



AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA DO
MODELO CHUVA-VAZÃO SMAP NA BACIA DO RIO PRETO USANDO NDVI

Lude Quiêto Viana

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Rio de Janeiro
Dezembro de 2012

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA DO
MODELO CHUVA-VAZÃO SMAP NA BACIA DO RIO PRETO USANDO NDVI

Lude Quiêto Viana

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO
LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA
(COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE
EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Profa. Heloísa Teixeira Firmo, D.Sc.

Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araujo, D.Sc.

Prof. Celso Bandeira de Melo Ribeiro, D.Sc.

Profa. Maria Claudia Barbosa, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

DEZEMBRO DE 2012

Viana, Lude Quiêto

Avaliação do potencial de regionalização hidrológica do modelo chuva-vazão SMAP na Bacia do Rio Preto usando NDVI / Lude Quiêto Viana. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2012.

XVII, 218 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2012.

Referências Bibliográficas: p. 181-204.

1. Modelagem chuva-vazão. 2. Regionalização hidrológica. 3. Índice de vegetação. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa, *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Antonio e Neuza, a minha irmã Lídia e ao meu sobrinho João Pedro, que, acreditando em mim, sempre me apoiaram e me ajudaram com amor e compreensão, além de ajudarem, sempre que possível, na leitura e revisão dos textos.

Ao meu orientador, Otto Corrêa Rotunno Filho, pelo acompanhamento e enorme aprendizado que me proporcionou e pelo exemplo de professor que acredita e investe em seus alunos e na vida acadêmica.

Ao Rodrigo Gonçalves, pela co-orientação do início à conclusão deste trabalho, pelas conversas, conselhos, e incrível ajuda, pela grande paciência e o carinho especial.

Aos professores do DRHIMA, Heloísa, Isaac e Iene, do PPE, Legey, e da COPPE, José Paulo, que me orientaram no início do trabalho para escolha do tema final da dissertação.

Ao colega Luciano Xavier pelas conversas, conselhos e sugestões sempre pertinentes.

Aos membros da banca examinadora, que contribuíram com suas sugestões e comentários para que se chegasse ao documento final.

Ao Programa de Engenharia Civil (PEC) da COPPE-UFRJ, pela oportunidade de participar do corpo discente, com gratidão ao corpo docente e de funcionários.

Aos colegas do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LabH2O), constituído junto ao PEC-COPPE/UFRJ.

Às empresas Sondotécnica e PCE, pela liberação parcial para que o presente processo de formação e desenvolvimento de pesquisa se concluísse, a contento, em

paralelo com as atividades realizadas de consultoria técnica durante o período de construção da dissertação.

Às agências de fomento FAPERJ, CAPES e CNPq, que, por meio de suporte aos projetos PEC/COPPE FAPERJ Edital 014/2010 (2010-2012) – Centro de Referência em Modelagem Ambiental Aplicado à Gestão de Bacias Hidrográficas Rurais e Urbanas – Apoio às instituições de pesquisa sediadas no estado do Rio de Janeiro, ao projeto FAPERJ – Pensa Rio – Edital 19/2011 (2012-2014) e ao projeto FAPERJ – Processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), bem como aos projetos PROSUL (Edital CNPq N° 005/2007) e IME-PEC/COPPE – CAPES – Aux-PE-PRO-Defesa 1783/2008 (2008–2012), entre outros, estimulam o avanço científico-tecnológico brasileiro.

À ANA, Agência Nacional de Águas, e ao INMET, Instituto Nacional de Meteorologia, pela disponibilização de dados hidrometeorológicos.

À Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Global Land Cover Facility (GLCF), pela disponibilização de imagens de satélite.

À minha psicóloga, Marilda, pelo cuidado e ajuda na superação de muitas dificuldades.

Aos meus colegas, engenheiros e técnicos da Sondotécnica pela orientação e generosidade em dividir seus conhecimentos e experiências.

A todos que, de forma direta e indireta, contribuíram para a finalização do presente trabalho.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA DO
MODELO CHUVA-VAZÃO SMAP NA BACIA DO RIO PRETO USANDO NDVI

Lude Quiêto Viana

Dezembro/2012

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Programa: Engenharia Civil

Os modelos do tipo chuva-vazão permitem o entendimento da dinâmica do ciclo hidrológico, constituindo-se em instrumentos valiosos na engenharia de recursos hídricos, com potencial de aplicabilidade na regionalização hidrológica em áreas com grande carência de dados hidrometeorológicos. Complementarmente, sabe-se que o conhecimento da cobertura vegetal é fundamental para a compreensão dos processos físicos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica, o que é possível mediante dados espaço-temporais de satélite. Esta pesquisa busca avaliar o potencial de utilização do modelo SMAP como meio de regionalização de vazões, incluindo procedimento associado ao cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), relacionado a parâmetros biofísicos da cobertura vegetal, como a biomassa e o índice de área foliar, via sensoriamento remoto, de forma a agregar informações em bacia hidrográfica com carência de dados. A área estudada foi a bacia do rio Preto, parte componente da bacia do rio Paraíba do Sul, ressaltando-se que o rio Preto constitui divisa natural para os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. Os índices de desempenho encontrados permitiram concluir que os métodos de regionalização estudados com a utilização do modelo SMAP podem ser utilizados para conhecer a disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas sem monitoramento fluviométrico adequado, desde que o uso e a cobertura do solo das bacias sejam similares.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

EVALUATION OF THE HYDROLOGICAL REGIONALIZATION POTENTIAL OF
THE RAINFALL-RUNOFF MODEL SMAP IN THE PRETO RIVER BASIN USING
NDVI

Lude Quiêto Viana

December/2012

Advisor: Otto Corrêa Rotunno Filho

Department: Civil Engineering

Rainfall-runoff models allow understanding the dynamics of the hydrological cycle, thus becoming valuable tools in water resources engineering, with potential application in hydrological regionalization in areas with lack or scarcity of hydrometeorological data. In addition, it is known that the knowledge of the vegetation is crucial for understanding the physical processes that occur at the river basin scale, which is possible through spatio-temporal satellite data. This research work seeks to evaluate the potential use of the model SMAP for flow regionalization, including associated procedure for calculating the normalized difference vegetation index (NDVI), which is related to biophysical parameters of vegetation, such as biomass and the leaf area index, using remotely sensed data in order to add information in a basin with poor hydrometeorological data. The Preto river watershed was studied, which is part of the Paraíba do Sul river basin, highlighting the fact that the Preto river is a natural boundary for the states of Minas Gerais and Rio de Janeiro. The performance indexes showed that the regionalization methods studied using the SMAP model can be used to know the water availability in watersheds without appropriate flow gauge monitoring since the soil use and land cover are similar.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....x

LISTA DE TABELAS.....xvi

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Considerações iniciais.....	1
1.2. Histórico do programa de predição de vazões em bacias pouco ou não monitoradas (PUB – <i>Prediction in Ungaged Basins</i>).....	7
1.3. Objetivo.....	10
1.4. Organização do texto.....	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.1. Ciclo hidrológico.....	13
2.1.1 Importância da cobertura e do uso do solo no ciclo hidrológico.....	14
2.2. Modelos hidrológicos.....	19
2.2.1 Calibração e validação de modelos chuva-vazão.....	21
2.2.2 Erros e Incertezas no Processo de Modelagem.....	27
2.2.3 O modelo SMAP.....	29
2.3. Regionalização hidrológica.....	32
2.4. Sensoriamento Remoto.....	35
2.4.1 Dados AVHRR / NOAA.....	38
2.4.2 Índices de vegetação.....	39
2.4.2.1 Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI-“ <i>normalized difference vegetation index</i> ”.....)	40
2.4.3 Fontes de Interferências nos Dados Provenientes do AVHRR.....	42
2.4.4 Base de dados NDVI do GIMMS.....	44
2.5. Evapotranspiração <i>in situ</i> e por satélite.....	45
3. METODOLOGIA.....	48
3.1. Introdução.....	48
3.2. Determinação das características físicas da bacia.....	51
3.2.1 Características topográficas e modelo digital do terreno (MDT).....	51
3.2.2 Mapeamento da Cobertura do Solo.....	52

3.2.3 Tempo de concentração	53
3.2.4 Séries de Precipitação	53
3.2.5 Análise de dados pluviométricos e fluviométricos e verificação da homogeneidade dos dados	54
3.2.6 Análise da estacionariedade dos dados de chuva e vazão e estacionariedade regional	57
3.3. Estimativa de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico sazonal (BHS)	59
3.4. Descrição dos fundamentos teóricos do modelo SMAP	61
3.4.1 Os reservatórios	61
3.4.2 Translação da hidrógrafa de saída	65
3.4.3 Parâmetros do modelo SMAP.....	68
3.5. Índices de ajuste - comparação entre vazões observadas e simuladas	69
3.6. Regionalização hidrológica	72
3.7. Proposta metodológica para regionalização da série de evapotranspiração através do uso do índice de vegetação NDVI.....	73
3.7.1 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	73
3.7.2 Nova série de evapotranspiração através dos dados NDVI	76
3.7.3 Regionalização hidrológica utilizando dados NDVI	77
4. ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO PRETO RJ/MG.....	79
4.1. Considerações iniciais	79
4.2. Localização	79
4.3. Caracterização da bacia.....	81
4.3.1 Fisiografia	81
4.3.2 Uso do solo e ocupação da bacia	83
4.3.3 Clima e regime pluviométrico	87
4.3.4 Hidrografia principal e regime fluviométrico	92
4.4. Usos múltiplos da água	96
4.5. Dados utilizados	97
4.5.1 Dados fisiográficos	98
4.5.2 Dados pluviométricos	99
4.5.3 Dados fluviométricos	102

5. APLICAÇÃO DO SMAP E ANÁLISE DOS RESULTADOS	105
5.1. Análise dos Dados Pluviométricos e Fluviométricos.....	105
5.2. Geração das Séries de Evapotranspiração pelo método do BHS	111
5.3. Resultados do NDVI	115
5.4. Geração das Novas Séries de Evapotranspiração obtidas pelo NDVI.....	121
5.4.1 Regionalização das Séries de Evapotranspiração através do NDVI.....	130
5.5. Planejamento das simulações hidrológicas	132
5.5.1 Critérios Gerais	133
5.5.1.1 Estabelecimento dos Parâmetros Iniciais do Modelo SMAP.....	133
5.6. Resultados das modelagens hidrológicas usando SMAP.....	136
5.6.1 Resultados da modelagem para Manuel Duarte – Período de Calibração.....	136
5.6.1.1 Índices de ajuste das simulações no período de calibração – Manuel Duarte	141
5.6.2 Resultados da modelagem para Ponte do Souza – Período de Calibração	142
5.6.2.1 Índices de ajuste das simulações no período de calibração - Ponte do Souza	147
5.6.3 Resultados da modelagem para Manuel Duarte – Período de Validação	148
5.6.3.1 Índices de ajuste das simulações no período de validação – Manuel Duarte	152
5.6.4 Resultados da modelagem para Ponte do Souza – Período de Validação	154
5.6.4.1 Comparação entre as simulações no período de calibração - Ponte do Souza	158
5.6.5 Resultados da regionalização para Manuel Duarte.....	159
5.6.5.1 Comparação entre as simulações para regionalização de Manuel Duarte.	163
5.6.6 Resultados da regionalização para Ponte do Souza	166
5.6.6.1 Comparação entre as simulações para regionalização.....	170
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	174
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	181
ANEXOS	205
Anexo A: Curvas de dupla massa dos postos pluviométricos.....	206
Anexo B: Estacionariedade das séries de dados	212
Anexo C: Totais de precipitação média mensal dos postos pluviométricos	213

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Representação gráfica de uma função z_t e fluxograma simplificado no SMAP - Fonte: Xavier <i>et al.</i> (2005)	25
Figura 2.2 - Funções de suavização Φ e R_t - Fonte: Xavier <i>et al.</i> (2005).....	25
Figura 3.1 - Fluxograma da metodologia de regionalização hidrológica através do uso de dados NDVI	49
Figura 3.2 - Polígonos de Thiessen – Áreas de influência dos postos	54
Figura 3.3 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto Fazenda São Gabriel.....	57
Figura 3.4 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão. Fonte: DIAS e KAN (1999).....	61
Figura 3.5 - Esquema do modelo SMAP - Fonte: ROTUNNO FILHO (1989)	62
Figura 3.6 - Histograma de retardo de uma bacia.....	66
Figura 3.7 - Proposta metodológica de regionalização inicial.....	73
Figura 3.8 - Imagem NDVI original obtida do GIMMS – 1ªquinzena de janeiro de 2001	75
Figura 3.9 - Imagem NDVI recortada da sub-bacia de Manuel Duarte – 1ªquinzena de janeiro de 2001	75
Figura 3.10 - Proposta metodológica de regionalização através de dados NDVI.....	77
Figura 4.1 - Localização da bacia do rio Preto (Fonte: Adaptado de ANA).....	80
Figura 4.2 - Bacia do rio Preto e sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza	81
Figura 4.3 - Exemplo de afloramento rochoso na bacia do rio Preto	83
Figura 4.4 - Mapa de cobertura vegetal e uso do solo (adaptado de “Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2002”)	84
Figura 4.5 - Exemplo de erosão na bacia do rio Preto.....	86
Figura 4.6 - Plantação de cana de açúcar na margem do rio Preto.....	87
Figura 4.7 - Localização da estação climatológica de Vassouras.....	88
Figura 4.8 - Localização dos postos pluviométricos	89
Figura 4.9 - Mapa de isoietas (adaptado de “Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2002”).....	90
Figura 4.10 - Precipitação média mensal dos postos pluviométricos.....	92

Figura 4.11 - Bacia rio Preto e sua principal hidrografia (Fonte: adaptado de Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Paraíba do Sul, 2002)	93
Figura 4.12 - Vazões médias mensais do rio Preto em cada posto fluviométrico para todo período de dados disponíveis	95
Figura 4.13 - Vazões médias mensais do rio Preto no posto fluviométrico de Manuel Duarte	95
Figura 4.14 - Vazões médias mensais do rio Preto no posto fluviométrico de Ponte do Souza	96
Figura 4.15 - Modelo digital do terreno da bacia do rio Preto e sub-bacias estudadas ..	98
Figura 4.16 - Perfil do talvegue até o posto fluviométrico de Manuel Duarte	99
Figura 4.17 - Áreas de influência dos postos pluviométricos – método de Thiessen – Manuel Duarte	100
Figura 4.18 - Áreas de influência dos postos pluviométricos – método de Thiessen – Ponte do Souza	101
Figura 4.19 - Comparação das séries de precipitação promediadas pelo método de Thiessen – Manuel Duarte e Ponte do Souza	102
Figura 4.20 - Bacia do rio Preto e sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza	102
Figura 4.21 - Fluviograma do posto Manuel Duarte – agosto de 1996 a julho de 2006	104
Figura 4.22 - Fluviograma do posto Ponte do Souza – agosto de 1996 a julho de 2006	104
Figura 5.1 - Hidrograma dos postos fluviométricos	105
Figura 5.2 - Hidrogramas dos postos fluviométricos referentes ao período de julho de 2001 a julho de 2002	106
Figura 5.3 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica entre os postos fluviométricos	106
Figura 5.4 - Figura 5.4 - Vazões acumuladas dos postos de Manuel Duarte e Ponte do Souza ao longo do tempo	107
Figura 5.5 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Visconde de Mauá	108
Figura 5.6 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Fumaça	109

Figura 5.7 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Santa Izabel do Rio Preto	110
Figura 5.8 - Série de evapotranspiração calculada para Ponte do Souza	112
Figura 5.9 - Série de evapotranspiração calculada para Manuel Duarte	113
Figura 5.10 - Comparação das séries de evapotranspiração das estações	113
Figura 5.11 - Evapotranspiração BHS acumulada comparada a (P-Q) acumulada.....	114
Figura 5.12 - Resultado do mapa de NDVI da bacia do rio Preto – 1 ^a quinzena de maio 1996	116
Figura 5.13 - NDVI e precipitação médios mensais de Manuel Duarte e Ponte do Souza	118
Figura 5.14 - NDVI e evapotranspiração médios mensais de Manuel Duarte e Ponte do Souza	118
Figura 5.15 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e do NDVI de Manuel Duarte.....	120
Figura 5.16 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e do NDVI de Ponte do Souza.....	120
Figura 5.17 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Manuel Duarte – período de calibração	121
Figura 5.18 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – período de calibração	122
Figura 5.19 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – período de validação	122
Figura 5.20 - Regressão Linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – Período de Validação	123
Figura 5.21 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e da nova série de evapotranspiração do NDVI de Manuel Duarte.....	123
Figura 5.22 - Dispersão das evapotranspirações geradas pelo BHS e pelo NDVI de Manuel Duarte	124
Figura 5.23 - Evapotranspiração NDVI acumulada comparada à evapotranspiração BHS acumulada e (P-Q) acumulada de Manuel Duarte.....	125
Figura 5.24 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Ponte do Souza – período de calibração	126

Figura 5.25 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Ponte do Souza – período de calibração	126
Figura 5.26 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Ponte do Souza – período de validação	127
Figura 5.27 - Regressão Linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e evapotranspiração do BHS de Ponte do Souza – Período de Validação	127
Figura 5.28 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e da nova série de evapotranspiração do NDVI de Ponte do Souza.....	128
Figura 5.29 - Dispersão das evapotranspirações geradas pelo BHS e pelo NDVI de Ponte do Souza	129
Figura 5.30 - Evapotranspiração NDVI acumulada comparada à evapotranspiração BHS acumulada e (P-Q) acumulada de Ponte do Souza.....	130
Figura 5.31 - Comparação das séries de evapotranspiração obtidas pelo NDVI e regionalizadas pelo NDVI para a sub-bacia de Manuel Duarte	131
Figura 5.32 - Comparação das séries de evapotranspiração obtidas pelo NDVI e regionalizadas pelo NDVI para a sub-bacia de Ponte do Souza.....	132
Figura 5.33 - Estimativa de TSOL a partir do NDVI.....	135
Figura 5.34 - Hidrogramas das vazões observadas e calibradas para estação de Manuel Duarte	137
Figura 5.35 - Dispersão das vazões calibradas com EVPT BHS e observadas para estação de Manuel Duarte – Período de Calibração	139
Figura 5.36 - Dispersão das vazões geradas com EVPT NDVI e observadas para estação de Manuel Duarte – Período de Calibração.....	139
Figura 5.37 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – Calibração EVPT BHS	140
Figura 5.38 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – Calibração EVPT NDVI.....	140
Figura 5.39 - Hidrogramas das vazões observadas e calibradas para estação de Ponte do Souza	144
Figura 5.40 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – calibração EVPT BHS	145

Figura 5.41 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – calibração EVPT NDVI.....	145
Figura 5.42 - Dispersão das vazões calibradas EVPT BHS e observadas para estação de Ponte do Souza	146
Figura 5.43 - Dispersão das vazões calibradas EVPT NDVI e observadas para estação de Ponte do Souza	146
Figura 5.44 - Hidrogramas das vazões observadas e validadas para estação de Manuel Duarte	149
Figura 5.45 - Dispersão das vazões validadas EVPT BHS e observadas para estação de Manuel Duarte	150
Figura 5.46 - Dispersão das vazões validadas EVPT NDVI e observadas para estação de Manuel Duarte	150
Figura 5.47 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – validação EVPT BHS	151
Figura 5.48 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – validação EVPT NDVI.....	152
Figura 5.49 - Hidrogramas das vazões observadas e validadas para estação de Ponte do Souza	154
Figura 5.50 - Dispersão das vazões validadas EVPT BHS e observadas para estação de Ponte do Souza	155
Figura 5.51 - Dispersão das vazões validadas EVPT NDVI e observadas para estação de Ponte do Souza	156
Figura 5.52 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – validação EVPT BHS	157
Figura 5.53 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – validação EVPT NDVI.....	157
Figura 5.54 - Séries de vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte	160
Figura 5.55 - Dispersão das vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT BHS	161
Figura 5.56 - Dispersão das vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT NDVI.....	161

Figura 5.57 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT BHS	162
Figura 5.58 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT NDVI.....	163
Figura 5.59 - Comparação das séries de EVPT BHS e EVPT REGIONALIZADA BHS – Manuel Duarte	165
Figura 5.60 - Comparação das séries de EVPT NDVI e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Manuel Duarte	165
Figura 5.61 - Comparação das séries de EVPT REGIONALIZADA BHS e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Manuel Duarte	166
Figura 5.62 - Séries de vazões regionalizadas e observadas da estação de Ponte do Souza	167
Figura 5.63 - Dispersão das vazões geradas e observadas da estação de Ponte do Souza – Regionalização EVPT BHS.....	168
Figura 5.64 - Dispersão das vazões geradas e observadas da estação de Ponte do Souza – regionalização EVPT NDVI.....	168
Figura 5.65 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Ponte do Souza – regionalização EVPT BHS	169
Figura 5.66 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Ponte do Souza – Regionalização EVPT NDVI	169
Figura 5.67 - Comparação das séries de EVPT BHS e EVPT REGIONALIZADA BHS – Ponte do Souza	171
Figura 5.68 - Comparação das séries de EVPT NDVI e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Ponte do Souza	172
Figura 5.69 - Comparação das séries de EVPT REGIONALIZADA BHS e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Ponte do Souza	172

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada Fazenda São Gabriel	57
Tabela 4.1 - Características dos postos pluviométricos.....	89
Tabela 4.2 - Estações pluviométricas na bacia do rio Preto	91
Tabela 4.3 - Estações fluviométricas do Rio Preto.....	94
Tabela 4.4 - Proporções do Thiessen para Manuel Duarte.....	100
Tabela 4.5 - Proporções do Thiessen para Ponte do Souza.....	101
Tabela 4.6 - Dados das estações fluviométricas adotadas.....	103
Tabela 5.1 - NDVI médio mensal para cada sub-bacia estudada	117
Tabela 5.2 - Estimativas iniciais de KSUB e KSUP	134
Tabela 5.3 - Estimativas iniciais de NSOL para período de calibração	136
Tabela 5.4 - Parâmetros no início e no fim das calibrações para Manuel Duarte	136
Tabela 5.5 - Índices de ajuste – Período de calibração – Manuel Duarte	141
Tabela 5.6 - Parâmetros no início e no fim das calibrações para Ponte do Souza	143
Tabela 5.7 - Índices de ajuste – Período de calibração – Ponte do Souza.....	147
Tabela 5.8 - Parâmetros do SMAPII – Período de validação – Manuel Duarte.....	149
Tabela 5.9 - Índices de ajuste – Período de validação – Manuel Duarte.....	152
Tabela 5.10 - Parâmetros do SMAPII – Período de validação – Ponte do Souza.....	154
Tabela 5.11 - Índices de ajuste – Período de validação – Ponte do Souza.....	158
Tabela 5.12 - Índices de Ajuste - Regionalização – Manuel Duarte	164
Tabela 5.13 - Comparação entre simulações de regionalização – Ponte do Souza.....	170

1. INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

O estudo do balanço de recursos e necessidades de água em uma bacia hidrográfica constitui ação fundamental para uma adequada gestão de recursos hídricos. Para realização desse balanço, é necessária a coleta de dados climatológicos, hidrológicos, de qualidade de água, superficial e subterrânea, bem como o levantamento dos usos dos recursos hídricos da bacia, prevendo a evolução dos setores identificados.

Porém os dados disponíveis de monitoramento quali-quantitativo são escassos e por vezes inconsistentes. A região sul-americana, de maneira geral, carece de uma rede de monitoramento hidrológico, oceanográfico, de qualidade da água e glaciológico adequadas à avaliação dos fenômenos hidrológicos e oceanográficos naturais, decorrentes de ação antrópica e de mudanças climáticas. A adequação das redes existentes e sua manutenção implicariam gastos proibitivos ao Brasil, dada a dimensão territorial e o porte dos sistemas hídricos brasileiros, como é o caso, por exemplo, da bacia do rio Paraíba do Sul (cerca de 55.000 km²), da bacia do rio São Francisco (área da ordem de 600.000 km²) e da bacia Amazônica (aproximadamente 6.000.000 km²), compartilhada, nesse caso em particular, com outros países da América Latina. Por exemplo, de acordo com a classificação proposta pela WMO (1994), a bacia Amazônica encontra-se abaixo do patamar de bacia precariamente monitorada, com uma média de 0,14 estação pluviométrica por 1000 km². A WMO recomenda uma média de, ao menos, uma estação de medição de chuva por 5750 km², ou 0,17 estações por 1.000 km², no caso de uma bacia precariamente monitorada.

Em especial, quando se trata de estudos de balanço hídrico em bacias hidrográficas, é importante examinar as diferentes escalas e densidades de estações e correspondentes medições *in situ* de forma a tecer considerações sobre a rede de monitoramento hidrometeorológico e climático desejável em contraste com o sistema atualmente disponível de medições (WMO,1994, ENTEKHABI *et al.*, 2012, BASTIAANSEN *et al.*, 2012, WOOD *et al.*, 2011, 2012, BEVEN e CLOKE, 2012). Dada a amplitude do espectro de escalas de interesse, a compreensão dos fenômenos torna-se limitada. A construção de um arcabouço teórico conjuntamente com o desenho de uma rede de monitoramento em relação aos processos hidrológicos, superficiais e

subterrâneos, ou fenômenos atmosféricos abrange uma faixa de distintas escalas espaço-temporais, incluindo-se aqui as diferentes percepções com relação aos fenômenos identificados nessas escalas (DOOGE, 1982, 1986, 1992). DOOGE (1992) afirma que uma completa teoria hidrológica relevante para a modelagem climática deveria cobrir fenômenos desde a escala molecular (10^{-10} m / 10^{-1} s) até escala da grade de modelos de circulação global (100 km / 10^5 s).

Segundo o contexto científico no qual se insere a presente dissertação, DOOGE (1992) menciona que a relação do homem com qualquer elemento do meio ambiente pode ser caracterizada por quatro fases iterativas: observação, conhecimento, previsão e controle. Preconiza ainda que, a exemplo do sucesso da revolução realizada por Nicolau Copérnico na astronomia e por Isaac Newton na mecânica, os geofísicos, assim como os engenheiros, podem beneficiar-se fortemente do estudo das relações entre observação, previsão e controle. A analogia com a revolução copernicana já estava presente no artigo de KLEMES (1986), alguns anos antes, em que ele argumentava fortemente por uma ciência hidrológica, com mais ênfase em medição e em física.

Não é difícil perceber que as ideias preconizadas por DOOGE (1986, 1992) estão presentes nos grandes programas de pesquisa desenvolvidos em conjunto pela comunidade científica mundial para desvendar as conexões entre a atmosfera, os oceanos e a componente terrestre do ciclo hidrológico, tais como o experimento global sobre energia e o ciclo da água (GEWEX) (NUNES, 2012). Adicionalmente, experimentos sobre umidade do solo foram realizados em 2002 (SMEX02), em 2003 (SMEX03) e em 2004 (SMEX04). O projeto SMEX02 (MOHANTY *et al.*, 2002) enfatizou o emprego do sensoriamento remoto da umidade do solo através de imagens de radar em áreas agrícolas, ao passo que o projeto SMEX03 direcionou-se para a validação e análise de um grupo de vegetações naturais características do cerrado brasileiro, identificados na região de Barreiras - Bahia. No caso do SMEX04, a área de estudo abrangeu regiões do Arizona (EUA) e do México, com enfoque nos sistemas de monções norte-americanas (NAMS).

Mais recentemente, na região serrana do Rio de Janeiro, foi implantada bacia experimental do rio Piabanha com a condução de estudos e pesquisas reunidos sob o nome de estudos integrados em bacias experimentais, aqui reunidos e nominados por

EIBEX (EIBEXI, 2007, 2010; EIBEXII, 2010, EIBEX III, 2012; EIBEX IV, 2012; EIBEX V, 2012; EIBEX VI, 2012, EIBEXVII, 2012).

Por sua vez, a utilização de sensoriamento remoto, via satélite, no monitoramento hidrológico e climático, poderá suprir as informações importantes para a avaliação de disponibilidade hídrica, para a previsão de eventos críticos de cheias e vazantes e ainda dos efeitos das mudanças climáticas sobre a hidrologia. Adicionalmente, o sensoriamento remoto permite a investigação de parâmetros ambientais em zonas costeiras e estuarinas, visando à avaliação da energia de ondas, marés e correntes para a geração de eletricidade (NICÁCIO, 2008, OLIVEIRA, 2008).

Assim sendo, na intenção de quantificar variáveis hidrometeorológicas e especialmente as vazões em locais sem dados, com vistas a reduzir as incertezas nos processos de caracterização e tomada de decisão para a adequada gestão de recursos hídricos, pode-se lançar mão de uma metodologia bastante difundida: a regionalização de vazões. No presente trabalho, regionalização de vazões implica integrar medições *in situ*, dados de satélite e modelos hidrológicos do tipo chuva vazão com a perspectiva de compreensão dos processos físicos que integram o ciclo hidrológico.

O termo regionalização tem sido utilizado em hidrologia para denominar a transferência de informações de um local para o outro dentro de uma área com comportamento hidrológico semelhante. Essa informação pode ocorrer na forma de uma variável, função ou parâmetro. O princípio da regionalização baseia-se na similaridade espacial dessas informações que permitem essa transferência. Um benefício adicional da análise regional da informação é o de permitir o aprimoramento da rede de coleta de dados hidrológicos à medida que essa metodologia explora melhor as informações disponíveis e identifica as lacunas, bem como estabelece referenciais para estudo de eventos extremos e de consolidação do conhecimento da ciência hidrológica (artigos KLEMES, 1974, artigos WRR, 1986, TUCCI, 2002, XAVIER, 2002, DI BELLO, 2005, LIBOS, 2008, ARAÚJO, 2006, NICÁCIO, 2008, GONÇALVES, 2008, GETIRANA, 2009, SILVA, 2010; MOREIRA, 2010; LOU, 2010, BARROS, 2012).

Na falta de dados hidrológicos, bem como em função da necessidade de respostas rápidas, é comum a utilização de procedimentos simplificados, como uma simples interpolação linear de valores em pontos próximos do local desejado para se determinar o valor necessário, a utilização de médias aritméticas e médias ponderadas. No caso da

precipitação, por exemplo, é comum a utilização de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado, polígonos de Thiessen ou mapas de isoietas. Em todos esses casos, uma boa cobertura de postos pode fornecer boas estimativas no local desejado. Para o caso de vazões, a simples interpolação não fornece bons resultados, uma vez que estão sujeitas a diversas variáveis explicativas como a área, a escala, o modelo digital do terreno, a evapotranspiração, a precipitação, entre outras.

Os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão possuem diversas simplificações em relação ao ciclo hidrológico que buscam representar. Essas simplificações são feitas de acordo com a resposta esperada pelo cientista ou projetista. Por exemplo, considerar que o solo de uma bacia de aproximadamente 400 quilômetros quadrados seja de comportamento uniforme é obviamente improvável. Essas simplificações de ordem conceitual, embora tornem o modelo imperfeito, permitem melhor compreender a natureza.

A evolução na aplicação dos modelos conceituais determinísticos indica que os modelos do tipo chuva-vazão passam, cada vez mais, a não apenas trabalhar com a variável temporal, mas também explicitar e modelar a variabilidade de informações espaciais, adotando o sensoriamento remoto como tecnologia para viabilizar respostas aceitáveis para tal desafio. Apesar da evolução na modelagem hidrológica apontar para pesquisas em torno de modelos distribuídos de base física, ainda hoje existe uma vertente que investe no estudo de modelos concentrados devido a sua aplicabilidade prática amplamente reconhecida e bem definida sob ponto de compreensão sistêmica do comportamento do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. O presente estudo adota essa última perspectiva.

Assim, a modelagem hidrológica chuva-vazão conceitual do tipo concentrada continua sendo uma boa alternativa de resposta a questões sobre o ciclo da água e correspondentes processos envolvidos. É também uma ponte poderosa entre a hidrologia e outras ciências que possuem questões relacionadas à água na bacia de estudo, como a meteorologia (ARAÚJO, 2006), a geoquímica e a ecologia (KINNER e STALLARD, 2004).

Em particular, para ilustrar a discussão no âmbito desta dissertação, considere-se a questão da modelagem da série de dados de evapotranspiração em modelos do tipo chuva-vazão sob o ponto de vista da regionalização hidrológica. O modelo concentrado

SMAPII (*soil moisture accounting procedure*), empregado nesta pesquisa, perfaz o balanço hídrico com base em dados fluviométricos, pluviométricos, e de evapotranspiração potencial, sendo esta última gerada e aproximada na escala da bacia hidrográfica, neste trabalho, por meio da metodologia do balanço hídrico sazonal (DIAS e KAN, 1999) e através de relações construídas com suporte de dados do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI). O primeiro método estima a evapotranspiração apenas pela análise dos dados de chuva e vazão, oferecendo uma alternativa ao cálculo da evapotranspiração oriunda de métodos empíricos tradicionais como Penman (PENMAN, 1948) e Penman-Monteith (MONTEITH, 1965; FAO, 1998), que necessitam de medições de variáveis como vento e temperatura, ou ainda, de forma mais geral, de variáveis meteorológicas e informações de radiação solar e balanço de energia na superfície terrestre, muitas vezes inexistentes ou indisponíveis. O segundo método, que consiste em uma nova abordagem metodológica inserida no desenvolvimento desta dissertação, estabelece uma correlação entre o resultado do primeiro método e os dados de NDVI, como forma de agregar informação a respeito do comportamento da vegetação, representada pelo NDVI, aos dados de evapotranspiração.

Assim, nos últimos anos, devido à escassez de informações meteorológicas de algumas regiões e a dificuldade de se obter, de forma representativa, em escala regional, alguns parâmetros de superfície, as técnicas de sensoriamento remoto têm sido fundamentais na obtenção de informações de forma rápida e efetiva com características intrinsecamente regionais no espaço e no tempo.

Para reforçar esse ponto da discussão, COMPAORÉ *et al.* (2008), por exemplo, citam que, na paisagem heterogênea do planalto central da Espanha, 13 medições de evapotranspiração, em uma área relativamente pequena (5.000 km²) não foram suficientes para predizer, com precisão adequada, a taxa de evapotranspiração média da área. Assim, além das medições aproximadas da evapotranspiração por meio da covariância de vórtices turbulentos, razão de Bowen e lisímetros de pesagem constituírem métodos relativamente caros, também demandam tempo para aplicação contínua para que se disponha, em escala regional, de uma densidade de pontos de medições espacialmente suficiente.

Técnicas de processamento digital de imagens orbitais apresentam resultados satisfatórios com relação à distribuição da vegetação, dentre as quais pode-se destacar

modelos numéricos de índices de vegetação como o NDVI (*normalized difference vegetation index* ou índice de vegetação por diferença normalizada). Os índices de vegetação são modelos numéricos que visam indicar a densidade da vegetação ou biomassa mediante razões e combinações das respostas espectrais. A utilização de índices de vegetação deve-se a sua alta correlação com o índice de fitomassa verde, que tem seu comportamento espacial e temporal diretamente relacionado à evapotranspiração. A informação gerada pelo índice de vegetação está relacionada com a presença e a distribuição da vegetação na área (FORESTI e HAMBURGER, 1997).

Utilizando-se, como exemplo, o sensor AVHRR-NOAA em superfícies como solo, asfalto e cimento, o valor de NDVI aproxima-se de zero. As superfícies vegetativas têm maior valor de NDVI, em função da maior absorção da banda 1 (faixa espectral do vermelho), pela clorofila, nas folhas verdes, e da alta refletância da banda 2 (faixa espectral do infravermelho próximo), em face da turgidez das folhas saudáveis. Da combinação das refletâncias dos canais do visível e do infravermelho próximo, respectivamente os canais 1 e 2, obtém-se o NDVI. O valor do NDVI varia de -1 ao +1. Os valores negativos significam perturbações de nuvens na atmosfera, enquanto valores próximos de zero representam solo nu ou sem vegetação. Os valores maiores que zero representam a existência de vegetação, indicando, quanto maior o valor, mais significativa a presença de vegetação. Em condições de maior cobertura do solo com vegetação, ocorre um pico de absorção na banda do vermelho, e o NDVI torna-se insensível às alterações de biomassa, atingindo seu valor máximo ou ponto de saturação. Nessas condições, a classificação da cobertura do solo e uso do NDVI tornam-se limitadas.

A principal vantagem de aplicar, então, procedimentos de evapotranspiração baseados em dados de sensoriamento remoto é que a água consumida no sistema solo-planta-atmosfera pode ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros complexos processos hidrológicos, permitindo-se estender a informação seja no tempo seja no espaço, consistindo, naturalmente, em um procedimento de regionalização hidrológica. Dessa forma, os modelos hidrológicos e técnicas de sensoriamento remoto são ferramentas avançadas que podem vir a permitir boa estimativa da evapotranspiração e dos processos hidrológicos relacionados em uma escala regional (BASTIAANSEN, 2000; BASTIAANSEN, 2012).

Assim sendo, pretende-se, com este trabalho, iniciar uma discussão sobre a utilização de técnicas simplificadas de regionalização hidrológica utilizando dados de sensoriamento remoto, como índices de vegetação, comparando resultados obtidos, por exemplo, para a regionalização da série de evapotranspiração em um sistema hidrográfico. Optou-se por aplicar a regionalização em bacias não homogêneas, ou seja, com uso e ocupação do solo diferentes, e com densa cobertura vegetal, o que resulta em valores de NDVI próximos ao ponto de saturação, com o objetivo de avaliar a resposta das metodologias adotadas às condições mais desfavoráveis de utilização, já que se parte do princípio que a regionalização deve ser efetuada em bacias homogêneas e com comportamento hidrológico semelhante. Em especial, mais do que a questão específica de regionalização da evapotranspiração, ressalta-se, como motivação deste trabalho, o estabelecimento de procedimentos que fundamentem e revelem as potencialidades e limitações para o bom uso de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão como suporte de estudos de regionalização hidrológica.

Na seqüência do texto, apresenta-se uma breve descrição do programa de predição em bacias não monitoradas (PUB – *Prediction in Ungaged Basins*) (PUB, 2012), que bem situa o desenvolvimento desta dissertação no cenário internacional. Mais adiante, com base nos referenciais teóricos apresentados, expõe-se o objetivo do presente trabalho com mais detalhes, incluindo sucintamente a abordagem metodológica e estudo de caso da pesquisa.

1.2. Histórico do programa de predição de vazões em bacias pouco ou não monitoradas (PUB – *Prediction in Ungaged Basins*)

Como referencial teórico-científico que definiu o quadro conceitual que baliza esta dissertação, destaca-se o desenvolvimento de metodologias para a predição em bacias pouco ou não monitoradas – PUB (*Prediction in Ungaged Basins*). O PUB é uma iniciativa que tem origem em discussões entre membros da IAHS (*International Association of Hydrological Sciences*) pela rede de comunicação mundial e encontros científicos, consolidada como plataforma de pesquisa para a década 2003-2013 sobre a necessidade de avaliar e reduzir, na medida do possível, as incertezas nas predições e previsões em hidrologia. Dentre os objetivos da iniciativa PUB, destacam-se dois eixos principais:

- proposição de métodos e modelos para captar a variabilidade espaço-temporal de processos hidrológicos com vistas a predições e previsões em bacias não monitoradas;

- observação, monitoramento e caracterização do valor dos dados para predições e previsões hidrológicas, de forma a estimular e orientar a geração de novas informações para quantificação das incertezas e riscos na predição e previsão de variáveis hidrometeorológicas e de estados de sistemas hídricos na escala da bacia hidrográfica.

Mais recentemente, IAHS (2012) promoveu um encontro em Delft, Holanda (23 e 24 de outubro de 2012), para estabelecer as bases de uma nova década (2013-2023) para a hidrologia segundo o PUB, consoante as seguintes temáticas: classificação de bacias; identificabilidade da heterogeneidade de processos; análise de incertezas e diagnósticos de modelos; novas abordagens para coleta de dados e ganho de informação; nova teoria hidrológica; novas abordagens para modelagem. Na seqüência, seguem sínteses desses tópicos, que se articulam com o tema tratado nesta dissertação.

- Classificação de bacias

Padrões hidrológicos de respostas são controlados sutilmente por condições de contorno em bacias, como são exemplos as características do clima, topografia, geologia e solos. Para facilitar a transferência desses padrões via modelo entre bacias diferentes, que é um dos objetivos centrais da iniciativa PUB, métricas de similaridade relativas à resposta hidrológica para as condições de contorno têm que ser identificadas. A heterogeneidade espacial não é observável de maneira eficiente e eficaz para a maioria dessas condições de contorno. Por outro lado, suscita a necessidade de estabelecer sistemas de classificação para permitir inferir o comportamento hidrológico de bacias pouco ou não monitoradas.

- Caracterização da heterogeneidade de processos:

A compreensão da heterogeneidade de processos hidrológicos, abrangendo as questões de dominância e interações entre vegetação, solo e atmosfera, de ecossistemas ribeirinhos e abordagens para conceituar a estrutura, função e comportamento de sistemas hídricos são necessárias em diferentes províncias climáticas e geomorfológicas, incluindo: (i) monitoramento multi-escala; (ii) incorporação das questões de escala espaciais, descrevendo não-linearidades e emergência de processos, incluindo o uso de traçadores naturais e geoquímicos; (iii) desenvolvimento e

estabelecimento de abordagens geográfica e climaticamente transferíveis de processos físicos em bacias hidrográficas.

