	-0,52	$\pm 0,14$
El Añil	-0,40	$\pm 0,14$
Mutata	-0,53	$\pm 0,14$
El Siete	-0,41	$\pm 0,14$
Bajira	-0,26	$\pm 0,14$
Pte Las Sanchez	-0,13	$\pm 0,14$
La Magdalena	-0,51	$\pm 0,14$
Aguasal	-0,11	$\pm 0,14$
Pte Certegui	0,12	$\pm 0,14$
Dabeiba	-0,43	$\pm 0,14$
Gindrama	-0,35	$\pm 0,14$
Negua	-0,28	$\pm 0,14$
Los Arrayanes	-0,45	$\pm 0,14$

O FB apresentou variações inversas com o ENOS, com maiores taxas de contribuições do FB ao fluxo total durante os eventos El Niño, e menores taxas de contribuição durante eventos La Niña.

Também foi avaliada a distribuição espacial das correlações (Figura 38) e a comparação visual entre as séries mensais padronizadas e o ONI para cada bacia (Figura 39).

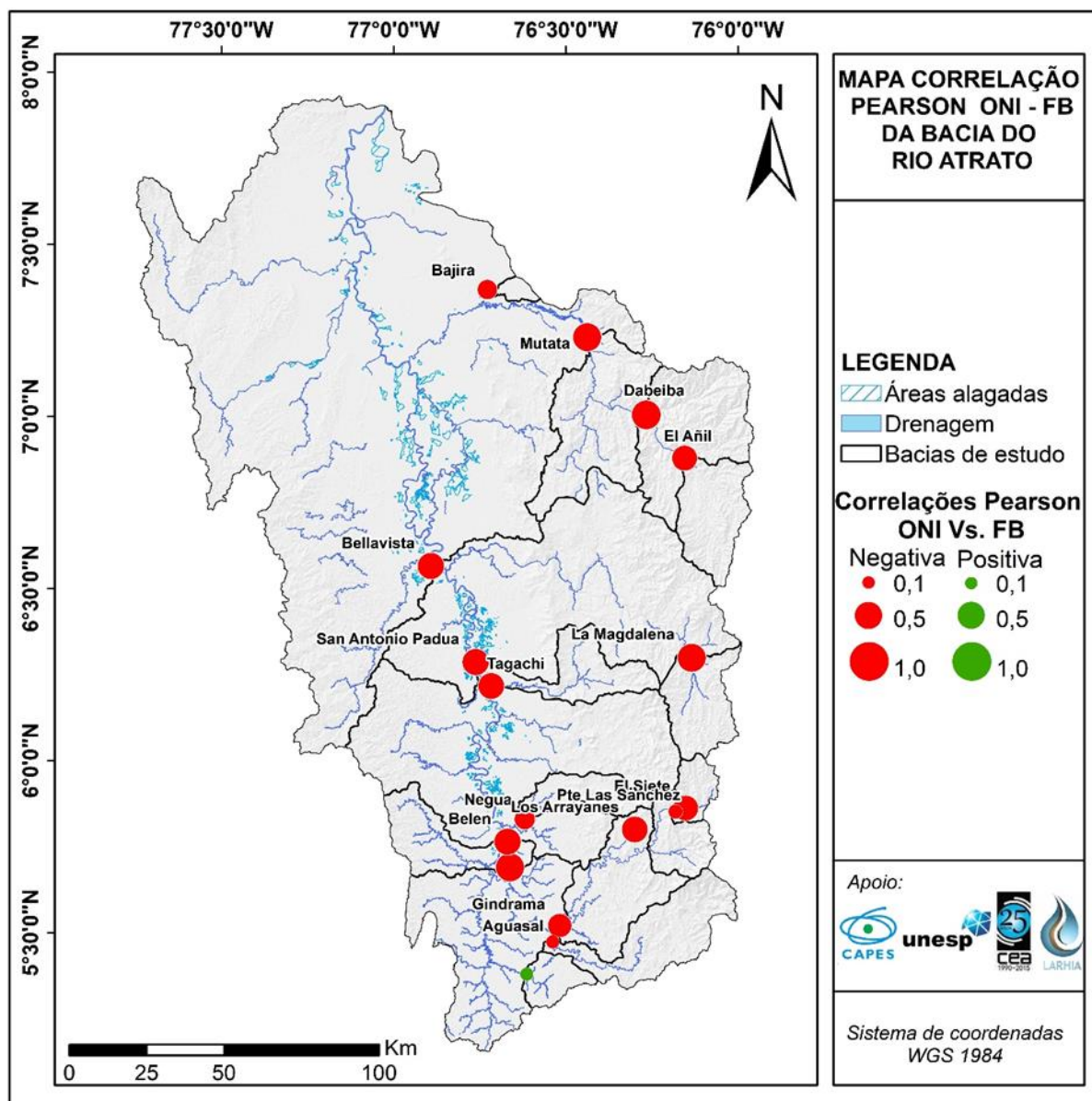


Figura 38. Distribuição espacial do coeficiente de correlação de Pearson entre o ONI e o fluxo de base.

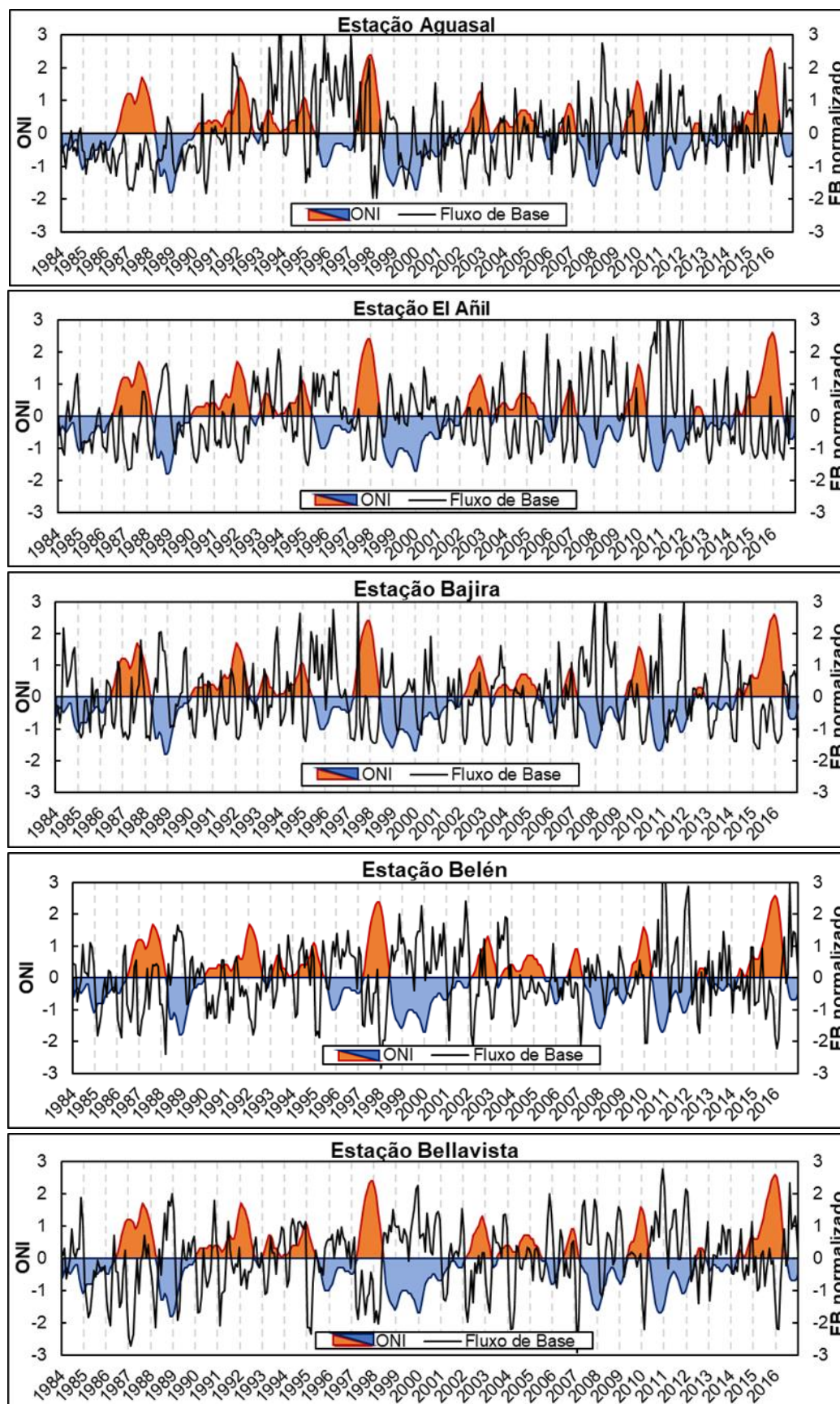


Figura 39. Relação entre o fluxo de base e o ONI.

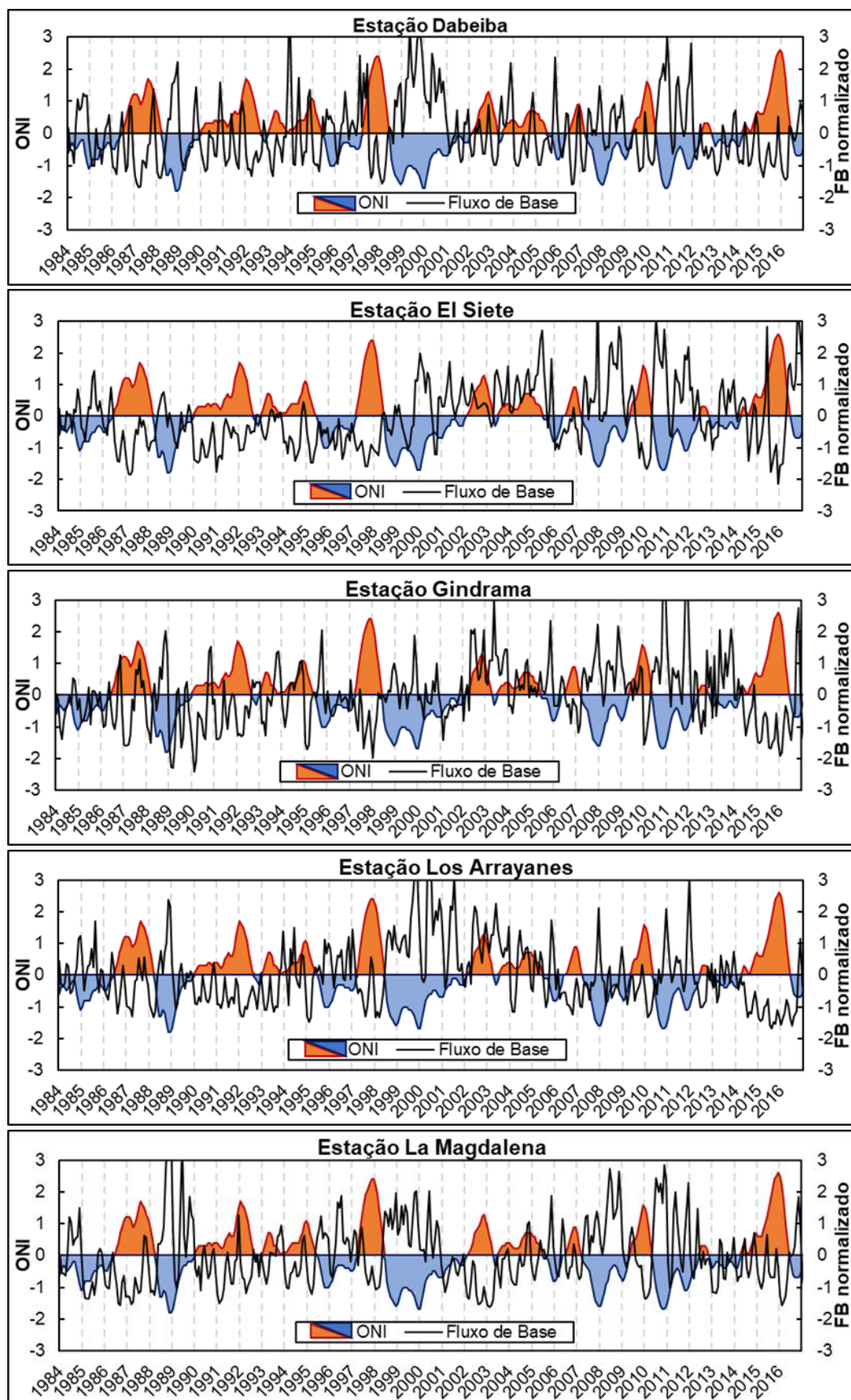


Figura 39. Relação entre o fluxo de base e o ONI (continuação).