- Análise de incertezas e diagnósticos de modelos:

Durante a última década, progresso considerável foi feito na caracterização de incertezas em simulações de modelos hidrológicos. Novos métodos agora procuram tentar separar as diferentes fontes de incerteza (dados, parâmetros e estrutura do modelo) nas bacias calibradas e não monitoradas. Enquanto esses métodos abrangem uma série de abordagens, pode haver espaço para continuar a explorar novas teorias matemáticas sobre a avaliação da incerteza. Ao mesmo tempo, o progresso pode ser feito em métodos para a transferência de informações, com base na regionalização via aplicação de modelos em bacias, um requisito necessário para previsões em bacias não monitoradas, onde a calibração não é viável. Complementarmente, os métodos para discriminar entre modelos alternativos continuam limitados, de tal forma que se tornou até certo ponto comum falar sobre vários modelos e correspondentes conjuntos de parâmetros igualmente bons, com avaliações de modelos que repousam fortemente na comparação com vazão observada. Assim, há espaços para trabalhos sobre identificabilidade estrutural de modelos.

- Novas abordagens para coleta de dados e ganho de informação:

Nos últimos anos, muitas novas abordagens para coletar dados sobre a superfície e subsuperfície, estados e processos têm sido desenvolvidas. Nessa etapa, incluem-se diferentes procedimentos: métodos geofísicos (radar, métodos sísmicos, entre outros) para recolher padrões de subsuperfície e dinâmica de processos; métodos de sensoriamento remoto, nêutrons cósmicos e cintilômetros para coletar variáveis indicativas sobre a dinâmica da umidade do solo, os fluxos de calor latente e sensível, os índices de estresse hídrico para a vegetação, novas abordagens para avaliar a variabilidade de chuva e variabilidade da umidade do ar (radar, atenuação de sinais GNSS), bem como novos rastreadores inteligentes para discriminar áreas de origem e os volumes de origem de componentes de escoamento. Por outro lado, há necessidade de compor um quadro teórico referencial que permita novos e significativos avanços:

- 1) caracterização da arquitetura hidrológica relevante dos elementos da paisagem (encosta, bacias), especialmente com relação à topografia, à heterogeneidade do

subsolo e à conectividade do caminho de fluxo, incluindo o desenho de estudos que contemplem o campo de conhecimento da realidade virtual;

2) compreensão de como características estruturais e distribuídas controlam a dinâmica da massa e dos fluxos de energia através de escalas integrais, identificando processos dominantes e similaridades funcionais.

- Nova teoria hidrológica:

A década PUB tem visto muita atividade e muitos avanços na compreensão do processo, métodos de previsões, e avaliação dos métodos de previsão. Por outro lado, há necessidade de produzir novas idéias que possam contribuir para uma estrutura unificadora que ligue os vários avanços em conhecimento e na compreensão adquirida ao longo da década do PUB em direção a uma nova teoria coerente da hidrologia na escala de bacia, com aspectos potencialmente mecanicistas e funcionais, com vistas a ampliar a capacidade de realizar previsões em bacias não monitoradas e sob mudança.

- Novas abordagens para modelagem:

Modelagem ambiental demanda compreender e descrever a complexidade dos sistemas de grande porte, incluindo as interações e sinergias entre os diferentes ciclos biogeoquímicos bem como impacto das atividades humanas. Por outro lado, fazer previsões em bacias não monitoradas (PUB) salienta a necessidade de desenvolver modelos que minimizem a demanda de dados, que sejam facilmente observáveis e globalmente disponíveis, como é o caso de dados de sensoriamento remoto. Nesse sentido, novos paradigmas devem ser buscados, de forma que se obtenham princípios de organização de sistemas como consumo de energia mínimo e máxima produção de entropia. Adicionalmente, novas formas de comparar estruturas de modelos alternativos devem ser desenvolvidas.

1.3. Objetivo

O objetivo geral desta dissertação é avaliar o potencial de regionalização hidrológica do modelo concentrado chuva-vazão SMAP através do índice de vegetação NDVI para as sub-bacias do rio Preto.

Mais especificamente, o estudo explora a capacidade do modelo SMAP de obter uma boa resposta hidrológica à regionalização da série de evapotranspiração gerada por meio das imagens NDVI através da correlação destas com a evapotranspiração gerada

pelo método do balanço hídrico sazonal (BHS). Complementarmente, a partir dessa concepção, a pesquisa consolida uma base de dados de vazão, chuva e evapotranspiração para a bacia do rio Preto e adiciona-se a esses dados um mapeamento de uso do solo e de características físicas da bacia hidrográfica.

Adicionalmente, a pesquisa, ao relacionar dados obtidos de evapotranspiração pelo método do BHS, que fornece um único valor de evapotranspiração para toda bacia, às imagens NDVI que fornecem dados distribuídos, avalia e contrasta simulações conduzidas para a bacia quando a representação espacial do NDVI é reduzida a um valor médio para toda bacia.

Finalmente, investiga-se, no trabalho, o potencial do índice de vegetação NDVI para determinação da evolução temporal da biomassa como indicadora de variáveis hidrometeorológicas (precipitação e evapotranspiração).

1.4. Organização do texto

Este texto está dividido em seis capítulos. Após a descrição dos objetivos do estudo aqui apresentados, segue-se a revisão bibliográfica no Capítulo 2. Nesse capítulo, é feita uma revisão extensa sobre modelos hidrológicos de natureza conceitual-determinística destacando-se a importância do reconhecimento dos significados físicos dos parâmetros dos modelos tipo chuva-vazão para uma adequada simulação hidrológica, com um detalhamento que envolve as principais etapas do processo. O procedimento inicia-se com a escolha do modelo, tem seqüência com a adequada consistência dos dados hidrometeorológicos e condução do balanço hídrico na bacia hidrográfica de interesse, passa pela etapa de calibração automática dos parâmetros, incluindo a definição da função objetivo, e chega à validação e aplicações propriamente ditas, realizando-se, assim, um breve histórico da evolução do conhecimento em cada uma das etapas e apresentando-se as dificuldades usualmente enfrentadas no processo como um todo.

No Capítulo 3, é apresentado um fluxograma metodológico com as etapas do trabalho e correspondente detalhamento. Abordam-se todos os passos desde a coleta de dados pertinentes à área estudada, como topografia, séries históricas de vazões e precipitações, dados de sensoriamento remoto da área como o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e a classificação de imagens LANDSAT, até a descrição

dos processos internos de funcionamento do modelo hidrológico computacional utilizado SMAP.

Já no Capítulo 4, aplica-se essa metodologia ao estudo de caso. Em síntese, o estudo de caso abrange a avaliação da metodologia com os dados levantados, devidamente consistidos e preparados. Os postos fluviométricos e pluviométricos empregados no estudo foram disponibilizados pelo sistema HIDROWEB da Agência Nacional de Águas (ANA). As imagens NDVI foram disponibilizadas pelo *Global Inventory Modeling and Mapping Studies* (GIMMS), e as imagens LANDSAT pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Após esse procedimento, obtiveram-se os resultados, expostos no Capítulo 5, explicitando-se as análises conduzidas.

No Capítulo 5, são apresentados os resultados de toda a preparação metodológica dos dados, incluindo a produção da série de evapotranspiração pela metodologia do BHS e pela nova metodologia proposta usando dados NDVI. Adicionalmente, são conduzidos os estudos de calibração e validação das modelagens efetuadas e correspondentes comparações. Também são apresentados os resultados das regionalizações feitas pela aplicação dos parâmetros calibrados para a bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Manuel Duarte na bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Ponte do Souza e vice-versa, e, então, pela metodologia proposta utilizando a série de dados NDVI para geração e regionalização das séries de evapotranspiração.

Ao final, no Capítulo 6, são apresentadas as conclusões sobre todos os resultados obtidos, além de recomendações para futuros trabalhos que podem ser desenvolvidos segundo a linha de pesquisa estudada nesta dissertação.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Ciclo hidrológico

Um ciclo, por sua definição, é uma série de fenômenos que se sucedem segundo uma determinada ordem e não necessariamente possuem início, meio e fim. O ciclo hidrológico não é diferente: a água é evaporada dos oceanos e da superfície continental e se torna parte da atmosfera, a umidade atmosférica precipita-se tanto nos oceanos como nos continentes; nas áreas continentais a água precipitada pode ser interceptada pela vegetação, escoar pela superfície dos terrenos, ou infiltrar-se no solo, de onde pode ser absorvida pelas plantas. Assim, o ciclo da água envolve processos hidrológicos variados e complexos: evaporação, precipitação, interceptação, transpiração, infiltração, percolação, escoamento superficial, entre outros.

Segundo LIMA (2008), o ciclo hidrológico, mais do que uma simples seqüência de processos, constitui-se de um conjunto de fases, que representam os diferentes caminhos através dos quais a água circula na natureza. Esta circulação ocorre em três partes do sistema terra: a atmosfera, a hidrosfera e a litosfera, numa profundidade aproximada de 1 km na litosfera, até cerca de 15 km na atmosfera. A água da atmosfera (vapor) constitui a água precipitável. Em escala global, a movimentação da água representa as trocas que ocorrem entre a terra, o oceano e a atmosfera.

Bacias hidrográficas são definidas como áreas nas quais a água escoar para um único ponto de saída, conhecido como seção de controle. Todos os corpos d'água que nascem nas cabeceiras de uma bacia fluem para a seção de controle, também conhecida como exutório da bacia. Portanto, consiste de uma área na qual ocorre uma captação da água proveniente da atmosfera e que é convertida em escoamento, a partir de limites geográficos, conhecidos como divisores de água, e direcionamento do fluxo para a seção de controle.

O ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica considerada ideal, isto é, onde todos os fluxos positivos e negativos estejam sob controle experimental, e onde não ocorram vazamentos ou perdas de água para fora da bacia, e nem perdas por percolação profunda, para um dado período pode ser representado pela equação do balanço hídrico da seguinte forma:

$$P - E - Q \pm \Delta S = 0 \quad (2.1)$$

onde:

P - Precipitação;

E - Evapotranspiração;

Q - Escoamento;

ΔS - armazenamento total da bacia, como a água retida na superfície (poças), umidade do solo (soma da água na região não saturada, ou seja, na região vadosa e na franja capilar) e água subterrânea (zona saturada).

Essas condições ideais são essenciais para que se possa utilizar uma bacia qualquer como área experimental para estudos de hidrologia.

2.1.1 Importância da cobertura e do uso do solo no ciclo hidrológico

A participação do solo e seu uso no ciclo hidrológico da bacia hidrográfica define a dinâmica da água em seus compartimentos, destacando-se a recarga de aquíferos, com conseqüente geração do escoamento subterrâneo, produção e gênese das enxurradas e seus efeitos, especialmente na figura do transporte de sedimentos e inundações, e o comportamento da evapotranspiração que está intimamente associado à umidade do solo.

Havia, no passado, uma crença de que o aumento da evaporação numa dada região, devido a alguma modificação das condições da cobertura e uso do solo, poderia contribuir para modificar a precipitação local. Semelhantemente, a partir da observação de que a precipitação média é em geral maior em áreas florestadas do que em áreas abertas, havia, também, a crença de que as florestas contribuía para o aumento da precipitação local por apresentarem normalmente uma alta taxa de evapotranspiração (RAKHMANOV, 1966, SHPAK, 1971, MOLCHANOV, 1963).

Pela mesma razão, atribuía-se, ao desmatamento, a ocorrência de secas. Essa crença pode ser encontrada registrada na literatura (RAKHMANOV, 1966, SHPAK, 1971, MOLCHANOV, 1963). Alguns destes trabalhos inclusive se baseiam em resultados de medições realizadas no campo.

Entretanto, na maioria desses trabalhos, os autores chegaram à conclusão de que a precipitação era maior em áreas florestadas do que em áreas abertas através da comparação simples de dados de precipitação medidos por pluviômetros na floresta e na área aberta. Somente com relação ao vento, por exemplo, sabe-se que as diferenças

entre estas duas condições (área florestada e área aberta) são suficientes para causar enormes diferenças na medição da chuva pelo pluviômetro, o que não foi levado em conta por estes autores (WMO, 2008).

É conhecido que as florestas apresentam microclima caracterizado por alta umidade relativa (CHANG, 1982). Assim, esta alta concentração de vapor do ambiente florestal sugere maior possibilidade de ocorrência de chuva. Mas se sabe, também, que as florestas só conseguem se desenvolver em áreas em que a precipitação é relativamente alta (mínimo de 400 mm/ano). Dessa forma, surge uma questão que pode parecer trivial, mas ainda é complexa de ser respondida e resolvida experimentalmente, que é entender a relação que existe de causa-efeito entre a chuva e a cobertura vegetal de uma bacia hidrográfica.

O padrão de distribuição de chuva do planeta corresponde ao padrão de circulação geral da atmosfera. Essa circulação geral da atmosfera, mais os efeitos locais de fatores fisiográficos, governam a distribuição horizontal das chuvas no planeta. Tem sido demonstrado que a evaporação continental pode, eventualmente, contribuir apenas com uma fração ínfima para a precipitação em áreas continentais (GILMAN, 1964).

Sendo assim, a umidade atmosférica é apenas um dos fatores envolvidos no comportamento da precipitação. Para se considerar que a evapotranspiração local controla a precipitação nessa mesma área, é preciso, antes, levar em conta o padrão de distribuição das chuvas sobre o planeta.

Considerando o período anual e o planeta Terra como um todo, a maior parte da umidade atmosférica que, eventualmente, se precipita em áreas continentais provém da evaporação dos oceanos. Embora os oceanos sejam o maior fornecedor de vapor para a atmosfera, algumas regiões costeiras e, portanto, bem próximas da fonte de fornecimento de vapor para a atmosfera, são desérticas, como a costa do Peru, da África e da Austrália, por exemplo.

PENMAN (1963) chamou a atenção para o fato de que o volume de vapor de água no ar acima de alguns desertos pode ser inclusive maior do que o verificado sobre florestas tropicais comprovando a importância da movimentação das massas de ar atmosféricas.

Porém, faz-se necessário reconhecer um efeito positivo indiscutível da presença da floresta sobre a precipitação local, que é a chamada precipitação oculta. Quando uma

nuvem (neblina) penetra numa floresta, gotículas de água são depositadas na folhagem, as quais se acumulam e gotejam para o solo. Essa captação física de gotículas de água da neblina pode contribuir significativamente para o balanço hídrico local, constituindo-se, sem dúvida, num aumento da precipitação local, o que não ocorreria se não houvesse a presença da floresta. Mas evidentemente esse aumento só tem importância em locais ou regiões onde pode ocorrer o fenômeno, como em regiões costeiras, montanhosas entre outras.

Outro efeito importante desempenhado pela floresta diz respeito à influência da copa das árvores no processo de interceptação da água da chuva. Pelo processo de interceptação, a floresta desempenha importante papel na distribuição de energia e de água à superfície do solo, afetando a distribuição temporal e espacial da chuva que atinge sua copa, diminuindo a quantidade de água da chuva que chega efetivamente ao solo.

Fica claro, então, que o corte raso da floresta, além do efeito significativo sobre a diminuição da transpiração, pode acarretar, também, modificações no microclima da área cortada, com possíveis efeitos sobre a hidrologia local em termos de escoamento superficial, erosão e carreamento dos nutrientes do solo.

HURSH (1948) mediu a chuva durante um período de quatro anos na região da chamada "bacia do cobre" no estado de Tennessee, Estados Unidos, onde cerca de 2800 hectares de florestas naturais haviam sido destruídos pelas emanções das usinas de processamento do minério de cobre. HURSH (1948) mediu a chuva de forma comparativa em três locais diferentes, discriminando-os como área que ainda mantinha sua cobertura florestal original, área onde a floresta foi destruída pela poluição e área de campo aberto, todas próximas umas das outras. O resultado foi de que, na floresta, a precipitação foi cerca de 25% maior do que nas áreas abertas.

Porém, KITTREDGE (1948), referindo-se a esses resultados experimentais, argumentava que as diferenças encontradas provavelmente deviam ser atribuídas mais às diferenças de temperatura e de correntes de convecção entre as áreas estudadas, do que à maior transpiração da parcela florestada.

Portanto, como colocado por RAKHMANOV (1966), a propalada idéia de que as florestas funcionam como umificadoras da atmosfera e aceleradoras do ciclo hidrológico é bem irrealista. Isto não quer dizer, todavia, que se esteja negando o fato de

que a transpiração florestal participa da umidificação da atmosfera. Significa apenas que a quantidade de vapor liberado pela transpiração das florestas não é diferente daquela liberada por outros tipos de terreno. Em outras palavras, as florestas não liberam uma quantidade adicional de umidade suficientemente diferente para suportar sua reputação como umificadoras, comparativamente a áreas não florestadas. Assim, não se deve considerar a floresta como aceleradora da reciclagem das chuvas.

Assim como no caso da chuva, é difícil comprovar que alterações na cobertura e uso do solo afetam de maneira significativa o processo de evapotranspiração. Esse fato ocorre porque são diversos os fatores que interferem no processo tais como meteorológicos, geográficos, tipo de vegetação, microclima além da cobertura e uso do solo.

Dentre os fatores meteorológicos, estão a radiação, a temperatura da água, a umidade do ar e o regime de vento. Para a vegetação fabricar a matéria seca que a compõe através do processo de fotossíntese, ela requer a energia de radiação solar no comprimento de onda da faixa do visível. A radiação solar fornece um calor latente à água, fazendo com que ela passe do estado líquido ao estado vapor, pela transpiração, para manter sua temperatura dentro da faixa ótima de crescimento. A temperatura da superfície da água rege a taxa com que as moléculas de água da fase líquida passam para a fase gasosa e se incorporam ao ar, aumentando a evapotranspiração quando há o aumento das temperaturas do ar e da água. A umidade do ar age indiretamente por depender da temperatura. A taxa de evapotranspiração é proporcional à diferença entre a umidade real e umidade de saturação do ar a uma determinada temperatura. Logo, a diminuição da temperatura do ar em um ambiente contendo certa quantidade de vapor de água resulta no aumento da umidade relativa do ar e na queda da evapotranspiração.

O regime de ventos interfere na movimentação da umidade, pois leva o ar úmido até o ar seco e acaba por promover a perda de água pelas superfícies líquidas. O vento diminui a espessura da camada limite das folhas. A velocidade do vento também interfere na taxa de evapotranspiração porque, em determinadas condições de umidade do ar, a queda da temperatura pelo efeito do vento pode aumentar a umidade do ar e diminuir a evapotranspiração.

A pressão barométrica afeta a transferência de água do estado líquido para o gasoso. Uma queda na pressão barométrica pode resultar no aumento da taxa de

evapotranspiração e vice-versa. Entretanto, quando se analisa a influência da pressão simultaneamente, a temperatura pode-se ter um efeito contrário. É o que ocorre em muitas regiões montanhosas, como na sub-bacia de Ponte do Souza, que fica mais próxima da cabeceira da bacia do rio Preto e, portanto, em altitude mais elevada, quando a diminuição da temperatura acoplada à diminuição da pressão devido ao aumento da altitude resulta em queda da evapotranspiração em relação à área menos montanhosa da bacia, apesar da região mais alta ter uma vegetação mais densa e exuberante do que a parte mais baixa da bacia.

Em relação ao tipo de vegetação, LIU (2007) afirma que a vegetação produz sombreamento no solo, diminuindo a temperatura, a velocidade do vento e o aumento da umidade relativa do ar na região próxima ao solo, fazendo com que diminua a evapotranspiração. Além disso, a taxa de evapotranspiração varia de espécie, estágio e vigor de crescimento das plantas. As perdas de água por interceptação vegetal resultam da evaporação da água da chuva que fica retida temporariamente na copa das árvores, nas irregularidades do tronco e folhagem entre outros.

Alguns autores sugerem que, enquanto está havendo evaporação da água interceptada pela vegetação, não ocorre a transpiração, uma vez que a energia disponível é canalizada para a evaporação direta da água interceptada (THORNTHWAITE e MATHER, 1955, RAKHMANOV, 1966, NICOLSON *et al.*, 1968). De fato, quando a copa de uma floresta encontra-se molhada, ou seja, durante o processo de interceptação de uma chuva, tem sido verificado que a evaporação ocorre em taxas significativamente maiores do que a taxa normal da transpiração (PENMAN, 1967, BRUTSAERT, 1982; SHUTTLEWORTH, 2010).

Caso isto se comprovasse, significaria que a interceptação não se constitui em perda para o balanço hídrico local. Entretanto, resultados recentes da modelagem do processo de interceptação em florestas têm mostrado que a perda por interceptação pode representar parte significativa do consumo total de água por uma dada cobertura florestal.

O conhecimento da influência das florestas sobre os vários aspectos da água do solo é de fundamental importância no que diz respeito à avaliação do papel da vegetação no ciclo hidrológico. A cobertura vegetal exerce influência sobre diversos aspectos da água no solo. Geralmente, observa-se que, sob floresta, a depleção da água

armazenada no solo é maior. Correspondentemente, quando começa a estação chuvosa, o período necessário para a recarga do perfil é, também, maior no caso de floresta.

Segundo SHPAK (1971), com base em diversos trabalhos desenvolvidos principalmente na Rússia, na primavera, estação de crescimento das plantas, as camadas superficiais em áreas abertas secam mais rapidamente do que em áreas florestadas, ao passo que, no outono, as camadas mais profundas do solo são mais secas sob florestas do que em áreas abertas. O autor conclui também que tais variações dependem do tipo de solo e de vegetação.

Por outro lado, em regiões montanhosas, a drenagem mais eficiente da água subsuperficial limita o armazenamento da água subterrânea. A presença da floresta, nestas regiões, é responsável pela manutenção de taxas ótimas de infiltração de água no solo e, conseqüentemente, de alimentação do lençol freático.

2.2. Modelos hidrológicos

Os modelos hidrológicos podem ser usados no manejo de bacias hidrográficas tanto para seu planejamento como para avaliar os impactos de uma mudança na cobertura e uso do solo. Para isso o modelo precisa descrever adequadamente os processos dominantes do ciclo hidrológico e ser ajustado à bacia em estudo. Até a década de 50 do século XX, os métodos utilizados na hidrologia se baseavam em métodos estatísticos. Com a evolução da tecnologia dos computadores e das técnicas numéricas e estatísticas desenvolveram-se os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão.

Os modelos hidrológicos podem ser divididos em dois grandes grupos (YEVJEVICH, 1974): estocásticos e determinísticos. Os modelos estocásticos são os que se utilizam de dados do passado, como séries de chuva e vazão ocorridas, para prever séries futuras. Estes modelos não levam em consideração os fenômenos hidrológicos embutidos nos dados. Apenas assumem que o comportamento das séries numéricas de dados hidrológicos se repete.

Já os modelos determinísticos baseiam-se nos fenômenos e conceitos envolvidos no ciclo hidrológico, relacionando causa e efeito. Apenas na década de 60 do século passado, na tentativa de contemplar a não linearidade dos fenômenos em hidrologia, iniciou-se formalmente a era dos modelos hidrológicos determinísticos, com o

desenvolvimento do modelo Stanford (CRAWFORD e LINSLEY, 1966), que originou toda uma geração de modelos conceituais, nos quais cada fase da parcela terrestre do ciclo hidrológico é representada por meio de um reservatório.

Os modelos do tipo chuva-vazão podem ser ainda classificados como concentrados ou distribuídos. Nos modelos concentrados, a variabilidade espacial das informações hidrometeorológicas, bem como da distribuição geográfica da topografia e a cobertura e uso do solo, por exemplo, não são representadas. Nos modelos distribuídos, a variação espacial de algumas informações por meio da discretização da bacia em células contempla a heterogeneidade da bacia de forma mais próxima da realidade física. Os modelos concentrados e distribuídos têm suas aplicabilidades, não sendo conveniente compará-los entre si como melhor ou pior.

No Brasil, diversos modelos hidrológicos para previsão de vazões e operação dos reservatórios foram desenvolvidos e são utilizados como: o IPH desenvolvido pelo Instituto de Pesquisa Hidráulicas da Universidade do Rio Grande do Sul, o *Soil Moisture Accounting Procedure* (SMAP - USP), o SMAPII (COPPE- versão com Rosenbrock), SMAPII (COPPE - versão com suavização hiperbólica), o modelo hidrológico auto-calibrável (MODHAC), o modelo de grandes bacias (MGB-IPH). Mais recentemente, foi concebido o modelo com esquema de parametrização da superfície terrestre continental (EPHSTC-COPPE), com concepção para integração com modelos meteorológicos e perfazendo, de forma diferenciada, o balanço de massa e o balanço de energia, incorporando a redistribuição lateral de umidade do solo, com potencial de aplicação desde pequenas a grandes bacias.

O modelo SMAP “*Soil Moisture Accounting Procedure*”, adotado no presente trabalho, é do tipo chuva-vazão determinístico e concentrado. O algoritmo foi concebido por LOPES *et al.* (1982) baseado na experiência com o modelo Stanford Watershed IV e com o modelo Mero em trabalhos realizados no DAEE-Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo.

Em sua versão original, o SMAP é constituído de três reservatórios lineares hipotéticos representando o reservatório do solo, o da superfície, que corresponde ao escoamento superficial da bacia, e o reservatório subterrâneo, que corresponde ao escoamento de base. Nesta dissertação, empregou-se o modelo SMAPII, que foi implementado, em uma de suas versões, na escala diária, considerando-se a

possibilidade de uso do método de calibração automática de Rosenbrock, além da consideração do histograma de retardo para a propagação das vazões na calha fluvial.

2.2.1 Calibração e validação de modelos chuva-vazão

O processo de calibração de um modelo pode ser entendido como a busca pelo seu conjunto de parâmetros que, a partir de determinado critério de busca, permite obter uma resposta que se aproxime ao máximo das séries observadas (DAWDY e O'DONNELL, 1965). No caso dos modelos chuva-vazão, o processo usual consiste em um ajuste da hidrógrafa calculada à hidrógrafa observada.

Um processo de calibração pode ser feito de forma manual ou automática. De forma manual, exige grande experiência do hidrólogo para escolha de cada parâmetro, sendo feita por tentativa e erro. A maneira automática utiliza métodos matemáticos de otimização, o que facilita o trabalho de profissionais menos experientes, mas impede um acompanhamento mais preciso do processo por técnicos profissionais mais experientes.

Segundo GUPTA *et al.* (1999), existem três elementos que devem ser levados em consideração quando se está calibrando modelos, que são a função objetivo, o algoritmo de otimização e o critério de parada. A função objetivo é a medida da diferença entre os valores observados e calculados das vazões e representa a qualidade do ajuste do modelo.

A função objetivo pode ser calculada através de diversas equações matemáticas dependendo de qual o objetivo do estudo. Assim, se o objetivo é ajustar um modelo para cheias, por exemplo, o usuário deve dar ênfase às vazões maiores. Já se o interesse é o dimensionamento de reservatórios, é importante que as frequências das vazões observadas e calculadas sejam semelhantes (TUCCI, 2005).

Segundo COLLISCHONN e TUCCI (2003), o número de funções objetivo que são otimizadas pelo processo de calibração pode ser uma única função ou então duas ou mais. Quando apenas uma função objetivo é considerada, é dito que a calibração é mono-objetivo, caso contrário é uma calibração multi-objetivo (COLLISCHONN e TUCCI, 2003).

MADSEN (2002) apresenta uma crítica às funções de um único objetivo, como por exemplo, a soma dos erros quadráticos entre as vazões simuladas e observadas,

mostrando que, recentemente, rotinas que utilizam formulações multi-objetivo, com prioridades dos objetivos fornecidas pelo usuário, têm sido introduzidas em modelagem chuva-vazão, citando os trabalhos de LINDSTRÖM (1997), LIONG *et al.* (1996, 1998), GUPTA *et al.* (1998), YAPO *et al.* (1998), MADSEN (2000) e BOYLE *et al.* (2000).

O algoritmo de otimização é uma seqüência de tarefas programadas que devem ser executadas para determinar os valores dos parâmetros calibráveis do modelo que otimiza a função objetivo. Entretanto, é importante definir a técnica de busca e otimização utilizada pelo algoritmo do modelo e o algoritmo de otimização, propriamente dito.

Dentre algumas técnicas relativamente recentes de busca e otimização utilizadas para modelação hidrológica, estão, por exemplo, os algoritmos genéticos (AGs), que foram desenvolvidos baseados em observações da natureza, reproduzindo os mecanismos de evolução de populações dos seres vivos (LACERDA, 1999). Entre as principais vantagens dos AGs, estão a de trabalharem com parâmetros contínuos, discretos ou combinação deles, realizarem buscas simultâneas em várias regiões do espaço de busca, pois utilizam população e não um único ponto. Em princípio, não é necessário o conhecimento matemático aprofundado do problema considerado. Podem otimizar um número grande de parâmetros, incorporando mais de uma função objetivo, mesmo que sejam conflitantes, abrangendo problemas complexos, com muitos mínimos e máximos locais.

De forma geral, os métodos matemáticos de otimização podem ser classificados como diretos e indiretos. Os métodos diretos utilizam apenas a informação relativa ao valor da função objetivo. Já os métodos indiretos utilizam além das informações sobre o valor da função objetivo, informações sobre os valores das derivadas parciais da função objetivo em relação aos parâmetros do modelo, que podem ser as primeiras derivadas parciais que classificam o método como de 1ª ordem ou, em algumas situações, as segundas derivadas parciais, que classificam o método como de 2ª ordem. A fundamentação do método indireto está no desenvolvimento de uma função em séries de Taylor.

Entre os métodos de otimização diretos, estão os dos poliedros flexíveis (NELDER e MEAD, 1965), busca de trajetórias (HOOKE e JEEVES, 1961) e o método de busca por direções rotativas (ROSENBROCK, 1960).

Por outro lado, o método indireto de 1ª ordem mais conhecido é o de direções de máximo declive, onde a direção de decréscimo do valor da função objetivo é a própria direção do vetor gradiente. Nos métodos indiretos de 2ª ordem, destacam-se os métodos de Newton-Raphson, as famílias de métodos Quasi-Newton, Newton modificado e direções conjugadas. Apesar de vários trabalhos fazerem uso de métodos diretos (DAWDY e O'DONNELL, 1965; NASH e SUTCLIFFE, 1970; IBBIT, 1970; JOHNSTON e PILGRIM, 1973; CANEDO, 1979) entre outros, esses algoritmos apresentam limitações matemáticas, com problemas de convergência.

Entre as principais vantagens dos métodos indiretos, estão a suposta rapidez de convergência e a possibilidade de mais facilmente detectar problemas estruturais no modelo, tais como a interdependência entre parâmetros e a influência de um determinado parâmetro na convergência dos demais, além de gerar uma série de indicadores da qualidade da superfície de resposta do modelo, baseados na matriz hessiana com derivadas parciais. Entretanto, tais métodos apresentam como desvantagens a dificuldade de requerer o cálculo explícito das derivadas parciais das funções objetivos em relação aos parâmetros do modelo, atividade de natureza complexa em modelos hidrológicos. Essa dificuldade surge, em última instância, em função das descontinuidades nas funções objetivo utilizadas. Alguns trabalhos sobre métodos indiretos apresentados na literatura, onde os gradientes foram calculados por aproximações baseadas em diferenças finitas, não apresentaram bons resultados (IBBITT, 1970; JOHNSTON e PILGRIM, 1973 e 1976).

Na década de 70 do século XX, JOHNSTON e PILGRIM (1976) constataram que a superfície de resposta do modelo apresenta descontinuidades causadas pela própria estrutura do modelo, o que dificultaria o uso de métodos de otimização que utilizam as derivadas primeiras e segundas da função objetivo em relação aos parâmetros do modelo. Adicionalmente, os autores discutem o período de aquecimento do modelo, forma da função objetivo, critério para aceitar um conjunto de parâmetros aparentemente ótimo e escala dos parâmetros.

ROTUNNO FILHO (1989) avaliou a calibração do modelo SMAP (LOPES *et al.*, 1981) através da comparação de duas metodologias de otimização automática para a determinação de parâmetros do modelo: método de busca direta de ROSENBROCK (1960) e método de busca indireta de ROSEN (1960).

Na análise dos resultados das otimizações realizadas, ROTUNNO FILHO (1989), por exemplo, destaca que o método de Rosenbrock apresentou comportamento mais robusto na obtenção dos parâmetros originais que geraram a amostra utilizada no estudo, ao passo que o método de Rosen (indireto) apresentou algumas perturbações na obtenção dos valores ótimos dos parâmetros, em especial nas otimizações de parâmetros do SMAP com pouca sensibilidade no valor da função objetivo, como é o caso do parâmetro ABSI. O autor recomenda ainda, com o apoio dos trabalhos anteriores de IBBIT e O'DONNELL (1971), JOHNSTON e PILGRIM (1976) e HENDRICKSON *et al.* (1988), a utilização seqüencial de métodos indiretos e diretos.

A partir de estudos conduzidos por ROTUNNO FILHO (1989), SILVA (1990), THOMAZ (1992), ANDRADE FILHO (1992) e DIB (1994), XAVIER *et al.* (2001), apresentaram-se os resultados de uma nova abordagem no tratamento do problema de calibração automática dos parâmetros através da técnica de suavização hiperbólica .

A técnica de suavização hiperbólica visa eliminar as descontinuidades provocadas pelas estruturas de bifurcação em uma função de escoamento de saída de um dos reservatórios do modelo SMAP, z_t , que é a soma das parcelas de escoamento lento pelo fundo do reservatório (S_t , função das constantes de recessão K e do nível do reservatório x_t) e de transbordamento (R_t). A Figura 2.1 mostra uma possível conformação para a função z_t . Através da introdução de funções de suavização, uma nova configuração para a função z_t é atingida, conforme mostrado na Figura 2.2, onde M é a capacidade máxima de armazenamento do reservatório.

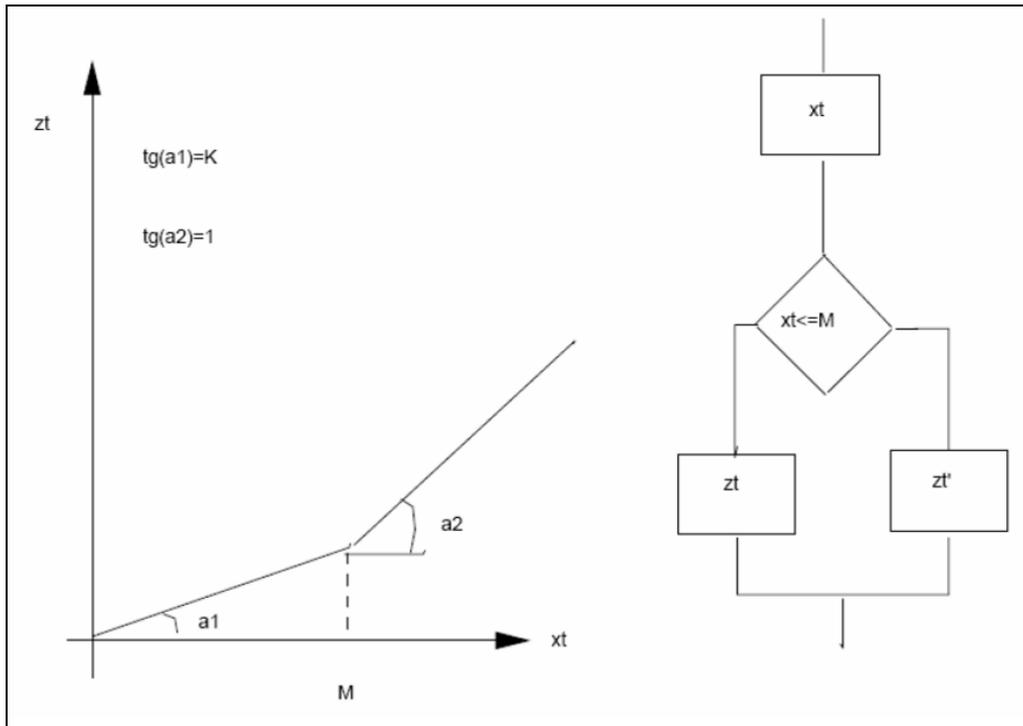


Figura 2.1 - Representação gráfica de uma função z_t e fluxograma simplificado no SMAP - Fonte: Xavier *et al.* (2005)

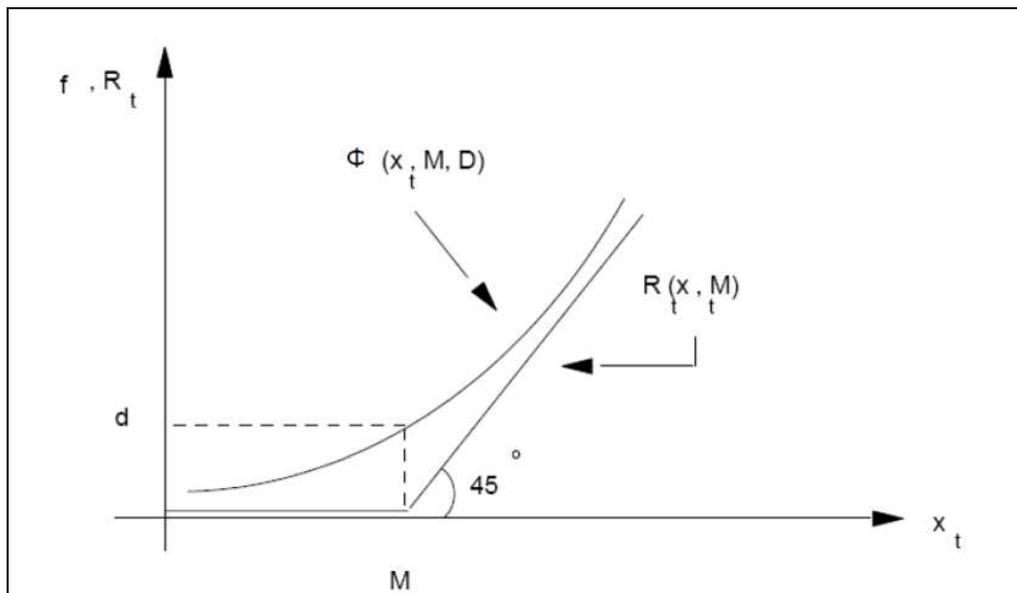


Figura 2.2 - Funções de suavização Φ e R_t - Fonte: Xavier *et al.* (2005)

De forma sintética, a técnica de suavização hiperbólica ajusta uma função continuamente diferenciável que aproxima apropriadamente a função de escoamento de uma maneira mais conveniente.

Outro aspecto importante na calibração de um modelo diz respeito ao tamanho ideal da amostra na fase de calibração. CANEDO (1979) procurou avaliar este aspecto, concluindo que um período de três anos já se revela aceitável, enquanto que um período de 5 anos poderia ser considerado, em termos práticos, como ideal.

Em relação à estrutura dos modelos, o estudo de JACKMAN e HORNBERGER (1993) mostrou que, ao se utilizar apenas uma série de vazões como dado de entrada para o processo de calibração, apenas dois ou três processos poderiam ser identificados a partir da série de vazões iniciais. No caso estudado, esse resultado significou que apenas 4 parâmetros poderiam ser extraídos da informação contida nas séries de vazões.

Recomenda-se que os métodos de otimização utilizados em modelos chuva-vazão, incorporem a aplicação de restrições aos parâmetros, evitando-se que, ao final de um processo de calibração, os valores dos parâmetros fiquem sem qualquer significado físico.

Os parâmetros com significado físico devem ser previamente estimados, da melhor forma possível, e condicionados pelo uso de restrições a assumir valores viáveis na região em estudo, gerando-se, então, uma simulação de referência, uma vez que valores irreais, mesmo que conduzam a uma boa aderência na calibração, poderão colocar em risco as futuras previsões.

Após essa calibração de referência, pode-se executar a calibração automática de um modelo hidrológico, necessitando-se verificar se os parâmetros encontrados representam, de forma adequada, as características da bacia, testando a confiabilidade da resposta do modelo. Essa verificação ocorre através da validação do modelo, também chamada de etapa de predição.

Um procedimento bastante utilizado para validação é simular novamente o modelo empregando os parâmetros calibrados para um período de dados diferente daquele utilizado na calibração. Os parâmetros calibrados serão considerados representativos caso a resposta da simulação seja considerada aceitável quando analisados face aos índices de eficiência que permitem avaliar o desempenho do modelo.

2.2.2 Erros e Incertezas no Processo de Modelagem

O efeito dos erros e incertezas dos dados de entrada, além das limitações da estrutura dos modelos para representar o sistema e as incertezas no processo de calibração, são algumas das questões que devem ser levadas em consideração na análise dos resultados de uma modelagem hidrológica apresentadas por O'DONNELL e CANEDO (1980) e destacadas em diversos trabalhos.

As incertezas referentes às variáveis de entrada envolvem a variabilidade natural e os seus erros de medição. Além disso, as informações pontuais são tomadas como médias espaciais e as informações contínuas são referenciadas por médias temporais.

Há ainda as variáveis que podem ser estimadas por outras variáveis, como a evapotranspiração, que pode ser estimada através do método do balanço hídrico sazonal, que utiliza dados de chuva e vazão ou do método de Penman–Monteith–FAO (Food and Agriculture Organization, 1998) que utiliza dados de temperatura média, umidade relativa, velocidade do vento e insolação, entre outros métodos.

TUCCI (1998) indica que a distribuição temporal e espacial da precipitação pode incluir erros superiores a qualquer refinamento de metodologia que simule os processos físicos numa bacia hidrográfica. A chuva é caracteristicamente um fenômeno contínuo no espaço limitado, mas, no entanto, medidas pluviométricas são feitas apenas em alguns pontos da bacia.