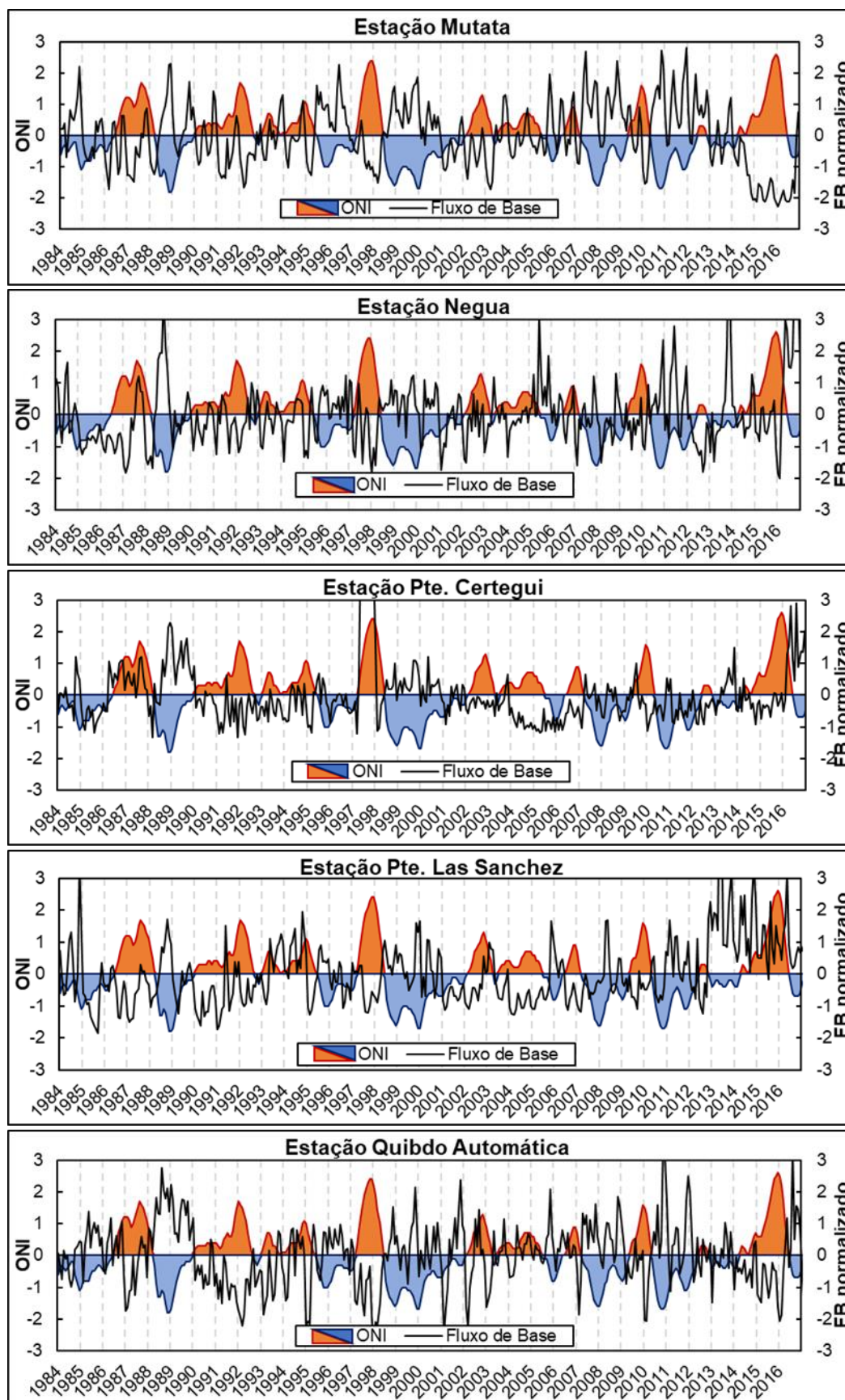


Figura 39. Relação entre o fluxo de base e o ONI (continuação).

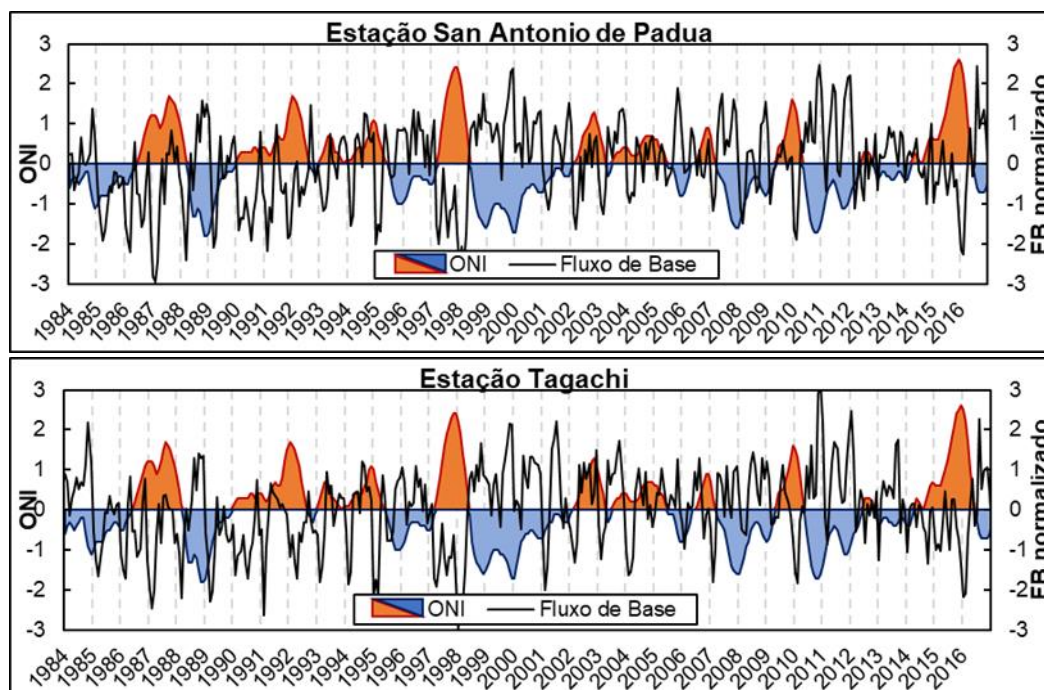


Figura 39. Relação entre o fluxo de base e o ONI (continuação).

6.3.3 Armazenamento subterrâneo

O armazenamento subterrâneo médio e a avaliação estatística das tendências nas séries anuais de armazenamento são apresentados na Tabela 27. Por sua parte, o padrão da distribuição espacial é apresentado na Figura 40.

Tabela 27. Armazenamento subterrâneo das bacias de estudo.

Bacia	K [dia]	Armazenamento subterrâneo médio [mm]	Tendência Armazenamento subterrâneo [mm/ano]	Teste Mann-Kendall
Bellavista	12,8	0,13	0,0004	S (0,1)
Tagachi	14,2	0,16	0,0007	S (0,05)
San Antonio Padua	14,3	0,17	0,0008	S (0,01)
Belen	14,4	0,15	0,0003	NS
Quibdo Automatica	16,7	0,18	0,0000	NS
El Añil	18,3	0,06	0,0003	NS
Mutata	18,3	0,09	-0,0003	NS
El Siete	18,4	0,06	0,0009	S (0,01)
Bajira	20,9	0,08	-0,0001	NS
Pte Las Sanchez	21,2	0,08	0,0011	S (0,05)
La Magdalena	22,8	0,06	0,0001	NS
Aguasal	22,8	0,35	0,0015	S (0,05)
Pte Certegui	23,0	0,18	-0,0004	NS
Dabeiba	23,0	0,06	0,0000	NS
Gindrama	24,2	0,23	0,0009	S (0,05)
Negua	26,0	0,26	0,0017	NS
Los Arrayanes	28,0	0,20	-0,0011	NS

NS: Não significância para rejeitar H_0 , S: significância para rejeitar H_0 , com $\alpha = 0,1$: poucas evidências para rejeitar H_0 ; $\alpha = 0,05$: possíveis evidências para rejeitar H_0 , $\alpha = 0,01$: fortes evidências para rejeitar H_0

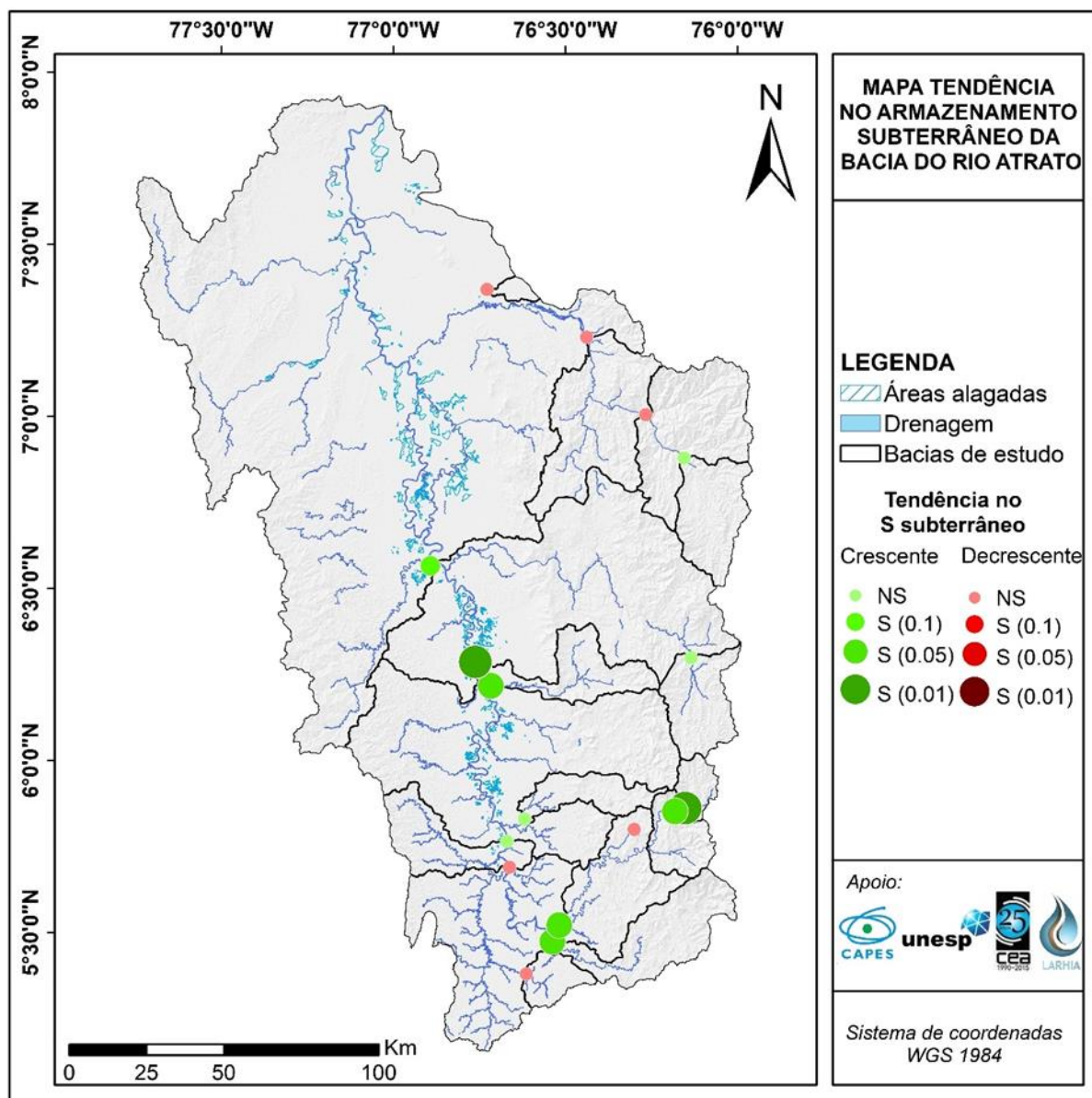


Figura 40. Padrão da tendência no armazenamento subterrâneo das bacias de estudo.

Foi avaliada a significância estatística das tendências identificadas no armazenamento subterrâneo (Figura 41), em que 41% das bacias apresentaram tendências crescentes estatisticamente significativas no armazenamento de água subterrânea, 24% das bacias indicaram tendências crescentes sem significância estatística e 35% das bacias mostraram tendências decrescentes sem significância estatística.

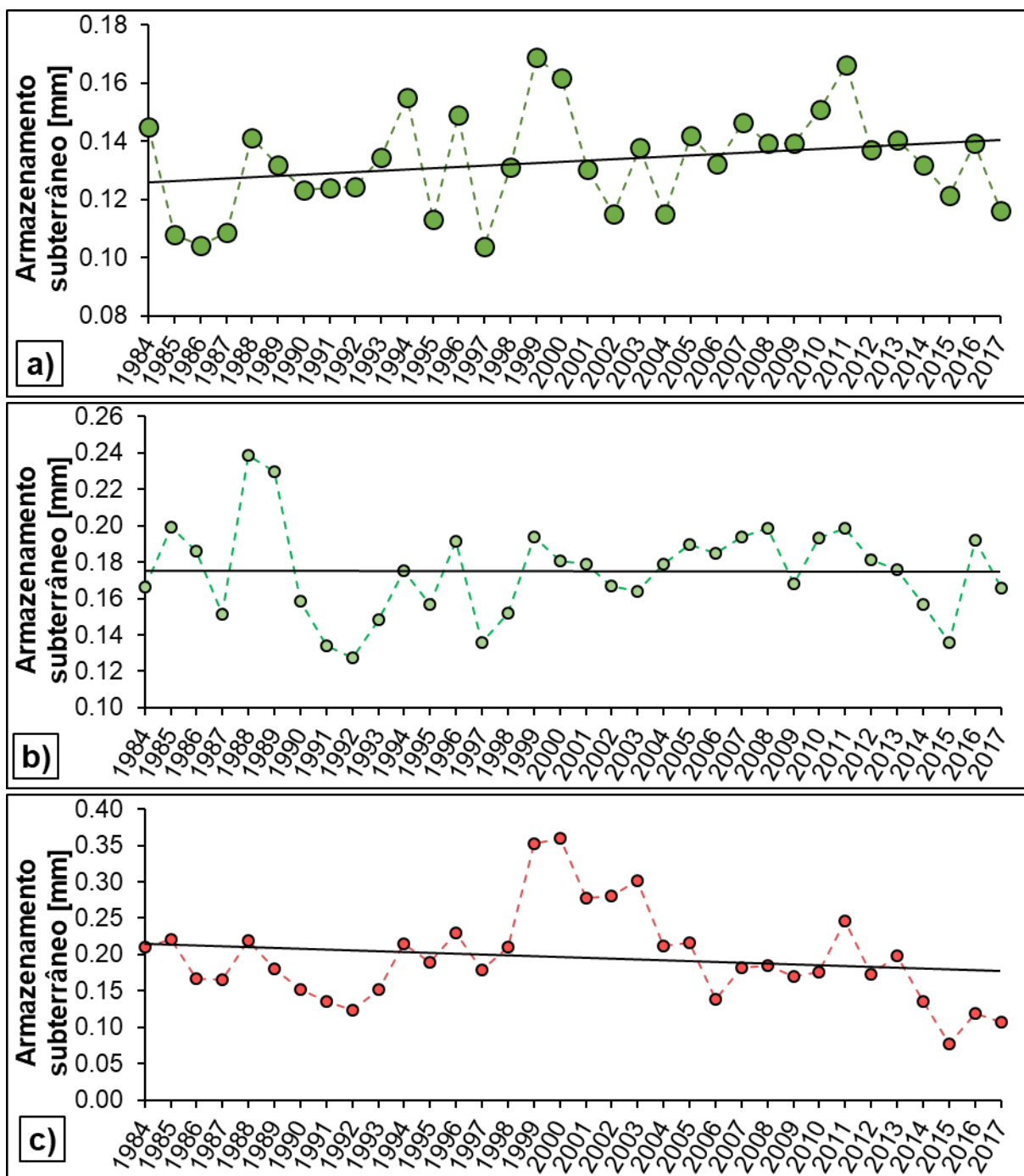


Figura 41. Série anual do armazenamento subterrâneo para as tendências identificadas.