MOREIRA (2005) analisou o impacto de diferentes formas de medida da precipitação em saídas de modelos chuva-vazão. No trabalho, utilizou medidas de pluviômetros, estimativas de precipitação por radar e a integração dessas medidas através de um esquema de análise objetiva estatística (ANOBES). Concluiu que as medidas de pluviômetros apresentam bons resultados para eventos de precipitação estratiforme, mas, para simulações de eventos de precipitação com distribuição espacial irregular, não apresentaram bom desempenho. Os resultados com a precipitação estimada apenas pelo radar não foram satisfatórios, ora subestimando ou superestimando a vazão. Cabe ainda notar que os melhores resultados foram produzidos com o campo de precipitação analisada com a ANOBES.

Radares meteorológicos permitem uma boa amostragem espacial e temporal da estimativa da taxa de precipitação, mas com uma incerteza maior do que uma rede de pluviômetros, por causa das fontes de erro (CALVETTI *et al.*, 2003; CALVETTI,

2011). As fontes de erro de medição de chuva com o radar meteorológico estão associadas à calibração eletrônica do equipamento, à equação de transformação da refletividade efetiva em taxa de precipitação, ao efeito da curvatura da Terra, à zona de derretimento de cristais de gelo na nuvem, entre outras (GONÇALVES, 2005).

Em relação à estrutura dos modelos, O'DONNELL e CANEDO (1980) citam algumas das causas dos erros como o conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na bacia, aproximações introduzidas na representação dos processos físicos, substituição de propriedades variáveis espacialmente na bacia por valores concentrados (por exemplo, capacidade de infiltração), tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um desses processos ocorresse isoladamente, omissão de alguns processos que ocorrem, dado que não atendem o objetivo de uma certa modelagem.

TODINI (1988), em um dos primeiros trabalhos a discutir sobre a estrutura de modelos hidrológicos chuva-vazão e sua perspectiva para o futuro, fez um histórico dos modelos desenvolvidos até então, e verificou que os modelos que apresentavam muitos parâmetros, geralmente, incorporavam muitos erros nos resultados e na descrição de cada um dos processos envolvidos em toda extensão da bacia.

No processo de calibração de um modelo, as incertezas estão contidas nas diversas etapas do processo, como na escolha da função objetivo, no tamanho da amostra a ser utilizada na fase de ajuste do modelo, na variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras, nos critérios para definição da convergência dos parâmetros no processo de otimização e nas dificuldades para a estimativa adequada dos parâmetros.

Talvez a propriedade mais importante de um modelo matemático é o grau de representação dado às variações espaciais e temporais nos parâmetros de entrada e saída. Nesse sentido, é importante diferenciar entre um modelo concentrado e um modelo distribuído. Enquanto, nos modelos concentrados, assume-se que os parâmetros e variáveis variam somente com o tempo, nos modelos distribuídos, os parâmetros e variáveis variam tanto no espaço quanto no tempo. Dessa forma, os erros devem ser avaliados, também, quanto à representação espacial e temporal do modelo adotado.

Sob o ponto de vista espacial, a análise geoestatística vem sendo empregada com sucesso na projeção de campos espaciais de variáveis hidrológicas e de suas

correspondentes incertezas, através de mapas de variância (ROTUNNO FILHO, 1995; BARBOSA, 2000; LOU, 2004).

Em grande parte dos trabalhos apresentados, avaliou-se o efeito dos erros oriundos da não consideração da variabilidade espacial real da precipitação através do uso de modelos concentrados, o que compromete, de certa forma, os resultados fornecidos. De qualquer forma, esses trabalhos são valiosos no sentido de que fornecem uma ideia, ainda que com caráter predominantemente qualitativo, da incerteza introduzida no processo de modelagem pela não consideração da variabilidade real dos processos físicos.

KRAJEWSKI *et al.* (1991) compararam os resultados obtidos por um modelo físico distribuído e por um modelo conceitual concentrado sujeitos a campos de precipitação de diferentes resoluções espacial e temporal. Dentre os diversos resultados, mostrou-se que, ao se analisar a vazão máxima observada, nos casos com modelo distribuído, a redução da resolução temporal afetou significativamente os resultados do modelo e, no caso do modelo concentrado, as vazões calculadas apresentaram-se fortemente subestimadas, levando os autores a não recomendar o uso de um modelo concentrado para o cálculo de estruturas hidráulicas.

2.2.3 O modelo SMAP

O modelo SMAP, proposto por LOPES *et al.* (1981), é um modelo hidrológico do tipo chuva-vazão, determinístico, conceitual e concentrado que tem sido bastante utilizado devido sua relativa simplicidade. Para aplicação do modelo, não é necessário dispor de longas séries de dados de entrada e poucos são os parâmetros a serem calibrados.

Foi originalmente desenvolvido para intervalo de tempo diário e, posteriormente, apresentado em versão mensal e horária. A escolha por uma das três versões do SMAP dependerá, principalmente, das disponibilidades dos dados de entrada por parte do usuário e do objetivo do estudo.

O modelo apresenta estrutura simples, para séries contínuas, e utiliza a separação do escoamento baseada nos parâmetros do Departamento de Conservação do Solo Norte-Americano (*Soil Conservation Service – SCS, 1972*). Seu desenvolvimento baseou-se na experiência com a aplicação do modelo Stanford Watershed IV e o modelo

Mero em trabalhos realizados no DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (BUCHIANERI, 2004).

Em sua formulação matemática para descrever o balanço hídrico, esse modelo respeita a conservação de massa, entretanto as equações de quantidade de movimento são substituídas por uma série de reservatórios. A passagem da água de um reservatório para outro é calculada a partir da quantidade de água contida em cada reservatório (variáveis de estado) e de parâmetros, que se propõem a representar certas características físicas da bacia.

Na versão diária, o modelo é constituído de três reservatórios lineares hipotéticos, que representam os reservatórios do solo, de superfície e subterrâneo. Para bacias com significativas planícies de inundação, onde são verificados importantes extravasamentos pelas margens, amortecimento e atrasos dos picos, recomenda-se incluir um quarto reservatório linear que represente o armazenamento e o escoamento nessas planícies. Nessa versão, existem seis parâmetros a serem calibrados, mas utilizam-se apenas três na calibração automática, e duas variáveis de estado que descrevem as condições iniciais da bacia. As variáveis de estado dos reservatórios são atualizadas a cada dia.

Para a discretização mensal do SMAP, têm-se apenas dois reservatórios, sendo o reservatório superficial suprimido pelo fato de o amortecimento deste ocorrer em intervalos menores que o mês, além de o conceito de capacidade de campo utilizado no reservatório do solo também ser suprimido (LOPES, 1999). Nessa versão, existem quatro parâmetros a serem calibrados, mas utiliza-se apenas três na calibração automática e duas variáveis de estado que descrevem as condições iniciais da bacia.

Tanto a versão diária como a mensal do modelo SMAP vêm sendo bastante aplicadas em trabalhos científicos, gerando bons resultados. Alguns exemplos dessas aplicações são descritas a seguir. A versão horária é pouco utilizada devido à dificuldade de obtenção de dados e não será discutida neste trabalho, embora venha a ser interessante para discussões em oportunos estudos na medida que novos instrumentos disponibilizem informações nessa escala de tempo.

OLIVEIRA *et al.* (2006) aplicaram o modelo SMAP diário a fim de prever as vazões de cheias diárias para a porção superior da bacia do Alto Tietê na cidade de São Paulo. Para tanto, os autores subdividiram a bacia em três sub-bacias, sendo que

nenhuma delas ultrapassou os 2.000 km². O sistema de calibração empregado foi o automático, em que foi utilizado o comando solver da planilha eletrônica do Excel.

GONÇALVES (2008) utilizou o SMAP, aqui denominado de SMAPII, na versão diária, com calibração automática através da técnica de Rosenbrock e da técnica de suavização hiperbólica na bacia experimental do rio Piabanha –RJ. Os resultados utilizando a técnica de suavização hiperbólica apresentaram resultados melhores confirmando os resultados obtidos em XAVIER *et al.* (2005), que sustentam que a aplicação da técnica de suavização no processo otimizador da calibração automática dos parâmetros, mantendo a integridade física do modelo é considerada bem sucedida.

DI BELLO (2005) também utilizou o SMAP na versão diária com suavização hiperbólica para avaliar o comportamento da variável umidade do solo na região do município de Barreiras-BA através da comparação com dados de campo. Os resultados de umidade do solo calculados pelo modelo foram bastante favoráveis refletindo o comportamento da hidrologia local, em especial quando comparados aos níveis de umidade do solo calculados pelo modelo com os dados medidos em campo.

BUCHIANERI (2004), em seu trabalho de dissertação, empregou o modelo SMAP versão mensal com o objetivo de estimar a disponibilidade hídrica da bacia do rio Grande, com área de 26 km², a fim de subsidiar a elaboração do plano de manejo participativo. O modelo foi calibrado e validado com apenas quatro anos incompletos de dados fluviométricos, encontrando uma correlação de 0,838 entre vazões calculadas e observadas.

PAIVA *et al.* (2006 b) utilizaram também, em seu trabalho, as versões diária e mensal do SMAP, a fim de determinar as vazões naturais da bacia do rio Vacacaí. Para tal, os autores utilizaram dados pluviométricos de três estações, além dos dados de evapotranspiração potencial de tanque classe A, dados fluviométricos de uma estação próxima ao exutório da bacia e de estações intermediárias que foram utilizadas para verificação da qualidade do ajuste, além de dados de cadastro de usuários da água pertencentes à bacia. Os resultados apresentados foram satisfatórios para as duas versões do SMAP. Apesar de a simulação diária ter apresentado uma qualidade superior na calibração dos parâmetros do modelo SMAP, observou-se um erro grande no volume total escoado, que os autores justificam com erros nas vazões mais elevadas que podem inviabilizar a utilização do modelo dependendo do objetivo do estudo.

2.3. Regionalização hidrológica

Uma rede hidrométrica, composta de postos pluviométricos e fluviométricos, dificilmente abrange todos os locais de interesse necessários ao gerenciamento dos recursos hídricos de uma região. Sempre existirão lacunas temporais e espaciais que precisarão ser preenchidas com base em metodologias apropriadas.

TUCCI (2001b) afirma que, devido aos altos custos de implantação, operação e manutenção de uma rede hidrométrica, torna-se importante a otimização das informações disponíveis, visto que a grande maioria dos postos fluviométricos está localizada predominantemente no curso de água principal das bacias hidrográficas. Para suprir a deficiência da rede hidrométrica no Brasil, uma técnica que tem sido utilizada com resultados satisfatórios é a regionalização hidrológica (ELETROBRÁS, 1985).

De acordo com FILL (1987), em sentido amplo, entende-se por regionalização hidrológica qualquer processo de transferência de informações das estações pluviométricas e fluviométricas para outros locais com comportamento hidrológico semelhante e, em geral, sem observações. Essa informação pode ocorrer na forma de uma variável, função ou parâmetro.

Numa regionalização hidrológica, a homogeneidade é entendida como a semelhança na resposta hidrológica de cada região. Assim, a regionalização é usada para identificar zonas que apresentem um comportamento semelhante, e respostas hidrológicas podem ser comparadas, facilitando, dessa maneira, a transferência de informações entre regiões (TUCCI, 1993). A definição de região hidrológica homogênea não implica a existência de uma continuidade geográfica entre elas, e regiões contínuas não expressam, necessariamente, respostas hidrológicas análogas (ANDRADE, 1999).

O princípio da regionalização baseia-se na similaridade espacial dessas informações que permitem essa transferência. Conforme TUCCI (2001b), pode ser definida como um conjunto de ferramentas que exploram, ao máximo, as informações existentes em uma determinada região geográfica, visando a estimativa das variáveis hidrológicas em locais sem dados ou com dados insuficientes.

A transferência de informações pode abranger diretamente as séries de vazões e/ou precipitações, ou até mesmo determinados parâmetros estatísticos relevantes, tais como: média, variância, máximos e mínimos ou, ainda, equações e parâmetros

relacionados com essas estatísticas (por exemplo, curva de permanência ou curva de duração). A regionalização não substitui as informações, apenas busca uma melhor estimativa em face das incertezas existentes.

É comum a utilização de procedimentos simplificados, como uma simples interpolação linear de valores e pontos próximos do local desejado para se determinar o valor necessário, a utilização de médias aritméticas e médias ponderadas. No caso da precipitação, por exemplo, é comum a utilização de médias ponderadas pelo inverso da distância ao quadrado, polígonos de Thiessen ou mapas de isoietas. Em todos estes casos, uma boa cobertura de postos pode fornecer boas estimativas no local desejado.

Para o caso de vazões, a simples interpolação não fornece bons resultados. Essa variável está sujeita a diversas variáveis explicativas como a área, a escala, a precipitação, entre outras.

O método tradicional de regionalização, que é descrito pela ELETROBRÁS (1985a) consiste nas seguintes etapas: identificação de regiões hidrologicamente homogêneas e no ajuste de equações de regressão entre as diferentes variáveis a serem regionalizadas e as características físicas e climáticas das bacias de drenagem para cada região homogênea.

SILVA *et al.* (2003) aplicaram o método tradicional para a regionalização das vazões médias, máximas e mínimas e da curva de permanência na bacia do rio Grande, situada no estado do Paraná, tendo evidenciado que a característica física área de drenagem foi a variável que melhor explicou o comportamento das vazões. Por outro lado, a variável climática mais utilizada em estudos de regionalização de vazões é a precipitação.

Uma metodologia bastante utilizada para a determinação da vazão em um local sem dados supõe que a proporcionalidade linear entre as áreas é obedecida pela vazão, ou seja, toma-se a vazão específica de um local mais próximo com dados e multiplica-se essa vazão específica pela área do local sem dados. Essa metodologia pode ser razoável se as bacias tiverem características muito parecidas.

Outra metodologia de transferência espacial da informação é regionalização com base no coeficiente de escoamento (C), que representa fisicamente a relação entre os volumes escoados e precipitados em uma bacia hidrográfica. Essa metodologia é aplicável em bacias sem dados de vazão, mas com dados de precipitação. A avaliação

dos valores de C pode ser realizada a partir dos dados de vazões, sendo possível caracterizar uma variação no comportamento do coeficiente de escoamento. Utilizando-se a série de precipitações da bacia sem a informação de vazão, é possível construir uma série de vazões através da multiplicação dos dados de precipitação pelos coeficientes de escoamento regionais determinados.

Também é possível estimar respostas hidrológicas em bacias não monitoradas por meio de modelos de simulação hidrológica utilizando séries históricas de vazão de outras bacias. Segundo VOGEL (2005), a dificuldade em calibrar um modelo de simulação hidrológica em locais sem dados de vazão é similar à de estimar uma distribuição de probabilidades em bacias sem monitoramento fluviométrico e, portanto, a regionalização de parâmetros de modelos é beneficiada pelo longo histórico de métodos estatísticos de análise regional de frequências.

SARAIVA (2010) realizou um estudo de regionalização dos parâmetros do modelo hidrológico chuva-vazão SMAP na bacia do rio Paraopeba utilizando o método de regressão linear múltipla, relacionando os parâmetros com as características geomorfológicas, climáticas, hidrogeológicas e pedológicas da bacia. As equações obtidas foram verificadas quanto a sua adequação utilizando o método *Jack-and-knife*. Os índices de desempenho encontrados permitiram concluir que o método de regionalização estudado pode ser utilizado para conhecer, de forma aproximada, a disponibilidade hídrica em bacias hidrográficas sem monitoramento fluviométrico.

CIRILO *et al.* (1989) estudaram a regionalização de parâmetros de modelos de simulação hidrológica para avaliação do escoamento superficial nas principais bacias hidrográficas do estado de Pernambuco, baseada na aplicação dos modelos chuva-vazão SMAP e IPH II. Consideraram as relações entre as características físicas e os valores assumidos pelos parâmetros para, posteriormente, proceder a extrapolação para bacias sem dados. Os autores constataram que, entre os modelos usados, a regionalização dos parâmetros do modelo IPH II apresentou maior nível de dificuldade, devido ao número de parâmetros a calibrar e de se estabelecer correlação entre os valores assumidos por esses parâmetros e as características físicas das bacias.

Uma metodologia simples de regionalização dos parâmetros de um modelo hidrológico é a reprodução de todos os parâmetros obtidos na calibração de uma bacia com dados de vazão e precipitação na simulação hidrológica da bacia sem dados de

vazão, modificando apenas a área de drenagem e, quando houver dados, as séries de precipitação e evapotranspiração.

GONÇALVES (2008) aplicou a metodologia citada na bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Moura Brasil, tanto para o modelo concentrado SMAP quanto para o modelo distribuído TOPMODEL, usando os parâmetros calibrados da bacia delimitada pelo posto de Pedro do Rio, ambos os postos na bacia do rio Piabanha. Como resultado, observou-se que a vazão de base, que na modelagem pelo SMAP em Pedro do Rio mostrava-se superestimada, foi significativamente superestimada na utilização em Moura Brasil, obtendo-se erros médios de aproximadamente 50 m³/s. Além disso, os resultados mostraram problemas na representação de eventos de cheia, sendo os eventos de cheia gerados menores do que os eventos de cheias observados. O desempenho da regionalização com o modelo TOPMODEL também foi relativamente limitado. As vazões geradas foram superiores no início do período; no entanto, esse tipo de erro foi diminuindo gradualmente ao longo do período. O problema na representação das vazões de base persistiu apesar de menos significativo que no modelo SMAP.

2.4. Sensoriamento Remoto

De acordo com diversos trabalhos disponíveis na literatura, como, por exemplo, NOVO (1989) e NICÁCIO (2008), entre outros, sensoriamento remoto é a ciência de obter informação sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por um instrumento que não entra em contato direto com o objeto, área ou fenômeno em investigação. O sensoriamento remoto pode ainda ser entendido como um conjunto de atividades que permite a obtenção de informações dos objetos que compõem a superfície terrestre sem a necessidade da proximidade física entre essa superfície e o sensor. Essas atividades envolvem a detecção, aquisição e análise da energia eletromagnética emitida ou refletida pelos objetos terrestres e registradas por sensores remotos. Cada objeto reflete a radiação incidente de uma forma diferente, tendo assim um comportamento peculiar, que se deve às suas características físicas, químicas ou biológicas. Esse comportamento é chamado de assinatura espectral, ou seja, variação da quantidade de energia refletida pelo alvo para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético.

Os satélites de sensoriamento remoto têm favorecido a realização de levantamentos à distância de variações físicas e químicas da superfície terrestre em áreas extensas e de difícil acesso. A composição espectral da energia emitida pelos alvos produz informações sobre os mesmos. No caso do sensoriamento da superfície terrestre, a energia refletida proporciona o entendimento das características físicas, químicas ou biológicas de elementos como corpos de água, solo e vegetação.

Existem diversas plataformas orbitais em operação atualmente, podendo-se mencionar o Landsat, as plataformas Terra e Aqua do projeto EOS (*Earth Observing System*), CBERS, NOAA entre outros. Um dos sistemas orbitais mais utilizados no sensoriamento remoto é o Landsat, desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), constituído por uma série de sete satélites, a saber: Landsat 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7. Esses satélites foram lançados a partir de 1972.

Um dos grandes avanços brasileiros no âmbito do sensoriamento remoto foi o programa CBERS (*China-Brazil Earth Resources Satellite*), iniciado em 1998. O CBERS é um projeto conjunto entre o Brasil, por meio do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e a China, constituindo-se em um intercâmbio tecnológico entre países em desenvolvimento.

Adicionalmente, o sensor AVHRR (*advanced very high resolution radiometer*), a bordo dos satélites NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), por exemplo, tem sido bastante adotado em estudos hidrológicos. Mais recentemente, alguns sensores dos satélites Aqua e Terra também passaram a ser amplamente utilizados, especialmente em pesquisas ambientais, como é o caso dos dados do sensor Modis (*Moderate-resolution imaging spectroradiometer*).

Os programas espaciais exemplificados previamente e, em especial, os sensores instalados nas correspondentes plataformas apresentam características que podem ser discriminadas quanto às suas resoluções espectral, espacial ou geométrica, temporal e radiométrica. Na seqüência, detalham-se alguns aspectos dessas resoluções.

A resolução espectral dos sensores refere-se à quantidade de faixas espectrais que o sensor pode registrar, ou seja, quantas janelas do espectro eletromagnético podem ser percebidas e registradas pelo sensor, levando-se em conta a transparência atmosférica.

Complementarmente, a resolução geométrica ou espacial associa-se ao campo de visada instantânea (Ifov), ou seja, relaciona-se à área observada dentro de um ângulo

sólido e em um dado instante de tempo. De outra maneira, o Ifov é a área definida sobre o terreno que é vista pelo sensor a uma determinada altitude, em dado instante de tempo. Conforme MATHER (1987), o Ifov depende de diversos fatores, sendo um deles a altitude do satélite. Segundo o autor, nenhum satélite tem uma órbita perfeitamente estável, e sua altura varia na ordem de 10 km. O Ifov é menor em altitudes mais baixas e aumenta com o aumento da altitude. Contudo, na maioria dos casos, o usuário do sensoriamento remoto preocupa-se com o tamanho do pixel. Nesse caso, associa-se a resolução espacial das imagens ao tamanho do pixel. Vale salientar que quanto menor for o tamanho do pixel, que é a menor unidade de um produto obtido por um sensor imageador, melhor é o detalhamento da superfície imageada e, portanto, maior a resolução espacial do sensor. Outro aspecto relevante é o entendimento de que um píxel representa a média das energias refletidas pelos alvos da superfície terrestre dentro de um Ifov. É importante salientar que o Ifov não deve ser confundido com o tamanho do pixel.

A resolução temporal de um sensor, por sua vez, está associada ao tempo que o satélite leva para voltar a recobrir uma mesma área da superfície terrestre. Como exemplo, pode-se citar o sensor TM do Landsat 5, que tem uma resolução temporal de 16 dias, isto é, a cada 16 dias esse satélite passa pelo mesmo ponto geográfico. Já os sensores das plataformas NOAA e EOS têm uma resolução temporal de 1 dia (MOREIRA, 2005; SOARES *et al.*, 2007).

A resolução radiométrica dos sensores orbitais é determinada pela quantidade de níveis de cinza que o sensor pode utilizar na representação dos níveis de energia ($W.m^{-2}$) presentes em uma cena. Essa quantidade de níveis de cinza é dependente do sistema de gravação do sensor. Quanto maior for o número de unidades de armazenamento computacional (bits) utilizado na gravação da imagem, maior é a resolução radiométrica do sensor. A resolução radiométrica pode ser calculada pela expressão 2^n , onde n é o número de bits utilizados na gravação.

A partir da combinação dos valores digitais dos sensores remotos (número digital - ND), da radiância ou da reflectância no topo da atmosfera ou na superfície, em diferentes regiões do espectro, através de adições, subtrações, divisões e multiplicações, originam-se os chamados índices de vegetação, capazes de remeter ao estado ou quantidade de vegetação (CAMPBELL, 1996; VERSTRAETE e PINTY, 1996;

LIANG, 2004). Dentre estes índices pode-se destacar o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI “*normalized difference vegetation index*”), adotado no presente trabalho, o índice de vegetação perpendicular (PVI - “*perpendicular vegetation index*”), o índice de vegetação por ajustamento do solo (SAVI - “*soil-adjusted vegetation index*”), entre outros.

Na próxima seção, detalha-se, em especial, um pouco mais os dados relativos ao sensor AVHRR instalado em plataforma NOAA, na medida que o conjunto de dados gerados permitiram as primeiras abordagens no que diz respeito ao cálculo de índices de vegetação, enfoque que foi particularmente adotado, nesta dissertação, para tratar da questão da regionalização hidrológica associada a modelos do tipo chuva-vazão. Em particular, a base de índices de vegetação empregada, nesta dissertação, é oriunda de dados AVHRR/NOAA.

2.4.1 Dados AVHRR / NOAA

Os satélites da série NOAA possuem órbita quasi-polar e sincrônica com o Sol, apresentando precessão para oeste e tempo de percurso de aproximadamente 102 minutos. Dividem-se em satélites matutinos, os quais cruzam o Equador às 7:30h, como, por exemplo, NOAA- 6, -8 -10, -12 e os vespertinos, cruzando o Equador às 14:30h, NOAA-7, -9, -11, -14 (KIDWELL, 1991). O lado iluminado da Terra pelo Sol é visto durante a passagem ascendente (de sul para norte). São necessárias 14,1 órbitas para o registro global e o ângulo de visada é de aproximadamente 55,4° do nadir¹ (GOWARD *et al.*, 1993).

O sensor radiômetro imageador AVHRR, instalado na plataforma NOAA, trabalha com 5 canais, abrangendo os seguintes comprimentos de onda: canal 1 (visível) - 0,58µm a 0,68µm; canal 2 (infravermelho próximo) – 0,72µm a 1,10µm; canal 3 - 3,55µm a 3,93µm (infravermelho médio); canal 4 - 10,30µm a 11,30 µm (infravermelho termal); canal 5 - 11,30µm a 12,50µm (infravermelho termal) (NOAA 7 ao 14).

Os dados do AVHRR são transmitidos de duas formas, LAC (“*local area coverage*”), com resolução total de 1,1 km no nadir, mas geralmente com uso restrito para algumas áreas selecionadas previamente, devido à grande quantidade de dados, e

¹ Nadir: Em relação ao observador, ponto no qual uma linha vertical, perpendicular ao horizonte, intercepta a esfera celeste, abaixo de seus pés, e que é diametralmente oposto ao zênite.

GAC (“*global area coverage*”), que é a forma mais comum de armazenamento, com resolução total de 4 km no nadir, oriundas de reamostragem espacial (KIDWELL, 1991).

Inicialmente, o AVHRR foi desenvolvido para coletar dados meteorológicos e possuía baixas resoluções espectral e espacial, porém sua alta resolução temporal e a existência de uma série temporal longa fizeram dos dados AVHRR um banco de informações único da cobertura global de terra (HUETE *et al.*, 1997).

Em conseqüência da necessidade de dados confiáveis de áreas extensas para uso em modelos atmosfera-biosfera com boa resolução temporal e espacial, e do lançamento do NOAA-7 em 1981, buscaram-se novos potenciais de aplicação dos dados AVHRR, como o monitoramento da vegetação (LOS *et al.*, 1994). Essa aplicação deveu-se às faixas espectrais abrangidas pelos canais 1 e 2, que possibilitavam a obtenção do índice de vegetação NDVI.

2.4.2 Índices de vegetação

Os primeiros índices de vegetação foram desenvolvidos usando os números digitais brutos do satélite, sem transformações para reflectância, correções atmosféricas e calibração de sensor (BANNARI *et al.*, 1995).

De acordo com BANNARI *et al.* (1995), os pesquisadores Person e Miller, em 1972, desenvolveram os dois primeiros índices na forma de razão entre as bandas do visível e infravermelho-próximo, o índice de vegetação pelo quociente (“*ratio vegetation index*”) e o número do índice de vegetação (“*vegetation index number*”). O número do índice de vegetação ficou conhecido, posteriormente, como razão simples (RS ou SR- “*simple ratio*”). Porém, sua não linearidade e dependência com o ângulo zenital faz com que sua eficácia seja reduzida pela variável reflectância do solo.

Com o intuito de minimizar os efeitos do solo, RAO e CHEN (1996), utilizando a razão simples (RS ou SR) desenvolveram a razão simples modificada (RSM ou MSR- “*modified simple ratio*”). O objetivo primordial era derivar um índice que pudesse ser relacionado linearmente ao índice de área foliar (IAF ou LAI – “*leaf area index*”) e à fração absorvida de radiação fotossinteticamente ativa (FAPAR), que são variáveis biofísicas que descrevem a estrutura da copa e relacionam-se com as taxas de processos funcionais de troca de energia e massa (MYNENI *et al.*, 2002), sendo parâmetros

essenciais em modelos de produtividade global e em modelos globais do clima, hidrologia, biogeoquímica e ecologia (SELLERS *et al.*, 1997).

Visando as pesquisas de cobertura da superfície terrestre e derivação de parâmetros da vegetação, iniciou-se a produção de um conjunto de dados experimentais, mediante o cálculo do índice global de vegetação (GVI - “*global vegetation index*”) da NOAA, onde os dados GAC eram reamostrados espacial e temporalmente e contemplavam algumas correções (GOWARD *et al.*, 1993), sendo o principal produto, o NDVI.

Esses dados GVI foram pesquisados, e as análises iniciais demonstraram boa relação, em escala continental, entre o NDVI medido e a vegetação, tais como, cobertura do solo, fenologia e produção primária líquida (GOWARD *et al.*, 1993). Essas inferências sinalizaram positivamente no uso de tais dados em estudos globais das interações geosfera-biosfera (GOWARD *et al.*, 1993).

2.4.2.1 Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI-“*normalized difference vegetation index*”)

O NDVI é o índice de vegetação mais amplamente usado no processamento de dados de satélite (MYNENI *et al.*, 1995), explorando as propriedades espectrais da vegetação de absorver nos comprimentos de onda do visível, com acentuada refletância no infravermelho próximo. Esse índice pode ser um estimador da radiação usada dentro do processo da fotossíntese que ocorre nas folhas, assim como das variações sazonais e interanuais ligadas à planta (STÖCKLI e VIDALE, 2004).

Proposto por ROUSE, em 1974, é um índice sensível à presença de vegetação verde (BANNARI *et al.*, 1995). Responde às mudanças na quantidade de biomassa verde, conteúdo de clorofila e estresse por água (LIANG, 2004), auxiliando na estimativa de colheita agrícola e da precipitação em áreas semi-áridas. Usado em numerosas aplicações regionais e globais para estudar o estado da vegetação, seu sucesso, apesar dos efeitos atmosféricos e degradação radiométrica nas bandas do vermelho e infravermelho próximo, reside na normalização, a qual reduz os efeitos de degradação da calibração do sensor (BANNARI *et al.*, 1995).

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (2.2)$$

onde:

NIR - reflectâncias do canal do visível (canal 1);

R - reflectâncias do canal do infravermelho próximo (canal 2).

Esse índice é expresso numa escala de -1 a $+1$, sendo que a vegetação verde e viva possui valores de NDVI entre $0,2$ a $0,8$, enquanto neve, corpos de água, desertos e solo exposto, valores de $-0,2$ a $0,05$ (MYNENI *et al.*, 1997).

O NDVI é simples, fácil de ser implementado e pode ser efetivo na predição de propriedades da superfície quando a copa da vegetação não é muito densa ou muito esparsa, pois, se a copa for muito esparsa, o sinal do solo ou de outra feição interferirá no NDVI, e, por outro lado, se a copa for muito densa, a reflectância no vermelho não alterar-se-á muito, mas, no infravermelho próximo, continuará a aumentar, saturando o NDVI (LIANG, 2004). Torna-se assim, insensível, ou saturado, para valores de índice de área foliar de 3 a 4 , que está abaixo da média global das florestas tropicais, com média de $4,7$ (ASNER *et al.*, 2004).

Outra desvantagem no uso do NDVI é a particularidade de cada tipo de vegetação, ou seja, está sujeito às condições edafo-climáticas da região ocupada. Cada tipo de vegetação apresenta diferentes amplitudes de variação, o que dificulta a comparação dos valores do índice para regiões fitoecológicas distintas.

OLIVEIRA *et al.* (2009) avaliaram a variabilidade espaço-temporal dos dados EFAI- NDVI na bacia do rio Coxim-MS e sua relação com o regime pluviométrico. Os resultados encontrados mostraram que a resposta da vegetação ao acréscimo de precipitação é mais rápida, cerca de 2 meses, que a observada para a redução dos totais mensais pluviométricos, que foi de aproximadamente 4 meses. A correlação realizada entre o NDVI e a chuva mensal (evento isolado) apresentou valores significativos no nível de 95% de confiança, com o máximo observado para uma defasagem temporal de 2 meses. Os valores de correlação foram mais baixos na região com predominância de agricultura, o que pode estar associado a uma maior miscigenação do píxel, especialmente para sensores de alta e moderada resolução espacial, oriunda das culturas cíclicas e da existência de perímetros urbanos.

LOPES *et al.* (2011) utilizaram dados de NDVI e de temperatura da superfície para espacializar a umidade do solo através de um índice de umidade do solo (IUS)

derivado da temperatura de superfície e do NDVI numa região que abrangeu municípios situados entre os estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte. Os resultados mostraram que o índice de umidade do solo variou com a paisagem indicando uma relação direta com a densidade de vegetação relacionada com o NDVI e que ocorre uma degradação intensa nos municípios vizinhos ao núcleo, resultando no aumento da área da região de desertificação do Seridó.

SÁ *et al.* (2012) avaliaram a relação entre a evapotranspiração obtida pelo algoritmo METRIC mediante a contabilização do fluxo do calor latente (LE) e o NDVI obtido de imagens do satélite LANDSAT5-TM. Os autores concluíram que a variabilidade encontrada na evapotranspiração apoia-se na relação com o tipo de uso da terra, condições climáticas e fisiologia da planta, o que pode ser comprovado pelos resultados do NDVI. Quando a evapotranspiração se elevou, observou-se um aumento do NDVI, indicando cobertura vegetal mais elevada, assim como, em regiões de solo exposto, obtiveram-se valores mais baixos de NDVI.

BATISTA *et al.* (1997) utilizaram os dados de NDVI do AVHRR/NOAA para avaliar a descarga dos rios e precipitação total anual na Amazônia e consideraram apropriado o uso desses dados, com grande potencial para monitorar a vegetação, mesmo em ecossistemas muito úmidos como o da região amazônica.

Mais recentemente, LUCENA *et al.* (2012) empregaram o índice NDVI para melhor identificar e avaliar a formação e a presença de ilhas de calor na região metropolitana do Rio de Janeiro ao longo das últimas quatro décadas mediante o emprego de imagens Landsat.

2.4.3 Fontes de Interferências nos Dados Provenientes do AVHRR

Alguns estudos com os dados GVI mostraram grande interferência nos dados e resultados confusos (GUTMAN, 1991; GOWARD *et al.*, 1993). Percebeu-se que as limitações dos dados eram provenientes das influências atmosféricas e diferenças de substrato.

Os efeitos atmosféricos podem, ocasionalmente, interferir, impedir ou induzir a captação da resposta da vegetação. Esses efeitos são também um problema em estudos multitemporais, onde variações induzidas pela atmosfera nas detecções da copa tornam-se maiores do que o desenvolvimento real da vegetação (HUETE, 1988).

GOWARD *et al.* (1993) afirmam que são possíveis erros da ordem de 50% nos produtos do AVHRR. Essas inconsistências ou ruídos foram, assim, atribuídos a fontes de erros como: absorção atmosférica, espalhamento por moléculas de gás e aerossóis, cobertura ou detecção de influência de nuvens, efeitos de geometria de visada, condições de iluminação, erros de navegação, flutuações na órbita, calibração e degradação do sensor (LOS *et al.*, 1994; KOGAN, 1995a,b), largura da faixa do infravermelho próximo, sobrepondo a região do vermelho, sensível à absorção da clorofila, incluindo ainda bandas atmosféricas de vapor da água (HUETE *et al.*, 1997).

Diante das interferências no sinal captado, apresentadas pelos dados AVHRR/NOAA, muitos pesquisadores direcionaram esforços no intuito de corrigir e calibrar os dados multitemporais desse radiômetro (GOWARD *et al.* 1993; SELLERS *et al.* 1996; LOS *et al.* 2000; STÖCKLI, 2004; STÖCKLI e VIDALE, 2004).

GUTMAN (1991), por exemplo, mostrou que os dados GVI podiam ser melhorados substancialmente pela aplicação de um filtro de nuvens e correções angulares. KOGAN (1995a,b), em estudos de monitoramento de seca nos Estados Unidos, através de índices de vegetação condicionados, utilizou uma técnica acoplada de filtro de mediana e o método dos mínimos quadrados para filtrar esses dados, obtendo uma boa suavização dos ruídos.

A partir dessas pesquisas, foram produzidas algumas bases de dados com diferentes metodologias de correção com os dados do *Global Inventory Modeling and Mapping Studies* (GIMMS), utilizados no presente trabalho, denominadas FASIR (“Fourier Adjustment of Outliers in NDVI time series”) e EFAI/NDVI (“*European Fourier-Adjusted and Interpolated NDVI*”).

O GIMMS é uma base de dados de Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) (TUCKER *et al.*, 2005) disponível para um período de 25 anos englobando informações sobre a vegetação desde julho de 1981 até dezembro de 2006.

Os dados FASIR são o produto de uma série de correções dos dados do AVHRR, realizadas por SELLERS *et al.* (1994), com o objetivo de calcular parâmetros biofísicos.

Os dados EFAI-NDVI foram desenvolvidos por STÖCKLI (2004) que se baseou nos métodos de LOS *et al.* (2000) e utilizou o conjunto de dados “Pathfinder” NDVI da NOAA/NASA, sendo compostos por dados filtrados e corrigidos para o período de 1982 a 2001, com resolução temporal de 10 dias e espacial de 0,1°x0,1°.

2.4.4 Base de dados NDVI do GIMMS

Após várias pesquisas, foram disponibilizados os dados de NDVI do GIMMS os quais foram ajustados para degradação do sensor, diferenças na calibração entre satélites, geometria de visão, aerossóis vulcânicos oriundos da erupção do El Chichón no México em abril de 1982 e outras implicações não relacionadas com a mudança da vegetação. Entretanto, nenhuma correção foi aplicada para corrigir efeitos atmosféricos devido ao vapor de água, espalhamento Rayleigh ou ozônio estratosférico.

A base de dados de NDVI do GIMMS está disponível para um período de 25 anos, englobando informações sobre a vegetação desde julho de 1981 até dezembro de 2006.

O conjunto de dados consiste em composições quinzenais de NDVI e foi obtido com base no sensor AVHRR a bordo dos satélites NOAA da série 7, 9, 11, 14, 16 e 17.

As composições quinzenais (primeira e segunda quinzena) foram obtidas com base na técnica do maior valor do píxel do período da composição, cujo objetivo é minimizar os efeitos de nuvens e da atmosfera. Portanto, durante o processo de composição, diferentes imagens são combinadas para criar um único mapa de NDVI, livre de nuvens e com mínima perturbação atmosférica.

Após as composições, algumas evidências de inconsistências ainda estavam presentes nos dados, como, por exemplo, locais onde os valores do NDVI eram menores, que abrangem áreas nas regiões tropical e subtropical, em que há cobertura persistente por nuvens, áreas próximas a ZCIT (zona de convergência intertropical) devido à quantidade de vapor de água na atmosfera e áreas após erupções vulcânicas, como resultado dos aerossóis na atmosfera (LOS *et al.*, 1994).

Com o processamento, as inconsistências mais significativas nos dados foram eliminadas, e um produto melhor que o original foi disponibilizado. Mas os ruídos que permanecem após os ajustes, provenientes de degradação do sensor, composição, visada fora do nadir e propriedades refletivas do solo, introduzidos pela reamostragem dos dados, não são eliminados. Esses erros podem induzir à subestimação dos valores dos parâmetros biofísicos (LOS *et al.*, 1994).

As pesquisas com o intuito de filtrar e melhorar os dados do AVHRR para obtenção dos índices de vegetação continuaram com SELLERS *et al.* (1994), utilizando

procedimentos de ajuste e correção dos dados NDVI que resultaram no conjunto de dados FASIR.

2.5. Evapotranspiração *in situ* e por satélite

A estimativa da evapotranspiração em larga escala, que reflete as características do particionamento de energia à superfície e da umidade do solo, por dados de satélites e medições *in situ*, é uma das principais áreas de pesquisas em programas internacionais que trabalham com estimativa de fluxos de superfície tais como: experimento piloto atmosférico e hidrológico em Sahel (*Hydrological Atmospheric Pilot Experiment in the Shahe* - HAPEX – Sahel, CASELLES *et al.*, 1997), experimento de campo europeu em duas áreas com risco de desertificação (*European Field Experiments in a Desertification – Threatened Area - EFEDA*, BASTIAANSEN *et al.*, 1998b), experimento de campo Heihe (*Heihe Field Experiment - HEIFE*, BASTIAANSEN *et al.*, 1998b), primeiro experimento de campo do projeto internacional de climatologia da superfície terrestre por satélite (*First ISLSCP – International Satellite Land Surface Climatology Project – Field Experiment - FIFE*, ABARESHI e SCHUEPP, 1998) e missão mega – trópicos (*MEGHA – TROPICUES Mission*, AGUTTES *et al.*, 2000).

Vários trabalhos envolvendo a estimativa de fluxos de energia em superfície e da evapotranspiração, por meio de medidas *in situ* e de sensoriamento remoto, podem ser encontrados na literatura (DAUGHTRY *et al.*, 1990; KUSTAS e DAUGHTRY, 1990; HALL *et al.*, 1991; KUSTAS *et al.*, 1993; DIAK *et al.*, 1994; TARPLEY, 1994; ANDERSON *et al.*, 1997; CHEHBOUNI *et al.*, 1997; BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; BASTIAANSEN *et al.*, 1998b; KUSTAS e NORMAN, 1999; AGUTTES *et al.*, 2000; BASTIAANSEN, 2000; FOX *et al.*, 2000; ROERINK *et al.*, 2000; Xue *et al.* (2000); TREZZA, 2002; TASUMI, 2003; MOHAMED *et al.*, 2004; ALLEN *et al.*, 2005; FERNANDES, 2006; PAIVA *et al.*, 2011; FERNANDES *et al.*, 2012). Muitos dos algoritmos para obtenção de fluxos energéticos através de sensoriamento remoto ainda são insatisfatórios devido aos seguintes problemas: 1) algoritmos de obtenção de fluxos por sensoriamento remoto necessitam de informações da superfície que são disponíveis apenas durante experimentos de campo específicos (DIAK *et al.*, 2004); 2) utilização de relações empíricas, que dificultam o uso de tais algoritmos para diferentes categorias de

uso do solo, sendo viáveis somente se apoiados por calibrações locais (BLYTH e DOLMAN, 1995); 3) hipótese de igualdade da temperatura da fonte de calor com a temperatura radiativa da superfície, envolvida nos processos turbulentos de transporte de calor entre a superfície e a atmosfera, acarreta erros significativos na estimativa dos fluxos em superfície (BASTIAANSSEN, 1995; DIAK *et al.*, 2004).

Entre os diversos procedimentos que procuram integrar dados *in situ* e dados de satélite, destaca-se o Sebal (*Surface Energy Balance for Land*). O Sebal é um dos mais destacados algoritmos para estudos de fluxo de calor na superfície e vem sendo utilizado por vários pesquisadores (BASTIAANSSEN, 1998; BASTIAANSSEN *et al.*, 1998a, 1998b; BASTIAANSSEN, 2000; PAIVA, 2005; NICÁCIO, 2008; PAIVA *et al.*, 2011, RUHOFF, 2011, BARROS, 2012, entre outros). O Sebal é um algoritmo desenvolvido por BASTIAANSSEN (1995), que utiliza imagens de satélites e relativamente poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, que podem ser obtidas em estações meteorológicas. O autor propõe o emprego de relações e suposições empíricas que se relacionam às questões de estimativas do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor. Nessas parametrizações, incluem-se também informações de índices de vegetação, como o NDVI, empregado nesta dissertação.

Na presente pesquisa, optou-se por explorar relações simplificadas no que concerne à temática da estimativa da evapotranspiração na escala da bacia adotando-se o método do Balanço Hídrico Sazonal (BHS). O trabalho de DIAS e KAN (1999) afirma que as estimativas de sazonalidade da evapotranspiração produzidas pelo método do balanço hídrico sazonal são compatíveis, através da seleção de períodos de balanço hídrico suficientemente curtos, com os cálculos da radiação líquida mensal, da evapotranspiração potencial pelos métodos de Penman e Priestley-Taylor, da diferença entre precipitação e vazão e do déficit de vapor de água. Os autores concluem o estudo com a apresentação de resultados para duas sub-bacias, rio das Cinzas e rio Jangada, afluentes do rio Paraná, demonstrando que a aplicação da metodologia BHS em modelos hidrometeorológicos de evapotranspiração mensal preserva massa, com uma diferença total acumulada não superior a 0,25 mm/dia e erros médios quadráticos da ordem de 0,7 mm/dia.

Por um lado, adotou-se o balanço hídrico com suporte apenas em dados de chuva e vazão, que, em geral, são as informações disponíveis em bacias hidrográficas brasileiras. Por outro lado, explorou-se uma base acessível de dados de satélite que permitisse o acompanhamento temporal de índices de vegetação. A partir dessa visão integrada do balanço hídrico e dos dados de satélite, viabilizada pelo emprego dos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, examina-se a potencial aplicação dessa concepção metodológica em estudos de regionalização hidrológica, conforme detalhada no próximo capítulo.

3. METODOLOGIA

3.1. Introdução

A metodologia de trabalho proposta trata de atender ao objetivo principal desta dissertação: avaliar o potencial de regionalização hidrológica do modelo chuva-vazão SMAP usando o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) na bacia do rio Preto localizada na divisa dos estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais.

Ao longo do desenvolvimento do estudo, foi necessário um trabalho de levantamento e consistência das informações hidrometeorológicas principais da região, incluindo as precipitações, as vazões diárias e a evapotranspiração potencial mensal, sendo esta estimada de duas maneiras: através do método do balanço hídrico sazonal e através de uma nova metodologia proposta que correlaciona os dados hidrometeorológicos e os dados do NDVI.

Além disso, foi demandado o levantamento dos dados de sensoriamento remoto, envolvendo o emprego de 1200 imagens NDVI, sendo 600 para cada sub-bacia estudada, para determinação da evolução temporal da biomassa como indicadora de variáveis hidrometeorológicas (precipitação e evapotranspiração) em estudos de regionalização de vazões.

Com base nessas informações foi possível proceder ao ajuste do modelo SMAPII e contrastar os resultados obtidos para o estudo de regionalização. A seguir, está apresentado o fluxograma das principais passos para aplicação da nova metodologia de regionalização hidrológica através do modelo SMAPII utilizando dados NDVI (Figura 3.1).

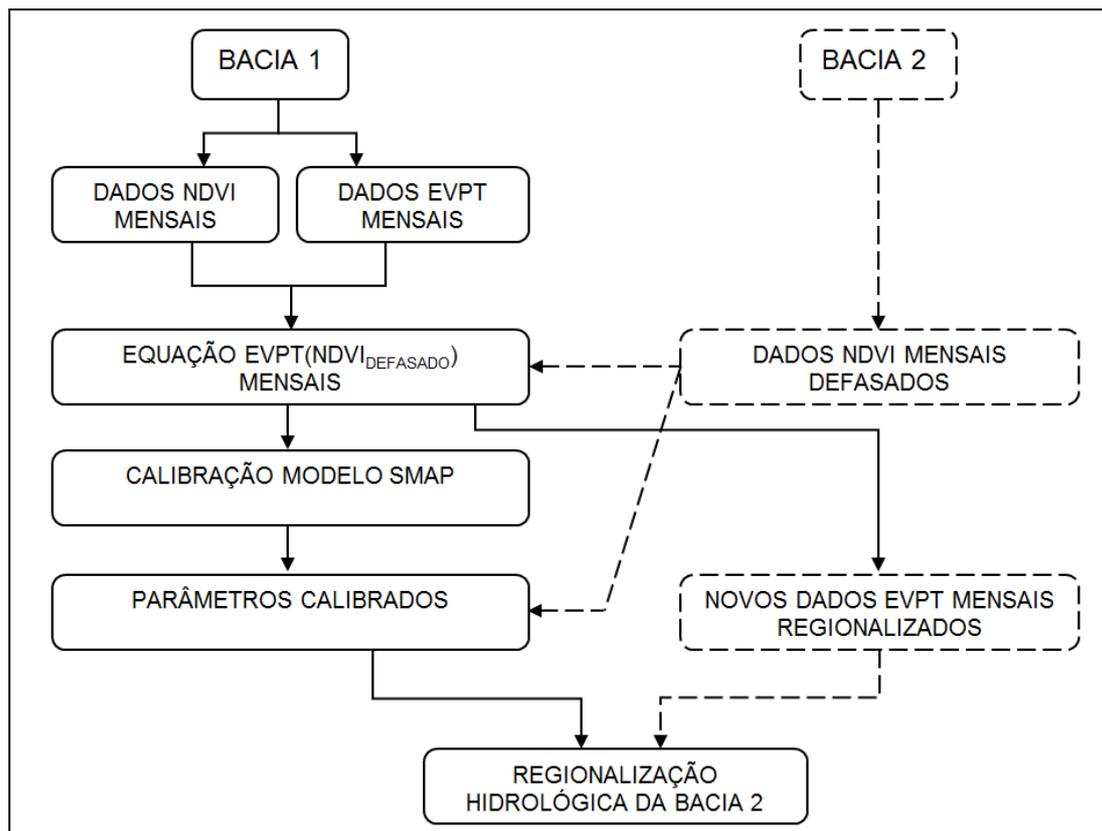


Figura 3.1 - Fluxograma da metodologia de regionalização hidrológica através do uso de dados NDVI

Para a análise realizada nesta dissertação, adotou-se o modelo SMAPII na versão diária. Os seguintes passos serão observados:

- 1) caracterização fisiográfica e do solo da região, compreendendo um cuidadoso levantamento cartográfico e de estudos já realizados na região, de forma a obter informações sobre a vegetação, a cobertura de uso do solo e o panorama atual dos recursos hídricos da bacia;
- 2) pesquisa dos históricos de dados hidrológicos existentes, de forma a avaliar a existência de informações em quantidade e qualidade suficiente que permitissem efetuar uma adequada caracterização hidrológica da região;
- 3) seleção criteriosa das estações fluviométricas e pluviométricas com séries de chuva e vazão confiáveis, contínuas e extensas o suficiente para fundamentar o estudo com os modelos hidrológicos, nas fases de calibração e validação;
- 4) georreferenciamento dos postos fluviométricos e pluviométrico selecionados, de forma a avaliar a distribuição espacial da informação disponível e gerar uma série

- única e representativa para toda a bacia, uma vez que o modelo hidrológico utilizado é do tipo concentrado;
- 5) geração do modelo digital do terreno, a partir do qual serão delimitadas as sub-bacias contidas na bacia do rio Preto, definidas pelos postos fluviométricos selecionados, além do cálculo dos talwegues e de outras características topográficas das sub-bacias;
 - 6) análise de consistência dos dados pluviométricos, aplicando-se as técnicas tradicionalmente empregadas em hidrologia para verificar inconsistências dos totais de precipitação (curvas de dupla massa);
 - 7) análise da estacionariedade dos dados de chuva e vazão através dos testes de hipótese paramétrico *t* de *Student* e não paramétrico de Wilcoxon além do teste de estacionariedade regional;
 - 8) geração das séries de chuvas através do método de Thiessen para as sub-bacias delimitadas pelos postos fluviométricos de Ponte do Souza e Manuel Duarte;
 - 9) geração das séries de evapotranspiração segundo a metodologia do balanço hídrico sazonal (Método do BHS) para cada sub-bacia;
 - 10) cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) mensal de cada sub-bacia para todo o período de dados disponíveis, que vai do ano 1982 ao ano de 2006, através das imagens “Pathfinder” NDVI, provenientes do AVHRR/NOAA;
 - 11) obtenção de nova série de evapotranspiração potencial mensal de cada sub-bacia através de regressão linear dos dados obtidos pelo método do balanço hídrico sazonal e dos dados NDVI mensais para o mesmo período de simulação hidrológica;
 - 12) calibração automática do modelo SMAPII utilizando 5 anos do registro de dados selecionados, de agosto de 1996 a julho de 2001, e série de evapotranspiração obtida pelo método do BHS para cada sub-bacia;
 - 13) calibração automática do modelo SMAPII com 5 anos de dados, de agosto de 1996 a julho de 2001, para cada sub-bacia, utilizando os novos dados de evapotranspiração potencial mensal obtidos a partir da metodologia citada no item 11;
 - 14) simulações, no período de validação agosto de 2001 a julho de 2006, com o modelo SMAPII, utilizando a série de evapotranspiração obtida pelo método do BHS para as sub bacias de estudo, avaliando a calibração efetuada;

- 15) simulações, no período de validação de agosto de 2001 a julho de 2006, do modelo SMAPII para cada sub-bacia utilizando os novos dados de evapotranspiração potencial mensal obtidos a partir da metodologia citada no item 11;
- 16) regionalização através da aplicação tanto dos parâmetros obtidos na calibração feita com dados de evapotranspiração do BHS como da série de evapotranspiração do BHS da sub-bacia calibrada na outra sub-bacia e vice-versa, testando a aderência da série gerada de vazões à série observada de vazões no mesmo período;
- 17) regionalização das duas sub-bacias através da nova metodologia utilizando dados NDVI, testando a aderência da série de vazões gerada à série de vazões observada no mesmo período;
- 18) comparação dos resultados da calibração com dados de evapotranspiração BHS e da calibração com dados de evapotranspiração NDVI de cada sub-bacia separadamente;
- 19) comparação dos resultados da validação com dados de evapotranspiração BHS e da validação com dados de evapotranspiração NDVI de cada sub-bacia separadamente;
- 20) comparação dos resultados da regionalização com dados de evapotranspiração BHS e da regionalização com dados de evapotranspiração NDVI de cada sub-bacia separadamente;
- 21) análise geral dos resultados alcançados e conclusões finais do estudo.

3.2. Determinação das características físicas da bacia

3.2.1 Características topográficas e modelo digital do terreno (MDT)

O processo de simulação hidrológica em uma bacia começa com o modelo digital do terreno e a definição da rede de drenagem da bacia hidrográfica. O mapeamento da rede de drenagem está entre as tarefas mais trabalhosas para a interpretação das formas da superfície do terreno. Atualmente, existem códigos computacionais que facilitam esse processo, como o ARCGIS, utilizado neste trabalho.

No processo de delimitação automática de bacias hidrográficas em sistemas de informações geográficas (SIGs), são utilizadas informações de relevo, que podem ser representadas por uma estrutura numérica de dados, correspondente à distribuição espacial da altitude e da superfície do terreno, denominada modelo numérico de terreno (MNT), que pode ser obtido por meio da interpolação de curvas de nível extraídas de

uma carta topográfica ou através de imagens de sensores remotos (ALVES SOBRINHO *et al.*, 2010).

Com o advento de sensores orbitais, modelos de elevação puderam ser extraídos através da interferometria. Este processo é o modo de operação de alguns sensores imageadores de micro-ondas SRTM - *Shuttle Radar Topographic Mission*, ou da estereoscopia, através de sensores ópticos que adquirem imagens com retrovisada, como o utilizado no presente documento, ASTER/Terra - *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (FUCKNER *et al.*, 2009).

O MDT ASTER é produto de imagens estereoscópicas obtidas na faixa do infravermelho próximo. Possui uma resolução de 1 arco segundo (aproximadamente 30 m), e seus dados de elevação foram disponibilizados em junho de 2009, pela *National Aeronautics and Space Administration* – NASA, estando atualmente em sua primeira versão. O ASTER é um sensor multiespectral lançado a bordo do satélite Terra, apresentando captura de dados de média resolução espacial e capacidade de visualização estereoscópica para a criação de MDT. Sua distribuição gratuita iniciou-se em Junho de 2009, sugerindo possibilidades de especializações de redes de drenagem com maior qualidade, devido à melhor resolução espacial em relação aos dados SRTM (ANDRADES FILHO, 2009).

A primeira etapa para obtenção do modelo digital do terreno foi localizar os postos fluviométricos de Manuel Duarte e de Ponte do Souza que definiram as sub-bacias do estudo. De posse da localização dos postos selecionou-se a imagem ASTGTM_S23W045_dem.tif do site <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>, que contemplava a área da bacia, e obteve-se o modelo digital do terreno. Com o MDT, delimitou-se a bacia do rio Preto e as sub-bacias e suas redes de drenagem, através de algoritmos de análise de fluxo acumulado presentes no código computacional ARCGIS. Esses algoritmos utilizam o mapa de direcionamento das células que compõem o MDT e, assim, traçam os talwegues que recebem determinados números de células.

3.2.2 Mapeamento da Cobertura do Solo

Para a caracterização do uso e cobertura do solo, foi consultado o documento do plano de recursos hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul, 2002 além de terem sido

feitas visitas de campo em fevereiro de 2011. O mapa de uso e cobertura do solo encontra-se no Capítulo 4 deste trabalho.

3.2.3 Tempo de concentração

De posse do MDT, é possível o estudo da rede de drenagem e a determinação do maior talvegue e seu perfil. A partir desse perfil, calcula-se o tempo de concentração, que, neste trabalho, foi calculado de acordo com o método de Kirpich (apud TUCCI, 2004), como mostrado na Equação 3.1:

$$tc = 0,39 * \left(\frac{L^2}{S} \right)^{0,385} \quad (3.1)$$

onde:

tc- tempo de concentração em horas;

L - comprimento do talvegue, em quilômetros;

S - declividade média do talvegue, em metro/metro.

A declividade média foi calculada levando-se em conta a média das declividades, ponderada pelo tamanho dos trechos.

O tempo de concentração da bacia do rio Preto calculado foi de aproximadamente 39 horas. Como os dados disponíveis no posto fluviométrico são diários, conclui-se que os dados disponíveis podem ser representativos no estudo de cheias da região. A mesma metodologia foi aplicada às sub-bacias adotadas.

3.2.4 Séries de Precipitação

O método de Thiessen é relativamente simples e atende ao objetivo de cálculo das precipitações médias, opinião compartilhada por VIANA (1986), que o apresenta em seu estudo do comportamento hidrológico das pequenas bacias do Nordeste, e DIAS e KAN (1999), com aplicações em bacias do Paraná. Segundo o método, a precipitação média é calculada pela ponderação entre as precipitações registradas nos postos disponíveis. O fator de ponderação é a área de influência do posto, calculada através do traçado de polígonos, cujos limites se encontram no ponto de distância média entre postos adjacentes.

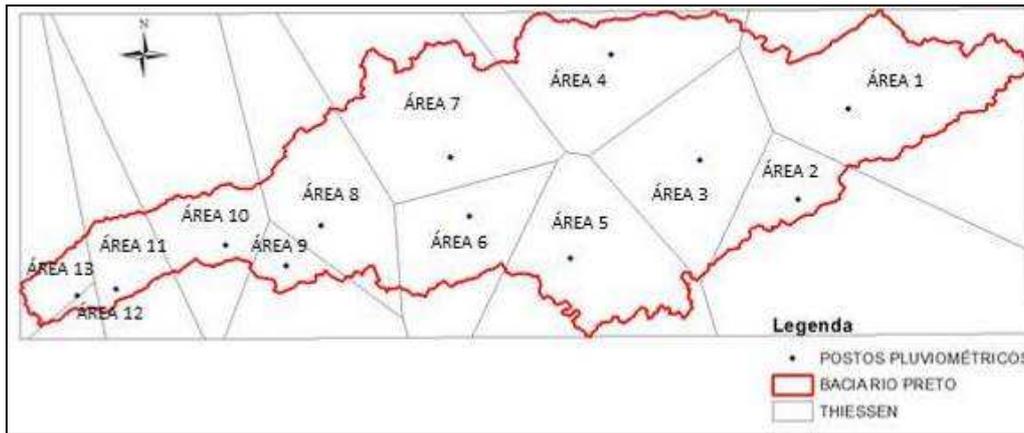


Figura 3.2 - Polígonos de Thiessen – Áreas de influência dos postos

Dessa forma, o método de Thiessen, para o cálculo da precipitação média sobre uma bacia, resume-se à equação:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \cdot A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (3.2)$$

3.2.5 Análise de dados pluviométricos e fluviométricos e verificação da homogeneidade dos dados

Os dados hidrológicos contêm erros aleatórios, sistemáticos e/ou grosseiros. Os primeiros são inerentes aos atos de medir e observar, trazendo consigo as imprecisões das leituras e medições ou, em outras palavras, as flutuações em torno de seus verdadeiros valores. Por exemplo, se, em um único dia, forem realizadas 10 medições de descarga líquida em uma seção fluvial, em meio a uma estiagem prolongada com descarga quase constante, empregando o mesmo molinete e o mesmo hidrometrista, teríamos 10 resultados próximos e diferentes, os quais estariam flutuando em torno do verdadeiro valor da descarga líquida naquele local. Os erros sistemáticos, por sua vez, são aqueles que produzem um viés, para cima ou para baixo, nos resultados das observações e podem ter origem em mudanças na técnica de medição empregada, em calibrações incorretas de aparelhos de medição ou nos processos de coleta, transmissão e processamento dos dados. A mudança da posição de um pluviômetro, por exemplo, pode, em decorrência da ação do vento, provocar a ocorrência de erros sistemáticos nas observações das alturas de precipitação em um dado local. Do mesmo modo, a

extrapolação errônea de uma curva-chave pode resultar em descargas exageradamente altas ou exageradamente baixas. Os erros grosseiros provêm de falhas humanas e resultam da falta de cuidado na execução de uma medição ou observação de uma variável hidrológica. Leituras linimétricas incorretas ou ilegíveis são exemplos de erros grosseiros.

De forma a contornar tal situação, avalia-se o grau de homogeneidade dos dados disponíveis no posto em análise com relação às observações registradas em postos vizinhos, configurando o método usualmente denominado de dupla massa. O método da dupla massa, desenvolvido originalmente pelo U.S. Geological Survey, é uma prática comum adotada no Brasil, sendo válido para séries mensais ou anuais.

O método consiste em selecionar os postos de uma região, acumular, para cada um deles, os valores anuais e plotar, conjuntamente, num gráfico cartesiano, os valores acumulados correspondentes ao posto a consistir (na ordenada) e a média acumulada dos outros postos de apoio adotados como base de comparação (na abscissa). Se os valores do posto a consistir são diretamente proporcionais aos observados na base de comparação, os pontos devem alinhar-se segundo uma única reta. A declividade da reta determina o fator de proporcionalidade entre ambas as séries. Por outro lado, também é possível que os postos não se alinhem segundo uma única reta. Mudanças permanentes na declividade da linha de tendência ou mesmo a observação de uma nova linha de tendência, paralela ou não à anterior, indicam problemas no registro de um dos postos, como mudança de localização do pluviômetro, por exemplo.

Mesmo que a análise dos totais mensais e anuais tenha fornecido bons resultados, é importante realizar análises de consistências complementares entre os dados diários de precipitação através da visualização gráfica do comportamento dos registros em postos próximos. Por exemplo, um posto situado em região central e que esteja cercado por vários outros postos não pode apresentar valores muito abaixo destes no caso de um evento de grande porte registrado em todos os demais postos. Quanto ao preenchimento de falhas a nível diário em postos pluviométricos, este deve ser realizado de forma bastante criteriosa. Deve-se evitar o preenchimento de falhas em regiões de baixa densidade de pluviômetros, principalmente quando o posto está localizado em região de maiores índices de precipitação, sob pena de afetar significativamente o resultado médio na bacia.

No tocante à determinação da precipitação média representativa sobre a bacia, LINSLEY, KOHLER E PAULHUS (1949) afirmam que, em áreas montanhosas, onde as feições topográficas criam um padrão típico de precipitação sobre a área, dados determinados por médias das estações ou polígonos de Thiessen podem ser considerados tão somente como um indicador da precipitação média da bacia. Nesse caso, a precipitação para o período completo de registro a ser analisado deve ser baseada na mesma rede de estações. Se isso não puder ser efetivado, os dados de períodos anteriores devem ser ajustados de forma a torná-los comparáveis com aqueles que iniciaram a coleta para a rede atual.

Em relação aos dados de vazão, deve-se analisar a consistência das informações através da comparação entre os hidrogramas de cada posto com os postos existentes à montante e à jusante, analisando as vazões incrementais. As vazões incrementais negativas, ou seja, quando a vazão de um determinado posto é inferior à do posto de montante, apesar do incremento na área de drenagem, devem ser objetos de atenção.

Também deve ser analisado o comportamento das vazões dos postos em relação a eventos extremos de cheias e estiagens. Picos de vazão superestimados em um determinado posto, se comparados a de postos nas proximidades, podem indicar falhas na região de extrapolação da curva-chave para altas vazões. Da mesma forma, vazões de estiagem, formadas, em sua essência, pelo escoamento de base, podem ser conferidas entre postos fluviométricos próximos.

Para o presente estudo, decidiu-se testar a validade dos dados de todos os postos pluviométricos da bacia do rio Preto, que serve de estudo de caso, e os dois postos fluviométricos de Manuel Duarte e Ponte do Souza. Portanto, a Figura 3.3, com base na Tabela 3.1, exhibe como exemplo a curva duplo-acumulativa dos dados consistidos das estações pluviométricas, mostrando que a curva obtida quase não apresenta mudança na declividade, o que indica inexistência de anormalidades nas séries históricas.

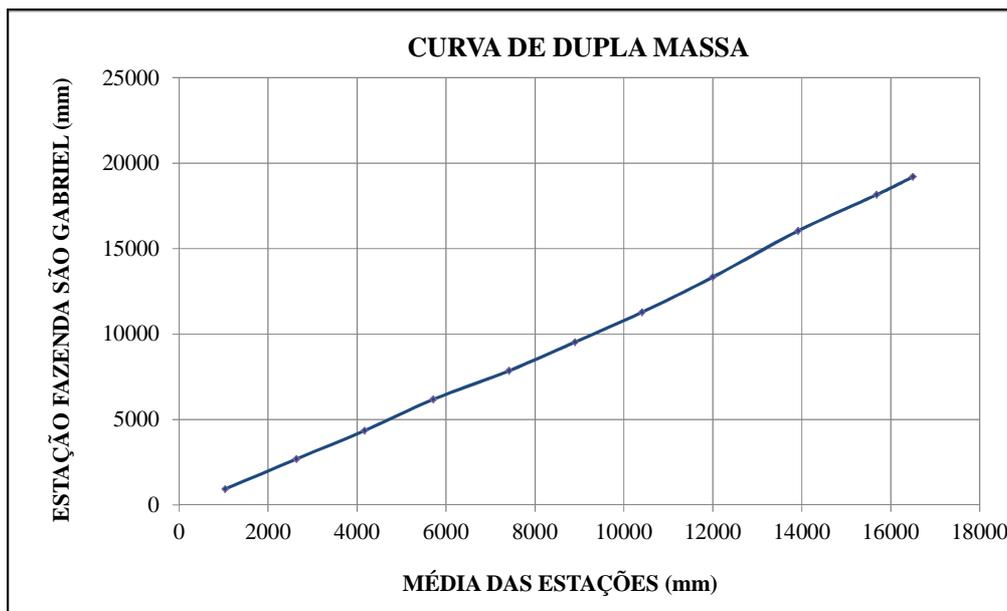


Figura 3.3 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto Fazenda São Gabriel

Tabela 1.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada Fazenda São Gabriel

ANO	ALTURA DE CHUVA (mm)			
	ESTAÇÃO EM ANÁLISE		ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA	
	FAZENDA SÃO GABRIEL (2243202)	ACUMULADO FAZENDA SÃO GABRIEL	MÉDIA DAS ESTAÇÕES	ACUMULADO DAS ESTAÇÕES
1996	934	934	1035	1035
1997	1760	2694	1604	2639
1998	1661	4356	1531	4170
1999	1826	6182	1546	5717
2000	1671	7853	1701	7417
2001	1681	9534	1487	8904
2002	1744	11278	1503	10407
2003	2062	13339	1593	12000
2004	2704	16043	1918	13919
2005	2117	18160	1767	15685
2006	1047	19207	815	16501

3.2.6 Análise da estacionariedade dos dados de chuva e vazão e estacionariedade regional

Uma das premissas para a aplicação do modelo de simulação hidrológica chuva-vazão SMAP é de que a bacia é estacionária. Para isso, diversos testes estatísticos paramétricos e não-paramétricos podem ser aplicados às série de dados de chuva e de vazão.

Um teste estatístico é um procedimento onde se estabelece uma hipótese sobre os valores dos parâmetros populacionais da distribuição de uma variável aleatória (hipótese nula), determina-se, a partir da amostra, o valor de uma estatística (estatística de teste), define-se uma região de rejeição da hipótese nula e se aceita-se ou rejeita-se a hipótese nula ao comparar o valor da estatística de teste com a região de rejeição.

Dois tipos de erros são possíveis de ocorrer ao aplicar um teste estatístico: (1) rejeitar a hipótese nula embora seja verdadeira, erro tipo I, cuja probabilidade é a significância do teste denotado por α e que pode ser escolhido ao se definir a região de rejeição e (2) aceitar a hipótese nula embora seja falsa, erro tipo II, cuja probabilidade β é uma propriedade do teste. O seu complemento $1 - \beta$ é chamado “poder do teste”. Geralmente, fixa-se α bastante pequeno da ordem de 5% ou 1%, de modo que a hipótese nula é a hipótese preferencial do usuário (na dúvida, aceita-se a hipótese nula).

Os testes paramétricos assumem que a distribuição de probabilidade da população da qual retiramos os dados seja conhecida e que somente os valores de certos parâmetros, tais como a média e o desvio padrão, sejam desconhecidos. Se os dados não satisfazem as suposições assumidas pelas técnicas tradicionais, métodos não paramétricos de inferência estatística devem ser usados. As técnicas não paramétricas assumem pouca ou nenhuma hipótese sobre a distribuição de probabilidade da população da qual se tiram os dados.

Os estudos desenvolvidos visando à análise de estacionariedade das séries de vazões e precipitações foram baseados essencialmente nessas análises estatísticas. Foram aplicados os testes paramétrico t-Student e não-paramétrico de Wilcoxon aos dados fluviométricos e pluviométricos.

Além da avaliação da estacionariedade das séries pluviométricas e fluviométricas, foi feita uma avaliação da estacionariedade regional da bacia. Sob a hipótese nula de que toda a bacia é estacionária e assumindo-se a independência entre as séries dos diversos postos pluviométricos e fluviométricos, o número de séries rejeitadas em um teste a um nível de significância α é uma variável aleatória com distribuição de probabilidade binomial de média $np\alpha$, onde np é o número total de postos. A probabilidade de que muitos postos sejam rejeitados nos testes cresce à medida que alguma sub-região da bacia, ou toda ela, sofra efeitos não estacionários significativos.

Cabe ressaltar que o teste de estacionariedade regional foi aplicado separadamente para os dados de chuva e de vazão.

3.3. Estimativa de evapotranspiração pelo método do balanço hídrico sazonal (BHS)

O método do balanço hídrico sazonal (BHS) foi desenvolvido por DIAS e KAN (1999) para estimar a evapotranspiração de uma bacia hidrográfica que atendessem, por princípio, a conservação de massa. O BHS é válido, em princípio, para bacias hidrográficas de pequeno e médio porte, onde as características físicas, geomorfológicas e de cobertura vegetal sejam relativamente homogêneas. Além disso, a bacia hidrográfica não deverá apresentar falha geológica que permita a fuga de água para o lençol subterrâneo. Caso contrário, as estimativas de evapotranspiração através desse método não serão realistas, ficando superestimadas. Adicionalmente, destaca-se que o método é válido para horizontes de tempo inferiores a 1 ano e em escala não inferior à mensal.

O comportamento da vazão no período de recessão e o armazenamento da água no solo são essencialmente influenciados pelas características do solo, de modo que quantificar a água armazenada através de medições diretas é praticamente impossível. O ponto fundamental do método BHS está em realizar estimativas da quantidade de água armazenada na bacia através da vazão em períodos de recessão bem definidos entre 15 e 160 dias. Segundo DIAS e KAN (1999), para esse período, o erro associado ao desconhecimento do armazenamento na forma de umidade do solo é minimizado, ao passo que as mudanças no armazenamento de água subterrânea são estimadas por intermédio de um reservatório subterrâneo linear, onde a constante de tempo é obtida pela análise da recessão do hidrograma.

O balanço hídrico instantâneo de uma bacia pode ser definido pela equação:

$$\frac{dS}{dt} = P - Q - E \quad (3.3)$$

onde:

S - armazenamento total da bacia, como a água retida na superfície (poças), umidade do solo (soma da água na região não-saturada, ou seja, na região vadosa e na franja capilar) e água subterrânea (zona saturada) (mm/dia) ;

P - precipitação (mm/dia);
Q - escoamento (mm/dia); e
E - evapotranspiração (mm/dia).

Considerando um período de recessão na bacia hidrográfica, que compreende o número de dias em que se assume que a precipitação é praticamente nula ($P=0$), então:

$$\frac{dS}{dt} = -(Q + E) \leq -Q \quad (3.4)$$

Considerando-se uma relação empírica entre armazenamento e vazão, cujos parâmetros podem ser dados através da análise da recessão, tem-se, para um reservatório linear:

$$Q = \frac{S}{T} \quad (3.5)$$

onde T é uma constante temporal da recessão. Integrando a inequação diferencial (3.4) mostrada anteriormente, tem-se:

$$Q(t + \Delta t) < Q(t)e^{-\Delta t/T} \quad (3.6)$$

Dessa forma, T pode ser determinado através da envoltória linear superior da plotagem de $Q(t)$ versus $Q(t+\Delta t)$.

A Figura 3.4 ilustra o início e o fim do período temporal irregular de análise de recessão, contendo os armazenamentos no primeiro dia (S_i , em mm) e no último dia (S_f , em mm). O final de uma recessão é sempre o início da seguinte, de acordo com os seguintes critérios:

- para $\Delta t < 15$ dias, se a vazão do último dia de recessão Q_f for menor do que Q_f do período anterior, considera-se um único hidrograma a soma dos dois períodos, caso contrário, busca-se o próximo Q_f ;
- aceita-se $15 \text{ dias} < \Delta t < 60 \text{ dias}$, desde que $Q_f \leq 1,0 \text{ mm/dia}$;
- somente nos casos em que $\Delta t > 60 \text{ dias}$, admite-se $Q_f \leq 2,0 \text{ mm/dia}$;

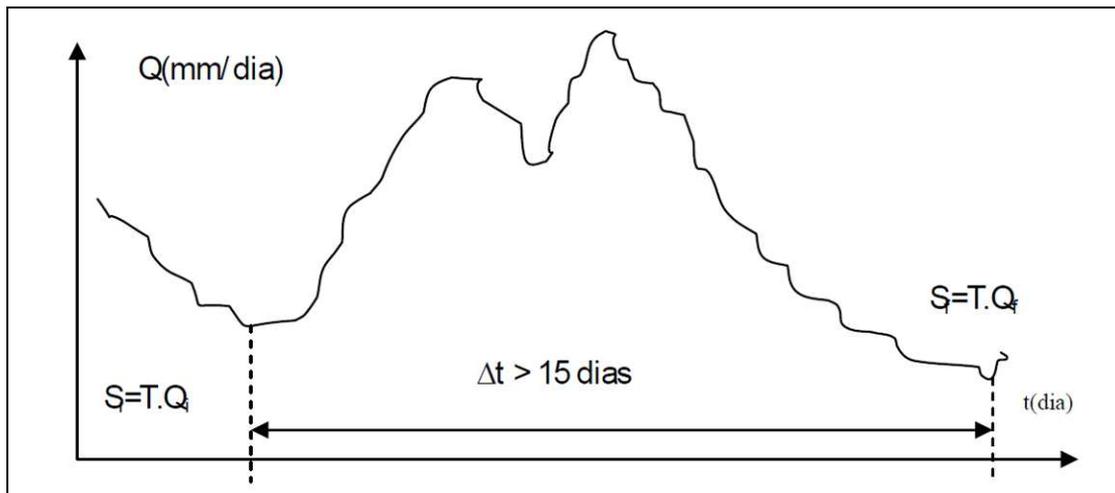


Figura 3.4 - Determinação do início e do fim do período de análise de recesso.
 Fonte: DIAS e KAN (1999)

Usando-se Q_i e Q_f e a constante T calculada, determina-se S_i e S_f , que, aplicados à equação principal de balanço hídrico através das médias, fornece o valor da evapotranspiração E .

Tendo em vista que a aplicação do método fornece uma seqüência de valores de E em períodos de tempo irregulares, e que os estudos hidrológicos exigem como unidade básica temporal o mês, pode-se determinar a evapotranspiração mensal através da ponderação de cada valor de E em relação ao número de dias do mês no qual é válido.

3.4. Descrição dos fundamentos teóricos do modelo SMAP

Neste item o modelo SMAPII, a ser utilizado no presente trabalho, é apresentado com maiores detalhes, iniciando-se pela descrição do funcionamento dos três reservatórios conceituais lineares, de acordo com a concepção original de LOPES *et al.* (1981), passando pela incorporação dos algoritmos para translação da hidrógrafa de saída (DIB, 1986).

3.4.1 Os reservatórios

O modelo SMAPII possui dois conjuntos de equações matemáticas para descrever os conceitos físicos do ciclo hidrológico, um para simulações em base diária e outro para simulações em base mensal.

A nível diário, realiza o balanço da umidade do solo baseado em 3 (três) reservatórios que representam a superfície e as zonas não-saturada e saturada do solo da bacia, conforme o esquema da Figura 3.5.

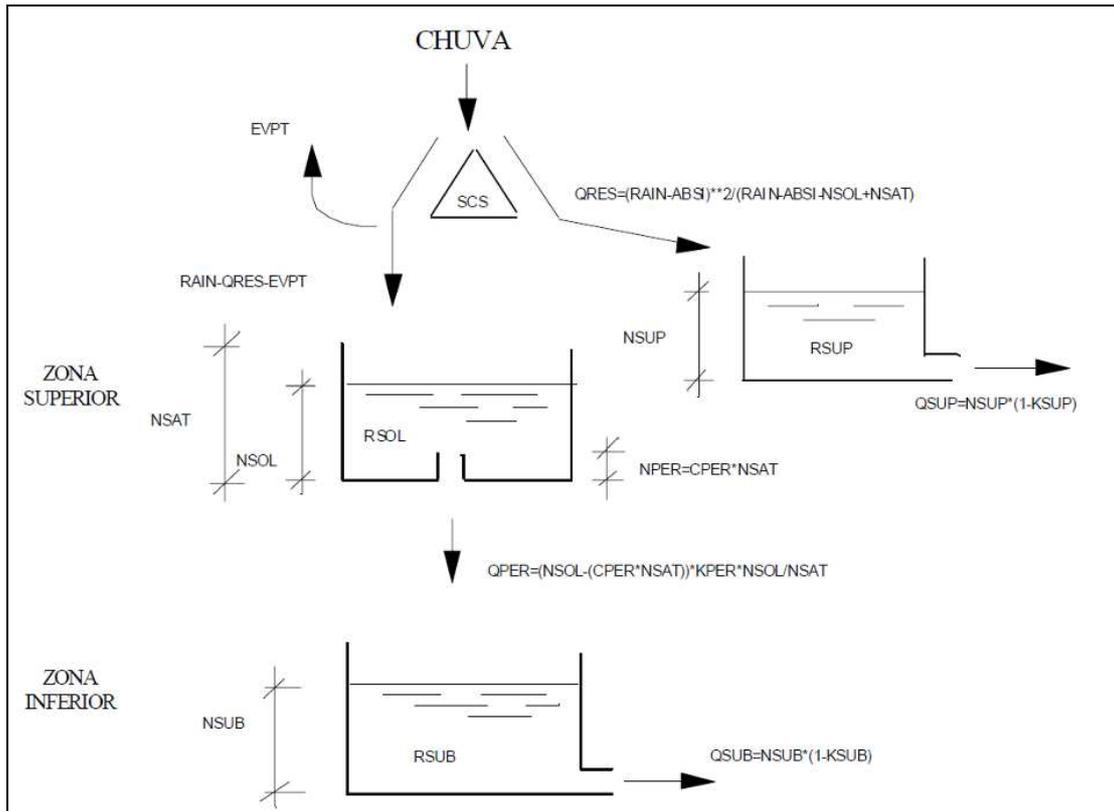


Figura 3.5 - Esquema do modelo SMAP - Fonte: ROTUNNO FILHO (1989)

A seqüência lógica do modelo inicia-se com a separação da precipitação (PREC) através da fórmula do “Soil Conservation Service - SCS”, que fornece a parcela (QRES) a ser transferida para o reservatório do escoamento superficial (RSUP), que representa o armazenamento da superfície. Assim, tem-se

$$QRES = \frac{(PREC - ABSI)^2}{(PREC - ABSI + ABSP)} \quad (3.7)$$

onde:

QRES - altura que representa o volume para o escoamento superficial (mm);

PREC - altura que representa o volume de precipitação (mm);

ABSI - abstração inicial, que são as perdas antes do escoamento superficial se iniciar, incluindo todo o volume de precipitação ocorrido antes do início do escoamento superficial (mm);

ABSP - abstração potencial, que é a quantidade máxima de água que pode ser retida no solo e na superfície (mm), definida por

$$ABSP = 25,4 \cdot \left(\left(\frac{1000}{CNUM} \right) - 10 \right) \quad (3.8)$$

onde:

CNUM - curva número do SCS (U. S. Soil Conservation Service), que está relacionada ao tipo de solo, cobertura vegetal e umidade antecedente da bacia, sendo um valor tabelado em função dessas grandezas (USDA, 1986).

Deve-se ressaltar que a definição da grandeza CNUM em um modelo contínuo implicaria o estabelecimento de uma função para relacionar os valores dessa grandeza à precipitação antecedente, tornando possível a obtenção de valores contínuos da abstração potencial (ABSP) através da Equação 3.8.

Entretanto, como um modelo contínuo faz uma atualização automática da umidade do solo a cada intervalo de tempo da simulação, os autores do modelo SMAPII sugerem calcular a abstração potencial associada ao espaço disponível no reservatório do solo através da expressão

$$ABSP = NSAT - NSOL \quad (3.9)$$

O nível de água do reservatório superficial (NSUP), resultante após o acréscimo de QRES nesse reservatório linear, é deplecionado a uma taxa constante (KSUP), fornecendo o escoamento direto (QSUP) pela expressão:

$$QSUP = NSUP \cdot (1 - KSUP) \quad (3.10)$$

onde:

QSUP - parcela da vazão superficial (mm/dia);

NSUP - nível do reservatório superficial (mm);

KSUP - constante de recessão do escoamento superficial (dia⁻¹).

A lâmina restante (PREC - QRES) sofre perda por evaporação a nível potencial (EVPT), sendo a parcela “QINF = PREC - QRES - EVPT” adicionada a um reservatório que representa a camada superior e não-saturada do solo (RSOL).

Nesse reservatório, a umidade é atualizada ao longo do tempo através de perdas por evapotranspiração remanescente a nível real (EVPR), equivalente à parcela não satisfeita da evapotranspiração potencial (EVPT) multiplicada pela taxa de umidade do reservatório (TSOL). Essa taxa é calculada dividindo-se o valor do nível do reservatório (NSOL) pelo seu nível máximo, ou seja, o nível de saturação (NSAT).