- a). Tendência de armazenamento crescente da bacia “Bellavista” com significância estatística. b). Tendência de armazenamento crescente da bacia “Quibdo Automatica” sem significância estatística c). Tendência de armazenamento decrescente da bacia “Los Arrayanes” sem significância estatística.

7 DISCUSSÕES

A região apresenta altos índices de precipitação, produto da interferência orográfica, que permite a descarga da umidade das massas de ar que provém do Oceano Pacífico (GUZMÁN; RUÍZ; CADENA, 2014; POVEDA, 2014), identificando-se convecção na região quase permanente no ano todo (ZEA; LEÓN; ESLAVA, 2000). Foram observados dois tipos de ciclo anual tanto na precipitação quanto na vazão.

O primeiro correspondente à denominada região “Pacífico norte e centro” caracterizado por um período de chuvas (entre maio e novembro) e outro período em que se apresentou uma pequena redução na precipitação (entre dezembro e abril), no qual foi possível apreciar uma distribuição uniforme da chuva no ano (GUZMÁN; RUÍZ; CADENA, 2014), nesta região a chuva uniforme no ano, coexiste como o regime de chuvas unimodal (URREA; OCHOA; MESA, 2016), além de apresentar uma forte influência da Zona de Inter Convergência Tropical (ZCIT) e da corrente de Jato de baixo nível da região oeste da Colômbia (“*CHOCO jet*”) (POVEDA; JARAMILLO; VALLEJO, 2014).

O segundo ciclo identificado foi um ciclo bimodal, correspondente a região denominada “Uraba”, caracterizado por dois períodos úmidos, e dois períodos de menor precipitação, concomitante com o definido por Guzmán, Ruíz e Cadena (2014).

Foi identificada a influência do ENOS sobre a precipitação e vazão, indicando uma relação inversa entre as variáveis, para os quais se observam incrementos na temperatura da região do oceano Pacífico El Niño3-4 refletem na diminuição das magnitudes da precipitação e a vazão, isso é coerente com o identificado por Poveda et al. (2002), que realizou a análise da influência do ENOS e outros fenômenos macroclimáticos para todo o território colombiano (POVEDA et al., 2002). Adicionalmente, foi observada uma diferença entre as anomalias da precipitação durante eventos ENOS e as anomalias da vazão durante os mesmos eventos, demonstrando que nos períodos mais úmidos, as anomalias da precipitação durante os eventos ENOS apresentam maiores valores que as anomalias da vazão, e que para os períodos menos úmidos ocorre o oposto.

Também foi observado que as correlações entre o ONI e a vazão foram maiores que as correlações entre o ONI e a precipitação, concomitante com os resultados

obtidos por Poveda et al. (2002).

O índice *Flashiness* permitiu realizar a classificação das bacias de estudo segundo sua resposta ante eventos de precipitação, como bacias de resposta rápida, média ou lenta, as quais consideram com os tipos de FDCs identificados. Adicionalmente, o índice *Flashiness* foi empregado para comprovar as tendências apresentadas na análise de homogeneidade estatística, fornecendo um meio objetivo para determinar as mudanças nos processos hidrológicos das bacias (HALVERSON et al., 2006).

As FDCs, além de permitir a classificação dos diferentes comportamentos da resposta das bacias, também permitiram a identificação preliminar das contribuições da água subterrânea no fluxo total, em que as correntes com menores inclinações na porção inferior da FDCs (em que as vazões são excedidas mais de 50% do tempo) pertencentes ao grupo 01 apresentaram valores de vazão mais estáveis no tempo, determinando que as contribuições da águas subterrâneas são maiores, caso contrário acontece para as bacias com maiores inclinações na parte final das FDCs. Portanto, a FDC pode ser entendida como uma indicação das condições hidrogeológicas de uma bacia (SMAKHTIN, 2001).

As vazões características também são consideradas indicadores do FB, e sua relação com as variáveis fisiográficas das bacias indicou os possíveis fatores que afetaram o rendimento do FB, sendo as texturas do solo e as coberturas da terra os fatores mais relevantes identificados nesta pesquisa. Foi possível notar que as coberturas de floresta favorecem as condições de recarga e a permanência do fluxo na bacia (ILSTEDT et al., 2016), regulando as vazões mínimas e identificando uma relação linear positiva entre o Q_{90} e a área de floresta, mesmas relações identificadas em múltiplos estudos em que foram avaliados os impactos das coberturas florestais sobre o fluxo de água (BROGNA et al., 2017; PEÑA-ARANCIBIA et al., 2019). De maneira semelhante, foi observado que as bacias com maiores porcentagens às texturas médias e grossas apresentaram uma relação com os fluxos mínimos e especificamente com o Q_{90} , devido a porosidade estar diretamente relacionada com a infiltração, que por sua vez, favorece a recarga (BEVEN; GERMANN, 1982).

A K foi estimada como a média entre os valores obtidos pela metodologia LE e OLS, já que para bacias montanhosas é recomendado empregar a média dos valores

obtidos por diferentes metodologias (BRUTSAERT, 2008).

O ajuste LE representa as condições físicas das bacias de estudo, que estão caracterizadas por pequenos valores de recessão devido à alta precipitação, o que indica um processo avançado da recessão e uma descarga linear do aquífero $b = 1$ (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b).

O ajuste OLS que emprega a totalidade dos dados, apresentaram valores coerentes de k , além de identificar uma relação inversamente proporcional entre o armazenamento subterrâneo S com a intercepto a , em que a pode ser considerado como um indicador do armazenamento subterrâneo e b como indicador da velocidade da recessão (STOELZLE; STAHL; WEILER, 2013). Adicionalmente, os valores da constante b obtidos por esta metodologia apresentaram um valor médio de 1,1 o que indica que o comportamento da descarga do aquífero é aproximadamente linear e que a suposição feita no ajuste LE é válida para este conjunto de dados.

Os valores do intercepto a para o ajuste OLS não apresentaram relação com as coberturas da terra nem com a declividade, contrário ao observado para bacias nos estados de Washington e Idaho nos Estados Unidos, em que as bacias com maiores declividades e maior área de floresta apresentaram maiores valores do intercepto a (BRUTSAERT; LOPEZ, 1998; BRUTSAERT, 2005; SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b).

Entretanto, os valores do intercepto a para a correlação orgânica apresentam correlações diretas estatisticamente significativas com a porcentagem das áreas agrícolas, assim como correlações lineares inversas estatisticamente significativas com a porcentagem das áreas de floresta (STOELZLE; STAHL; WEILER, 2013). Não obstante, a metodologia ORG foi descartada da análise, porque 60% dos valores obtidos por este ajuste carecem de sentido físico, com valores de K superiores que 150 dias.

As bacias de estudo apresentaram valores médios para a K de 20 dias, com valores extremos entre 13 e 28 dias, com uma variação nas áreas de drenagem entre 78 km² e 15.560 km². As variações do K foram pequenas, devido que as bacias apresentarem climas semelhantes, independentemente das áreas de drenagem (BRUTSAERT, 2008). As bacias com respostas mais lentas, declividades médias

inferiores e com FDCs correspondentes ao tipo I, apresentaram um valor médio de K (16,2 dias), inferior ao valor médio de K (22,2 dias) obtido nas bacias com FDCs do tipo II, caracterizadas por maiores declividades médias e por uma resposta hidrológica ante eventos de precipitação mais rápida.

Para bacias de montanha, com precipitações médias de 2.000 mm/ano na região central da Colômbia, foram identificados valores para a K entre 12 e 150 dias (GÓMEZ-ISIDRO; GUZMÁN, 2011; GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016). Para bacias com áreas maiores de 100 km² nos Estados Unidos e a Mongólia, foram estimados valores médios para K de 45 dias, com uma incerteza de 15 dias (BRUTSAERT, 2008, 2010; BRUTSAERT; SUGITA, 2008; BRUTSAERT; HIYAMA, 2012). Adicionalmente, identificaram para 22 bacias de planície também nos Estados Unidos um K médio de 31,6 dias com valores extremos entre 12,5 e 66,5 dias (BRUTSAERT; LOPEZ, 1998). Valores semelhantes aos determinados para 38 sub-bacias na China, em que estabeleceram valores de K entre 12 e 83 e um valor médio de K de 30 dias com um desvio padrão de 15 dias (GAO et al., 2015).

No Brasil foi estimado um valor médio de K de 55 dias, empregando a curva mestre de recessão, para uma bacia no estado do Mato Grosso do sul, com valores de precipitação de 1.450 mm/ano aproximadamente (CAVAZZANA; LASTORIA; GABAS, 2019). Foram identificados outros exemplos com valores médios para K de 46 dias, com variações entre 14 e 150 dias, para 15 bacias localizadas na região sul do Brasil, com precipitações médias de 1.600 mm/ano (MATTIUZI et al., 2015).

As bacias de estudo demonstraram valores médios de precipitação 300% superiores às bacias analisadas em regiões subtropicais. No entanto, os valores obtidos nas recessões características estavam dentro do intervalo de variação, localizados no limite inferior da faixa identificada para essas regiões, toda vez que, em regiões muito chuvosas as recessões existentes fossem mais curtas. Igualmente, os valores de K obtidos, são congruentes com os valores apresentados nos estudos realizados em regiões tropicais e em bacias de montanha.

Em geral, a relação entre a litologia dominante e K (Figura 32), permitiu identificar que as bacias com maiores condutividades hidráulicas primárias equivalentes, apresentaram menores valores de K . Adicionalmente, existe uma

relação estreita entre o K e os parâmetros morfométricos da bacia, observando uma forte correlação inversa com parâmetros como a área, o perímetro, o comprimento dos rios e a densidade de drenagem, concomitante com o achado por Gómez-Isidro e Gómez-Ríos (2016) para bacias de montanha com condições topográficas e geológicas complexas. Porém, contrário as baixas correlações para as mesmas variáveis identificadas por Sánchez-Murillo (2015b) para bacias em regiões subtropicais.

A partir da K foram verificados valores da constante (c) próximos de 1,0 (entre 0,92 e 0,96) o que expressa a resposta da descarga do aquífero, indicando que a recarga obedece a fluxos locais associados a eventos de chuva a curto prazo (GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016).

Inicialmente, deve-se entender que a separação de FB, baseado em métodos de separação do hidrograma a partir de eventos, permite identificar que existem limites na precisão dos métodos, devido à rigorosidade menor para a análise do escoamento que para a recessão (DUNCAN, 2019). Entretanto, segundo os critérios utilizados para a avaliação do ajuste dos métodos, considera-se que os filtros de dois parâmetros representam melhor as condições das bacias, já que a implementação do parâmetro BFI_{max} , é possível ter presente os efeitos no FB do cenário geológico e hidrogeológico presente no local de estudo (ECKHARDT, 2005), efeitos não considerados pelos filtros de um parâmetro. No entanto, a correta calibração dos filtros de um parâmetro pode fornecer uma estimativa confiável do BFI_{max} , para sua posterior aplicação nos filtros de mais parâmetros (LONGOBARDI et al., 2016).

Nas bacias de estudo o FCM exhibe os menores valores do FB, com BFI médio de 0,50 e valores extremos entre 0,39 e 0,76, também apresenta a menor correlação com o coeficiente de recessão c , além de obter um coeficiente de determinação médio para todas as bacias de $R^2=0,73$, indicando a relação mais fraca entre as vazões de base estimadas e as recessões observadas no hidrograma. Este filtro é um dos mais populares e empregados em diversos estudos de caso, na maioria deles em regiões subtropicais (CHAPMAN; MAXWELL, 1996; CHAPMAN, 1999). Porém a aplicabilidade deste método para bacias tropicais com altos índices de precipitação não tem sido avaliada, e para o caso desta pesquisa considera-se que subestima as vazões de base.

O FLH, é a metodologia de menor ajuste em relação as vazões de recessão, com um valor médio de $BFI = 0,59$ e um $R^2=0,70$, empregando este filtro para outras bacias na Colômbia, têm se identificado valores de BFI entre 0,50 e 0,79 (GÓMEZ; GUZMÁN, 2011; GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016), sendo a metodologia de melhores ajustes em relação aos teste de traçadores químicos (GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016). Do mesmo modo, esta metodologia foi amplamente empregada para mais de 300 correntes na Austrália (LADSON et al., 2013) com condições de chuva inferiores as existentes na região de estudo. Portanto, considera-se que esta metodologia não representa as características do hidrograma do fluxo total, por isso foi considerada uma série suavizada do fluxo , onde na maioria dos casos não se consegue captar as respostas do FB depois de eventos de precipitação, sendo que não identifica-se o pico do FB depois do pico de vazão durante a maioria dos eventos.

Por sua vez, os BFI_{max} estimados pelos filtros de dois parâmetros, apresentam valores máximos de 0,98 para o FI; $BFI_{max} = 0,80$ segundo os valores tabulados para o FE e $BFI_{max} = 0,71$ através do FCF proposto por Collishonn e Fan (2013). Os filtros de dois parâmetros revelaram faixas de variação do BFI_{max} com uma grande amplitude, dependendo das condições fisiográficas e climáticas da área de estudo, Gonzales et al. (2009) encontraram $BFI_{max} = 0,92$ aplicando filtros de dois parâmetros para bacias de planícies; Stewart (2015) determinou BFI com variações entre 0,58 a 0,82 (GONZALES et al., 2009).

O FI acompanha o hidrograma do fluxo total, mas a grande variabilidade dos BFI obtidos (entre 0,44 e 0,98), além de que 60% das bacias apresentaram um BFI superior de 0,90, junto com o fato das altas porcentagens da precipitação que vira recarga (% de recarga entre 36 e 95). Os valores são similares ao obtidos no estudo desenvolvido empregando o FI em uma região úmida com precipitações médias de 3.600 mm/ano, localizada no Panamá (OGDEN et al., 2013; CHENG; OGDEN; ZHU, 2018), em que foram identificados valores de BFI entre 0,96 e 0,98 para o período mais chuvoso, e BFI entre 0,55 e 0,72 para o período menos chuvoso.