Além disso, existe a recarga para o aquífero (QPER), também denominada percolação profunda. Nessa transferência de água, é usado o conceito de capacidade de campo, que é a umidade máxima de armazenamento de água no solo compatível com sua capacidade de drenagem. Abaixo desse valor, a água fica retida no solo, enquanto, acima, ela é drenada. Na prática, é definida como a umidade ainda observada no solo após cerca de dois dias (solos leves, arenosos, não pegajosos) ou 3 dias (solos pesados, argilosos) de uma chuva ou irrigação intensa, que torna o solo úmido, mas sem encharcá-lo. Em outras palavras, se o nível do reservatório (NSOL) for maior que o nível em que se pode reter água por capilaridade do solo ($NPER = CPER * NSAT$), ocorrerá a recarga para o reservatório subterrâneo por

$$QPER = (NSOL - (CPER * NSAT)) * TSOL * KPER \quad (3.11)$$

onde:

QPER - vazão de percolação profunda (mm/dia);

NSOL - nível do reservatório do solo (mm);

CPER - coeficiente ($0 < CPER < 1$);

NSAT - nível de saturação do solo (mm);

NPER - capacidade de campo do solo ($NPER = CPER * NSAT$) (mm);

TSOL - taxa de umidade do solo ($TSOL = NSOL / NSAT$);

KPER - coeficiente de recarga do aquífero (dia^{-1}).

A parcela QPER alimentará o reservatório subterrâneo (RSUB), que se trata de outro reservatório linear do modelo. O nível de água desse reservatório (NSUB), uma vez atualizado, é deplecionado a uma taxa constante (KSUB), fornecendo a vazão de base (QSUB) da bacia por

$$QSUB = NSUB * (1 - KSUB) \quad (3.12)$$

onde:

QSUB - vazão de escoamento de base (mm/dia);

NSUB - nível do reservatório subterrâneo (mm);

KSUB - constante de recessão do escoamento subterrâneo (dia^{-1});

Finalmente, a soma dos escoamentos direto e básico fornecem a vazão no ponto de controle da bacia, pela expressão

$$QGER = (QSUP + QSUB) * \frac{AREA}{TEMP} \quad (3.13)$$

onde:

QGER - vazão gerada pelo modelo (m³/s);

AREA - área da bacia (km²);

TEMP - constante de ajuste das unidades, de valor 86,4.

A abstração inicial (ABSI), assim como a abstração potencial (ABSP), também deveria sofrer uma atualização contínua, uma vez que, além de depender da cobertura vegetal da bacia, é função do teor de umidade do solo. Contudo, sendo o valor absoluto de ABSI pequeno quando comparado aos valores de ABSP, além de ser complexo tornar essa grandeza variável, LOPES *et al.* (1981) sugerem a adoção de um valor constante para a mesma.

Logo, o conjunto de parâmetros do modelo para simulações a nível diário será composto pelas grandezas KSUP, KSUB, KPER, ABSI, CPER, NSAT.

Para inicializar a operação do modelo, é usual considerar nulo o nível inicial do reservatório superficial (DI BELLO, 2005), admitindo-se que a simulação iniciar-se-á após um período de fim de estiagem, determinando-se os níveis dos reservatórios do solo e subterrâneo, respectivamente, por

$$NSOL = SOLI * NSAT \quad (3.14)$$

$$NSUB = SUBI * \frac{TEMP}{AREA * (1 - KSUB)} \quad (3.15)$$

Os parâmetros SOLI e SUBI, representam os estados iniciais dos reservatórios do solo e superficial, respectivamente.

Além dos parâmetros AREA e TEMP, as grandezas SUBI e SOLI possivelmente poderão ser quantificadas a priori, e, portanto, não ficarão sujeitas ao processo de calibração automática.

3.4.2 Translação da hidrógrafa de saída

Para efetuar a determinação da hidrógrafa de saída do canal principal da bacia, o modelo SMAPII II agrega o processo idealizado por Clarke em 1945 e implementado por DIB (1986), independente das simulações serem a nível diário ou mensal, onde a forma da hidrógrafa de saída é função de dois fatores:

- translação do volume de água que entra no canal; e
- armazenamento de água no canal.

Embora esses fatores ocorram simultaneamente, adota-se a premissa de considerá-los separadamente na seqüência de resolução do programa.

A translação da hidrógrafa de entrada é efetuada através do denominado histograma de retardo da bacia, ou histograma tempo-área (Figura 3.6). Esse histograma é construído dividindo-se a bacia, a partir do seu ponto de controle, através de linhas de igual tempo de percurso até este mesmo ponto, ou seja, dividindo a bacia pelas suas isócronas.

Calculando-se a área entre as isócronas, calculam-se as ordenadas do histograma em frações da área total da bacia. A expressão utilizada para determinar a vazão transladada e superposta pode ser escrita como

$$QTRL_t = \sum_{j=0}^{n-1} QGER_{t-j} * VTDH_{j+1} \quad (3.16)$$

onde:

$QTRL_t$ - vazão transladada no tempo “t” (m^3/s);

$QGER_{t-j}$ - vazão gerada de entrada, “j” intervalos de tempo antes de “t” (m^3/s);

$VTDH_{j+1}$ - ordenada “j+1” do histograma de retardo ($\sum VTDH_i=1$);

n - número total de ordenadas do histograma de retardo.

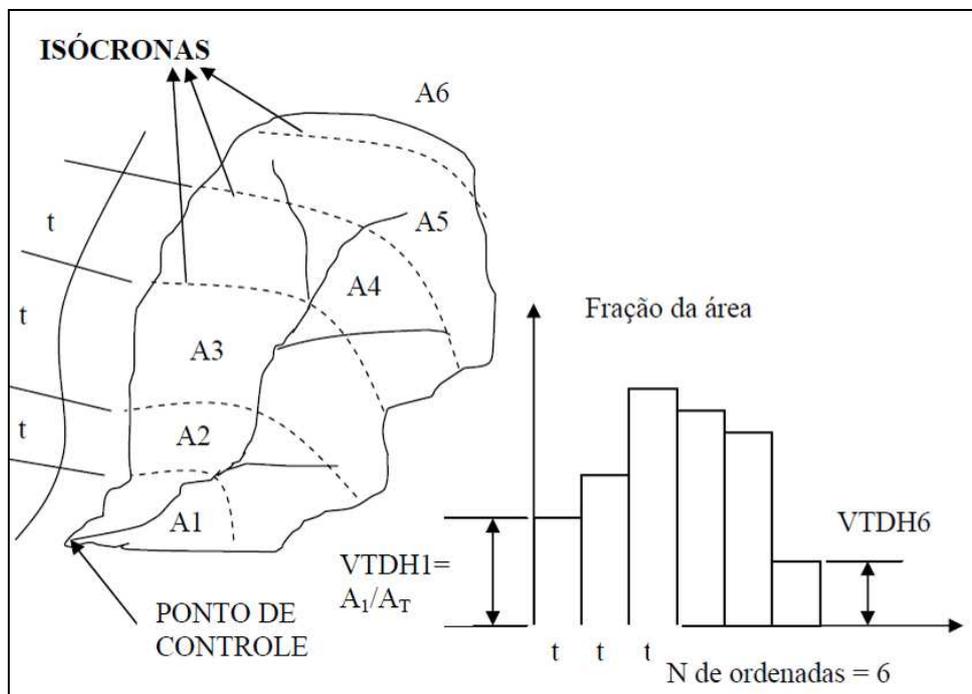


Figura 3.6 - Histograma de retardo de uma bacia

O efeito do armazenamento do canal é simulado efetuando-se a propagação das vazões transladadas através de um reservatório com armazenamento equivalente ao do canal. Teoricamente, isso significa imaginar-se um reservatório no ponto de controle da bacia com características tais que “O=KS”, onde “O” é a vazão de saída, “S” é o armazenamento e “K” a constante de armazenamento. A equação de continuidade para esse reservatório será:

$$\frac{dS}{dt} = I - O \quad (3.17)$$

$$\frac{dO}{dt} = K(I - O) \quad (3.18)$$

onde

I - vazão de entrada;

O - vazão de saída;

S – armazenamento.

Pode-se escrever a Equação 3.18 como:

$$\frac{O_2 - O_1}{t} = K \left[\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - \left(\frac{O_1 + O_2}{2} \right) \right] \quad (3.19)$$

Com os índices subscritos 1 e 2 delimitando o intervalo de tempo inicial e final da análise, ou ainda:

$$O_2 = \left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - \left(\frac{\frac{1}{K} - t/2}{\frac{1}{K} + t/2} \right) * \left[\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - O_1 \right] \quad (3.20)$$

Denominando $KARM = \left(\frac{\frac{1}{K} - t/2}{\frac{1}{K} + t/2} \right)$ e $\bar{I} = \left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right)$, pode-se finalmente

escrever:

$$O_2 = \bar{I} - KARM * (\bar{I} - O_1) \quad (3.21)$$

Adotando-se a Equação 3.21 no modelo para simular o efeito do armazenamento no canal principal da bacia, tem-se que, quando a vazão de entrada for nula, KARM transforma-se em uma constante de recessão da vazão no canal. Por outro lado, quando a vazão for tal que o rio extravase a calha com o alagamento das regiões ribeirinhas, o armazenamento aumenta mais rapidamente que a vazão, com KARM podendo variar como uma função da vazão.

Portanto, fica claro que o número de parâmetros do modelo, tanto na versão diária quanto na versão mensal, será acrescido do total de ordenadas consideradas no histograma de retardo, apenas com a restrição do somatório dos valores dessas ser idêntico a unidade, além da grandeza KARM. Essa última deve ser calibrada automaticamente, enquanto as primeiras podem, em princípio, ser determinadas.

3.4.3 Parâmetros do modelo SMAP

Para a fase de calibração do modelo, é necessária a estimativa inicial dos parâmetros, estabelecendo-se um ponto de partida do espaço do conjunto de parâmetros de forma que aproxime, tanto quanto possível, as séries de vazões observadas das geradas pelo modelo. A estimativa inicial dos parâmetros, neste trabalho, foi feita de acordo com os dados disponíveis, de modo que a estimativa de cada um tenha significado físico. Em termos matemáticos, indicaria o processo de minimização de uma função objetivo. No presente trabalho, a partir da estimativa inicial, foi adotada a função de mínimos quadrados no procedimento de otimização empregado e foi avaliado o desempenho do método de otimização de Rosenbrock (ROSENBROCK, 1960).

Com relação aos parâmetros mais sensíveis do modelo, ROTUNNO FILHO (1989) identificou KSUP e KSUB, que correspondem aos coeficientes de recessão dos reservatórios superficial e subterrâneo, respectivamente. Em uma posição intermediária, em termos de importância para os resultados do modelo, encontra-se o parâmetro ABSI, que está ligado à retenção de água na superfície do solo. Já para os parâmetros CPER e KPER, há a indicação de que esses parâmetros são os que mais facilmente podem ser substituídos ou mantidos constantes, sem maiores problemas para o resultado final da modelagem, ou seja, são parâmetros redundantes e talvez desnecessários ao modelo, adotando-se como estimativa inicial a média entre os limites superior e inferior, entre 0 e 1.

A variável ABSI, que reflete a retenção de água na superfície do solo, incluindo a parcela da precipitação ocorrida antes do escoamento inicial, foi estimada de acordo com a metodologia exposta em USDA(1986). Esse órgão desenvolveu, a partir de pesquisa em muitas pequenas bacias experimentais, uma relação empírica entre a abstração inicial (ABSI) e a retenção potencial máxima (S), uma medida da habilidade

da bacia abstrair e reter precipitação. Essa relação está mostrada nas Equações 3.22 e 3.23.

$$ABSI=0,2*S \quad (3.22)$$

$$S = \frac{25400 - 254 * CN}{CN} \quad (3.23)$$

Por outro lado, os parâmetros KSUB e KSUP, constantes de recessão dos escoamentos subterrâneo e superficial, respectivamente, puderam ser estimados com base nos estudos realizados para a aplicação do método de balanço hídrico sazonal – BHS, assim como proposto e executado por DI BELLO (2005). Através da análise das recessões do hidrograma para o cálculo da constante de tempo da recessão T na bacia estudada, obtiveram-se os valores das constantes K dos gráficos Q(t) x Q(t+Δt). Para a estimativa de KSUB inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 99% dos pontos, enquanto, para a estimativa de KSUP inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 1% dos pontos.

3.5. Índices de ajuste - comparação entre vazões observadas e simuladas

Para que seja possível comparar uma série de vazões geradas com uma série de vazões observadas, é necessário o uso de índices de ajuste ou verossimilhança. Esses índices, quando incluídos nos modelos hidrológicos, são chamados de funções objetivo, servindo para indicar o conjunto de parâmetros ótimos em um processo de calibração. Os índices, apresentados e descritos a seguir, foram usados para a comparação das saídas dos modelos hidrológicos utilizados, mesmo após a calibração, permitindo assim a avaliação de qual a melhor série de vazões geradas, segundo esses diversos critérios.

- Soma dos erros absolutos

$$Z = \sum_{i=1}^{NQ} |q_0(i) - q_s(i)| \quad (3.24)$$

onde:

Z - função objetivo;

q₀(i) - vazões observadas;

q_s(i) - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo

Essa função apenas compara cada ordenada do hidrograma gerado com o observado, sem qualquer ponderação. O índice de comparação, nesse caso, é a diferença

entre as ordenadas. Entretanto, como diferenças podem ser positivas ou negativas, uma simples soma poderia permitir diferenças positivas cancelarem as negativas. Na modelagem hidrológica, ambas as diferenças são indesejáveis, pois configuram superestimativas ou subestimativas. Para evitar esse aspecto, o índice utilizado soma o módulo das diferenças. Essa função representa implicitamente uma medida de aderência entre as magnitudes dos picos, volumes e tempos de pico das duas séries de vazão comparadas. Se o valor da função for igual a zero, a aderência é perfeita: todas as vazões calculadas igualam-se exatamente aos valores observados.

- Soma dos quadrados dos resíduos

$$Z = \sum_{i=1}^{NQ} [q_0(i) - q_s(i)]^2 \quad (3.25)$$

onde:

Z - função objetivo;

$q_0(i)$ - vazões observadas;

$q_s(i)$ - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo

Função comumente usada como função objetivo na calibração dos modelos. Ela também compara todas as ordenadas, mas usa o quadrado das diferenças como medida de aderência. Elevar ao quadrado as diferenças também resolve o problema já citado das diferenças positivas e negativas. Essa função é também uma medida de comparação das magnitudes dos picos, volumes e tempos de pico entre as duas hidrógrafas.

- Eficiência de NASH E SUTCLIFFE

$$Z = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{NQ} [q_0(i) - q_s(i)]^2}{\sum_{i=1}^{NQ} [q_0(i) - q_0(\text{média})]^2} \quad (3.26)$$

onde:

Z - função objetivo;

$q_0(i)$ - vazões observadas;

$q_s(i)$ - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo e

$q_0(\text{média})$ - média das vazões

A eficiência de Nash-Sutcliffe pode variar de $-\infty$ a 1. Uma eficiência de 1 corresponde a uma combinação perfeita dos dados gerados e observados. Uma eficiência de zero indica que as previsões do modelo são tão precisas como a média dos dados observados, enquanto que uma eficiência menor do que zero ocorre quando a média observada é um melhor indicador do que o modelo ou, em outras palavras, quando a variância residual (descrita pelo numerador da expressão), é maior do que a variância dos dados (descritas pelo denominador).

- Erro da raiz média quadrática ponderada pelo pico

$$Z = \left\{ \frac{1}{NQ} * \left[\sum_{i=1}^{NQ} (q_0(i) - q_s(i))^2 * \left(\frac{q_0(i) + q_0(\text{média})}{2 * q_0(\text{média})} \right) \right] \right\}^{1/2} \quad (3.27)$$

onde:

Z - função objetivo;

NQ - número de ordenadas calculadas;

$q_0(i)$ - vazões observadas;

$q_s(i)$ - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo e

$q_0(\text{média})$ - média das vazões

Essa função compara todas as ordenadas, elevando ao quadrado as diferenças e ponderando essas diferenças. O peso atribuído a cada ordenada é proporcional à magnitude da ordenada. Ordenadas maiores que a média das vazões observadas recebem um peso maior do que 1,00 e as vazões menores do que a média têm peso menores do que 1,00. O valor da máxima vazão observada terá o maior peso. A soma das diferenças quadráticas ponderadas é dividida pelo número das ordenadas das vazões computadas, permitindo o cálculo do erro quadrático médio. Tirando a raiz quadrada desse valor, obtém-se a raiz média quadrática do erro (RMS). Essa função é uma medida implícita da comparação dos valores dos picos, dos volumes, e dos tempos de pico das hidrógrafas.

Das equações, tem-se:

Z - função objetivo;

NQ - número de ordenadas calculadas;

$q_0(i)$ - vazões observadas;

$q_s(i)$ - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo e

$q_0(\text{média})$ - média das vazões

3.6. Regionalização hidrológica

Numa regionalização hidrológica, a homogeneidade é entendida como a semelhança na resposta hidrológica de cada região; assim, a regionalização é usada para identificar zonas que apresentem um comportamento semelhante, e respostas hidrológicas podem ser comparadas, facilitando, dessa maneira, a transferência de informações entre regiões (TUCCI, 1993). Muitas vezes, para suprir a deficiência de dados, são usadas as técnicas de regionalização hidrológica.

A definição de região hidrológica homogênea não implica a existência de uma continuidade geográfica entre elas, e regiões contínuas não expressam, necessariamente, respostas hidrológicas análogas (ANDRADE, 1999).

Neste trabalho, foram feitas regionalizações dos parâmetros das sub-bacias obtidos das simulações do modelo SMAPII no modo de calibração automática e da série de evapotranspiração para os cinco anos de validação.

Para tanto, utilizou-se, como metodologia inicial, a reprodução da série de evapotranspiração e de todos os parâmetros obtidos para uma sub-bacia na simulação da outra sub-bacia e vice versa.

A Figura 3.7 apresenta um esquema da metodologia de regionalização inicial descrita.

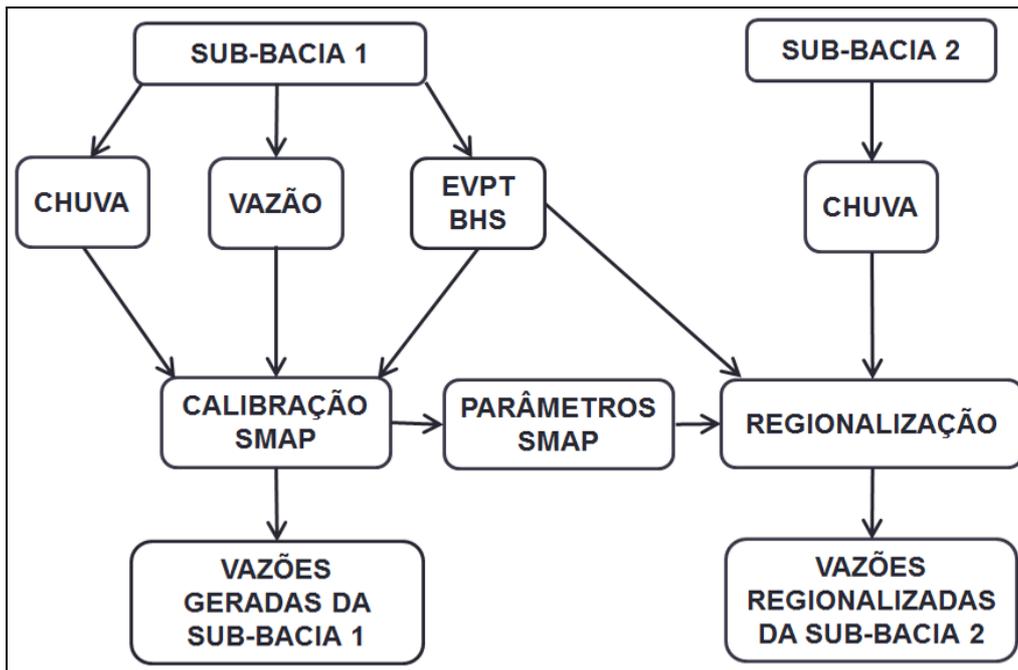


Figura 3.7 - Proposta metodológica de regionalização inicial

A seleção do período para aplicação dos parâmetros regionalizados e da série de evapotranspiração foi escolhido como o período de validação empregado nas modelagens – de agosto de 2001 a julho de 2006.

3.7. Proposta metodológica para regionalização da série de evapotranspiração através do uso do índice de vegetação NDVI

A proposta metodológica, neste trabalho, consiste em obter a série de evapotranspiração de uma bacia sem dados de vazão a partir da relação entre o comportamento da evapotranspiração calculada pelo método do BHS e o comportamento da vegetação ou biomassa que é refletido pelo índice de vegetação NDVI, obtida em outra bacia que possua dados de vazão, caso essa bacia seja semelhante à bacia estudada no que se refere ao comportamento hidrológico e ocupação e uso do solo.

3.7.1 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

Foram utilizados os dados do GIMMS de janeiro de 1982 até dezembro de 2006, sendo o período de agosto de 1996 a julho de 2006 usado no estudo da modelagem hidrológica, enquanto o período completo de dados foi empregado para avaliação das

relações entre o NDVI e as componentes hidrológicas da bacia como chuva e evapotranspiração.

As imagens NDVI, disponíveis em <ftp://ftp.glcfc.umd.edu/glcfc/GIMMS/>, estão divididas entre África, Europa, Ásia e Pacífico, América do Norte e América do Sul que inclui a América Central.

Foi feita a aquisição das imagens quinzenais do período descrito referentes à América do Sul, totalizando 600 imagens para cada sub-bacia, e, através do código computacional ARCGIS, foi feito o recorte das áreas das sub-bacias em estudo de cada imagem.

Para obtenção do NDVI médio de cada imagem para cada sub-bacia, foi calculada a média dos valores de NDVI dos píxeis pertencentes às sub-bacias e feita, então, a média entre as duas imagens de cada mês. Também foram levantados os valores máximos e mínimos de NDVI e calculado o desvio padrão das imagens.

A seguir um exemplo de imagem NDVI original e de um recorte para a bacia de Manuel Duarte.

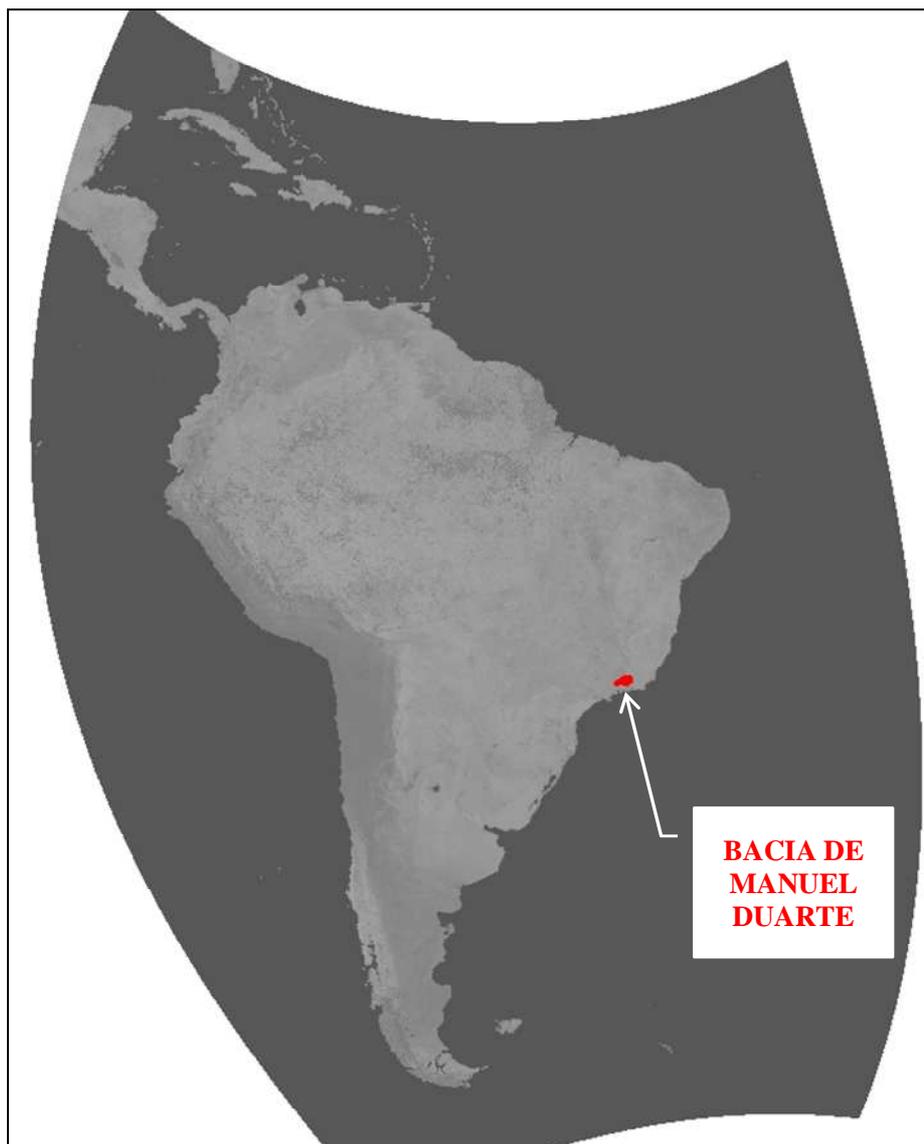


Figura 3.8 - Imagem NDVI original obtida do GIMMS – 1ªquinzena de janeiro de 2001

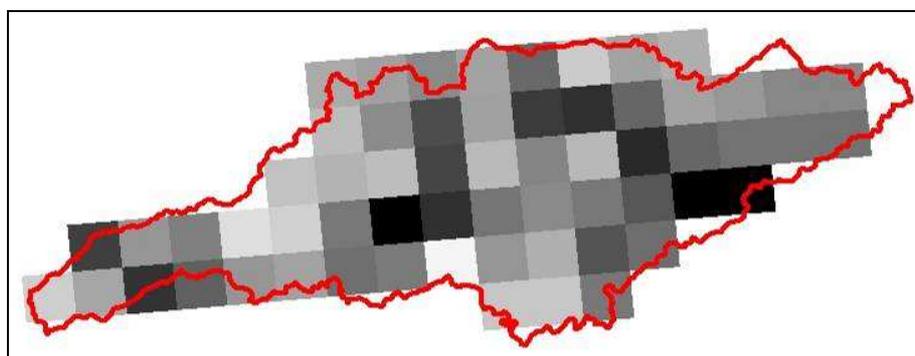


Figura 3.9 - Imagem NDVI recortada da sub-bacia de Manuel Duarte – 1ªquinzena de janeiro de 2001

3.7.2 Nova série de evapotranspiração através dos dados NDVI

Após o cálculo do NDVI médio mensal para cada sub-bacia no período de agosto de 1996 a julho de 2006, foi avaliada a relação temporal entre esses valores e os dados de evapotranspiração obtidos pelo método do BHS.

Observou-se que existe uma defasagem temporal entre a série de evapotranspiração e a série do NDVI, e que esta defasagem não é igual para as duas sub-bacias e nem para os períodos de calibração e validação adotados. Como a defasagem entre o período de calibração e o de validação foi muito próxima, foram adotadas as mesmas defasagens para os dois períodos de simulação.

A defasagem mostra que o comportamento da vegetação, refletido no NDVI, não responde imediatamente ao comportamento hidrológico da bacia, e a resposta do NDVI depende da cobertura vegetal, como comprovado pelas diferentes defasagens das sub-bacias que possuem cobertura vegetal diferenciada.

Para avaliar a defasagem, procurou-se coincidir os períodos de mínimos e máximos do NDVI com os mínimos e máximos dos dados de evapotranspiração.

Após definir a defasagem entre os dados médios mensais de cada sub-bacia, aplicou-se a mesma defasagem aos dados mensais de NDVI. Através do método de regressão linear, usando os dados de evapotranspiração mensais do BHS e os dados de NDVI defasados mensais, obteve-se uma equação linear do tipo:

$$EVPT (NDVI_{\text{defasado}}) = A * NDVI_{\text{defasado}} + B \quad (3.28)$$

Essa equação foi aplicada aos dados de NDVI defasados e obteve-se, então, uma nova série de evapotranspiração mensal para cada sub-bacia, que foi usada nas simulações do modelo chuva-vazão SMAPII como forma de avaliar a nova metodologia para obtenção da série de evapotranspiração.

Essa metodologia foi aplicada aos períodos de calibração (agosto de 1996 a julho de 2001) e validação (agosto de 2001 a julho de 2006) das duas sub-bacias em estudo, resultando em quatro equações de regressão linear.

Também foi feita a análise regressão linear usando os dados médios mensais de NDVI defasados e de evapotranspiração e feitas as simulações do modelo SMAPII. Observou-se que, apesar do coeficiente de determinação R² desta análise ter sido

superior ao da análise com dados mensais, quando a equação é aplicada aos dados de NDVI e uma nova série de evapotranspiração é obtida e aplicada na simulação do SMAPII, os resultados da simulação são menos satisfatórios do ponto de vista da resposta do modelo hidrológico. Esse fato pode ser verificado quando comparados os valores dos índices de ajuste das duas simulações, sendo a metodologia que utiliza dados de NDVI e evapotranspiração mensais adotada como nova metodologia para obtenção da série de evapotranspiração e aplicada às duas sub-bacias em estudo.

3.7.3 Regionalização hidrológica utilizando dados NDVI

Após a obtenção das equações de regressão linear com os dados mensais de NDVI defasados e evapotranspiração calculados pelo método do BHS, foram feitas as simulações do modelo SMAPII no modo de calibração automática para o período de agosto de 1996 a julho de 2001 e obtidos os parâmetros para cada sub-bacia.

Como proposta de nova metodologia de regionalização hidrológica, sugeriu-se que, em vez de reproduzir a série de evapotranspiração de uma sub-bacia na simulação da outra sub-bacia, fosse aplicada a equação de regressão linear $EVPT(NDVI_{defasado}) = A * NDVI_{defasado} + B$ de uma sub-bacia aos dados de NDVI defasados da outra sub-bacia para o mesmo período da equação. A Figura 3.10 apresenta um esquema da proposta de regionalização descrita.

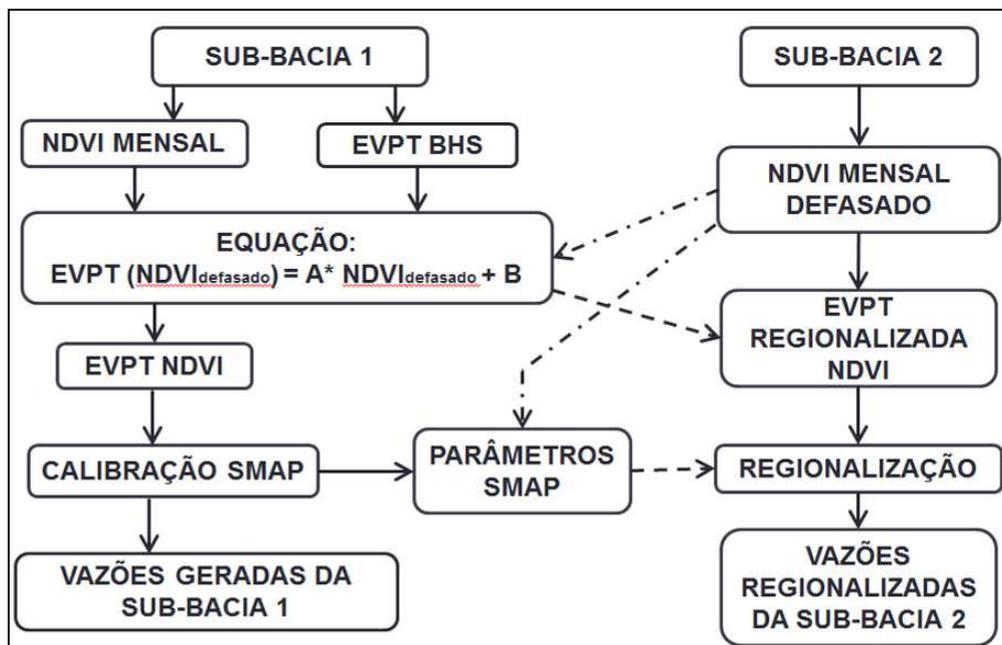


Figura 3.10 - Proposta metodológica de regionalização através de dados NDVI

Assim, em vez de simplesmente reproduzir a série de evapotranspiração de uma sub-bacia em outra, obtém-se uma série que, estima-se, agregue o comportamento hidrológico da sub-bacia aos seus dados de evapotranspiração, uma vez que se verificou uma relação temporal entre a resposta da vegetação da bacia, através dos dados NDVI, e a série de evapotranspiração.

A reprodução dos parâmetros de uma sub-bacia na simulação da outra foi feita normalmente, com exceção dos parâmetros que são calculados em função do NDVI, como o NSOL que continuou usando o NDVI da própria sub-bacia.

A seleção do período para aplicação dos parâmetros e da nova série de evapotranspiração regionalizados foi escolhido como o período de validação empregado nas modelagens— de agosto de 2001 a julho de 2006.

4. ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO PRETO RJ/MG

4.1. Considerações iniciais

A bacia de estudo de caso desta dissertação é a bacia do rio Preto, que se insere no contexto hidrológico nacional dentro da região hidrográfica Atlântico Sudeste, segundo a divisão hidrográfica nacional instituída pela resolução nº32 de 15/10/2003 do Conselho Nacional de Recursos Hídricos (CNRH).

A região hidrográfica Atlântico Sudeste é conhecida nacionalmente pelo elevado contingente populacional e pela importância econômica de sua indústria. Entretanto a bacia escolhida encontra-se numa região rural com grande parte de seu território ocupado pela agropecuária e mata primária da região mais a montante da bacia, próxima à nascente, ao lado do Parque Nacional de Itatiaia, não tendo grandes ocupações e problemas em relação à disponibilidade de água.

A seguir, estão descritas as características específicas da bacia do rio Preto.

4.2. Localização

O rio Preto nasce no município de Itatiaia (RJ), próximo ao Pico das Agulhas Negras, a cerca de 2.700 m de altitude, desenvolvendo-se na direção oeste-leste até sua foz no rio Paraibuna, nos municípios de Comendador Levy Gasparian (RJ) e de Belmiro Braga (MG), sendo afluente pela margem direita do rio Paraibuna, afluente do rio Paraíba do Sul, que deságua, por sua vez, no oceano Atlântico, no município fluminense de São João da Barra. Possui área de drenagem da ordem de 3.419 km² e extensão de cerca de 220 km, sendo divisa natural para os estados de Minas Gerais e do Rio de Janeiro, exceto nas cabeceiras, que fazem parte do município mineiro de Bocaina de Minas.

A Figura 4.1 mostra a localização da bacia do rio Preto e a superposição do rio Preto com o limite estadual de Minas Gerais e Rio de Janeiro.

O coeficiente de compacidade, ou índice de Gravelius, que corresponde à relação entre o perímetro da bacia (450 km) e o comprimento da circunferência de um círculo com área igual à da bacia (207 km), equivale, na bacia do rio Preto, ao valor de 2,17, indicando a ocorrência de cheias pouco expressivas, já que a tendência para enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade é o valor desse coeficiente.

A densidade de drenagem, que indica o grau de desenvolvimento da rede hidrográfica, é definida pela relação entre a extensão total dos cursos d'água (1.865 km) e a área da bacia (3.419 km²). O valor encontrado para a bacia em estudo, equivalente a 0,50 km/km² indica uma drenagem pobre (VILLELA, S. M e MATTOS, A., 1975).

A largura média de 15,5 km corresponde à razão entre a área (3.419 km²) e o comprimento axial (220 km).

A bacia hidrográfica do rio Preto pode ser dividida em três segmentos:

- curso inferior - da confluência do rio das Flores até sua foz no rio Paraibuna;
- curso médio - da ponte da RJ-159 até a confluência com o rio das Flores;
- curso superior - da nascente até a ponte da RJ-159.

Para a caracterização da geomorfologia da bacia do rio Preto, foram utilizados dados levantados pelo Projeto RADAMBRASIL (1983), por DANTAS (2000) e OLSZEVSKI (2004) em trabalhos realizados na área de estudo.

Desses dados, verificou-se que a bacia do rio Preto possui três domínios geomorfológicos preponderantes: domínio colinoso (38,6%), domínio montanhoso (31,1%) e domínio de planícies fluviais (30,2%). No seu curso superior e parte do médio, a bacia apresenta relevo montanhoso com afloramentos rochosos, como pode ser visto na Figura 4.3.



Figura 4.3 - Exemplo de afloramento rochoso na bacia do rio Preto

Para caracterização do solo da bacia, foram utilizados dados da EMBRAPA (1999) e da CPRM (2000) verificando-se que os solos mais expressivos na bacia do rio Preto são os cambissolos e os latossolos vermelho-amarelos. Há ocorrência, também, em áreas menores, de argissolos vermelho-amarelos e Podzólico vermelho-escuro.

4.3.2 Uso do solo e ocupação da bacia

A bacia do rio Preto situa-se na região de abrangência do bioma mata Atlântica, que é uma das florestas tropicais mais ameaçadas de extinção. A devastação das matas originais iniciou-se na segunda metade do século XVIII, a partir da entrada e expansão das lavouras de café. Com o declínio da cafeicultura, surgiu outra atividade econômica – a pecuária – que contribuiu para devastar, ainda mais, as áreas de remanescentes florestais da bacia do rio Preto.

Para a visualização do uso e cobertura do solo, foi consultado o documento do plano de recursos hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul, 2002.

Pode-se constatar, com a análise do mapa de cobertura vegetal e uso do solo, mostrado na Figura 4.4, que grande parte da área florestada da bacia do rio Preto

concentra-se nas áreas de maior altitude, onde a topografia acidentada resguardou parte da cobertura vegetal dessa região e que grande parte da área é coberta por pastagens.

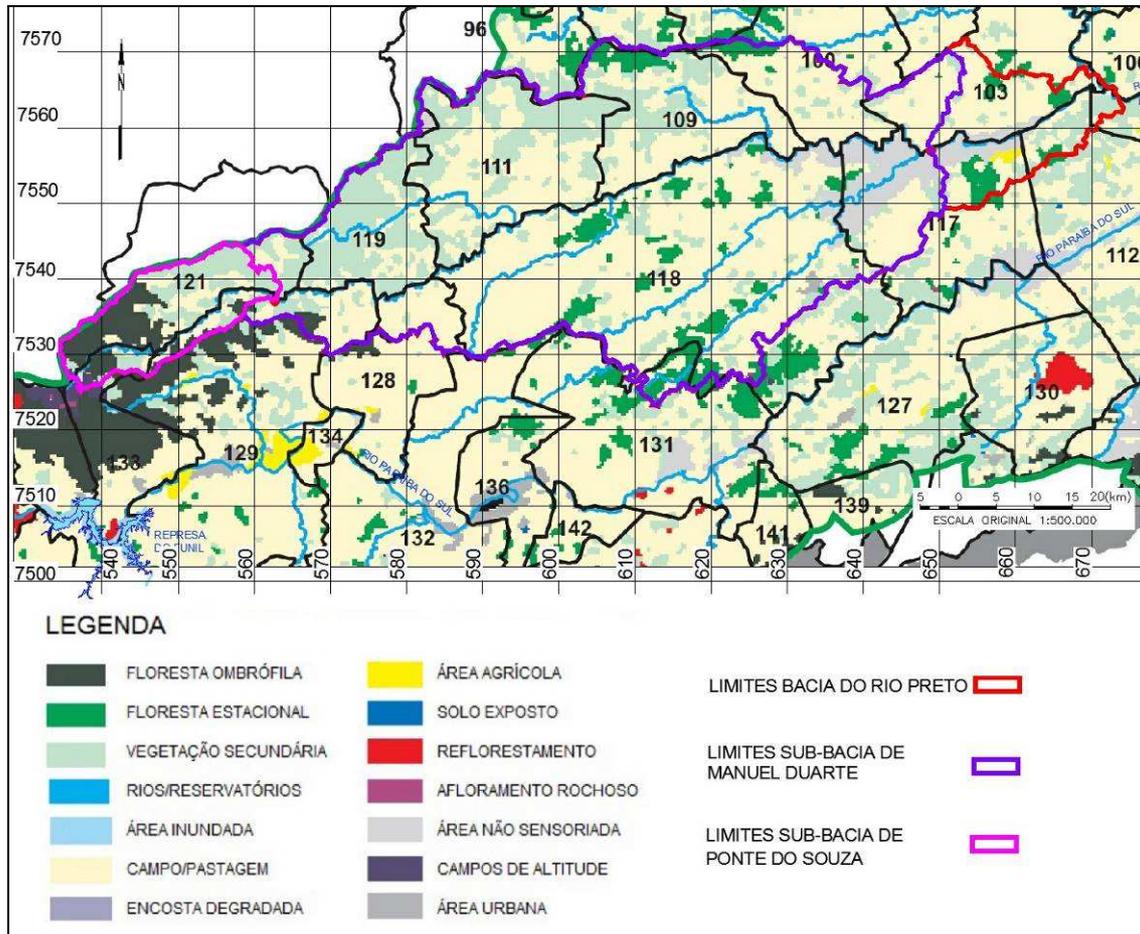


Figura 4.4 - Mapa de cobertura vegetal e uso do solo (adaptado de “Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2002”)

Em visitas à área de estudo, constatou-se que a bacia do rio Preto possui uma vegetação fortemente alterada, em função de uma série de atividades agropecuárias que se desenvolveram na região desde a colonização, principalmente pelo cultivo de milho e cana-de-açúcar.

Como resultado dessas atividades, a área de estudo apresenta, hoje, a predominância de cobertura vegetal rasteira, destacando-se a presença de plantas herbáceas, principalmente gramíneas e fragmentos de florestas secundárias. Devido a essa transformação no espaço geográfico da bacia do rio Preto, as formações florestais encontram-se fragmentadas, apresentando variadas fisionomias estruturais, composições florísticas e funcionalidade, refletindo na redução da biodiversidade e na deterioração da

paisagem da região. Apesar de grande parte do território ter sido desmatado, ainda existe testemunho de mata primária na região.

Com a análise do mapa de cobertura apresentado no plano de recursos Hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul, 2002, a bacia do rio Preto tem característica predominante de bacia rural.

Se, por um lado, o solo da bacia não favorece a agricultura de grande escala, por outro, a bacia do rio Preto apresenta riqueza no que se refere aos recursos minerais, com reservas de quartzo, gnaiss, manganês, berilo e indícios de minério de ouro ao longo do rio Preto. Há ainda, no trecho inferior, diversos pontos de extração de areia, inclusive com a utilização de dragas.

Quanto à cobertura vegetal, de acordo com o ZEE-RJ, 59,4% de sua área total é coberta por formações herbáceas (pastagens, várzeas e savanas – campos de altitude), havendo, ainda, a cobertura de 36,3% de formações florestais, que englobam florestas naturais e plantios, além de uma agricultura inexpressiva, que engloba apenas 2,6% de sua área. A maior parte de sua área florestada (15,2%) concentra-se no domínio montanhoso, enquanto uma menor parte concentra-se no domínio de colinas (13,3%) e no domínio de planícies fluviais (7,8%).

Na bacia hidrográfica do rio Preto, o desmatamento facilitou o aumento da velocidade do escoamento superficial proveniente da água da chuva. Essa velocidade maior do escoamento superficial faz com que uma maior quantidade de partículas consiga ser carregada pela água da chuva, levando, portanto, a uma maior erosão.

A Figura 4.5 apresenta um exemplo de erosão encontrado na bacia estudada.



Figura 4.5 - Exemplo de erosão na bacia do rio Preto

Os altos índices de degradação de mata ciliar estão relacionados ao conflito com a agricultura, aos traçados de estradas vicinais e à ocupação irregular. As atividades agrícolas representam a maior parcela na contribuição do déficit das matas ciliares no vale do rio Preto. Em algumas propriedades, que se estendem até a margem do rio Preto, a mata ciliar foi suprimida para dar lugar ao plantio de milho e cana-de-açúcar, como pode ser visto na Figura 4.6. Em geral, as margens dos rios são os terrenos mais férteis de uma propriedade, sendo, portanto, as primeiras áreas utilizadas para a prática agrícola.



Figura 4.6 - Plantação de cana de açúcar na margem do rio Preto

4.3.3 Clima e regime pluviométrico

A bacia em estudo está inserida na região sudeste do Brasil, cujo clima sofre influência de diversos fatores, tanto estáticos como dinâmicos, que originam a diversificação climática dessa região no que diz respeito ao regime de temperatura e à distribuição espacial da umidade.

Os fatores estáticos podem ser caracterizados pelas condições geográficas da região, destacando-se a posição e a topografia acidentada. Com relação à posição, verifica-se que a região sudeste está situada entre os paralelos de 14° a 25° Sul, resultando, então, que quase todas as terras estão localizadas na zona tropical, exceto uma parte considerável do estado de São Paulo, que se encontra numa zona subtropical.

Outro fator que influencia o clima da região é a presença do vasto litoral que banha os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e São Paulo. A posição marítima determina uma forte e constante concentração de núcleos de condensação nas camadas inferiores da atmosfera, contribuindo, assim, para o acréscimo de chuvas em seu

Observando o mapa de isoietas da bacia (Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2002), sobreposto sobre o mapa topográfico, constata-se que as precipitações médias anuais nas estações que caracterizam o regime pluvial na bacia crescem no sentido de jusante para montante, de acordo com o aumento das altitudes.

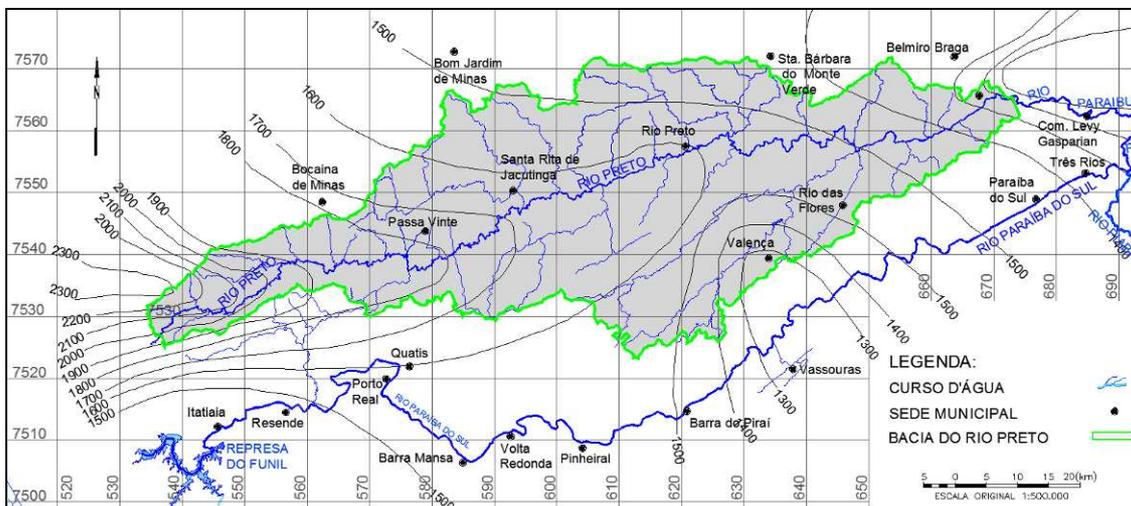


Figura 4.9 - Mapa de isoietas (adaptado de “Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Paraíba do Sul, 2002”)

Para a caracterização da precipitação da bacia do rio Preto, foram pesquisadas estações pluviométricas com séries de dados suficientemente extensas para permitir as simulações hidrológicas, elaborando-se a Tabela 4.2, onde as estações destacadas em vermelho foram aquelas utilizadas no presente trabalho.

Como pode ser visto, a estação de Zelinda apresenta boa série de dados em alguns períodos, mas tem falhas significativas, chegando a ter cinco anos sem dados, de 1996 a 2000, período adotado para o estudo, tendo sido por isso descartada.

Tabela 4.2 - Estações pluviométricas na bacia do rio Preto

ANO	ESTAÇÃO (NOME - CÓDIGO)										ANO	ESTAÇÃO (NOME - CÓDIGO)																
	VISCONDE DE MAUÁ 2244047	ZELINDA 2244036	CONSERVATÓRIA 2243904	FAZENDA AGULHAS NEGRAS 2244039	FAZENDA SÃO GABRIEL 2243202	FUMAÇA 2244037	MANUEL DUARTE 2243008	MIRANTÃO 2244058	PENTAGNA 2243006	PONTE DO SOUZA 2244038		SANTA IZABEL RIO PRETO 2244033	SANTA RITA DA JACUTINGA 2244035	TABOAS 2243007	VISCONDE DE MAUÁ 2244047	ZELINDA 2244036	CONSERVATÓRIA 2243904	FAZENDA AGULHAS NEGRAS 2244039	FAZENDA SÃO GABRIEL 2243202	FUMAÇA 2244037	MANUEL DUARTE 2243008	MIRANTÃO 2244058	PENTAGNA 2243006	PONTE DO SOUZA 2244038	SANTA IZABEL RIO PRETO 2244033	SANTA RITA DA JACUTINGA 2244035	TABOAS 2243007	
1935													1975															
1936													1976															
1937													1977															
1938													1978															
1939													1979															
1940													1980															
1941													1981															
1942													1982															
1943													1983															
1944													1984															
1945													1985															
1946													1986															
1947													1987															
1948													1988															
1949													1989															
1950													1990															
1951													1991															
1952													1992															
1953													1993															
1954													1994															
1955													1995															
1956													1996															
1957													1997															
1958													1998															
1959													1999															
1960													2000															
1961													2001															
1962													2002															
1963													2003															
1964													2004															
1965													2005															
1966													2006															
1967													2007															
1968													2008															
1969													2009															
1970													2010															
1971													2011															
1972																												
1973																												
1974																												

A distribuição da precipitação média mensal do período de 1998 a 2010 está representada na Figura 4.10.

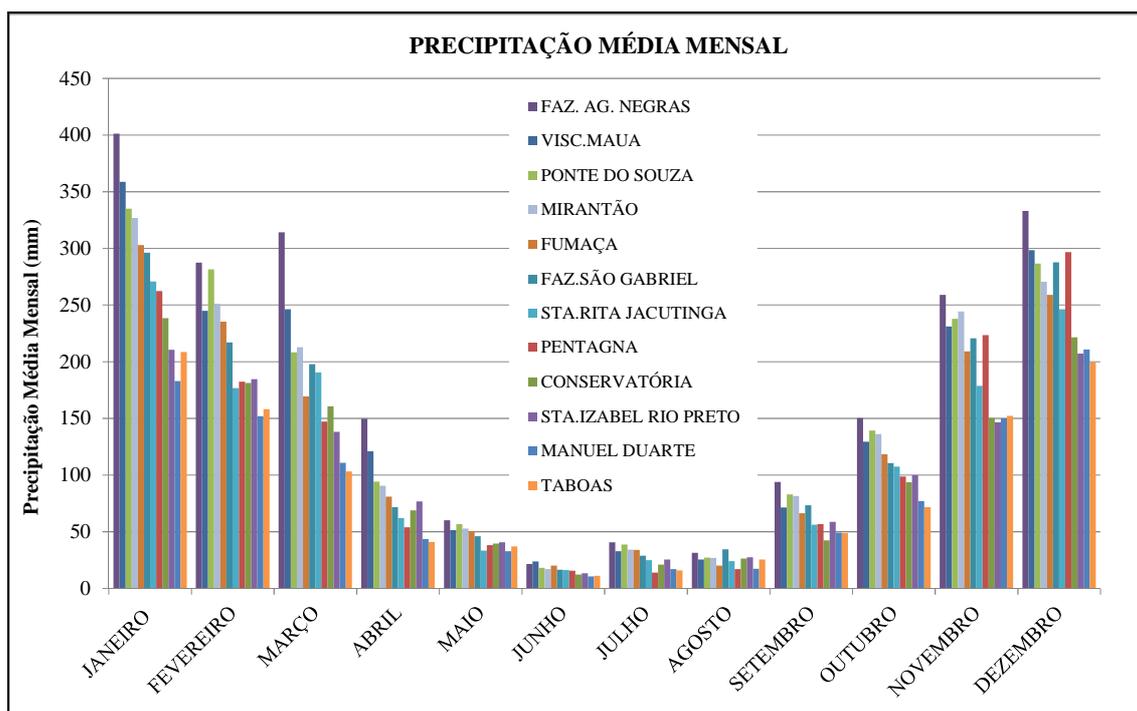


Figura 4.10 - Precipitação média mensal dos postos pluviométricos

Da análise dessa Figura 4.10, verifica-se que:

- o período chuvoso localiza-se entre os meses de outubro a março, com o trimestre mais chuvoso compreendendo o período de dezembro a fevereiro;
- a estiagem inicia-se em abril e estende-se até agosto, com os meses mais secos no trimestre junho a agosto;
- a média anual do período de 1998 a 2010 dessas estações pluviométricas é de 1867 mm.

4.3.4 Hidrografia principal e regime fluviométrico

Conforme previamente descrito, o rio Preto nasce no município de Itatiaia (RJ), desenvolvendo-se na direção oeste-leste até sua foz no rio Paraíbuna, nos municípios de Comendador Levy Gasparian (RJ) e de Belmiro Braga (MG), sendo afluente pela margem direita do rio Paraíbuna, que é afluente do rio Paraíba do Sul que deságua no oceano Atlântico, no município fluminense de São João da Barra.

Seus principais afluentes localizados a montante e pela margem esquerda, são: Ribeirão das Flores, rio Bananal, rio Pirapetinga e rio Santana. Pela margem direita, destacam-se: rio da Paca, Ribeirão Patriarca e rio São Fernando.

A Figura 4.11 mostra os principais rios e córregos da bacia.

Tabela 4.3 - Estações fluviométricas do Rio Preto

ANO	ESTAÇÃO (NOME-CÓDIGO)					ANO	ESTAÇÃO (NOME-CÓDIGO)					ANO	ESTAÇÃO (NOME-CÓDIGO)					
	AFONSO ARINOS 58590000	MANUEL DUARTE 58585000	RIO PRETO 58550001	ZELINDA 58535000	PONTE DO SOUZA 58530000		VISCONDE DE MAUÁ 58525000	AFONSO ARINOS 58590000	MANUEL DUARTE 58585000	RIO PRETO 58550001	ZELINDA 58535000		PONTE DO SOUZA 58530000	VISCONDE DE MAUÁ 58525000	AFONSO ARINOS 58590000	MANUEL DUARTE 58585000	RIO PRETO 58550001	ZELINDA 58535000
1925						1955						1985						
1926						1956						1986						
1927						1957						1987						
1928						1958						1988						
1929						1959						1989						
1930						1960						1990						
1931						1961						1991						
1932						1962						1992						
1933						1963						1993						
1934						1964						1994						
1935						1965						1995						
1936						1966						1996						
1937						1967						1997						
1938						1968						1998						
1939						1969						1999						
1940						1970						2000						
1941						1971						2001						
1942						1972						2002						
1943						1973						2003						
1944						1974						2004						
1945						1975						2005						
1946						1976						2006						
1947						1977						2007						
1948						1978						2008						
1949						1979						2009						
1950						1980						2010						
1951						1981						2011						
1952						1982												
1953						1983												Ano com mais de 5 dias sem dados
1954						1984												Ano com 5 dias ou menos sem dados

O ano hidrológico na bacia do rio Preto coincide com o da bacia do Paraíba do Sul, correspondendo ao período de setembro a agosto. As maiores vazões ocorrem em dezembro, janeiro, fevereiro e março e as mínimas em julho, agosto e setembro, conforme se pode verificar no histograma de vazões médias mensais dos postos fluviométricos estudados. As estações estão dispostas de cima para baixo no sentido de jusante para montante da bacia, o que pode ser verificado pela diminuição da vazão dos postos de jusante para montante como esperado.

A Figura 4.12 apresenta, por sua vez, as vazões médias mensais das diversas estações fluviométricas, levando-se em conta o período de disponibilidade de dados de cada um dos postos avaliados.

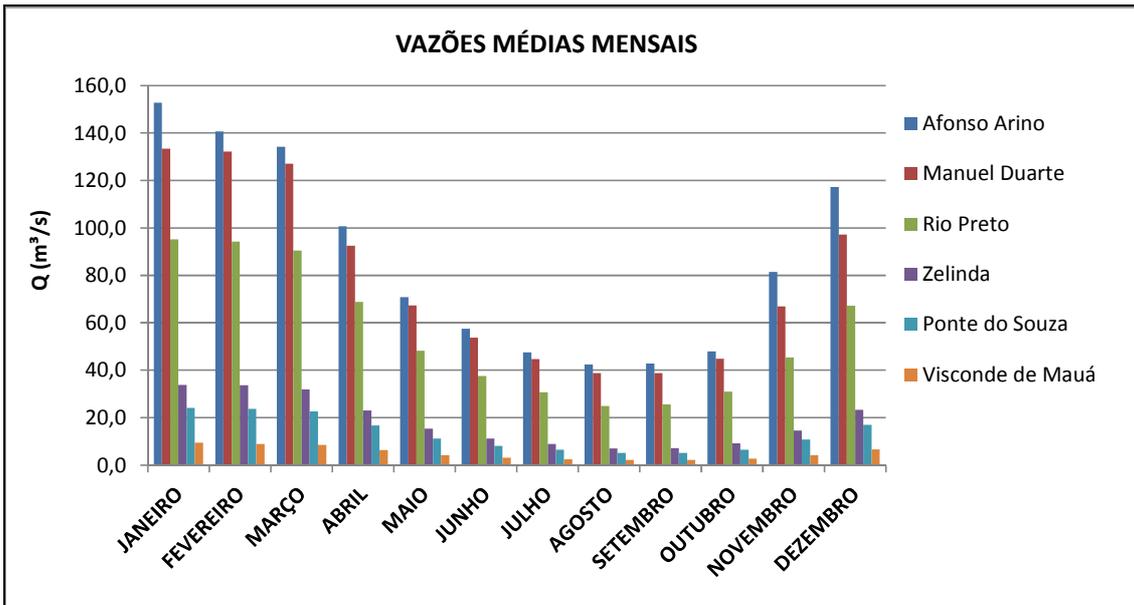


Figura 4.12 - Vazões médias mensais do rio Preto em cada posto fluviométrico para todo período de dados disponíveis

Os histogramas de vazões mensais médias dos postos fluviométricos estudados de Manuel Duarte e Ponte do Souza estão apresentados nas Figuras 4.13 e 4.14, respectivamente.

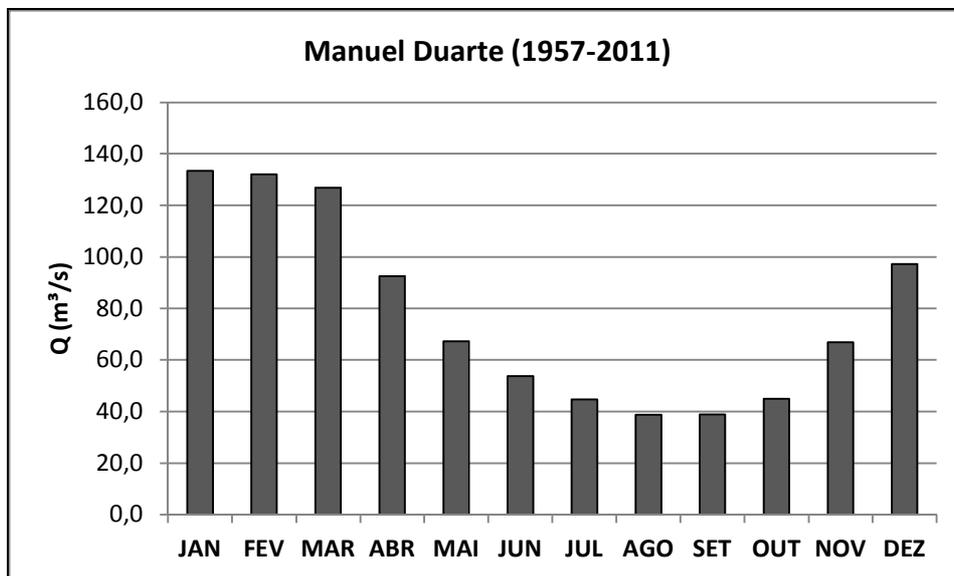


Figura 4.13 - Vazões médias mensais do rio Preto no posto fluviométrico de Manuel Duarte

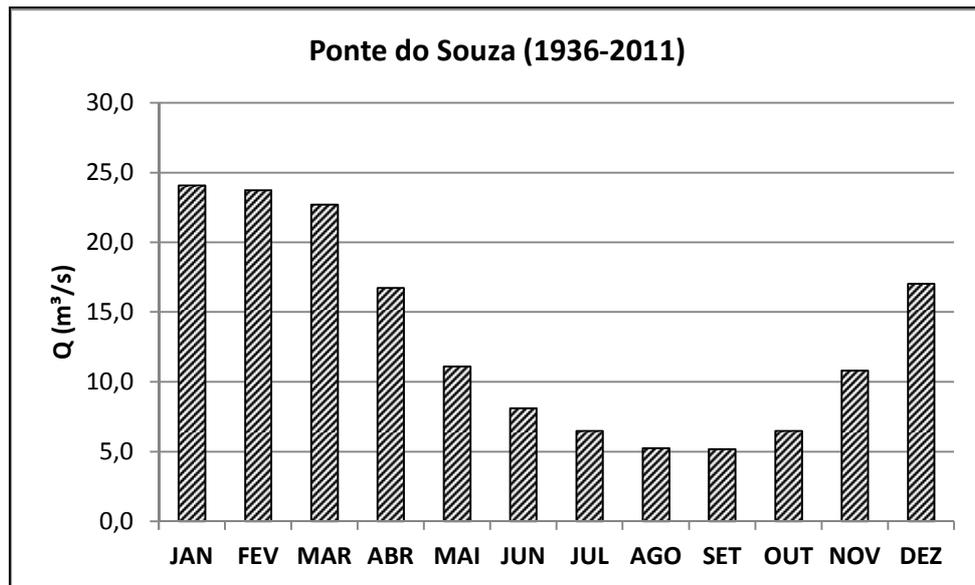


Figura 4.14 - Vazões médias mensais do rio Preto no posto fluviométrico de Ponte do Souza

4.4. Usos múltiplos da água

O IGAM (2009), ao mapear os principais tipos de uso da água na bacia do rio Paraíba do Sul de acordo com outorgas concedidas, constatou haver uso da água superficial destinado à aquicultura próximo a Santa Rita da Jacutinga, enquanto há uso de água subterrânea para abastecimento público, consumo humano e industrial. Esses usos, entretanto, não consomem grande quantidade de água, pois o volume de água outorgado pelo IGAM para águas superficiais varia entre 0,00279 a 0,001389 m³/s. Para águas subterrâneas, são outorgados um volume de 0,0013 a 0,004167 m³/s. Se comparados aos demais afluentes mineiros do Paraíba do Sul, o rio Preto é um dos rios com menores volumes de água outorgados.

Com relação à navegação, a bacia do rio Preto não apresenta boas condições de navegabilidade nem registra tradição no transporte fluvial, apenas transporte em pequenos barcos e lancha para lazer, em pontos específicos da bacia.

A pesca é ainda utilizada como recreação e alimentação pelas populações ribeirinhas e visitantes da bacia do rio Preto, em vários pontos dispersos, entre os quais se destacam os rios Bananal, ribeirão da Jacutinga e ribeirão Pirapetinga, situados no município de Santa Rita da Jacutinga e na parte superior do rio Preto, a jusante da cachoeira existente na localidade de Espriado, bem como na sua foz na confluência com o rio Paraibuna.

Em relação às usinas hidrelétricas existentes na bacia do rio Preto, registram-se apenas duas em operação recente de acordo com a ANEEL (2011), a saber: a PCH Mello, com 8,5 MW de potência instalada, no município mineiro de Rio Preto e implantada no rio Santana, afluente da margem esquerda do rio Preto; e a PCH Areal de 4,4 MW, no município mineiro de Santa Rita de Jacutinga, no rio Bananal, também afluente do rio Preto, pela margem esquerda. Destaca-se que essa última usina encontra-se atualmente desativada, aguardando decisões jurídicas e administrativas dos poderes públicos brasileiros competentes.

De acordo com o mapa de enquadramento atual do diagnóstico de recursos hídricos - relatório Final (COPPETEC, 2006) a maior parte do rio Preto é classificada, a partir do CONAMA 357/2005, como de classe II (águas que podem ser destinadas ao abastecimento para consumo humano, após tratamento convencional, à proteção das comunidades aquáticas, à recreação de contato primário, à lazer com contato direto, à aqüicultura e à atividade de pesca), sendo que a primeira porção de seu trecho de alto curso é classe I, que se distingue da classe II por poder ser destinada ao abastecimento para consumo humano, após tratamento simplificado, à proteção das comunidades aquáticas.

A bacia do rio Preto tem, como principais fatores de degradação ambiental, atividades de extração de areia, lançamento de esgoto sanitário irregular, assoreamento dos canais e a ocorrência de processos erosivos. Em Visconde de Mauá, foram implantadas três estações de tratamento de esgoto, em funcionamento desde 2011, com resultados já perceptíveis no rio Preto. Todas as casas do lado fluminense foram ligadas à rede, porém, no lado mineiro do rio Preto, no município de Bocaina de Minas, ainda não há tratamento. O Instituto Estadual do Ambiente (INEA) já propôs, à cidade mineira, ligar seu esgoto às estações fluminenses, mas, por enquanto, não há solução.

4.5. Dados utilizados

O período de dados utilizado para as simulações hidrológicas foi de agosto de 1996 a julho de 2006, sendo o período de agosto de 1996 a julho de 2001 usado para calibração do modelo SMAPII e de agosto de 2001 a julho de 2006 usado para validação.

A seguir, são apresentados os dados utilizados para o presente estudo.

4.5.1 Dados fisiográficos

Foram escolhidas as seções exutórias da bacia do rio Preto e das duas sub-bacias estudadas e delimitadas suas áreas e rede de drenagem a partir do modelo digital do terreno, de resolução 30 x 30 metros, obtido a partir do sensor óptico ASTER como explicado na metodologia. O resultado está apresentado na Figura 4.15.

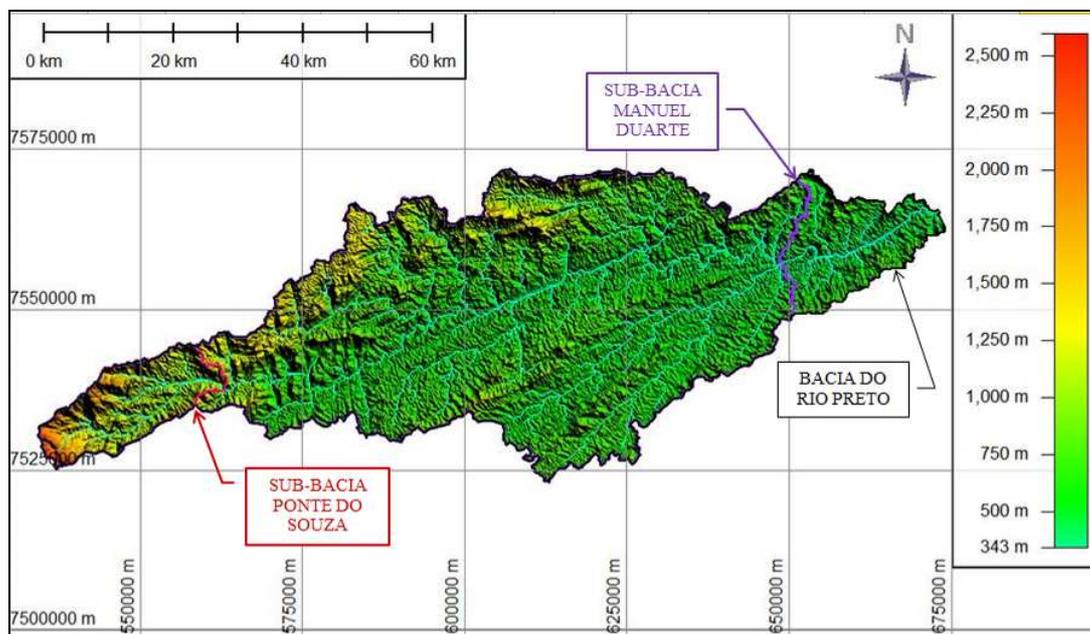


Figura 4.15 - Modelo digital do terreno da bacia do rio Preto e sub-bacias estudadas

De posse da rede de drenagem de cada bacia, buscou-se a identificação dos maiores talwegues da bacia do rio Preto e sub-bacias. Para tal procedimento, estudaram-se talwegues que tinham contribuição maior do que 10.000 células de 30x30 metros. Esse limiar equivale a assinalar os talwegues que possuem uma área de drenagem maior do que 9 quilômetros quadrados. O perfil do talwegue da bacia do rio Preto até o posto fluviométrico de Manuel Duarte está mostrado na Figura 4.16, indicando a localização da estação fluviométrica de Ponte do Souza e a cachoeira da Fumaça.

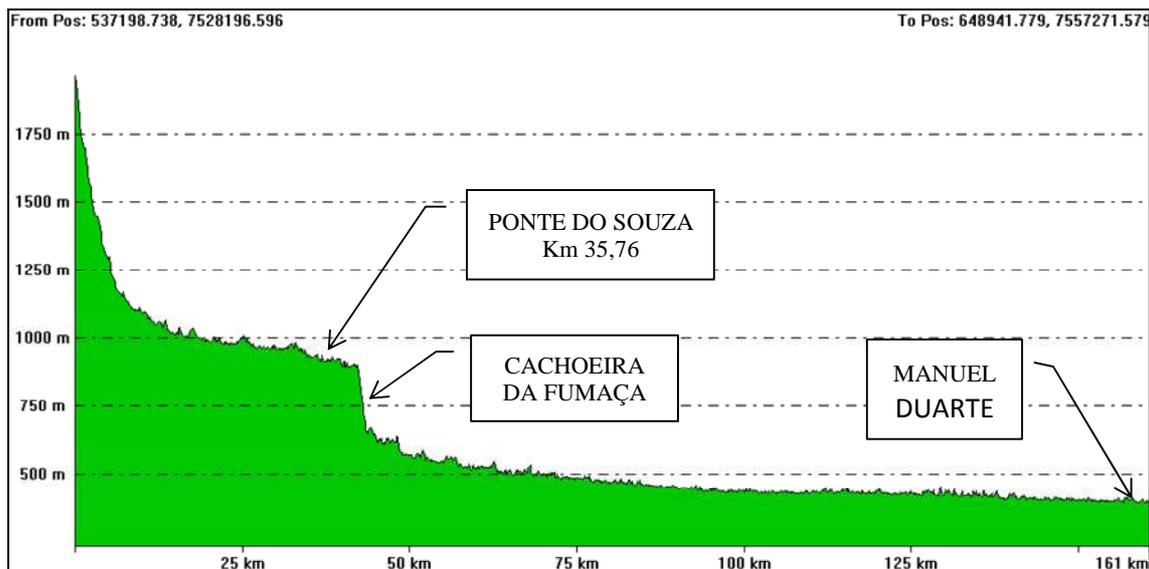


Figura 4.16 - Perfil do talvegue até o posto fluviométrico de Manuel Duarte

Para o cálculo do tempo de concentração, foi utilizado o método de Kirpich, utilizando-se o conceito de declividade equivalente, ou seja, declividade calculada levando-se em conta a média das declividades, ponderada pelo tamanho dos trechos.

O tempo de concentração calculado para os maiores talvegues das sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza foram de cerca de 39 e 7 horas, respectivamente. O tempo de concentração da bacia delimitada por Manuel Duarte está compatível com a escala de tempo diário das medições elaboradas nos posto fluviométrico de estudo.

No entanto, o tempo de concentração calculado para o maior talvegue da bacia delimitada por Ponte do Souza foi de aproximadamente 7 horas. Como os dados disponíveis no posto fluviométrico dessa sub-bacia são diários, conclui-se que os dados disponíveis podem não ser representativos no estudo de cheias da região, podendo falhar na captação de algum evento extremo que tenha duração menor do que 24 horas. Esse estudo também tem como objetivo avaliar o desempenho da modelagem hidrológica em bacias com esse tipo de limitação, visto que as medições diárias representam a realidade da maioria dos postos fluviométricos do Brasil.

4.5.2 Dados pluviométricos

Após a preparação de dados dos postos pluviométricos, fez-se a média da precipitação pelo método de Thiessen. Os postos e suas respectivas áreas de influência

estão mostrados nas Figuras 4.17 e 4.18 e nas Tabelas 4.4 e 4.5 para as bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza, respectivamente.

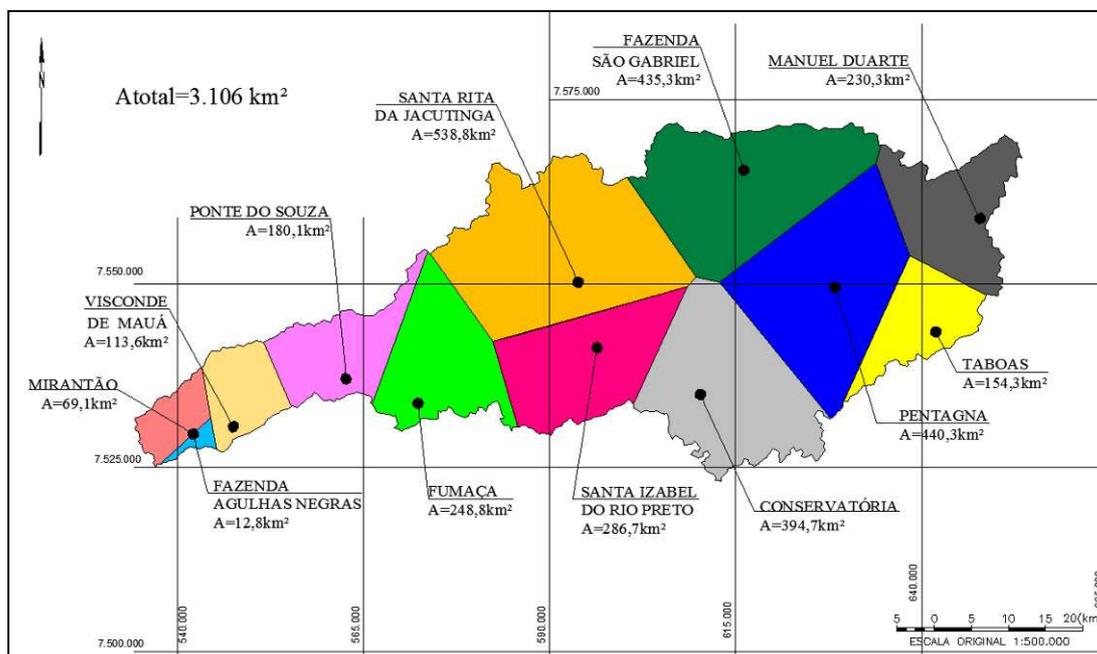


Figura 4.17 - Áreas de influência dos postos pluviométricos – método de Thiessen – Manuel Duarte

Tabela 4.4 - Proporções do Thiessen para Manuel Duarte

POSTO PLUVIOMÉTRICO	CONTRIBUIÇÃO DO POSTO
VISCONDE DE MAUÁ	3,66%
CONSERVATORIA	12,72%
FAZENDA AGULHAS NEGRAS	0,41%
FAZENDA SÃO GABRIEL	14,01%
FUMACA	8,01%
MANUEL DUARTE	7,41%
MIRANTÃO	2,23%
PENTAGNA	14,18%
PONTE DO SOUZA	5,82%
SANTA IZABEL DO RIO PRETO	9,23%
SANTA RITA DA JACUTINGA	17,35%
TABOAS	4,97%
TOTAL	100%

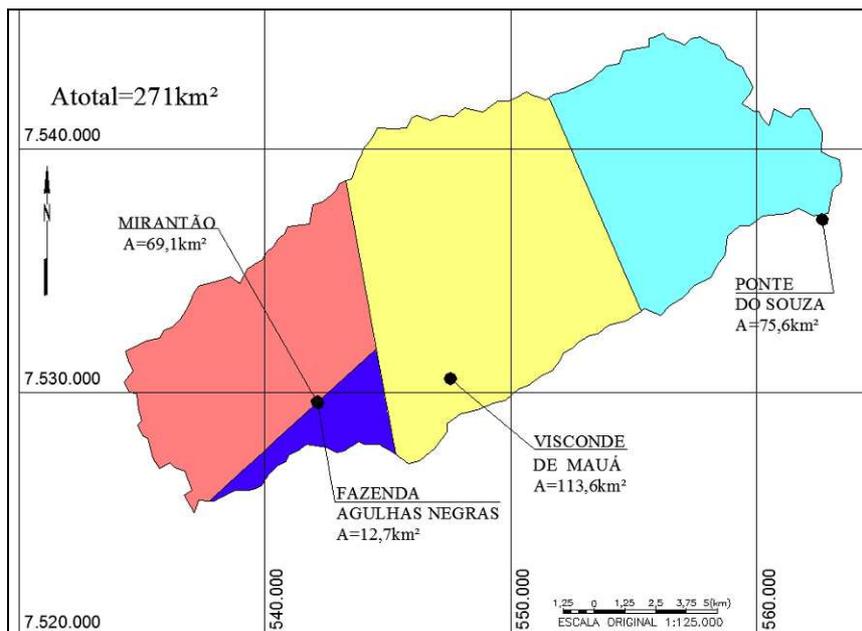


Figura 4.18 - Áreas de influência dos postos pluviométricos – método de Thiessen – Ponte do Souza

Tabela 4.5 - Proporções do Thiessen para Ponte do Souza

POSTO PLUVIOMÉTRICO	CONTRIBUIÇÃO DO POSTO
VISCONDE DE MAUÁ	30%
FAZENDA AGULHAS NEGRAS	3%
MIRANTÃO	18%
PONTE DO SOUZA	48%
TOTAL	100%

A Figura 4.19 mostra uma interessante comparação entre as duas séries de chuva geradas pelo método de Thiessen, mostrando que a variabilidade espacial do fenômeno de precipitação gera diferenças consideráveis de dados de entrada, mesmo para sub-bacias pertencentes a uma mesma bacia. Pode-se constatar que a série de precipitação calculada para Ponte do Souza tem valores maiores do que a série calculada para Manuel Duarte.

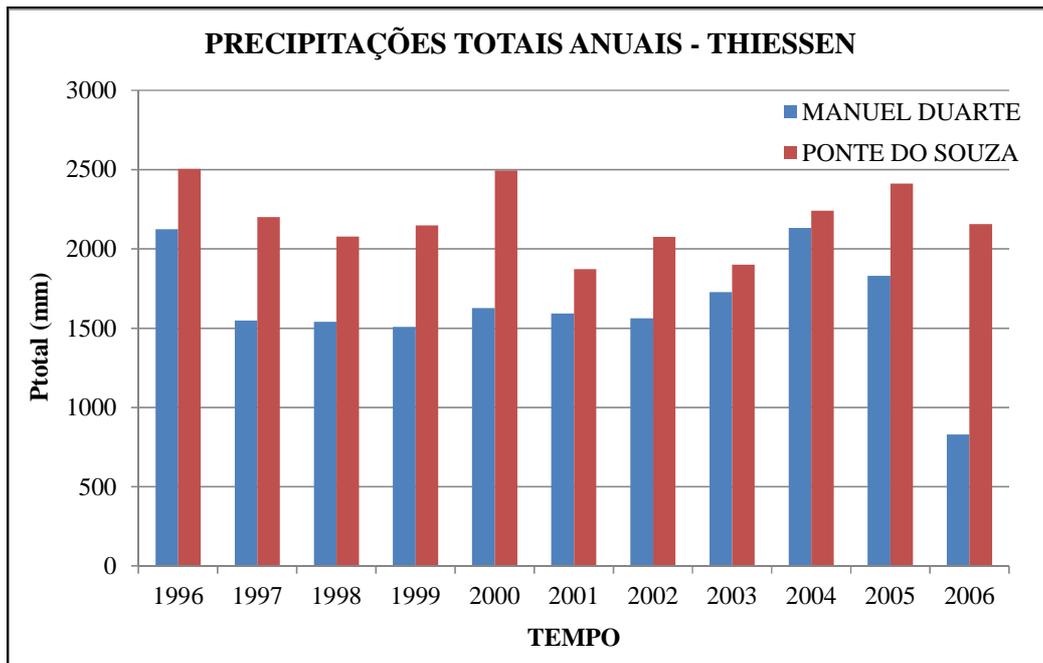


Figura 4.19 - Comparação das séries de precipitação promediadas pelo método de Thiessen – Manuel Duarte e Ponte do Souza

4.5.3 Dados fluviométricos

As sub-bacias estudadas são delimitadas pelos postos fluviométricos de Manuel Duarte e Ponte do Souza, tendo áreas de drenagem de 3.106 km² e 271 km², respectivamente. A Figura 4.20 mostra a localização das sub-bacias inseridas na bacia do rio Preto.

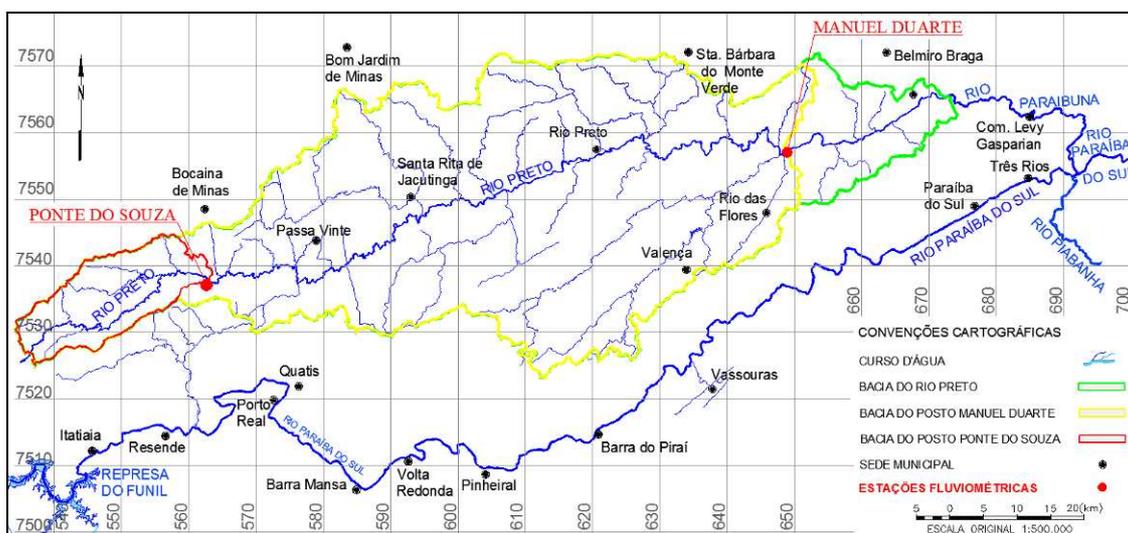


Figura 4.20 - Bacia do rio Preto e sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza

Na Tabela 4.6, estão listadas as características principais das duas estações fluviométricas obtidas do sistema HIDROWEB, como coordenadas, código da rede hidrometeorológica nacional, área de drenagem e altitude. Além disso, foram apresentados os operadores e a situação de operação.