Mediante a seleção do filtro que apresentou melhor ajuste, o BFI_{max} definido pelo FI foi o método com o segundo melhor ajuste. Porém, considera-se que o método sobrestima os valores de FB calculados, em geral, devido ao volume total do FB estimado pelo FI ser maior que o valor de FB obtido pelos métodos restantes

(COLLISCHONN; FAN, 2013).

Em relação à implementação do BFI_{max} predefinido por Eckhardt, não existe consenso sobre os erros associados, os quais têm sido aceitos em alguns estudos e rejeitados em outros, onde não está estabelecido um critério claro para sua confirmação (LONGOBARDI et al., 2016). O BFI obtido por esta metodologia apresentou valores entre 0,65 e 0,80, com um valor médio de 0,75. Os valores são similares aos identificados para duas bacias localizadas sobre rochas ígneo-metamórficas em uma região montanhosa da Colômbia (GÓMEZ-ISIDRO; GÓMEZ-RÍOS, 2016), onde foram registrados BFI que variam entre 0,78 e 0,84, resultados confirmados por técnicas isotópicas que forneceram um valor de BFI de 0,80. Outros estudos têm apresentado valores semelhantes para o BFI entre 0,80 e 0,92, para bacias com condições geológicas com intercalações de rochas sedimentares e ígneas (CAVAZZANA; LASTORIA; GABAS, 2019).

Considerando que o FE com os valores de BFI_{max} predefinidos, obteve o melhor ajuste gráfico e o maior coeficiente de determinação em relação aos valores observados, desta forma ele foi selecionado como o método que melhor representa as condições do FB para bacias de estudo.

Zhang et al (2017) sugerem que para a definição do BFI_{max} em bacias subtropicais é recomendável usar o método de separação UKIH (método do Instituto de Hidrologia do Reino Unido) e para bacias tropicais o FE, incluindo a adaptação (FCF) proposta por Collishonn e Fan (2013).

A relação entre o BFI_{max} e a razão Q_{90}/Q_{50} identificada nas bacias de estudo, não apresenta um padrão claro que relacione linearmente ambas variáveis. Resultado que contradiz as relações estabelecidas por Smakhtin (2001) e Collishonn e Fan (2013), as quais têm sido testadas em várias regiões do mundo, que apresentam características similares na precipitação média.

A aplicabilidade da equação para estimar o BFI_{max} proposta por Collishonn e Fan (2013) está restrita para bacias localizadas na região centro-sul do Brasil, com valores médios de precipitação entre 1.300 e 1.800 mm/ano, em que os autores sugerem a validação da equação para outras regiões. Múltiplos estudos têm implementado a equação com resultados satisfatórios para outras regiões do mundo

(STEWART, 2015; SHOPE, 2016); porém outras aplicações não apresentaram resultados aceitáveis (ZHANG et al., 2017; BUSTAMANTE-ORTEGA; RUTHERFORD; GARCIA, 2019).

Nos estudos realizados na região centro-sul do Brasil, nos quais têm sido feita a comparação de diferentes metodologias de separação do fluxo, incluindo técnicas isotópicas e a aplicação do FCF, o FI e o FE predefinido, diferentes autores concluíram que os ajustes entre o hidrograma do fluxo total e o FB obtidos pela equação Q_{90}/Q_{50} , apresentam resultados satisfatórios e representam de melhor maneira as condições desta região (MATTIUZI et al., 2015; BORGES et al., 2017; SIMON et al., 2017; BATISTA et al., 2018; BORTOLIN et al., 2018; CAVAZZANA; LASTORIA; GABAS, 2019).

Entretanto, considerando que para as bacias de estudo o ajuste entre o BFI_{max} e a razão Q_{90}/Q_{50} apresentou uma correlação inferior ao nível de significância, considera-se que a aplicação desta metodologia não representa as condições do FB para a região deste trabalho.

Segundo as incertezas estimadas na seleção dos parâmetros do filtro, foi identificado que os filtros apresentam maior sensibilidade na definição do BFI_{max} que para a constante (c), identificando a importância da seleção dos parâmetros de entrada para diminuir as incertezas dos métodos (ECKHARDT, 2012). Mesmo que o FE apresente maiores incertezas que os dois métodos restantes, considera-se que ele representa melhor as recessões das bacias de estudo. Além do que, as considerações sobre o FI indicam que sobrestima os FB e o FCF não é aplicável na região.

Foi identificada uma relação entre o BFI estimado pelo FE e a litologia, observando que acréscimos na área dos depósitos quaternários refletem uma diminuição nos valores do BFI médio das bacias, ao mesmo tempo que acréscimos na área de rochas ígneas refletem incrementos no BFI médio, o que de forma preliminar indica que as correntes que fluem sobre depósitos não consolidados, geralmente, apresentam menores rendimentos durante a recessão, contrário as correntes que fluem através de rochas ígneas ou metamórficas (SMAKHTIN, 2001; BORGES et al., 2017).

Entretanto, pela complexidade geológica da bacia do Atrato e sua composição heterogênea, não foi possível estabelecer um padrão claro entre a litologia generalizada e o FB, para os quais foram obtidas correlações lineares inferiores de 0,17. Calier et al. (2018) identificaram que a resposta dos fluxos está altamente correlacionada com o ambiente geológico, mas ressaltam a importância de categorizar as unidades hidrogeológicas de uma maneira mais detalhada, já que os resultados obtidos para categorias hidrogeológicas amplas não foi adequado para descrever o ajuste hidrológico e hidrogeológico das bacias (CARLIER et al., 2018). Mesmo assim, foi identificada uma relação linear marcada ($\rho = -0,6$ e $\rho = -0,5$) entre o FB e o Q_{90} em relação à declividade média das bacias, assim como entre o FB e o armazenamento ($\rho = 0,7$) (SÁNCHEZ-MURILLO et al., 2015b).

Por sua vez, o FB apresenta uma estreita relação com as coberturas da terra, demonstrando que ante as reduções das áreas de floresta apresenta-se uma diminuição no FB médio anual, indicando que o desmatamento influencia diretamente as condições que favorecem os processos de infiltração e posterior recarga (PEÑA-ARANCIBIA et al., 2019). Também foi observada a relação inversa entre a quantidade de áreas agrícolas e o FB, mostrando que a agricultura não necessariamente favorece as condições para a infiltração, além de que a irrigação produto da captação da água subterrânea, pode gerar um esgotamento dos níveis dos rios (ESTRADA, 2009).

Em relação ao armazenamento subterrâneo foram identificadas 7 bacias com tendências positivas significativas, geralmente atribuídas a mudanças nos usos do solo ou na exploração do recurso subterrâneo (GAO et al., 2015), além das mudanças climáticas na precipitação.

Nas bacias de estudo não se observa mudanças relevantes nas coberturas da terra. Prevaecem as áreas naturais em 80% da área aproximadamente, que segundo o sistema de informação ambiental da Colômbia (SIAC) entre o 2002 e 2012 não ocorreu desmatamento superior ao 1% da bacia e, para o ano 2015, apresentaram alertas baixos de desmatamento futuro para regiões isoladas da bacia (IDEAM, 2004, 2014). Na área não foram identificadas tendências negativas significativas, devido as bacias terem baixa demanda do recurso subterrâneo e não tem exploração importante do recurso. Desta forma, as tendências do armazenamento são atribuídas às tendências na precipitação, que posteriormente são refletidas nas tendências da

vazão nestas bacias e finalmente no FB.

Com referência à relação entre o ONI e o armazenamento, como era esperado, foram notadas correlações negativas significativas da ordem de -0,5 para 11 das 17 bacias, estas relações são concordantes com as correlações identificadas para a precipitação e a vazão dentro desta pesquisa, concomitante com Poveda et al. (2002), considerado o trabalho pioneiro na relação existente entre a precipitação na Colômbia e os fenômenos macroclimáticos.

Assim, a recarga estimada pelo FE apresentou valores entre o 34% e 77% da precipitação, superiores aos valores reportados na literatura. Para a região do golfo de "*Morrosquillo*" localizada a 200 km aproximadamente ao norte da zona de estudo, com precipitações médias entre 1.000 e 1.800 mm/ano, apresentou valores máximos de recarga potencial de 800 mm/ano, equivalente ao 50% da precipitação (PÉREZ et al., 2019). Adicionalmente, a partir dos dados apresentados por Rivera (2019) foi inferido um valor de recarga de 38% da precipitação para uma região na cordilheira central de Colômbia, região para a qual Piña et al. (2018), acharam valores de recarga do 5% da precipitação, indicando uma grande variabilidade espacial da recarga. Por sua vez, a região leste dos Estados Unidos com precipitação máxima de 5.051 mm/ano, foram definidas taxas máximas de recarga de 42% do valor da precipitação (NIRAULA et al., 2017).

A recarga está restrita à porcentagem da precipitação excedente depois da evapotranspiração (incluindo a interceptação) e o escoamento. Para a área de estudo, identificam-se valores entre 21% e 39% da precipitação que torna-se evapotranspiração, valores muito menores que os caracterizados na região da cordilheira central nos andes colombianos de 50% (PIÑA et al., 2018), ou 63% (RIVERA, 2019), ressaltando que a disponibilidade hídrica nas bacias de estudo é quase ilimitada pela alta pluviosidade. No que concerne ao escoamento, notaram-se valores que flutuam entre 10% e 49% da precipitação para as bacias de estudo.

Por essa razão, a recarga terá uma restrição associada a disponibilidade máxima da água de 69% da precipitação, produto do restante dos valores de evapotranspiração e escoamento, por isso considera-se que o método selecionado sobrestima os valores de recarga.

8 CONCLUSÕES

O entendimento do comportamento cíclico das variáveis climáticas na bacia do Atrato exibe uma grande complexidade devido a características de duas regiões climáticas diferentes. Em que a região pacífico norte apresenta singularidades climáticas que dificultam a caracterização do clima, como a influência da ZCIT, as barreiras orográficas próprias da cordilheira e a atuação do denominado “*CHOCO jet*”. Os efeitos do fenômeno macroclimático ENOS geram incrementos nas magnitudes da precipitação, na vazão e por conseguinte no armazenamento durante os eventos da fase fria “La Niña”, e diminuição na magnitude das mesmas variáveis durante os eventos da fase quente “El Niño”.

A partir de análises simples é possível identificar padrões de comportamento hidrológico e hidrogeológico das bacias, a implementação das FDCs, das vazões características e do índice *Flashiness*, permite se aproximar preliminarmente ao entendimento da resposta das vazões ante eventos de precipitação e do efeito de “amortecimento” desses eventos, gerado pelas unidades hidrogeológicas e pelas características físicas das bacias. Além de permitir a comparação das características das bacias e servir para a identificação de mudanças climáticas.

A regulação e permanência dos fluxos baixos está estreitamente relacionado com a presença de coberturas florestais e as texturas dos solos grossas, em muitos casos, relacionadas com o efeito das raízes e da matéria orgânica própria das florestas naturais. Mudanças abruptas nas coberturas diminuem as condições propícias para a infiltração, prejudicando tanto a recarga quanto a descarga do aquífero, apresentando diminuição nos fluxos de base e aumentos nos rendimentos hídricos, além de gerar incrementos nas taxas de erosão do solo e ou compactação.

Os filtros de um parâmetro não apresentam ajustes satisfatórios ao hidrograma total, além de não incluir o efeito da geologia nas equações empregadas. Por sua vez, o filtro inverso FI apresenta valores muito altos em relação aos outros métodos. O ajuste linear entre o BFI_{max} e o Q_{90}/Q_{50} não apresentou resultados satisfatórios para as bacias de estudo. Desta forma, o uso do FCF não é recomendado para esta região. O FE que empregou valores predeterminados para a definição do BFI_{max} apresentou o melhor ajuste gráfico e correlações no que se refere ao hidrograma total. Portanto,

o FB estimado por este método é considerado o mais próximo das condições naturais de todos os métodos empregados.

As metodologias de separação do hidrograma, por meio da separação dos sinais das séries, são amplamente empregadas para climas úmidos. No entanto, neste caso, em função dos altos índices de pluviosidade, torna-se complexo determinar com total certeza a magnitude do FB, existindo a possibilidade de sobrestimar os valores devido à grande probabilidade de incluir nas estimativas: fluxos subsuperficiais que provêm da zona não saturada, e dos fluxos de escoamento que estão sujeitos a retardos temporais, produto da interceptação das coberturas ou da magnitude da bacia.

Para a análise, foi realizado um agrupamento generalizado das unidades litológicas da bacia, considera-se que, para determinar a relação existente entre o FB e a geologia, é completamente necessário realizar uma caracterização detalhada das unidades, permitindo avaliar os verdadeiros efeitos da geologia sobre a regulação do fluxo e a magnitude das descargas.

A análise das tendências do armazenamento fornece as ferramentas para identificar os efeitos do desmatamento ou das mudanças no uso dos solos, assim como avaliar a gestão do recurso subterrâneo ante eventuais conflitos nos usos da terra e avaliação de cenários de mudanças climáticas.

Em função do grau de incertezas e a grande quantidade de premissas assumidas, é possível afirmar que a aplicação de filtros de separação do hidrograma não é recomendável para estimativas de recarga em bacias com altos índices de precipitação, em virtude de não ser simples identificar as diferenças entre os fluxos associados ao escoamento e os fluxos associados à descarga do aquífero. Neste caso a precipitação é considerada a variável hidrológica dominante nas relações existentes entre as águas subterrâneas e superficiais, diminuindo os efeitos da geologia.

Os resultados obtidos deverão ser avaliados e validados mediante a implementação da separação do hidrograma por métodos de balanço de massa, com técnicas de traçadores isotópicos, além da implementação de outras metodologias de estimativas de recarga por balanço hídrico, WTF, entre outros.

REFERÈNCIA BIBLIOGRÁFICAS

ALCÁRCEL, F. A.; GÓMEZ, J. Mapa Geológico de Colombia Escala 1:2.000.000. , 2017. Bogotá D.C.: Servicio Geologico Colombiano SGC.