Tabela 4.6 - Dados das estações fluviométricas adotadas

CÓDIGO	NOME DA ESTAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE (m)	AD (Km ²)	OPERANDO
58585000	MANUEL DUARTE	-22:5:9	-43:33:24	396	3106	SIM-CPRM
58530000	PONTE DO SOUZA	-22:16:14	-44:23:30	915	271	SIM-CPRM

Destaca-se que foi realizada uma conferência nas áreas de drenagem dos postos fluviométricos, através da delimitação automática de bacias com o auxílio do código computacional ARCGIS, uma vez que frequentemente são encontradas inconsistências quanto a essa informação nos dados do HIDROWEB (ANA), e foram encontrados valores muito próximos.

De posse dos dados pluviométricos e fluviométricos, analisaram-se, visualmente, os fluviogramas dos dois postos para o período completo estudado.

Os dados de vazão referentes à estação fluviométrica de Manuel Duarte estão apresentados na Figura 4.21, enquanto a Figura 4.22 mostra o mesmo tipo de gráfico para o posto fluviométrico de Ponte do Souza.

Os gráficos mostram que as vazões por unidade de área (mm/dia) em Ponte do Souza (bacia com área de 271 km²) são maiores do que as vazões de Manuel Duarte (área de 3.106 km²). Esse fato é possivelmente ocasionado pelo aumento das perdas de acordo com o aumento do tamanho da área, além da possibilidade de ocorrência de armazenamentos na própria bacia, e fugas, de acordo com o aumento de complexidade da bacia estudada.

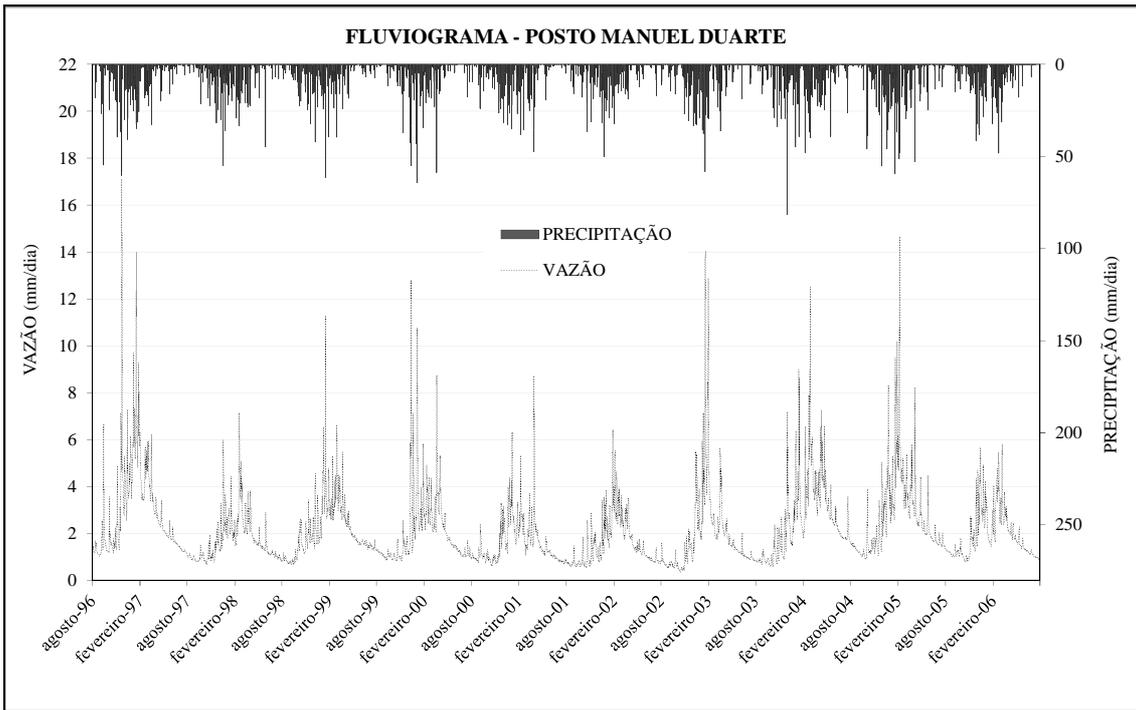


Figura 4.21 - Fluviograma do posto Manuel Duarte – agosto de 1996 a julho de 2006

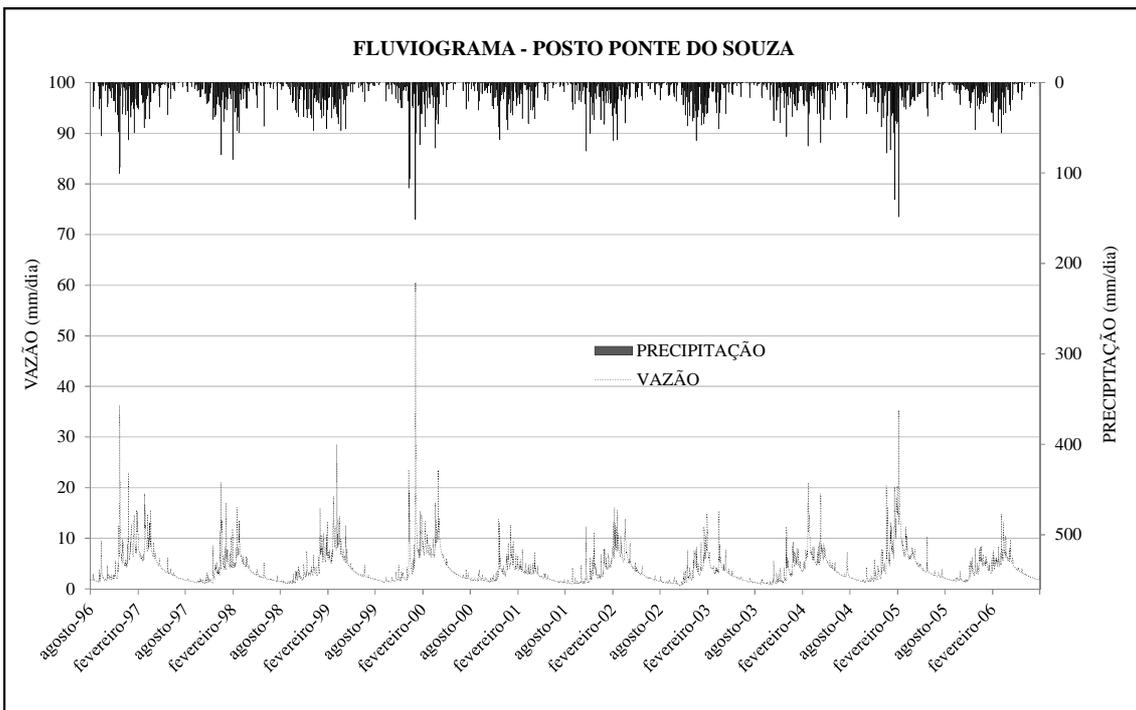


Figura 4.22 - Fluviograma do posto Ponte do Souza – agosto de 1996 a julho de 2006

5. APLICAÇÃO DO SMAP E ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1. Análise dos Dados Pluviométricos e Fluviométricos

Para avaliação dos dados pluviométricos e fluviométricos, foram feitas algumas análises como descrito no Capítulo 3.

Para análise dos dados de vazão, primeiramente, foram comparados os hidrogramas dos dois postos utilizados, apresentados na Figura 5.1, e verificou-se que não há vazão incremental negativa, ou seja, as vazões do posto de jusante – Manuel Duarte, são sempre superiores às de montante – Ponte do Souza.

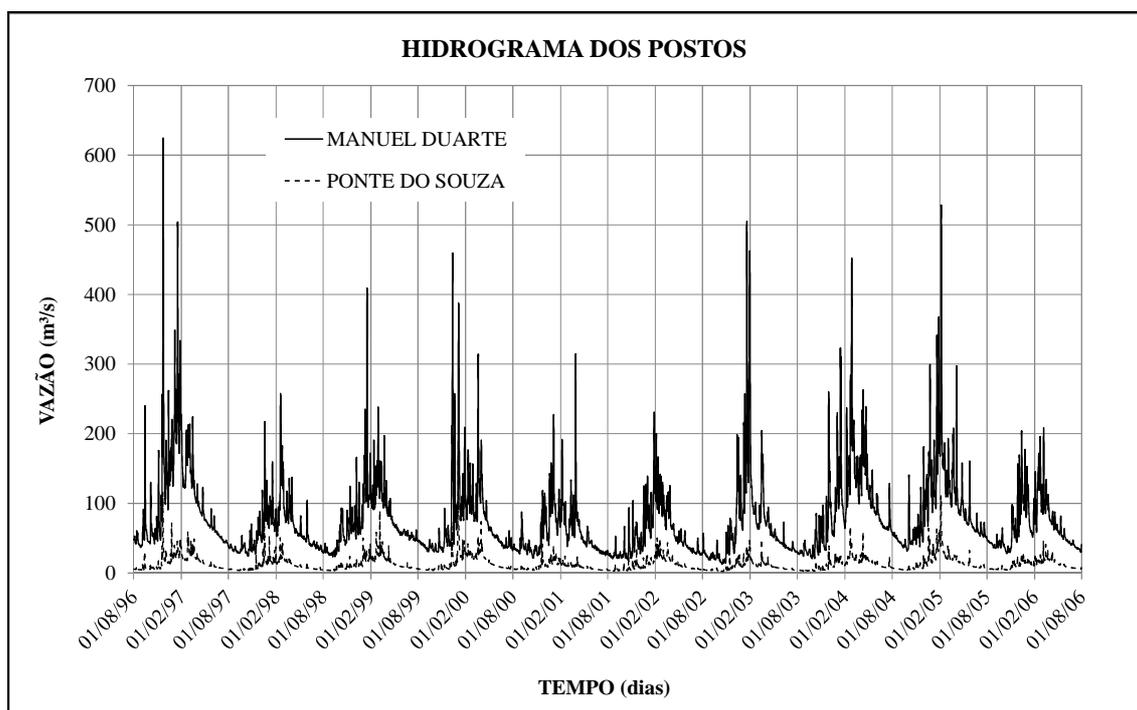


Figura 5.1 - Hidrograma dos postos fluviométricos

Na Figura 5.2, apresentou-se o hidrograma do ano hidrológico referente à 2001/2002 e pode-se avaliar melhor a relação entre os picos de vazão. Para os casos de vazões mais baixas, observa-se que o pico em Ponte do Souza ocorre antes do pico de Manuel Duarte, o que é muito coerente já que Ponte do Souza está a montante de Manuel Duarte. Porém, em situações de cheia, com vazões mais elevadas, essa relação pode não ser bem caracterizada, o que pode ser explicado pelo fato dos dados disponíveis nos postos fluviométricos serem diários, e o tempo de concentração da sub-bacia de Ponte do Souza ser menor do que um dia, podendo falhar na captação de algum evento extremo que tenha duração menor do que 24 horas.

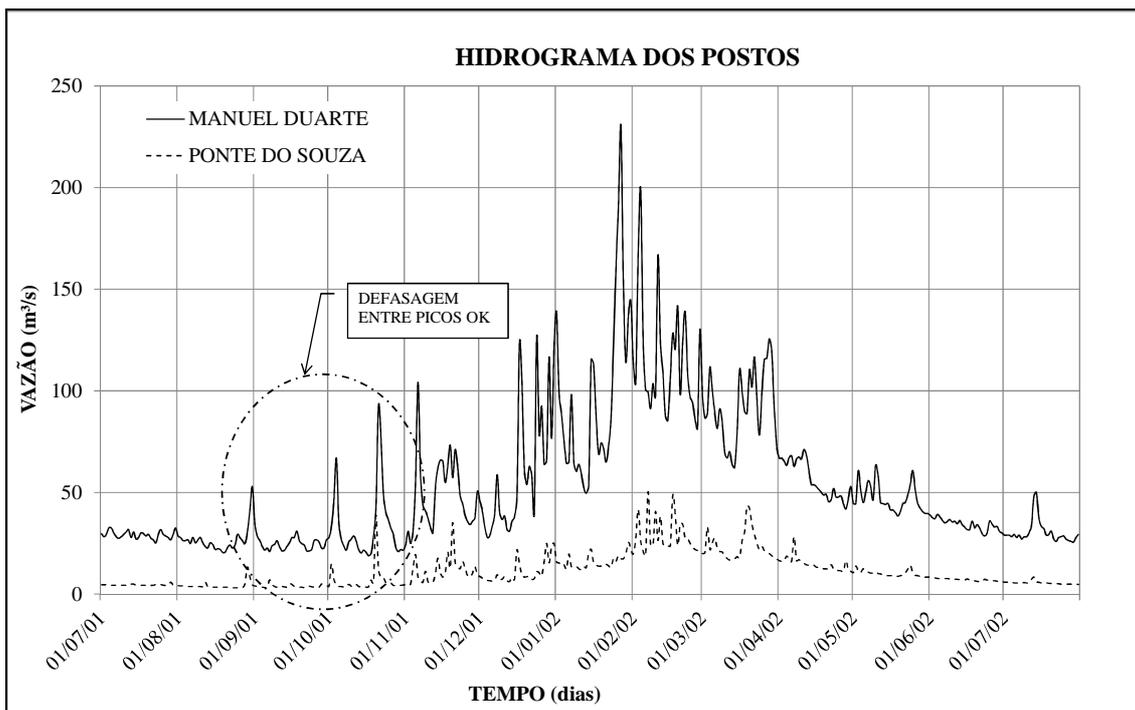


Figura 5.2 - Hidrogramas dos postos fluviométricos referentes ao período de julho de 2001 a julho de 2002

A análise da curva de dupla-massa também foi feita para os postos fluviométricos conforme Figura 5.3. Como foram avaliadas somente as duas estações utilizadas, só foi necessário um gráfico de vazões acumuladas de Manuel Duarte versus vazões acumuladas de Ponte do Souza. Para uma verificação ainda mais precisa, foram configuradas, através da Figura 5.4, as vazões acumuladas de ambos os postos fluviométricos ao longo do tempo.

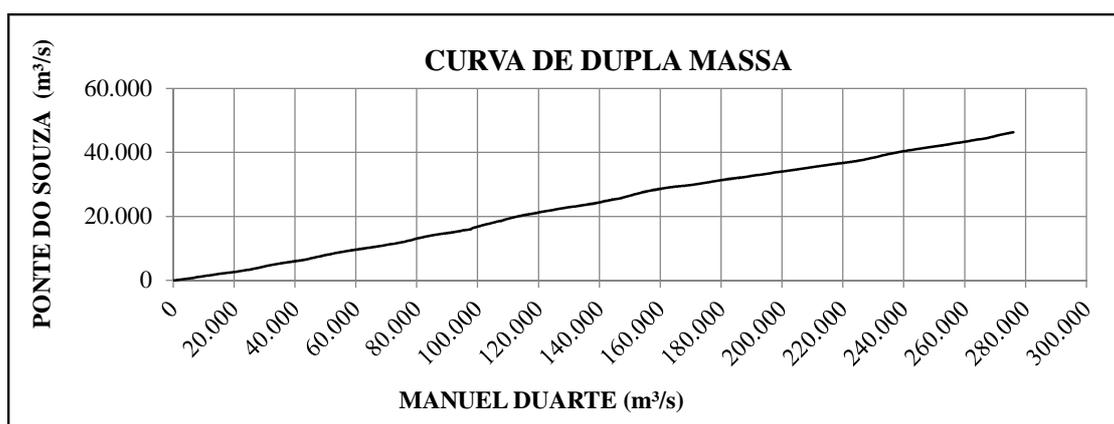


Figura 5.3 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica entre os postos fluviométricos

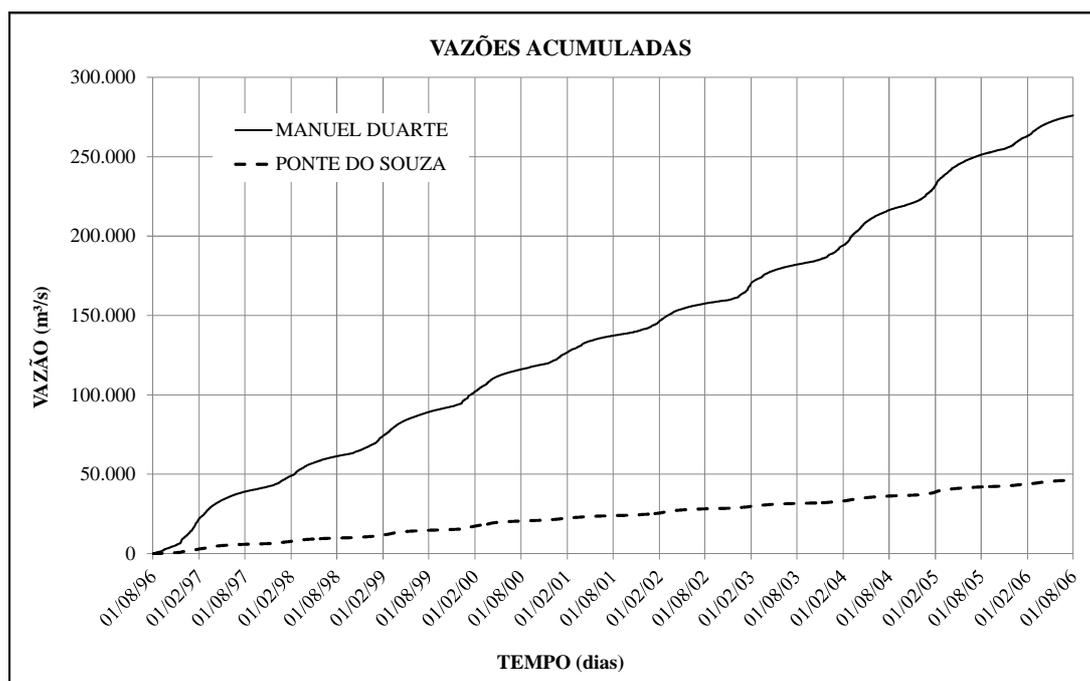


Figura 5.4 - Figura 5.4 - Vazões acumuladas dos postos de Manuel Duarte e Ponte do Souza ao longo do tempo

De acordo com a declividade apresentada pela reta da Figura 5.3, pode-se confirmar a proporcionalidade entre ambas as séries, sendo as vazões de Manuel Duarte bastante superiores às de Ponte do Souza, visto que a área de drenagem de Manuel Duarte é cerca de onze vezes maior que a de Ponte do Souza. Pode-se ainda verificar a homogeneidade das séries, pois os pontos alinham-se aproximadamente segundo uma reta.

A Figura 5.4 confirma o comportamento linear das vazões acumuladas ao longo do tempo, sem mudanças de declividade visíveis.

Pode-se concluir, a partir das figuras apresentadas, que não houve alterações na bacia que modificassem o regime hidrológico significativamente e que o dado de vazão discretizado na escala do dia pode não ser adequado para a sub-bacia de Ponte do Souza.

Para verificação da homogeneidade dos dados pluviométricos, aplicou-se a análise de dupla-massa a todos os postos utilizados. A avaliação foi feita para os períodos de calibração e validação do modelo hidrológico, separadamente, de modo a comparar se houve mudança no comportamento da chuva entre os períodos analisados.

As curvas de dupla massa estão todas apresentadas no Anexo A, sendo mostradas adiante somente algumas delas como forma de explicar os resultados.

O comportamento dos postos localizados na região de altitudes mais elevadas da bacia como os postos de Visconde de Mauá, Mirantão e Fazenda Agulhas Negras apresentaram um decréscimo de precipitação entre o período de calibração e validação, como ilustrado pela Figura 5.5, que mostra a curva de dupla-massa do posto Visconde Mauá. Além desses, o único posto não localizado em regiões elevadas da bacia a apresentar decréscimo de chuva entre os períodos foi o posto Taboas, que fica próximo ao exutório da bacia.

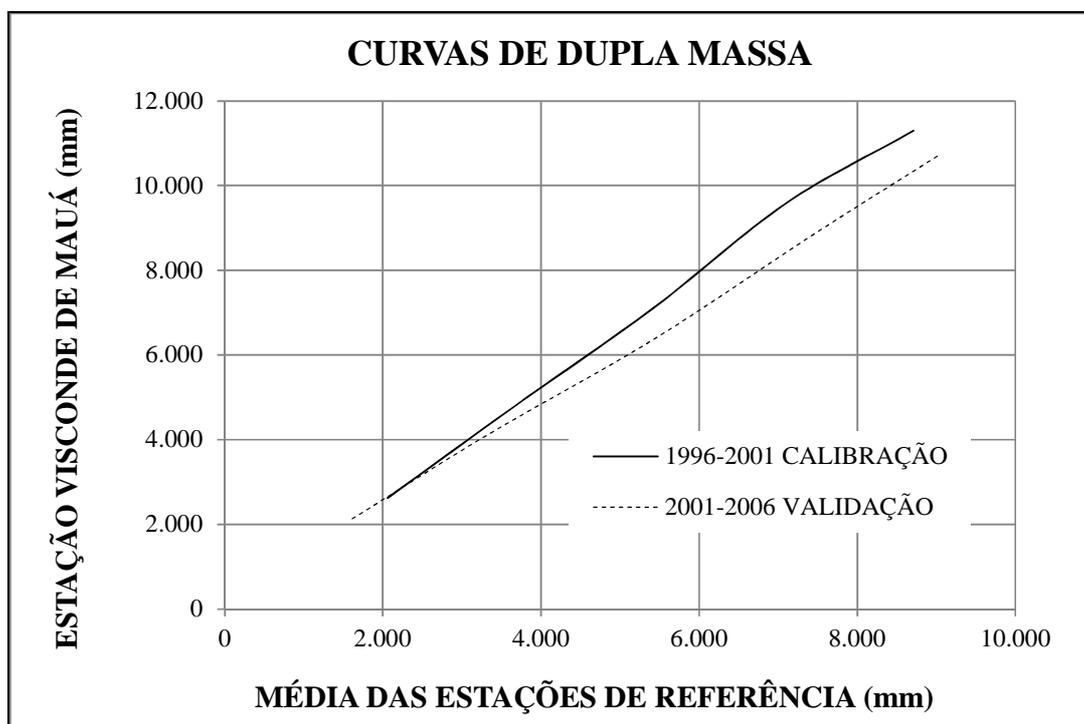


Figura 5.5 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Visconde de Mauá

As curvas de dupla-massa dos postos Ponte do Souza e Fumaça para os dois períodos analisados mostraram-se muito próximas uma da outra, indicando boa similaridade hidrológica desses postos com os demais como ilustrado na Figura 5.6.

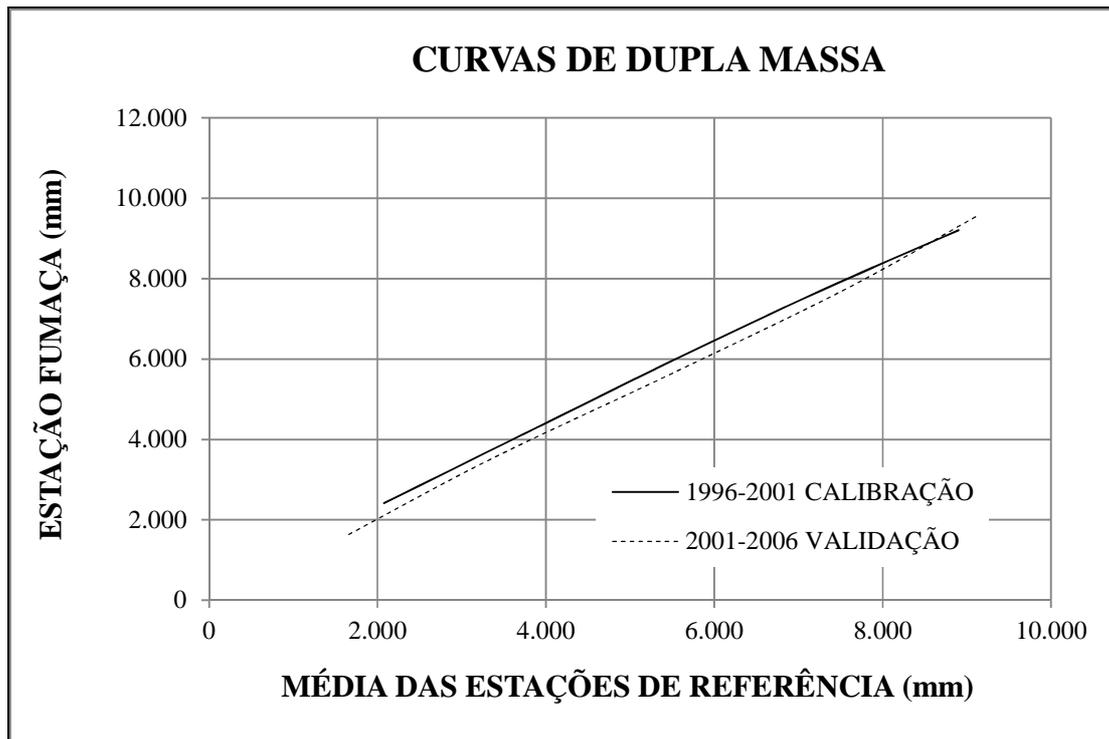


Figura 5.6 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Fumaça

Os demais postos pluviométricos, com exceção de Santa Izabel do Rio Preto, apresentaram um aumento de vazão do período de calibração para o período de validação.

O posto de Santa Izabel do Rio Preto mostrou comportamento distinto entre os períodos analisados, como mostrado na Figura 5.7, podendo indicar uma possível alteração da localização do posto de uma área com interferência da vegetação na captação da chuva para uma área mais aberta sem influência da vegetação, por exemplo.

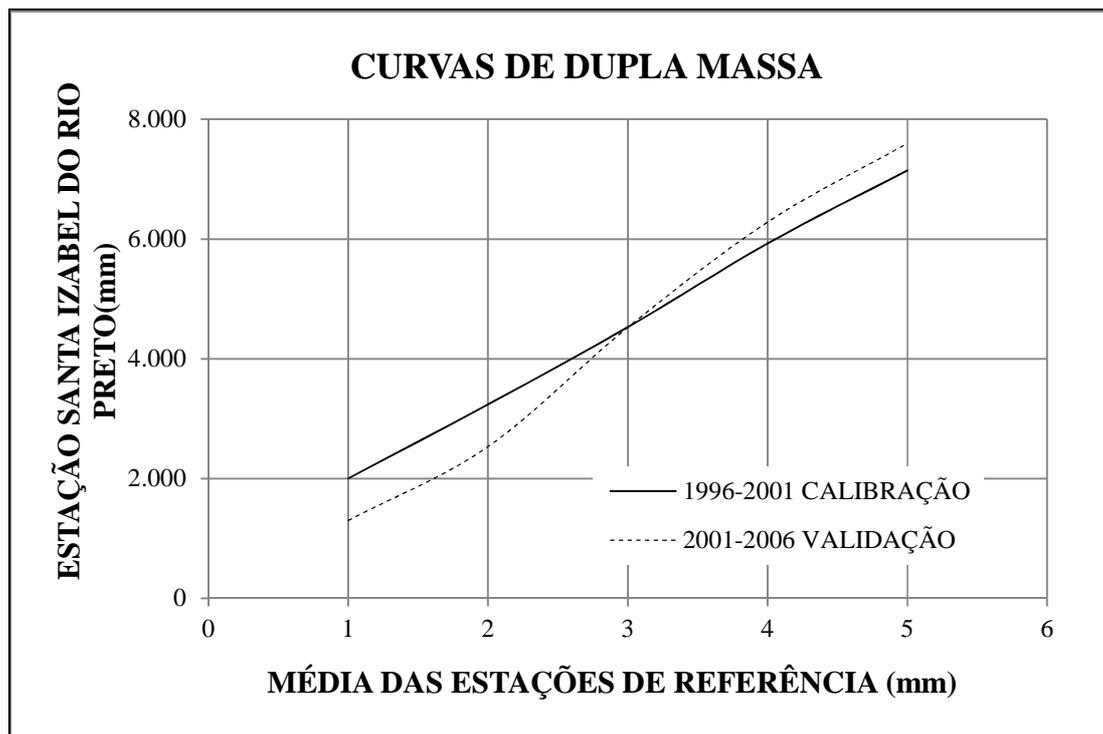


Figura 5.7 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Santa Isabel do Rio Preto

Em relação à verificação da precipitação acumulada dos postos pluviométricos, comparando-se os períodos de calibração e validação, constataram-se comportamentos similares aos das curvas de dupla-massa.

Os postos localizados mais a montante da bacia e o posto de Taboas apresentaram um decréscimo da precipitação, enquanto os postos da região média e mais baixa apresentaram aumento da precipitação. Os postos de Ponte do Souza e Fumaça mostraram maior proximidade das curvas entre os períodos, indicando que não houve grande mudança da chuva, e o posto de Santa Isabel do Rio Preto indicou o comportamento oposto em relação aos períodos analisados com decréscimo no início da comparação e aumento no final.

Pode-se concluir, da análise descrita, que, apesar dos postos apresentarem mudança do comportamento da precipitação ao longo do tempo e em relação a localização desses na bacia, os dados possuem grau de homogeneidade adequado a sua aplicação, visto que a determinação da precipitação média pelo método de Thiessen atenuará essas variações.

A análise da estacionariedade foi feita para o período completo de dados disponíveis para cada posto pluviométrico e fluviométrico (Anexo B).

Poder-se-ia argumentar que, como a natureza está em constante evolução, não existe a almejada série estacionária e, portanto, toda a análise ou tratamento probabilístico que recorresse a essa propriedade para obter algum resultado, seria, por princípio, errada.

Os testes de estacionariedade conduzidos para os postos fluviométricos apontaram a aceitação dessa hipótese para os postos utilizados no nível de significância de 5%. Em consequência, foi aceita a hipótese de estacionariedade regional.

No caso dos postos pluviométricos, foram rejeitados, no nível de confiança de 95%, um dos postos entre os 12 utilizados no estudo. No entanto, essa rejeição não foi suficiente para rejeitar a hipótese de estacionariedade regional. Dessa forma, adotou-se a hipótese de estacionariedade dos dados hidrometeorológicos no presente estudo da bacia do rio Preto.

Adicionalmente, neste trabalho, não se considerou a presença de diferentes regiões hidrológicas na área de estudo, embora haja duas regiões de distintas altitudes: a região do curso superior apresenta relevo montanhoso com afloramentos rochosos, e a região do curso inferior apresenta planícies fluviais, além de uma cachoeira denominada Cachoeira da Fumaça. Estudos futuros, nesse sentido, devem ser conduzidos na medida em que a disponibilidade de postos fluviométricos aumentar.

5.2. Geração das Séries de Evapotranspiração pelo método do BHS

De acordo com o método do balanço hídrico sazonal, foram geradas séries de evapotranspiração a partir apenas de dados de vazão e precipitação, além da medida de área da bacia.

Para iniciar o cálculo do BHS, é necessário o cálculo da constante T (constante temporal da recessão). Considerando-se a recessão linear, pode-se calcular essa constante como:

$$T = -\frac{1}{\ln(K_{95})} \quad (5.1)$$

onde K_{95} é o coeficiente angular da reta envoltória de 95% dos pontos do gráfico de $Q(t)$ versus $Q(t+\Delta t)$. O valor de K_{95} , calculado para Ponte do Souza, foi de

aproximadamente 0,9808, correspondendo, assim, a uma constante T igual a 52 dias, e, para Manuel Duarte, de cerca de 0,9896, correspondendo a uma constante T de 96 dias.

As Figuras 5.8 e 5.9 mostram as séries de evapotranspiração resultantes da aplicação do método para as bacias de Ponte do Souza e Manuel Duarte, no período de julho de 1994 até julho de 2010, contemplando um período além do período modelado nesta dissertação. A Figura 5.10 compara as séries dos dois postos.

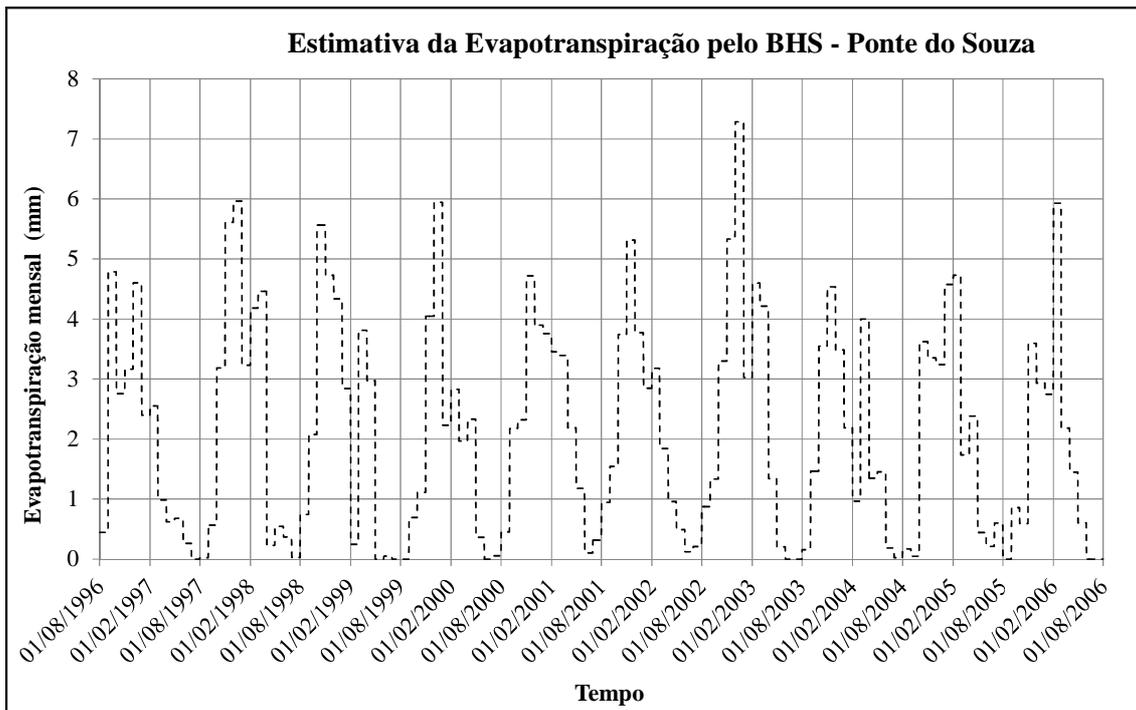


Figura 5.8 - Série de evapotranspiração calculada para Ponte do Souza

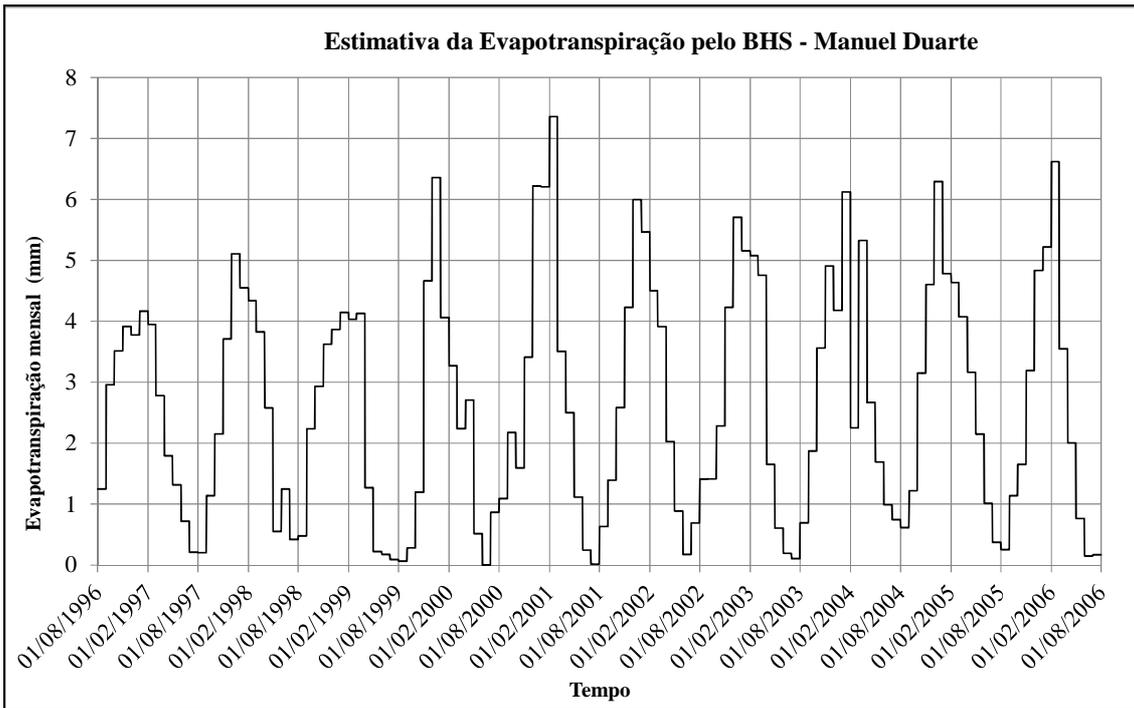


Figura 5.9 - Série de evapotranspiração calculada para Manuel Duarte

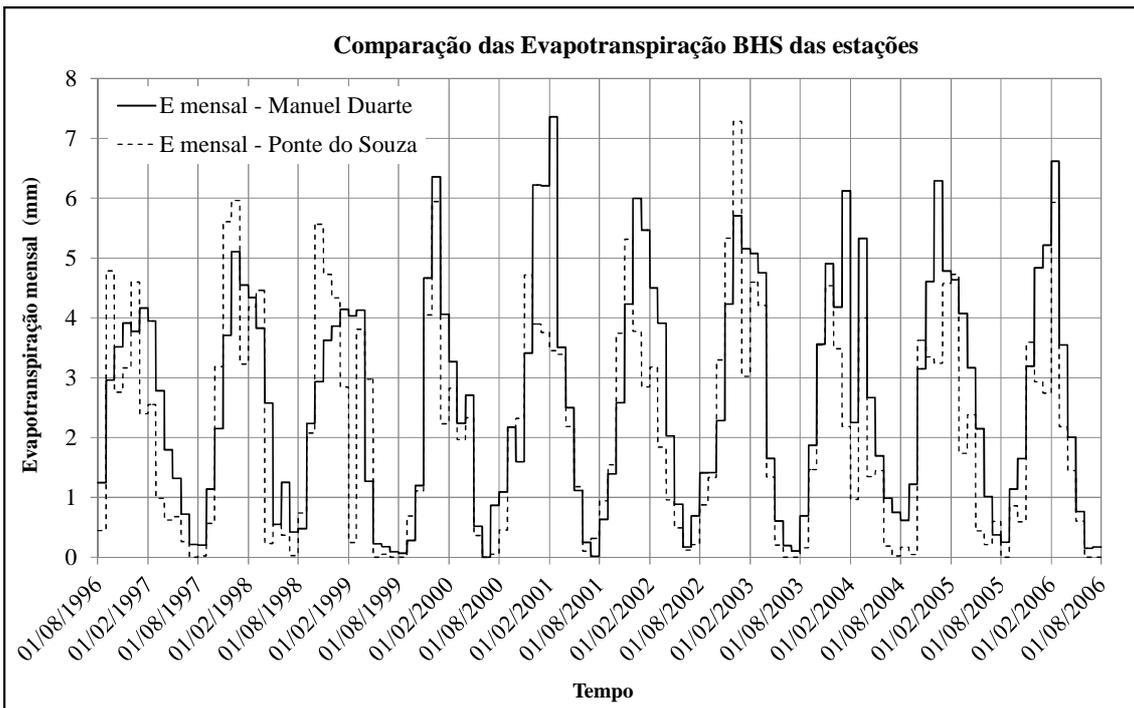


Figura 5.10 - Comparação das séries de evapotranspiração das estações

Quando se analisam as séries de evapotranspiração dos dois postos, comparativamente, observa-se que, na maior parte do tempo, a bacia de Manuel Duarte tem maiores valores de evapotranspirações do que a bacia de Ponte do Souza. Esse fato

pode ser justificado por diversos fatores como a topografia e a cobertura do solo. A bacia de Manuel Duarte contempla quase toda área da bacia do rio Preto, possuindo áreas com altas, médias e baixas altitudes, que podem, na média, resultar em temperaturas e pressão barométrica mais elevadas e que, quando acopladas, favorecem o aumento da evapotranspiração. A cobertura do solo interfere quando se leva em consideração o tipo de vegetação. A bacia de Ponte do Souza possui vegetação nativa, mais densa e com árvores altas produzindo sombreamento no solo, diminuindo a temperatura, a velocidade do vento e o aumento da umidade relativa do ar na região próxima ao solo, podendo, portanto, diminuir a evapotranspiração, enquanto a bacia de Manuel Duarte contempla muitas áreas de pastagens e agrícolas.

Uma análise crítica mais cuidadosa sobre o desempenho do método BHS pode ser realizada através da verificação do balanço de massa acumulado realizado pelo modelo. Para tal, a Figura 5.11 apresenta a comparação entre os valores acumulados da evapotranspiração calculada pelo BHS e os totais acumulados da diferença diária entre precipitação e vazão, em mm/dia, para os dois postos estudados.