ÁLVAREZ, O. Cuantificación de la incertidumbre en la estimación de campos hidrológicos: aplicación al balance hídrico de largo plazo, 2007. Universidad Nacional de Colombia.

AMAYA, G.; RESTREPO, C.; VÉLEZ, M. V; VÉLEZ, J. I.; ÁLVAREZ, O. Modelación del comportamiento hidrológico de tres cuencas en el Urabá Antioqueño - Colombia. Avances en Recursos Hidráulicos, v. 19, p. 21–38, 2009.

ARUMÍ, J.; RIVERA, D.; MUÑOZ, E.; BILLIB, M. Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Bío Bío de Chile. Obras y proyectos, p. 4–13, 2012. Disponible em: <http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-28132012000200001>. .

BAKER, D. B.; RICHARDS, R. P.; LOFTUS, T. T.; KRAMER, J. W. A new flashiness index: characteristics and applications to midwestern rivers and stream. Journal Of The American Water Resources Association, v. 44883, n. 03095, p. 503–522, 2004.

BARCO, O. .; CUARTAS, L. . Estimación de la Evaporación en Colombia TDG. Universida ed. Medellín, 1998.

BATISTA, L.; DIDIER, G.; SÁNCHEZ-MURILLO, R.; et al. Groundwater and surface water connectivity within the recharge area of Guarani aquifer system during El Niño 2014 – 2016. Hydrological Processes, v. 32, p. 2483–2495, 2018.

BEDOYA, G.; FABIO, C.; ISABEL, R.; et al. Inventario, compilación, interpretación y evaluación integral de la información geológica, geofísica y geoquímica de la cuenca Atrato y cuenca San Juan. , p. 1–143, 2007. Disponible em: <<http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/GEOLOGIA,GEOFISICA Y GEOQUIMICA CHOCO 2008.pdf>>. .

BEST, A. E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T. A.; WESTERN, A. W. Development of

a model for predicting the changes in flow duration curves due to altered land use conditions. Modsim 2003: International Congress on Modelling and Simulation, Vols 1-4: Vol 1: Natural Systems, Pt 1; Vol 2: Natural Systems, Pt 2; Vol 3: Socio-Economic Systems; Vol 4: General Systems, p. 861–866, 2003.

BEVANS, H. E. Estimating stream-aquifer interactions in coal areas of eastern Kansas by using streamflow records, in Subitzky. U.S. Geological Survey WaterSupply Paper, p. 51–64, 1986.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and Water Flow in Soils. Water Resources Research, v. 18, n. 5, p. 1311–1325, 1982.

BIER, A. A.; FERRAZ, S. E. T. Comparação de Metodologias de Preenchimento de Falhas em Dados Meteorológicos para Estações no Sul do Brasil. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 2, p. 215–226, 2017.

BLOOMFIELD, J. P.; ALLEN, D. J.; GRIFFITHS, K. J. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. Journal of Hydrology, v. 373, n. 1, p. 164–176, 2009. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169409002522>>. Acesso em: 8/9/2018.

BORGES, V. M.; FAN, F. M.; REGINATO, P. A.; ATHAYDE, G. B. Groundwater recharge estimating in the Serra Geral aquifer system outcrop area - Paraná State , Brazil Estimativa de recarga das águas subterrâneas no sistema aquífero Serra Geral no Estado do Paraná , Brasil. Águas Subterrâneas, v. 31, n. 4, p. 338–346, 2017.

BORTOLIN, T. A.; ANTONIO, P.; REGINATO, R.; ANTONIO, M.; ELISABETE, V. Estimativas de recarga aquífera com uso de filtros digitais em sub-bacias hidrográficas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Rio Grande do Sul Estimates of aquifer recharge with the use of digital filters in sub-basins of Serra Geral Aquifer Syste. , 2018.

BOUGHTON, W. A hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments. In: I. of E. Australia (Org.); Hydrology and Water Resources Symposium. Anais... . p.317–324, 1993. Newcastle.

BRADBURY, K.; DRIPPS, W.; HANKLEY, C.; ANDERSON, M.; POTTER, K.

Refinement of Two Methods for Estimation of Groundwater Recharge Rates. , , n. September, p. 98, 2000.

BRANDES, D.; HOFFMANN, J. G.; MANGARILLO, J. T. Base Flow Recession Rates, Low Flows, and Hydrologic Features of Small Watersheds in Pennsylvania, Usa. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 41, n. 5, p. 1177–1186, 2005. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03792.x>>. .

BRODIE, R. S.; HOSTETLER, S. a Review of Techniques for Analysing Baseflow From Stream Hydrographs. *Components*, v. 28, p. 1–13, 2005. Disponível em: <http://www.connectedwater.gov.au/documents/IAH05_Baseflow.pdf>. .

BROGNA, D.; VINCKE, C.; BROSTAUX, Y.; et al. How does forest cover impact water flows and ecosystem services ? Insights from “ real-life ” catchments in Wallonia (Belgium). *Ecological Indicators*, v. 72, p. 675–685, 2017. Elsevier Ltd. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.08.011>>. .

BROWN, A. E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T. A.; WESTERN, A. W.; VERTESSY, R. A. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, v. 310, n. 1–4, p. 28–61, 2005.

BRUNKE, M.; GONSER, T. The ecological signifiante of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, v. 37, p. 1–33, 1997.

BRUTSAERT, W. *Hydrology: an introduction*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005.

BRUTSAERT, W. Long-term groundwater storage trends estimated from streamflow records : Climatic perspective. , v. 44, n. February, p. 1–7, 2008.

BRUTSAERT, W. Annual drought flow and groundwater storage trends in the eastern half of the United States during the past two-third century. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 100, n. 1, p. 93–103, 2010.

BRUTSAERT, W.; HIYAMA, T. The determination of permafrost thawing trends from long-term streamflow measurements with an application in eastern Siberia. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 117, n. 22, p. 1–10, 2012.

BRUTSAERT, W.; LOPEZ, J. P. Basin-scale geohydrologic drought flow features of riparian aquifers in the southern Great Plains. *Water Resources Research*, v. 34, n. 2, p. 233–240, 1998.

BRUTSAERT, W.; NIEBER, J. L. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Research*, v. 13, n. 3, p. 637–643, 1977.

BRUTSAERT, W.; SUGITA, M. Is Mongolia ' s groundwater increasing or decreasing ? The case of the Kherlen River basin. *Hydrological Sciences Journal*, v. 53, n. 6, p. 1221–1229, 2008. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/loi/thshj20>>. .

BUSTAMANTE-ORTEGA, R.; RUTHERFORD, P.; GARCIA, A. Determination of base flow by three filter of separation in a catchment of Coast Mountain range, Biobío región, Chile. *Tecnologia y Ciencias del Agua*, v. 10, n. 1, 2019.

BUTTLE, J. Mapping first-order controls on streamflow from drainage basins: the T3 template. *Hydrological Processes*, v. 20, n. July 2006, p. 3415–3422, 2006. Disponível em: <<http://jamsb.austms.org.au/courses/CSC2408/semester3/resources/ldp/abs-guide.pdf>>. .

CANTAFIO, L. J.; RYAN, M. C. Quantifying base flow and water-quality impacts from a gravel- dominated alluvial aquifer in an urban reach of a large Canadian river. , 2014.

CARLIER, C.; WIRTH, S. B.; COCHAND, F.; HUNKELER, D.; BRUNNER, P. Geology controls streamflow dynamics. *Journal of Hydrology*, 2018. Elsevier. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169418306735?dgcid=raven_sd_aip_email>. Acesso em: 8/9/2018.

CASSIANO, C. C. Efeitos hidrológicos da composição da paisagem em microbacias com florestas plantadas de Eucalyptus, 2017. Universidade de São Paulo.

CASTRO, L.; CARVAJAL, Y. Análisis de tendencia y homogeneidad de series climatológicas. *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente*, v. 9, p. 15–25, 2010.

CAVAZZANA, G. H.; LASTORIA, G.; GABAS, S. G. Surface-groundwater interaction in unconfined sedimentary aquifer system in the Brazil ' s tropical wet region. *Brazilian Journal of Water Resources*, v. 24, n. e8, p. 15, 2019.

CENTRE FOR ECOLOGY AND HYDROLOGY; BRITISH GEOLOGICAL SURVEY WALLINGFORD. Hydrological data UK, Hydrometric registrar and statistics 1996-2000. Wallingford: the Centre for Ecology and Hydrology, 2003.

CHAPMAN, T. Construction of hydrological models for natural systems management. *Math. Comp. Simul.*, v. 32, p. 13–37, 1990. Disponível em: <<http://www.csa.com/partners/viewrecord.php?requester=gs&collection=TRD∓recid=2269786Cl>>. .

CHAPMAN, T. Comment on “The unit response of groundwater outflow from a hillslope”. *Water Resources Research*, v. 31, n. 9, p. 2377–2378, 1995.

CHAPMAN, T. A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, v. 13, n. July 1998, p. 701–714, 1999.

CHAPMAN, T. G.; MAXWELL, A. I. Baseflow Separation - Comparison of Numerical Methods with Tracer Experiments. In: A. CT: Institution of Engineers (Org.); Hydrology and Water Resources Symposium 1996: Water and the Environment; Preprints of Papers. *Anais...* . p.539–545, 1996. Barton.

CHÁVEZ, B.; JARAMILLO, A. Regionalización de la Temperatura del Aire en Colombia. *Cenicafé ed. Manizales*, 1998.

CHENG, Y.; OGDEN, F. L.; ZHU, J. Land Use-Dependent Preferential Flow Paths Affect Hydrological Response of Steep Tropical Lowland Catchments With Saprolitic Soils. , p. 5551–5566, 2018.

CHIEW, F.; SIRIWARDENA, L. TREND trend/change detection software – User Guide. *Catchment Modelling Toolkit*, p. 29, 2005.

CHOW, V. TE; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Handbook of Applied Hydrology*. 1964.

COELHO, C.; PONTES, L. M.; BATISTA, M. L.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. *Relação entre o escoamento de base e os diferentes sistemas hidrogeológicos do*

Estado de Minas Gerais. *Águas Subterrâneas*, v. 29, p. 257–267, 2015.

COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Defining parameters for Eckhardt's digital baseflow filter. *Hydrological Processes*, v. 27, n. 18, p. 2614–2622, 2013.

COUGHANOWR, C. "Ground Water". *Water-related Issues of the Humid Tropics and Other Warm Humid Regions*. IHP Humid ed., 1994. Paris: UNESCO.

DARCY, H. *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, Dalmont. Paris, 1856.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. *Guidelines for predicting crop water requirements*, Irrigation and Drainage Paper 24. Roma, 1975.

DUNCAN, H. P. Baseflow separation – A practical approach. *Journal of Hydrology*, v. 575, n. November 2018, p. 308–313, 2019.

DUQUE, G. *Colombia: País de dos océanos*. , v. 2011, n. Actualizado, 2015.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology*, v. 352, n. 1–2, p. 168–173, 2008.

ECKHARDT, K. Technical note: Analytical sensitivity analysis of a two parameter recursive digital baseflow separation filter. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 16, n. 2, p. 451–455, 2012.

ESTRADA, O. A. *Modelación Acoplada de aguas superficiales y subterráneas para la gestión conjunta del recurso hídrico*, 2009. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

EUROPEAN ENVIRONMENTAL AGENCY. *The European Environment - State and Outlook 2010. Water Quality*. . p.12–23, 2010.

FAMIGLIETTI, J. S.; RODELL, M. Water in the balance. *Science*, v. 340, n. 6138, p. 1300–1301, 2013.

FUREY, P. R.; GUPTA, V. K. A physically based filter for separating base flow

from streamflow time series. *Water Resources Research*, v. 37, n. 11, p. 2709–2722, 2001.

GAO, Z.; ZHANG, L.; CHENG, L.; et al. Groundwater storage trends in the Loess Plateau of China estimated from streamflow records. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, v. 530, p. 281–290, 2015. Elsevier B.V. Disponible em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.09.063>>. .

GARDNER, K. M. The importance of surface water/ groundwater interactions issue paper. Seattle, 1999.

GENTRY, A. H. Species richness and floristic composition of Choco region plant communities. *Caldasia*, v. 15, n. 71–75, p. 71–91, 1986.

GIBERT, J.; MATHIEU, J.; FOURNIER, F. Groundwater surface water ecotones: biological and hydrological interactions and management options (international hydrology series). IV Series ed. New York: Cambridge University Press., 1997.

GLEESON, T.; WADA, Y.; BIERKENS, M. F. P.; VAN BEEK, L. P. H. Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, v. 488, n. 7410, p. 197–200, 2012.

GÓMEZ-ISIDRO, S.; GÓMEZ-RÍOS, V. L. Baseflow analysis using master recession curves and numerical algorithms in mountain basins: Suratá's river and Oro's river (Santander, Colombia). *Dyna*, v. 83, n. 196, p. 213–222, 2016. Disponible em: <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/dyna/article/view/53222%5Cnhttp://dyna.medellin.unal.edu.co/en/verResumenEN.php?id_articulo=v83n196a28>. .

GÓMEZ-ISIDRO, S.; GUZMÁN, J. Separación de flujo base en la cuenca superior del río Lebrija. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, v. 61, p. 41–52, 2011.

GÓMEZ, J.; ALMAZA, M. F. *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Bogotá D.C., 2015.

GÓMEZ, S.; GUZMÁN, J. Separación de flujo base en la cuenca superior del

río Lebrija. Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia, v. 61, p. 41–52, 2011.

GONZALES, A. L.; NONNER, J.; HEIJKERS, J.; UHLENBROOK, S.; SECTION, W. R. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. Hydrology and Earth System Sciences, v. 13, p. 2055–2068, 2009.

GRAYSON, R. B.; COOPERATIVE RESEARCH CENTRE FOR CATCHMENT HYDROLOGY. Hydrological recipes : estimation techniques in Australian hydrology. Clayton, Vic : Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1996.

GUAJARDO, P.; GRANADOS, R. Pruebas de homogeneidad de varianza a series de precipitación y temperatura de estaciones del estado de Veracruz y áreas aledañas. , p. 1–10, 2010.

GUERRERO U, A. L. Hidrología e Hidrogeología de la región Pacífica colombiana. Colombia-Pacífico, Tomo I. p.122–134, 1993.

GUSTARD, A.; BULLOCK, A.; DIXON, J. Report No. 108 Low flow estimation in the United Kingdom. , , n. 108, p. 292, 1992.

GUZMÁN, D.; RUÍZ, J. F.; CADENA, M. Regionalización de Colombia según la estacionalidad de la precipitación media mensual, a través análisis de componentes principales (ACP). Bogotá D.C., 2014.

GUZMÁN, P.; BATELAAN, O.; HUYSMANS, M.; WYSEURE, G. Comparative analysis of baseflow characteristics of two Andean catchments, Ecuador. Hydrological Processes, v. 29, n. 14, p. 3051–3064, 2015.

HALVERSON, B.; NAIRN, R.; BRUNTON, A.; SELEGEAN, J. P. Analysis of altered hydrologic regime in the Clinton River. Conference Proceeding from the 3 rd Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, p. 8, 2006. Reno, NV.

HEALY, R. W.; SCANLON, B. R. Estimating Groundwater Recharge. Cambridge: Cambridge University Press, 2010.

HENDRICKS, J. M.; WALKER, G. R. Recharge from precipitation. In: A. A. Balkema (Org.); Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. p.19–111, 1997. Róterdam.

HINKLE, S. R.; DUFF, J. H.; TRISKA, F. J.; et al. Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River - A large river in Oregon, USA. *Journal of Hydrology*, v. 244, n. 3–4, p. 157–180, 2001.

HIRATA, R.; ZOBY, J. L. G.; OLIVEIRA, F. R. DE. Água subterrânea: reserva estratégica ou emergencial. *Águas do Brasil: análises estratégicas*. p. Capítulo 9, 2010.

HIRSCH, R.; GILROY, E. Methods of fitting a straight line to data: examples in water resources. *Water Resour Bull* 20. p.705– 711, 1984.

HOEKSTRA, A. Y.; MEKONNEN, M. M.; CHAPAGAIN, A. K.; MATHEWS, R. E.; RICHTER, B. D. Global monthly water scarcity: Blue water footprints versus blue water availability. *PLoS ONE*, v. 7, n. 2, 2012.

IDEAM; PNUD; MADS; DNP; CANCELLERÍA. Primer Informe Bienal de Actualización de Colombia. Bogotá D.C., 2015.

IDEAM. Mapa de Coberturas de la Tierra. Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia. Período 2000-2002. Escala 1:500.000. , 2004. Bogotá D.C.: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.

IDEAM. Estudio Nacional del Agua. Bogotá D.C., 2010.

IDEAM. Aguas Subterráneas en Colombia Una Visión General. 2013.

IDEAM. Mapa de Coberturas de la Tierra. Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia. Período 2010-2012. Escala 1:100.000. , 2014. Bogotá D.C.: Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.

IDEAM. Observatorio del SIRH. Disponible em: <<http://sirh.ideam.gov.co:8230/Sirh/faces/observatorioSuperficiales.jspx>> . .

IDOWU, O. A. HYDROLOGICAL PROCESSES OF INTERACTION BETWEEN SURFACE WATER AND GROUNDWATER – , , n. March, 2007.

IGAC. Mapa de suelos de Colombia, Escala 1:100.000. , 2007. Bogotá D.C.

ILSTEDT, U.; TOBELLA, A. B.; BAZIÉ, H. R.; et al. Intermediate tree cover can maximize groundwater recharge in the seasonally dry tropics. *Nature Publishing*

Group, , n. February 2015, p. 1–12, 2016. Nature Publishing Group. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1038/srep21930>>. .

INDARTO; NOVITA, E.; WAHYUNINGSIH, S. Preliminary Study on Baseflow Separation at Watersheds in East Java Regions. *Agriculture and Agricultural Science Procedia*, v. 9, p. 538–550, 2016. Elsevier Srl. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.aaspro.2016.02.174>>. .

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES DEL PACIFICO IIAP. Plan estrategico de la macrocuenca del pacifico colombiano. Quibdo, 2013.

JAKEMAN, A. J.; HORNBERGER, G. M. How Much Complexity Is Warranted in a Rainfall-Runoff Model ? are good predictors of streamflow and. *Water Resources Research*, v. 29, n. 8, p. 2637–2649, 1993.

JAXA. ALOS (Advanced Land Observing Satellite) PALSAR. Disponível em: <<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>>. Acesso em: 20/1/2018.

JHA, R.; SHARMA, K. D.; SINGH, V. P. Critical Appraisal of Methods for the Assessment of Environmental Flows and their Application in Two River Systems of India. , v. 12, p. 213–219, 2008.

JUÁREZ, I.; CUSTODIO, E.; MANZANO, M. Relación aguas superficiales–aguas subterráneas y recarga del acuífero de Los Sotos, Doñana. *Agua y Constitución: VIII Simposio del Agua en Andalucía*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), p. 1479–1489, 2012.

KELBE, B.; GERMISHUYSE, T. Groundwater / Surface Water Relationships With Specific Reference to Maputaland. *Water Research Commission Report No. 1168/1/10*. 2010.

KENDALL, C.; CALDWELL, E. Fundamentals of Isotope Geochemistry. In: USGS (Org.); *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. p.Chapter 2, 1998. Amsterdam.

KINZELBACH, W.; AESCHBACH, W.; ALBERICH, C.; et al. A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid Semi-Arid Regions, Early Warning and Assessment Report Series UNEP/DEWA/RS.02-2. United Nat ed. Nairobi, 2002.

KOLLET, S. J.; MAXWELL, R. M. Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, v. 29, n. 7, p. 945–958, 2006.

KRUSEMAN, G. P. Recharge from intermittent flow. In: A. A. Balkema (Org.); *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*. p.145–184, 1997. Róterdam.

LADSON, A.; BROWN, R.; NEAL, B.; NATHAN, R. A standard approach to baseflow separation using the Lyne and Hollick filter. *Australian Journal of Water Resources*, v. 17, n. September 2013, p. 25–34, 2013.

LEHNER, B.; DÖLL, P.; ALCAMO, J.; HENRICHS, T.; KASPAR, F. Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: A continental, integrated analysis. *Climatic Change*, v. 75, n. 3, p. 273–299, 2006.

LERNER, D.; ISSAR, A.; SIMMERS, I. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. Hannover, West Germany: Heise, 1990.

LEYVA, P. *Colombia Pacifico Tomo II*. Bogotá D.C., 1993.

LLOYD, J. W. A review of aridity and groundwater. *Hydrological Processes*, v. 1, n. 1, p. 63–78, 1986. Disponible em: <<https://doi.org/10.1002/hyp.3360010107>>. .

LONGOBARDI, A.; VILLANI, P.; GUIDA, D.; CUOMO, A. Hydro-geo-chemical streamflow analysis as a support for digital hydrograph filtering in a small , rainfall dominated , sandstone watershed. *Journal of Hydrology*, v. 539, p. 177–187, 2016. Elsevier B.V. Disponible em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.028>>. .

LONGUEVERGNE, L.; SCANLON, B. R.; WILSON, C. R. GRACE hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains aquifer, USA. *Water Resources Research*, v. 46, n. 11, p. 1–15, 2010.

LÓPEZ, J. J. Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. In: Instituto Tecnológico Geominero de España. (Org.); *Seminario: La Evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Anais... . p.111–123, 1997. Madrid:

LYNE, V.; HOLLICK, M. *Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modeling*.

Institute of Engineers Australia National Conference. Anais... . p.89-93., 1979.

LYNE, VINCENT; HOLLICK, M. Stochastic Time-Variable Rainfall-Runoff Modeling. (Institute of Engineers Australia National Conference, Org.)Institute of Engineers Australia National Conference, p. 89– 93., 1979.

MALDONADO-OCAMPO, J. A.; VILLA-NAVARRO, F. A.; ORTEGA-LARA, A.; et al. Peces del río Atrato, zona hidrogeografica del caribe, Colombia Javier. Biota Colombiana, v. 7, n. 1, p. 143–154, 2006.

MATTIUZI, C. D.; KIRCHHEIM, R.; COLLISCHONN, W.; FAN, F. M. Estimativa de recarga subterrânea a partir da Separação de escoamento de base na bacia hidrográfica do Rio Ibicuí (América do Sul). Águas Subterrâneas, v. 29, n. 3, p. 285–300, 2015.

MCCMAHON, T. A.; ARENAS, A. Methods of computation of low streamflow. 7o ed. pARIS: UNESCO, 1982.

MEIXNER, T.; MANNING, A. H.; STONESTROM, D. A.; et al. Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States. Journal of Hydrology, v. 534, p. 124–138, 2016. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.027>>. .

DE MELLO, Y.; KOHLS, W.; DE OLIVEIRA, T. M. Uso de diferentes métodos para o preenchimento de falhas em estações pluviométricas. , p. 112–121, 2017.

MILEHAM, L.; TAYLOR, R. G.; TODD, M.; TINDIMUGAYA, C.; THOMPSON, J. The impact of climate change on groundwater recharge and runoff in a humid, equatorial catchment: Sensitivity of projections to rainfall intensity. Hydrological Sciences Journal, v. 54, n. 4, p. 727–738, 2009.

MOHAMOUD, Y. M.; PARMAR, R. S. Estimating Streamflow and Associated Hydraulic Geometry, the Mid-Atlantic Region, Usa. Journal of the American Water Resources Association, v. 42, n. 3, p. 755–768, 2006. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1752-1688.2006.tb04490.x/abstract%5Cnhttp://doi.wiley.com/10.1111/j.1752-1688.2006.tb04490.x>>. .

MOSQUERA-MACHADO, S.; AHMAD, S. Flood hazard assessment of Atrato River in Colombia. *Water Resources Management*, v. 21, n. 3, p. 591–609, 2007.

MOSQUERA MACHADO, S. D. C. Análisis multirriesgos de los desastres naturales del Chocó, durante las tres últimas décadas: 1970-2000. *Entorno Geográfico*, , n. 4, 2005.

MUÑOZ-VILLERS, L. E.; MCDONNELL, J. J. Land use change effects on runoff generation in a humid tropical montane cloud forest region. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 9, p. 3543–3560, 2013.

MURPHY, R.; GRASZKIEWICZ, Z.; HILL, P.; NEAL, B.; NATHAN, R. Australian Rainfall & Runoff Project 7: Baseflow for Catchment Simulation. Malvern Victoria, 2011.

NATHAN, R. J.; MCMAHON, T. A. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research*, v. 26, n. 7, p. 1465–1473, 1990.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATIO NOAA. The Oceanic Niño Index (ONI). Disponible em: <http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>. .

NG, G.-H. C.; MCLAUGHLIN, D.; ENTEKHABI, D.; SCANLON, B. R. Probabilistic analysis of the effects of climate change on groundwater recharge. *Water Resources Research*, v. 46, n. 7, p. 1–18, 2010. Disponible em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2009WR007904>>. .

NIRAULA, R.; MIXNER, T.; AJAMI, H.; et al. Comparing potencial recharge estimates from three land surface models across the western US. *Journal oh Hyfrology*, v. 545, p. 410–423, 2017.

NÚÑEZ-GONZÁLEZ, G.; DOMÍNGUEZ-CORTAZAR, M. A; VENTURA-RAMOS, E. J.; RAMÍREZ, A. Modeling hydrograph recession. *Agrociencia*, v. 4, n. 2, p. 157–164, 2011.

OGDEN, F. L.; CROUCH, T. D.; STALLARD, R. F.; HALL, J. S. Effect of land

cover and use on dry season river runoff , runoff efficiency , and peak storm runoff in the seasonal tropics of Central Panama. , v. 49, p. 8443–8462, 2013.

PADIYEDATH, S. G.; KAWAMURA, A.; AMAGUCHI, H.; AZHIKODAN, G. Baseflow Estimation for Tropical Wet and Dry Climate Region Using Recursive Digital Filters. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. G (Environmental Research)*, v. 73, n. 5, p. I_9-I_16, 2018.

PEÑA-ARANCIBIA, J. L.; BRUIJNZEEL, L. A.; MULLIGAN, M.; DIJK, A. I. J. M. VAN. Forests as ‘ sponges ’ and ‘ pumps ’ : Assessing the impact of deforestation on dry-season flows across the tropics. *Journal of Hydrology*, v. 574, n. February, p. 946–963, 2019. Elsevier. Disponible em: <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.064>>. .

PÉREZ, A. J.; HERRERA, H. M.; CARVAJAL, A. F.; PÉREZ, M. L.; PÉREZ-GARCÍA, J. Assessing sub-regional water scarcity using the groundwater footprint. *Ecological Indicators*, v. 96, n. September 2017, p. 32–39, 2019. Elsevier. Disponible em: <<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.08.056>>. .

PIÑA, A.; DAVID, L.; BLAKE, S.; CRAMER, T. Applied Geochemistry Compositional multivariate statistical analysis of the hydrogeochemical processes in a fractured massif : La Línea tunnel project , Colombia. *Applied Geochemistry*, v. 95, n. April, p. 1–18, 2018. Elsevier. Disponible em: <<https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.05.012>>. .

POVEDA, G. La Hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, v. XXVIII, n. 107, p. 201–222, 2014.

POVEDA, G.; JARAMILLO, L.; VALLEJO, L. F. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. , v. 50, n. 3, p. 98–118, 2014.

POVEDA, G.; VELEZ, J. I.; MESA, O. J.; et al. Estimación de caudales mínimos para Colombia mediante regionalización y aplicación de la curva de recesión de caudales. *Meteorología Colombiana*, v. 6, p. 73–80, 2002.

RIVERA, L. Infinite acting aquifer (IAA) - Implications for coalbed methane production at de syncline of Umbita, Colombia. *International Journal of Coal Geology*,

v. 209, p. 54–71, 2019.

RORABAUGH, M. I. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. *International Assoc. of Scientific Hydrology*, p. 432–441, 1964.

RUTLEDGE, A. T.; DANIEL III, C. C. Testing an Automated Method to Estimate Ground-Water Recharge from Streamflow Records. *Groundwater*, v. 32, n. 2, p. 180–189, 1994.

SALAS A., V. M.; MACEDO C., A.; PAZ P., F.; ORTIZ S., C.; PALACIOS V., E. Modelación no lineal de la separación del flujo base en subcuencas de Chiapas, México. *Terra Latinoamericana*, v. 33, n. 4, p. 285–297, 2015. Disponible em: <http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-57792015000400285&lng=es&nrm=iso#B6>. .

SAMPER, F. Evaluación de la recarga a partir de modelos numéricos de flujo en acuíferos. In: Instituto Tecnológico Geominero de España (Org.); *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Anais... . p.153–182, 1997. Madrid.

SÁNCHEZ-MURILLO, RICARDO; BROOKS, E. S.; ELLIOT, W. J.; BOLL, J. Isotope hydrology and baseflow geochemistry in natural and human-altered watersheds in the Inland Pacific Northwest, USA. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, v. 51, n. 2, p. 231–254, 2015. Disponible em: <<http://dx.doi.org/10.1080/10256016.2015.1008468>>. .

SÁNCHEZ-MURILLO, R.; BROOKS, E. S.; ELLIOT, W. J.; GAZEL, E.; BOLL, J. Baseflow recession analysis in the inland Pacific Northwest of the United States. *Hydrogeology Journal*, v. 23, n. 2, p. 287–303, 2015.

SÁNCHEZ-MURILLO, R.; BROOKS, E. S.; SAMPSON, L.; BOLL, J.; WILHELM, F. Ecohydrological analysis of Steelhead (*Oncorhynchus mykiss*) habitat in an effluent dependent stream in the Pacific Northwest, USA. *Ecohydrology*, v. 7, n. 2, p. 557–568, 2014.

SANTHI, C.; ALLEN, P. M.; MUTTIAH, R. S.; ARNOLD, J. G.; TUPPAD, P. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic

landscape regions. *Journal of Hydrology*, v. 351, n. 1–2, p. 139–153, 2008.

SCANLON, B. R.; HEALY, R. W.; COOK, P. G. Choosing appropriate technique for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, v. 10, p. 18–39, 2002.

SCANLON, B. R.; KEESE, K. E.; FLINT, A. L.; et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, v. 20, n. 15, p. 3335–3370, 2006. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.6335>>. .

SCHOSINSKY, G. Cálculo de la recarga potencial de los acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Revista Geológica de América Central*, p. 13–30, 2006.

SCHOSINSKY, G.; LOSILLA, M. Modelo analítico para determinar la infiltración con base en la lluvia mensual. *Revista Geológica de América Central*, v. 23, p. 43–55, 2000.

SHIKLOMANOV, I. A. Global freshwater resources quantity and distribution by region. Paris: State Hydrological Institute & UNESCO, 1999.

SHOPE, C. L. Disentangling event-scale hydrologic flow partitioning in mountains of the Korean Peninsula under extreme precipitation. *Journal of Hydrology*, v. 538, p. 399–415, 2016. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.050>>. .

SIMON, F. W.; REGINATO, P. A. R.; KIRCHHEIM, R. E.; TROIAN, G. C. Estimativa de recarga do sistema aquífero guarani por meio da aplicação do método da variação da superfície livre na bacia do Rio Ibicuí-RS. *Águas Subterrâneas*, v. 31, n. 2, p. 12, 2017. Disponível em: <<https://aguassubterraneas.abas.org/asubterraneas/article/view/28631>>. .

SINHA, B. P.; SHARMA, S. K. Natural groundwater recharge estimation methodologies in India. In: I. Simmers (Org.); *Estimation of Natural Groundwater Recharge*. p.301–311, 1988. Amsterdam: Dordrecht: Reidel. NATO, ASI Series.

SMAKHTIN, V. U. Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*, v. 240, n. 3–4, p. 147–186, 2001.

SMERDON, B. D.; DREWES, J. E. Groundwater recharge: The intersection between humanity and hydrogeology. *Journal of Hydrology*, v. 555, p. 909–911, 2017.

SOPHOCLEOUS, M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 52–67, 2002.

SOULSBY, C.; TETZLAFF, D.; RODGERS, P.; DUNN, S.; WALDRON, S. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation. *Journal of Hydrology*, v. 325, n. 1–4, p. 197–221, 2006.

SPONGBERG, M. E. Spectral analysis of base flow separation with digital filters. , v. 36, n. 3, p. 745–752, 2000.

STEWART, M. K. Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 19, n. 6, p. 2587–2603, 2015.

STOELZLE, M.; STAHL, K.; WEILER, M. Are streamflow recession characteristics really characteristic ? , , n. 1977, p. 817–828, 2013.

STONESTROM, D.; HARRILL, R. Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United Climatic and Geologic Framework. USGS Professional Paper 1703—Ground-Water, p. 25, 2007. Disponível em: <http://pubs.er.usgs.gov/thumbnails/usgs_thumb.jpg%5Cnhttp://pubs.usgs.gov/pp/pp1703/>. .

STRAUCH, A. M.; MACKENZIE, R. A.; GIARDINA, C. P.; BRULAND, G. L. Climate driven changes to rainfall and streamflow patterns in a model tropical island hydrological system. *Journal of Hydrology*, v. 523, p. 160–169, 2015. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.045>>. .

SYED, T. H.; FAMIGLIETTI, J. S.; CHAMBERS, D. P. GRACE-Based Estimates of Terrestrial Freshwater Discharge from Basin to Continental Scales. *Journal of Hydrometeorology*, v. 10, n. 1, p. 22–40, 2009. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JHM993.1>>. .

TETZLAFF, D.; UHLENBROOK, S.; EPPERT, S.; SOULSBY, C. Does the incorporation of process conceptualization and tracer data improve the structure and performance of a simple rainfall-runoff model in a Scottish mesoscale catchment? *Hydrological Processes*, v. 22, n. November 2008, p. 2267–2274, 2008. Disponível

em: <www.interscience.wiley.com>. .

THOMAS, B. F.; VOGEL, R. M.; FAMIGLIETTI, J. S. Objective hydrograph baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, v. 525, p. 102–112, 2015. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.028>>. .

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. Instructions and tables for computing potencial evapotranspiration and the water balance: Centerton. *Climatology*, v. 10, n. 3, p. 185–311, 1957.

TROCH, P. A.; DE TROCH, F. P.; BRUTSAERT, W. Effective Water Table Depth to Describe Initial Conditions Prior to Storm Rainfall in Humid Region. *Transport*, v. 29, n. 2, p. 427–434, 1993.

TURC, L. Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'éecolument. *Annales Agronomiques*, v. 5, p. 491–595, 1954.

URREA, V.; OCHOA, A.; MESA, O. Estacionalidad de la lluvia en Colombia. XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, , n. October, 2016. Disponível em: <<http://ladhi2016.org/>>. .

VANN, J. H. LANDFORM-VEGETATION RELATIONSHIPS IN THE ATRATO DELTA. , v. 49, n. 4, p. 16, 1959.

VÉLEZ, C.; AGUIRRE, N. Influencia del río atrato en el golfo de Urabá durante el holoceno tardío, mar caribe colombiano. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras*, v. 45, n. 1, p. 73–97, 2016.

VÉLEZ, J. I. Desarrollo de un Modelo Hidrológico Conceptual y Distribuido Orientado a la Simulación de las Crecidas, 2001. Universidad Politécnica de Valencia.

VÉLEZ, M. V. Hidráulica de Agua Subterráneas tercera edición. Medellín: Universidad Nacional de Colombia, 2011.

VÉLEZ, M. V.; BOTERO, V.; SALAZAR, J. F.; GÓMEZ, J. Estimación de la recarga en una zona tropical mediante un modelo iterativo. *Ingeniería hidráulica en México*, v. XX, p. 61–77, 2005. Disponível em: <bdigital.unal.edu.co/4440/>. .

DE VRIES, J. J.; SIMMERS, I. Groundwater recharge: An overview of process

and challenges. *Hydrogeology Journal*, v. 10, n. 1, p. 5–17, 2002.

WALLACE, T. B.; COX, W. E. Locating information on surface water availability in Virginia (draft). Richmond, 2002.

WERTH, S.; GÜNTNER, A.; PETROVIC, S.; SCHMIDT, R. Integration of GRACE mass variations into a global hydrological model. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 277, n. 1–2, p. 166–173, 2009. Elsevier B.V. Disponible em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.10.021>>. .

WESTENBROEK, M. S.; KELSON, V. A.; DRIPPS, W. R.; HUNT, R. J.; BRADBURY, K. R. SWB — A Modified Thornthwaite-Mather Soil-Water- Balance Code for Estimating Groundwater Recharge. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A31, p. 60, 2010.

WINTER, T. C.; HARVEY, J. W.; FRANKE, O. L.; ALLEY, W. M. Ground water and surface water: a single resource. 1999.

WOESSNER, W. W. Stream and fluvial plain gw interactions, rescalling hydrogeologic thought. *Ground Water*, v. 38, n. 3, p. 423–429, 2000.

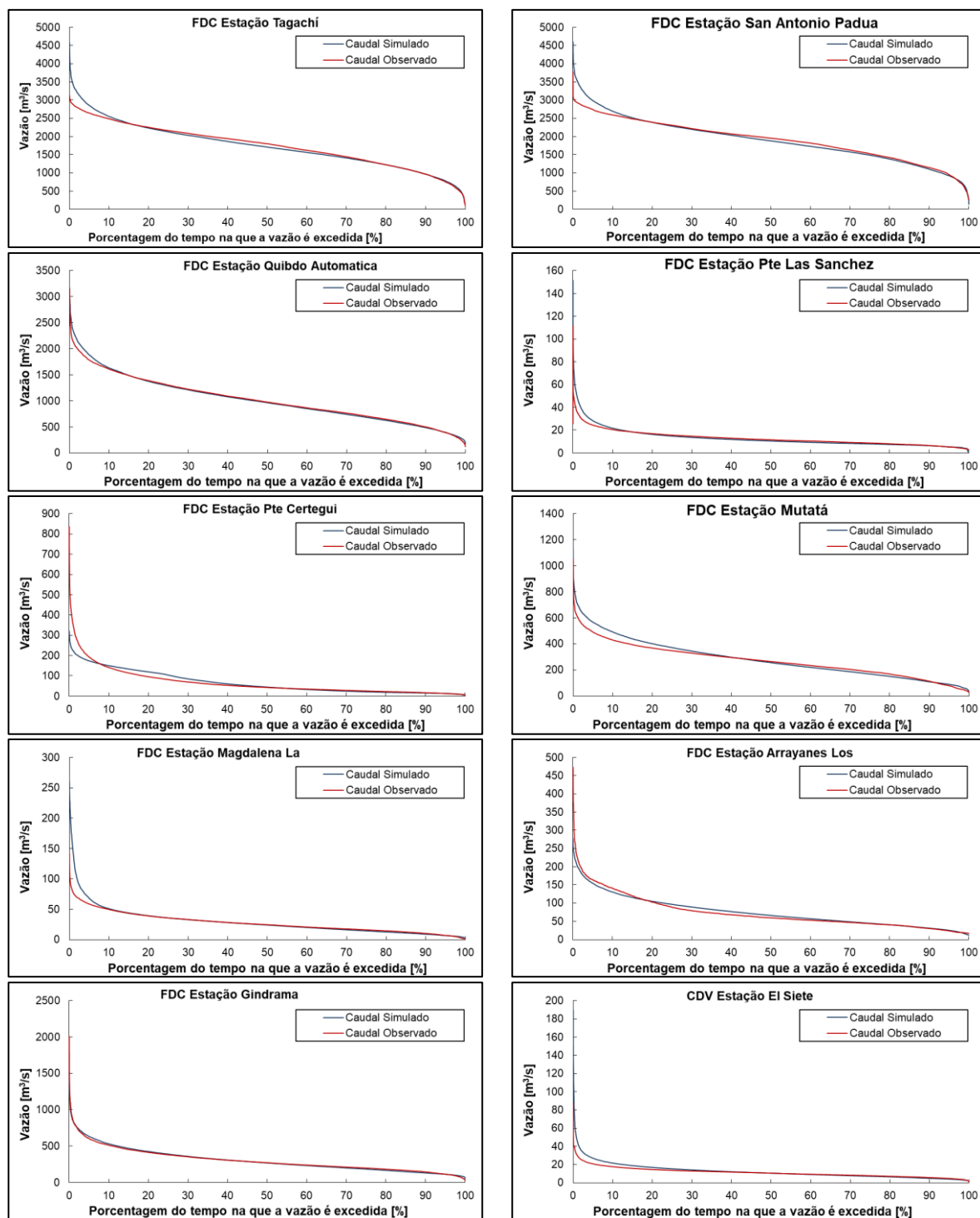
ZEA, J. A.; LEÓN, G. E.; ESLAVA, J. A. Influencia de sistemas extratropicales en Colombia. *Meteorología Colombiana*, , n. 1, p. 31–40, 2000.

ZHANG, J.; ZHANG, Y.; SONG, J.; CHENG, L. Evaluating relative merits of four baseflow separation methods in Eastern Australia. *Journal of Hydrology*, v. 549, p. 252–263, 2017. Elsevier B.V. Disponible em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.004>>. .

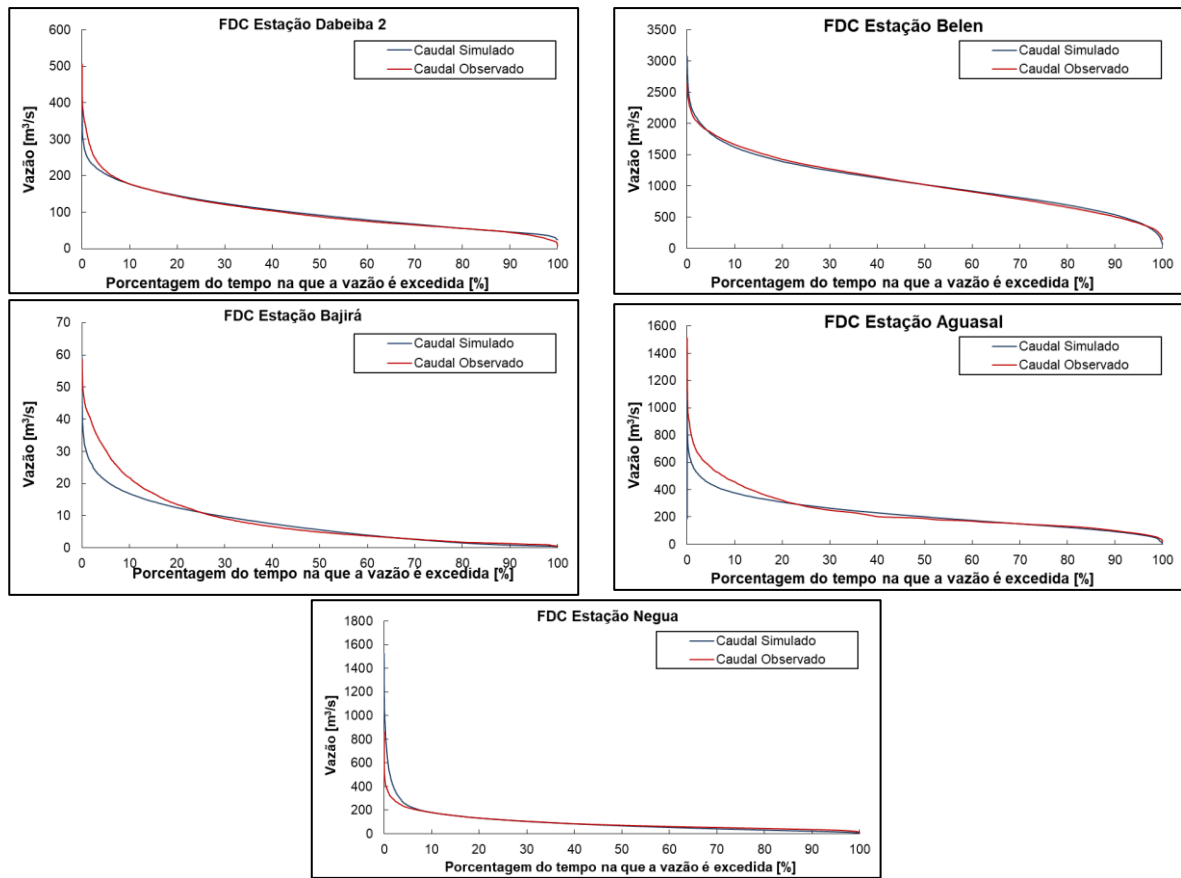
ZOMLOT, Z.; VERBEIREN, B.; HUYSMANS, M.; BATELAAN, O. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 4, p. 349–368, 2015. Elsevier B.V.

ANEXOS

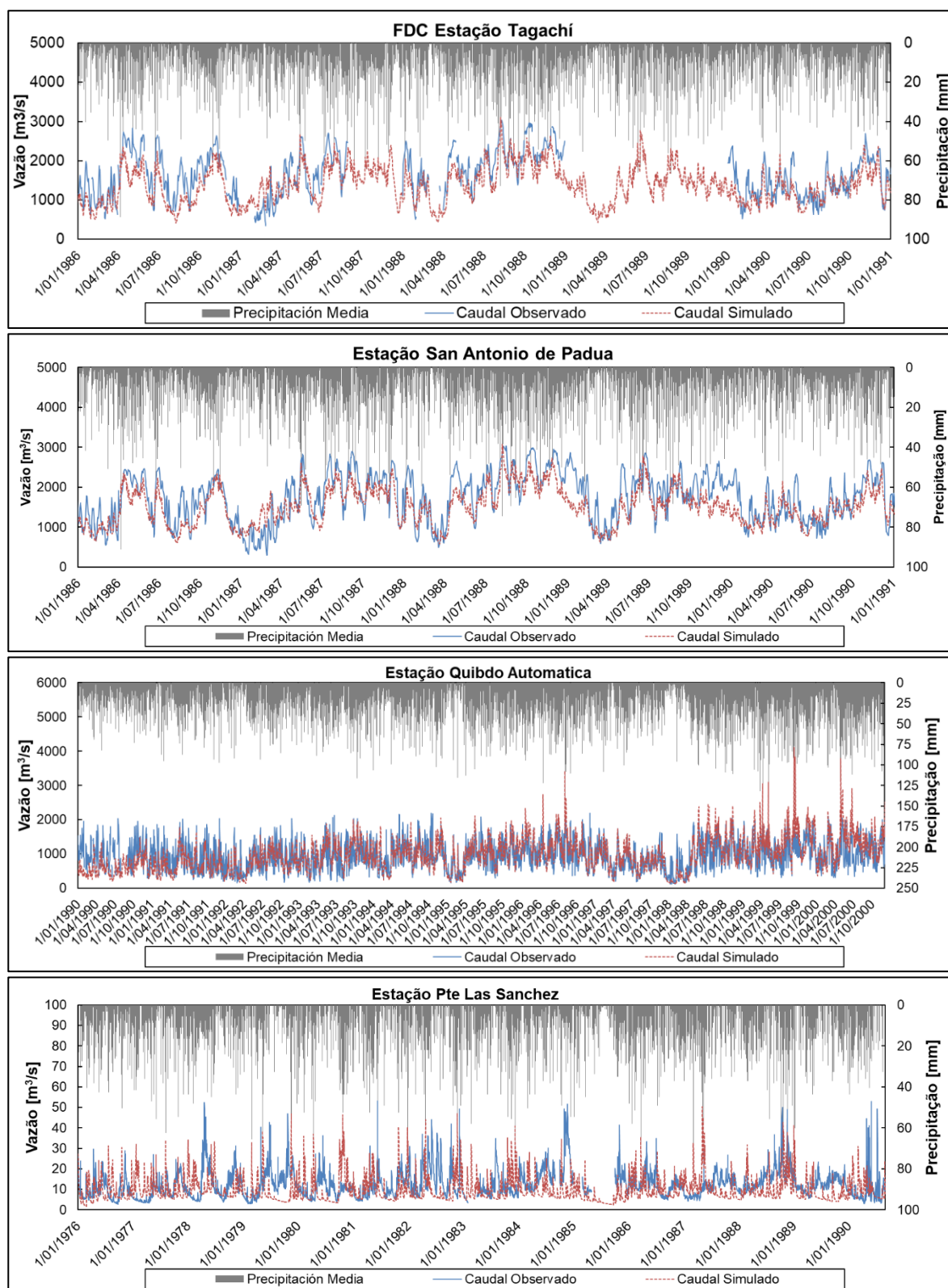
ANEXO I. Curvas de permanência FDCs para reconstituição de dados de vazão.



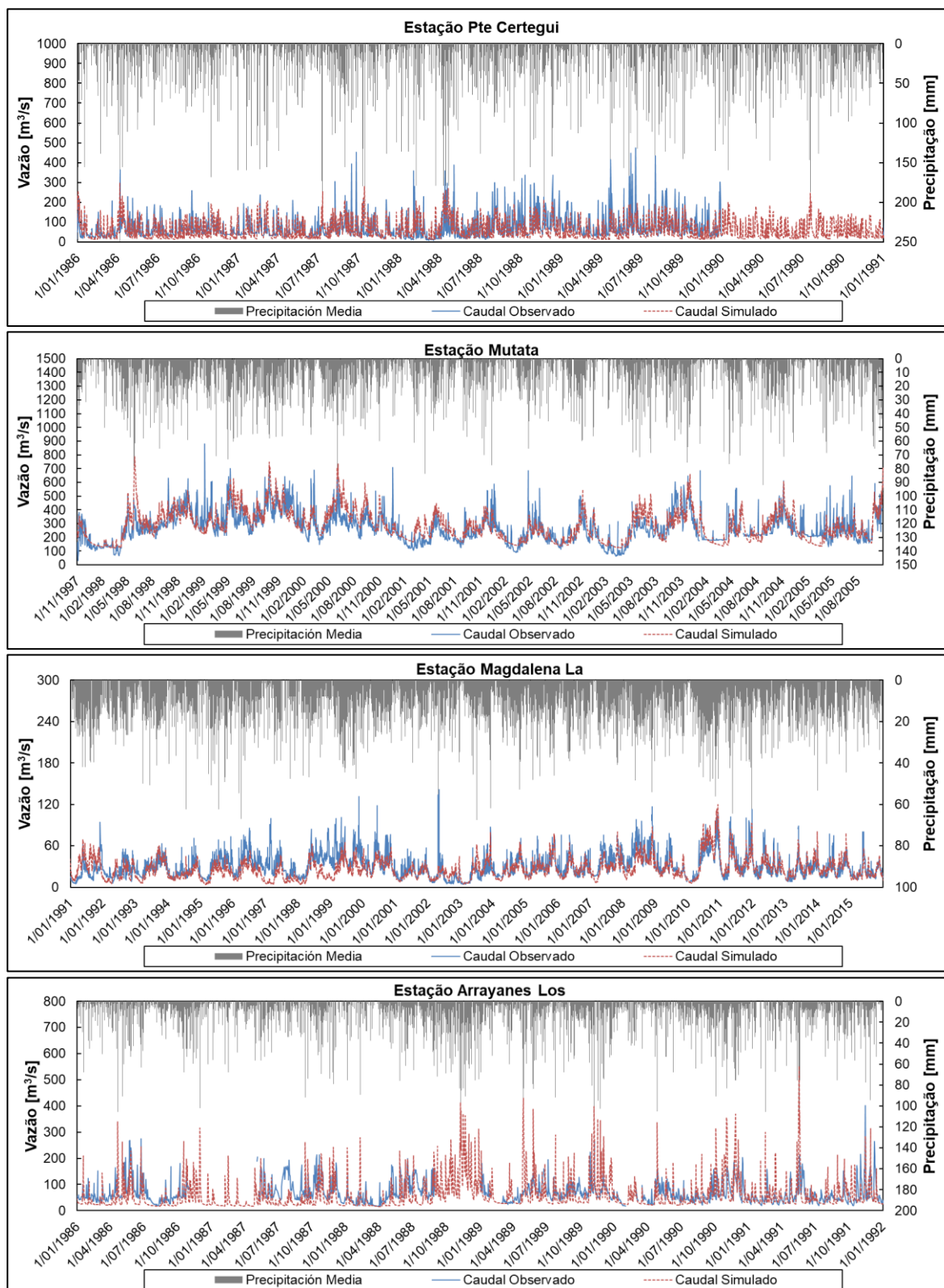
ANEXO I. Curvas de permanência FDCs para reconstituição de dados de vazão (continuação).



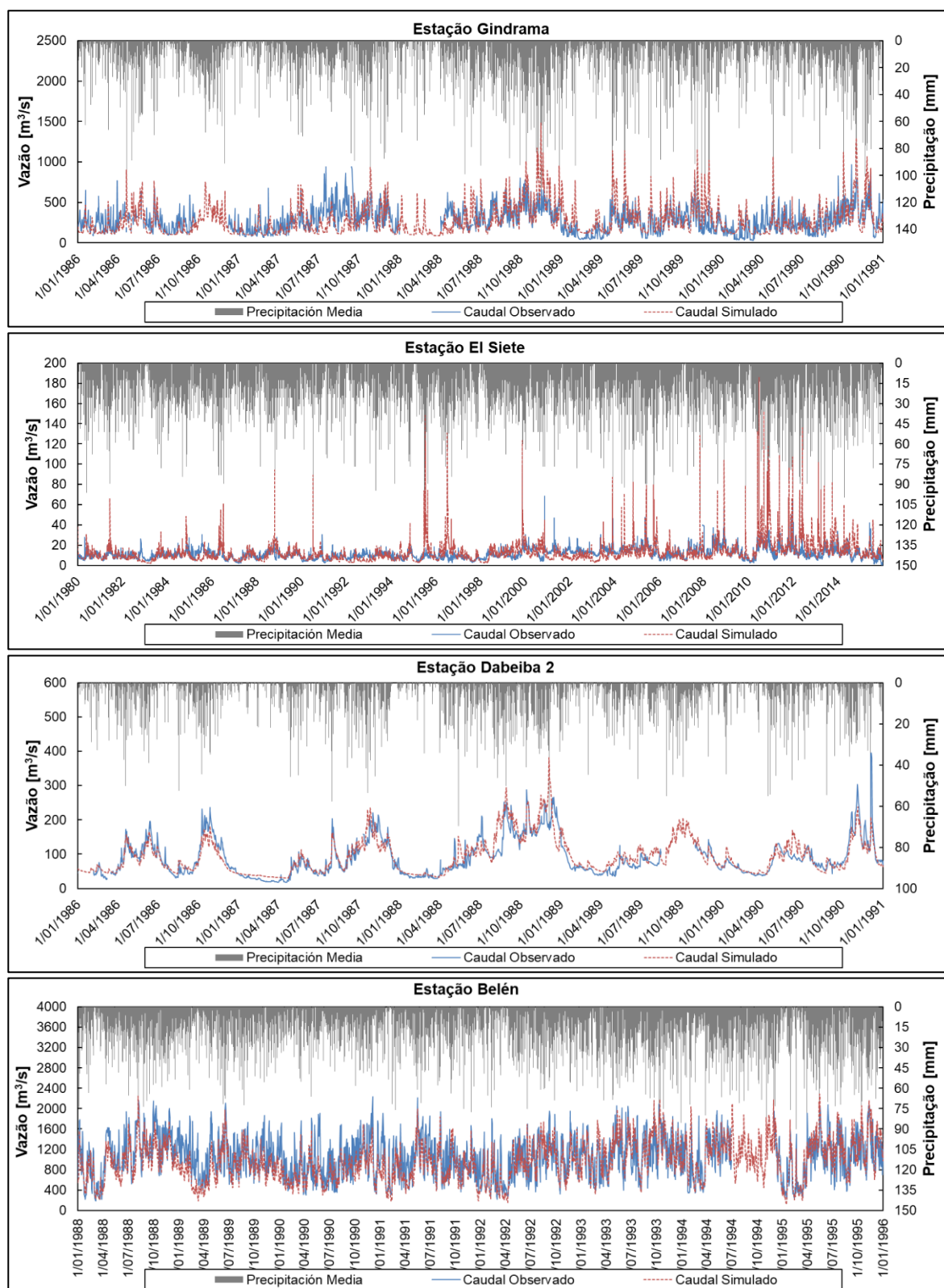
ANEXO II. Comparação gráfica entre series observadas e simuladas para a reconstituição.



ANEXO II. Comparação gráfica entre series observadas e simuladas para a reconstituição (continuação).



ANEXO II. Comparação gráfica entre series observadas e simuladas para a reconstituição (continuação).



ANEXO II. Comparação gráfica entre series observadas e simuladas para a reconstituição (continuação).