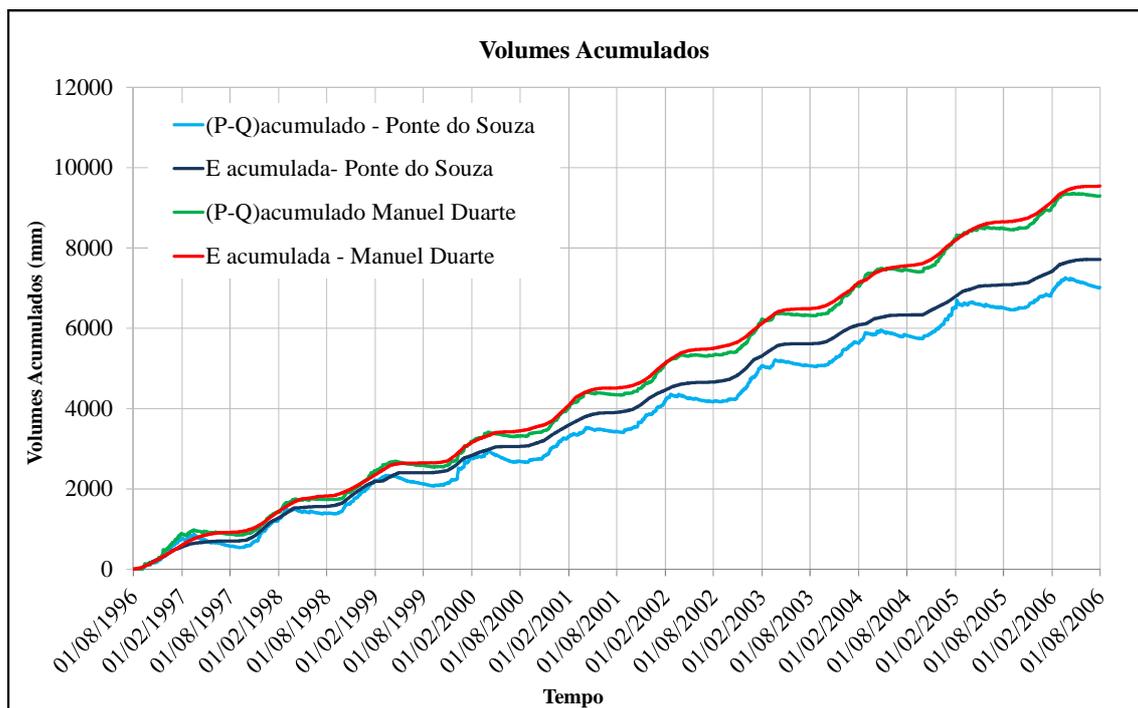


Figura 5.11 - Evapotranspiração BHS acumulada comparada a (P-Q) acumulada

Para o posto de Manuel Duarte, os resultados foram razoáveis, uma vez que se verifica pequeno distanciamento entre as curvas, com tendência de superestimativa da evapotranspiração.

Entretanto, para o posto de Ponte do Souza, os resultados não foram muito satisfatórios, uma vez que se verifica um distanciamento de até 708 mm entre as curvas, enquanto, para Manuel Duarte, o espaçamento máximo verificado foi de 255 mm. Para esse posto, também houve tendência de superestimativa da evapotranspiração.

Nessa tendência de superestimativa de evapotranspiração está embutida a incerteza da representação da precipitação pelos dados utilizados e o erro de balanço hídrico nos períodos irregulares utilizados no método BHS. Esse último erro é influenciado pela escolha dos pontos de recessão, além da influência da representação linear da recessão.

5.3. Resultados do NDVI

Observou-se, com a geração do NDVI, que os níveis de cinza mais claros expressam valores que representam altos índices de vegetação em termos de volume de fitomassa, enquanto níveis de cinza mais escuros representam baixos índices de vegetação, com níveis de cinza próximos a zero, como ilustrado na Figura 5.12, mais adiante. Esses valores correspondem a alvos urbanos, áreas muito desmatadas ou de afloramento rochoso que possuem uma área de absorção na faixa do infravermelho próximo.

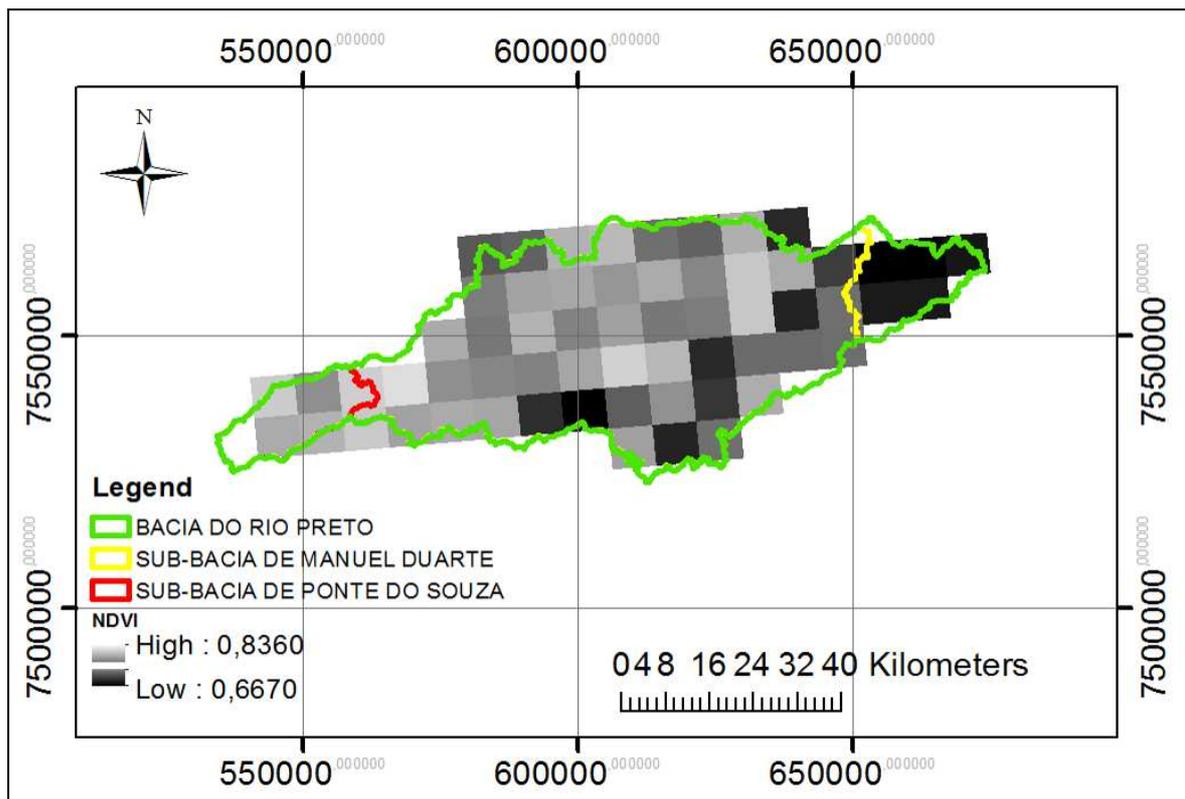


Figura 5.12 - Resultado do mapa de NDVI da bacia do rio Preto – 1ªquinzena de maio 1996

Como pode ser visto no mapa apresentado na Figura 5.12, a sub-bacia de Ponte do Souza apresenta maiores valores de NDVI com os píxeis de cinza mais claro, por ser caracterizada por um tipo de vegetação de floresta mais preservada, na área de proteção ambiental da bacia, enquanto, na região mais central e próxima ao exutório da bacia do rio Preto, os valores de NDVI diminuem com os píxeis se apresentando mais escuros.

A Tabela 5.1 mostra os valores médios mensais do período de dados completo disponíveis do NDVI.

Tabela 5.1 - NDVI médio mensal para cada sub-bacia estudada

MÊS	PONTE DO SOUZA	MANUEL DUARTE
JANEIRO	0,681	0,650
FEVEREIRO	0,706	0,692
MARÇO	0,732	0,718
ABRIL	0,774	0,736
MAIO	0,768	0,706
JUNHO	0,758	0,663
JULHO	0,745	0,624
AGOSTO	0,732	0,599
SETEMBRO	0,679	0,554
OUTUBRO	0,661	0,575
NOVEMBRO	0,657	0,604
DEZEMBRO	0,673	0,656

Pode-se constatar que, para a sub-bacia de Manuel Duarte, a média dos valores de NDVI, para o mês mais seco, foi de aproximadamente 0,55 e do mês mais úmido foi de aproximadamente 0,73. Para a sub-bacia de Ponte do Souza, esses valores corresponderam a, respectivamente, 0,65 e 0,77, ligeiramente mais elevados, visto que se trata da região com vegetação mais preservada e densa.

As variações dos valores de NDVI, para ambas as sub-bacias, não foi muito grande, como esperado, pois essas possuem cobertura vegetal bastante significativa, o que torna o NDVI menos sensível às variações de biomassa.

Nas Figuras 5.13 e 5.14, estão apresentados os valores médios mensais de precipitação e do NDVI e de evapotranspiração e do NDVI, respectivamente, para as duas sub-bacias, considerando o período estudado de agosto de 1996 a julho de 2006. Os dados de chuva utilizados foram provenientes do método de Thiessen, e a evapotranspiração foi obtida pelo BHS.

Quando se compara o NDVI das sub-bacias entre si, observa-se que os meses de maior e menor NDVI das sub-bacias não coincidem, apesar dos períodos úmidos e secos coincidirem, como pode ser confirmado pelo resultado da precipitação.

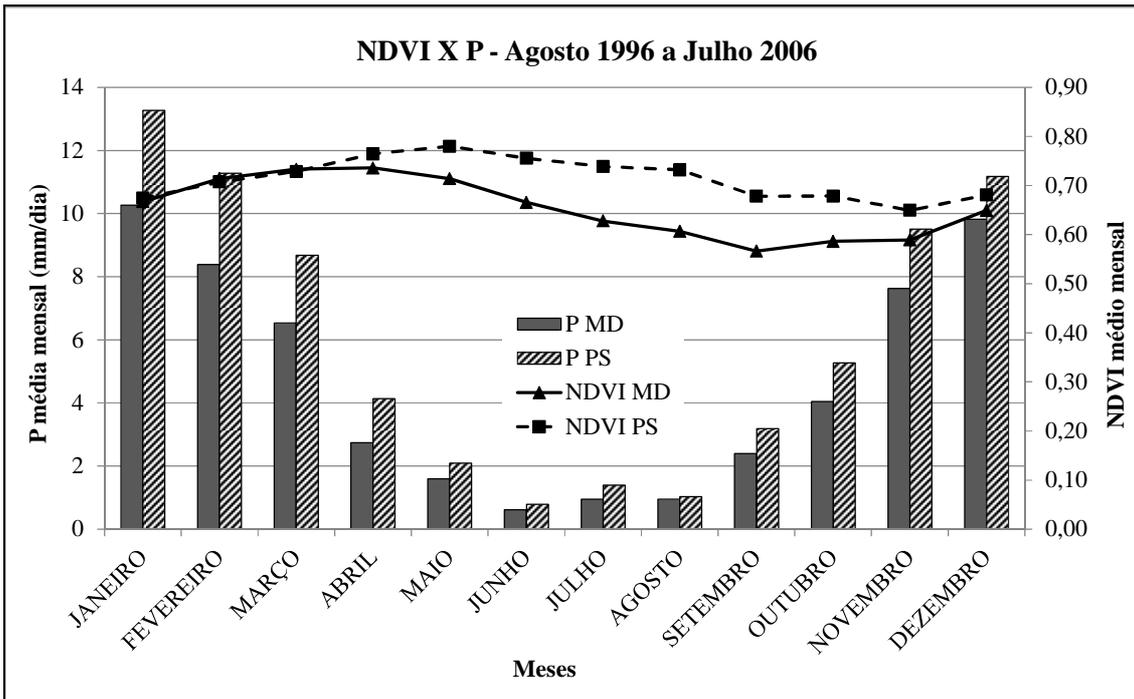


Figura 5.13 - NDVI e precipitação médios mensais de Manuel Duarte e Ponte do Souza

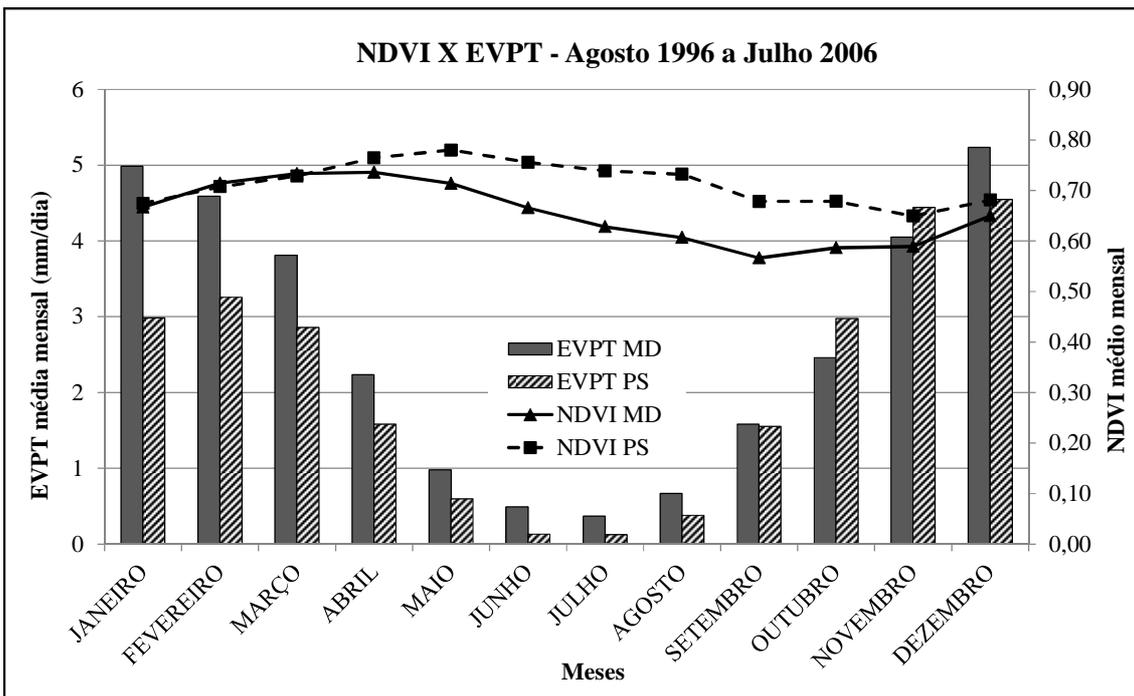


Figura 5.14 - NDVI e evapotranspiração médios mensais de Manuel Duarte e Ponte do Souza

Analisando-se as Figuras 5.13 e 5.14, constata-se que a precipitação e o NDVI médios mensais das duas sub-bacia são diretamente proporcionais, ou seja, a sub-bacia

de Ponte do Souza tem maiores índices pluviométricos e apresenta NDVI também maior, enquanto a sub-bacia de Manuel Duarte, com menor índice pluviométrico, apresenta NDVI menor, o que é esperado já que regiões mais úmidas propiciam vegetação mais densa.

No entanto, o oposto ocorre quando se compara o comportamento da evapotranspiração potencial e do NDVI das sub-bacias. A sub-bacia de Manuel Duarte, com maiores taxas de evapotranspiração, apresenta menores valores de NDVI, e a sub-bacia de Ponte do Souza, com menor evapotranspiração, apresentou maiores valores de NDVI.

Essas figuras também mostram que existe uma defasagem entre os dados hidrológicos e o NDVI, o que indica que a resposta da vegetação aos eventos de chuva não é imediata ou tão rápida quanto acontece com a evapotranspiração.

A partir da confirmação da existência da defasagem entre a evapotranspiração e o NDVI, foram avaliadas as defasagens de maneira independente para as duas sub-bacias e por período de modelagem hidrológica (calibração e validação).

As Figuras 5.15 e 5.16 mostram o comportamento, ao longo do período completo estudado, para a modelagem hidrológica da evapotranspiração (BHS) e do NDVI para as sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte do Souza, respectivamente.

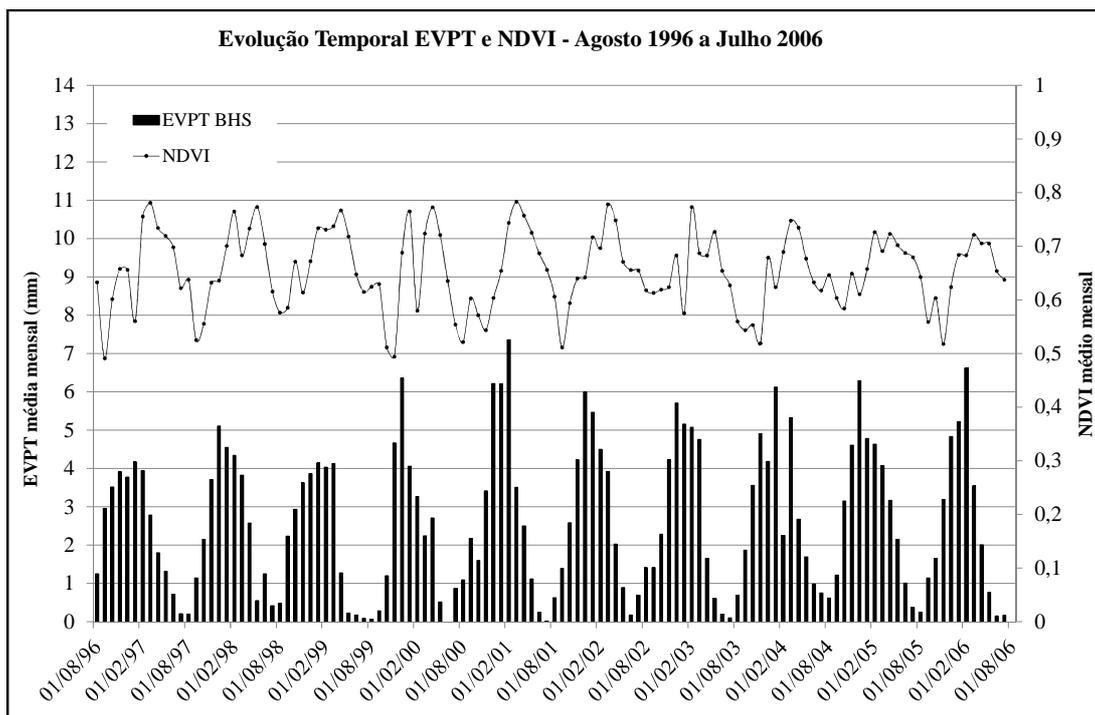


Figura 5.15 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e do NDVI de Manuel Duarte

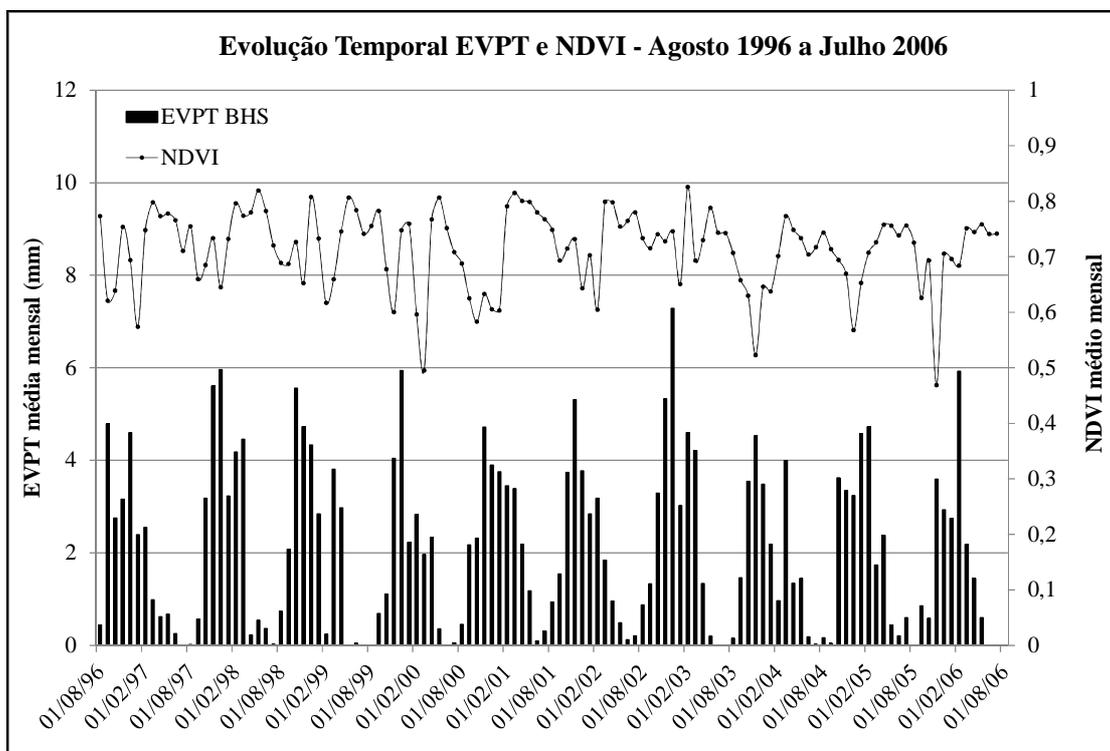


Figura 5.16 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e do NDVI de Ponte do Souza

5.4. Geração das Novas Séries de Evapotranspiração obtidas pelo NDVI

Para determinação das novas séries de evapotranspiração para cada sub-bacia, foram efetuados os passos descritos no capítulo de metodologia do presente trabalho.

As Figuras 5.17 e 5.19 mostram os dados médios mensais de evapotranspiração e do NDVI, além do NDVI defasado, dos períodos de calibração e validação, respectivamente, para a sub-bacia de Manuel Duarte. A partir dessas figuras, determinou-se a defasagem em relação aos picos para que, a partir dela, fosse efetuada a regressão linear entre o NDVI defasado e a evapotranspiração obtida pelo BHS.

As regressões lineares para o período de calibração e de validação estão apresentadas nas Figuras 5.18 e 5.20, com as equações resultantes para o cálculo das novas séries de evapotranspiração e os coeficientes de determinação R-quadrado.

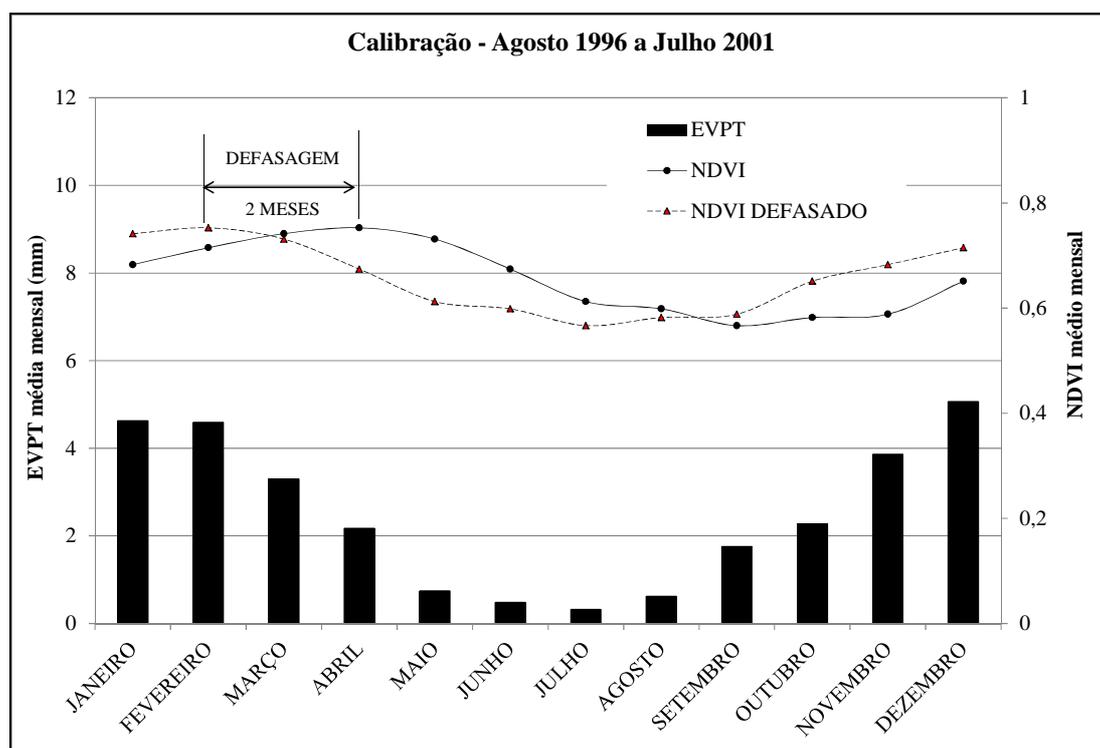


Figura 5.17 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Manuel Duarte – período de calibração

Como verificado, a defasagem foi de 2 meses e foi aplicada aos dados do NDVI para gerar a Figura 5.18. A mesma defasagem foi encontrada no período de validação.

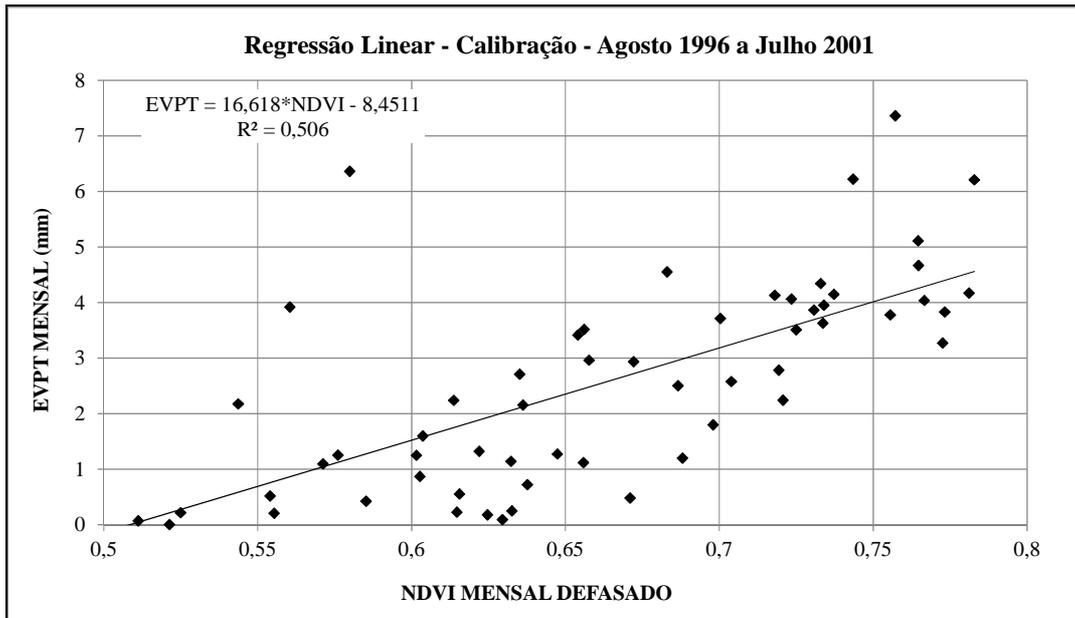


Figura 5.18 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – período de calibração

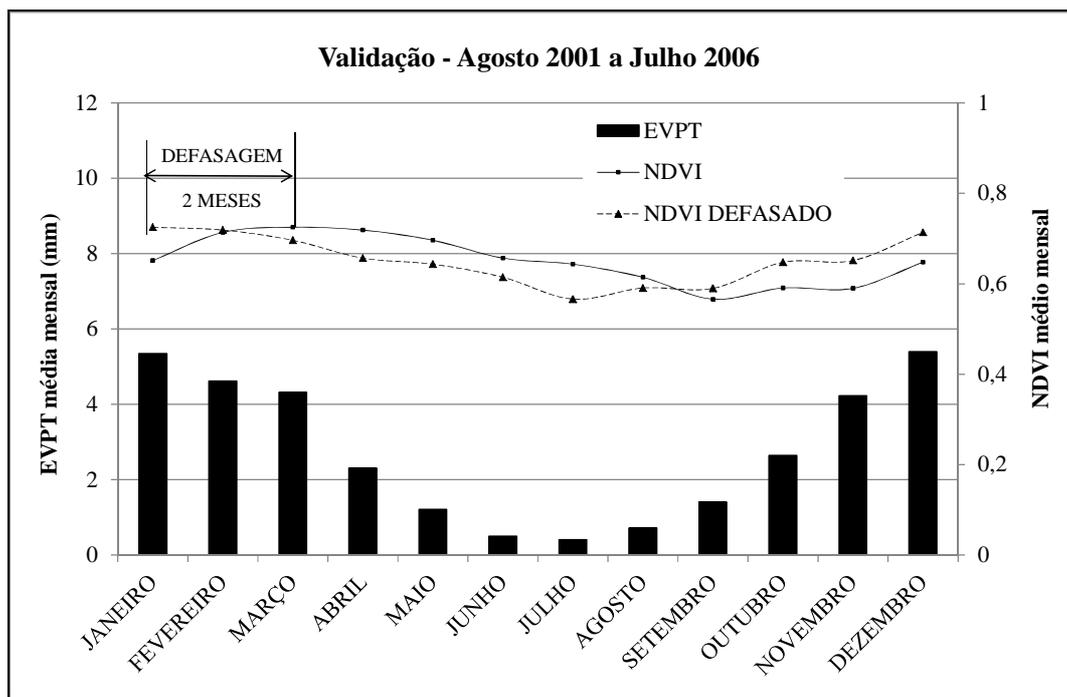


Figura 5.19 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – período de validação

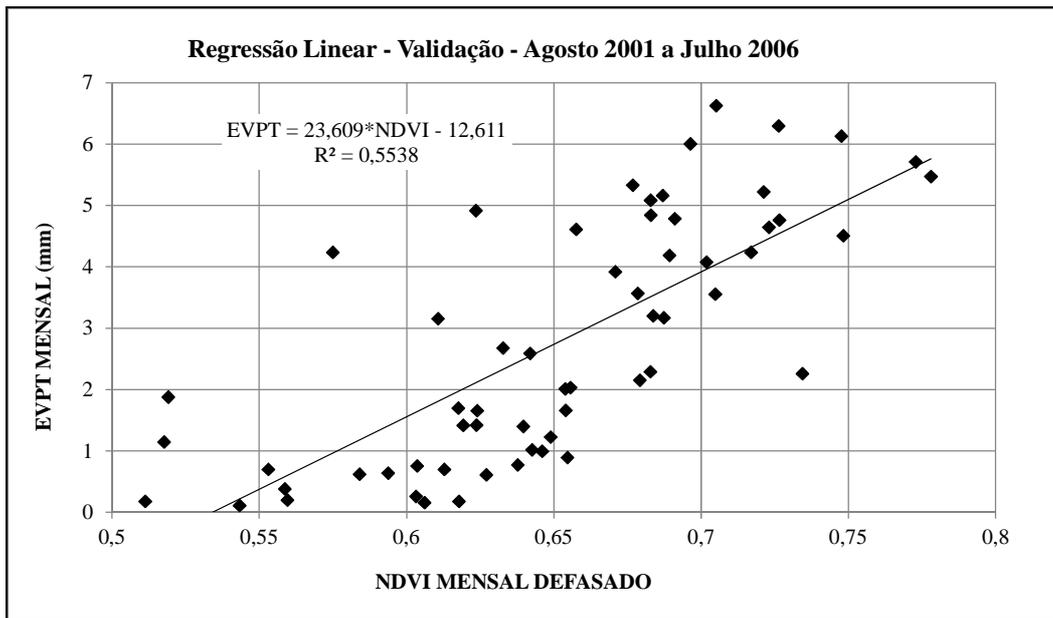


Figura 5.20 - Regressão Linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte – Período de Validação

A partir das equações de regressão, foi possível calcular a nova série de evapotranspiração, como mostrado na Figura 5.21, comparativamente à série obtida pelo BHS.

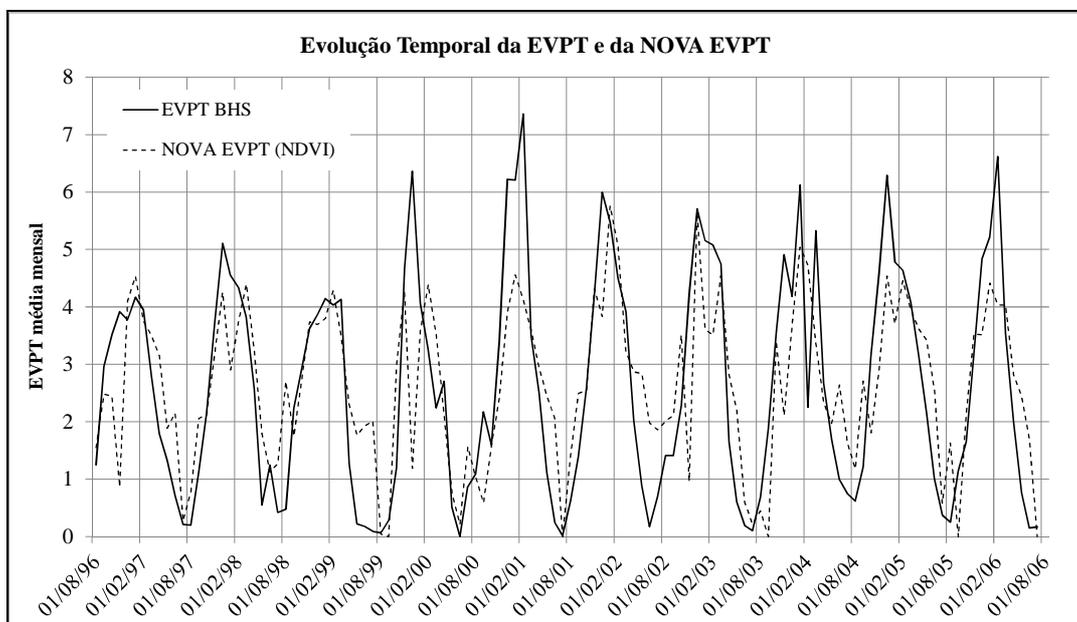


Figura 5.21 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e da nova série de evapotranspiração do NDVI de Manuel Duarte

Como pode se verificar, a nova série de evapotranspiração obtida pelo NDVI subestimou os picos, mas, em muitos casos, superestimou a evapotranspiração obtida pelo BHS, o que também pode ser visto na Figura 5.22, que mostra o gráfico de dispersão das séries de evapotranspirações.

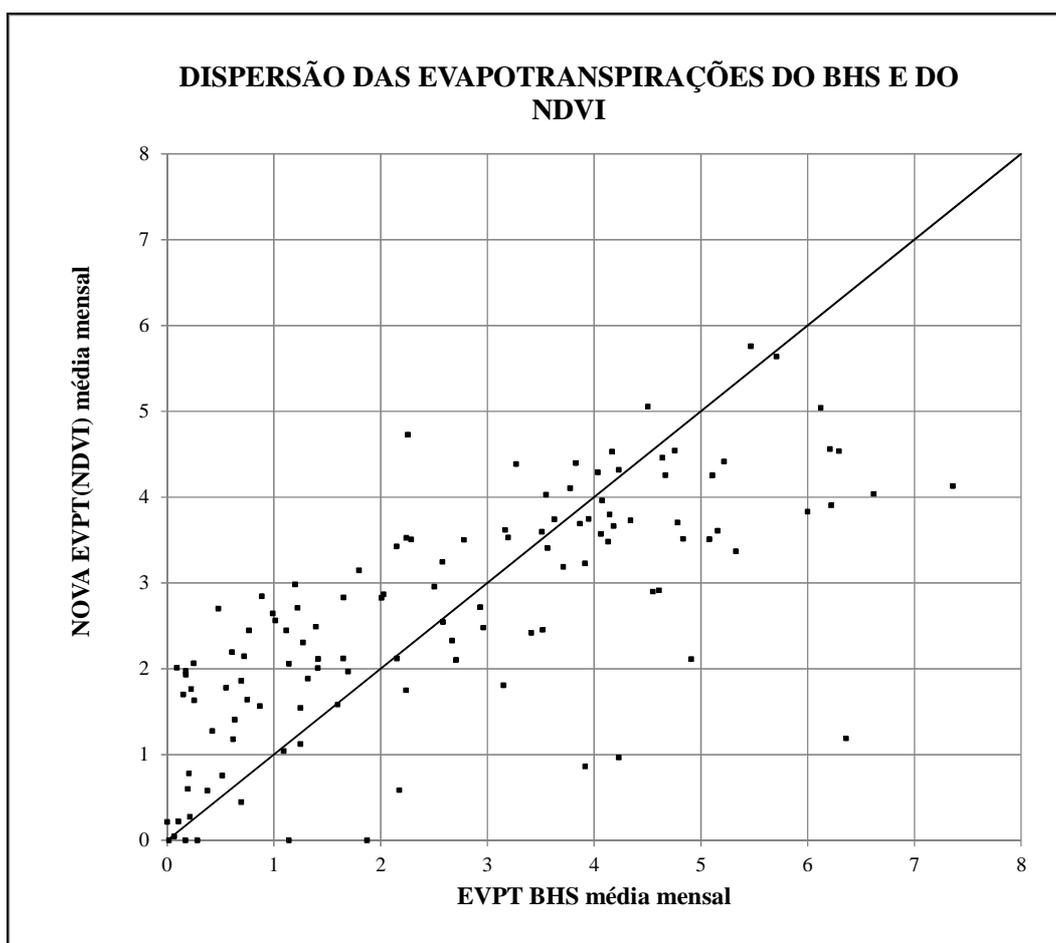


Figura 5.22 - Dispersão das evapotranspirações geradas pelo BHS e pelo NDVI de Manuel Duarte

No gráfico de dispersão, pode-se ver que, para maiores valores de evapotranspiração do BHS, os pontos ficaram abaixo da reta de 45 graus, e, para valores menores, os pontos ficaram acima da reta.

Uma análise crítica mais cuidadosa sobre o desempenho da nova metodologia pode ser realizada através da verificação do balanço de massa acumulado. Para tal, a Figura 5.23 apresenta a comparação entre os valores acumulados da evapotranspiração

calculada pelo BHS, a evapotranspiração calculada pelo NDVI e os totais acumulados da diferença diária entre precipitação e vazão, em mm/dia.

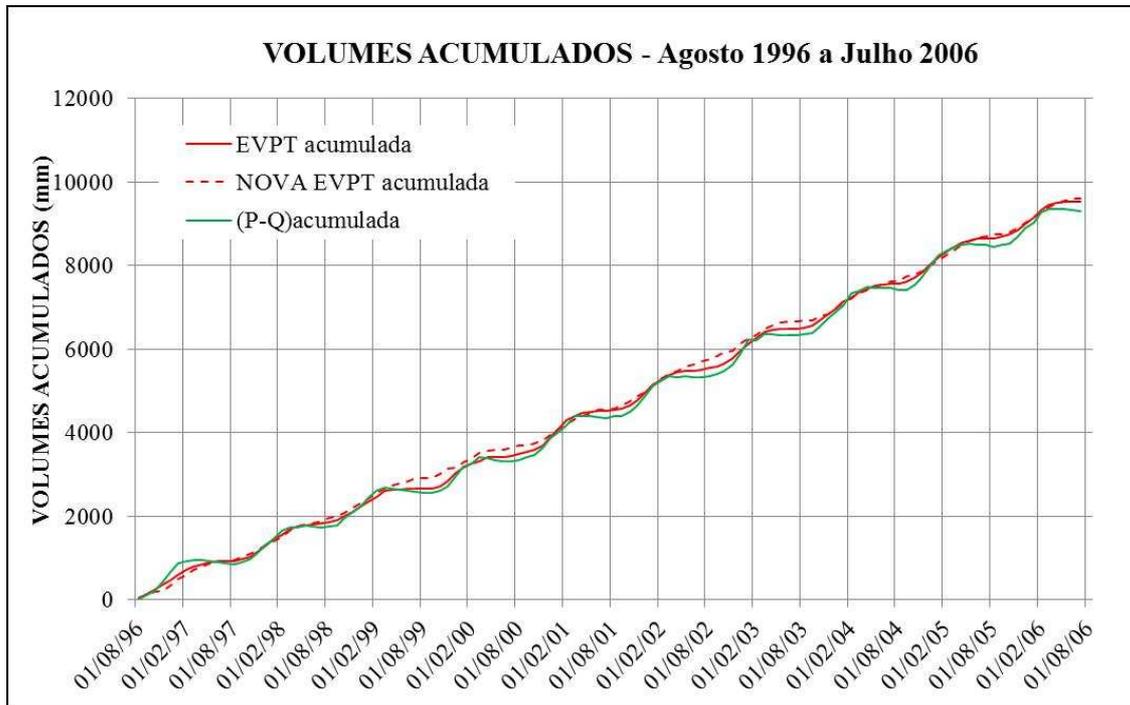


Figura 5.23 - Evapotranspiração NDVI acumulada comparada à evapotranspiração BHS acumulada e (P-Q) acumulada de Manuel Duarte

Os resultados mostraram-se razoáveis, uma vez que se verifica que o volume final das três curvas foi bem próximo. Além disso, o distanciamento entre as curvas foi pequeno, com tendência de superestimativa da evapotranspiração obtida pelo NDVI, tanto em relação à evapotranspiração acumulada obtida pelo BHS como em relação à diferença acumulada entre a precipitação e a vazão.

Para determinação da nova série de evapotranspiração obtida pelo NDVI para a sub-bacia de Ponte do Souza as mesmas considerações feitas para Manuel Duarte são válidas e resultaram nas figuras a seguir.

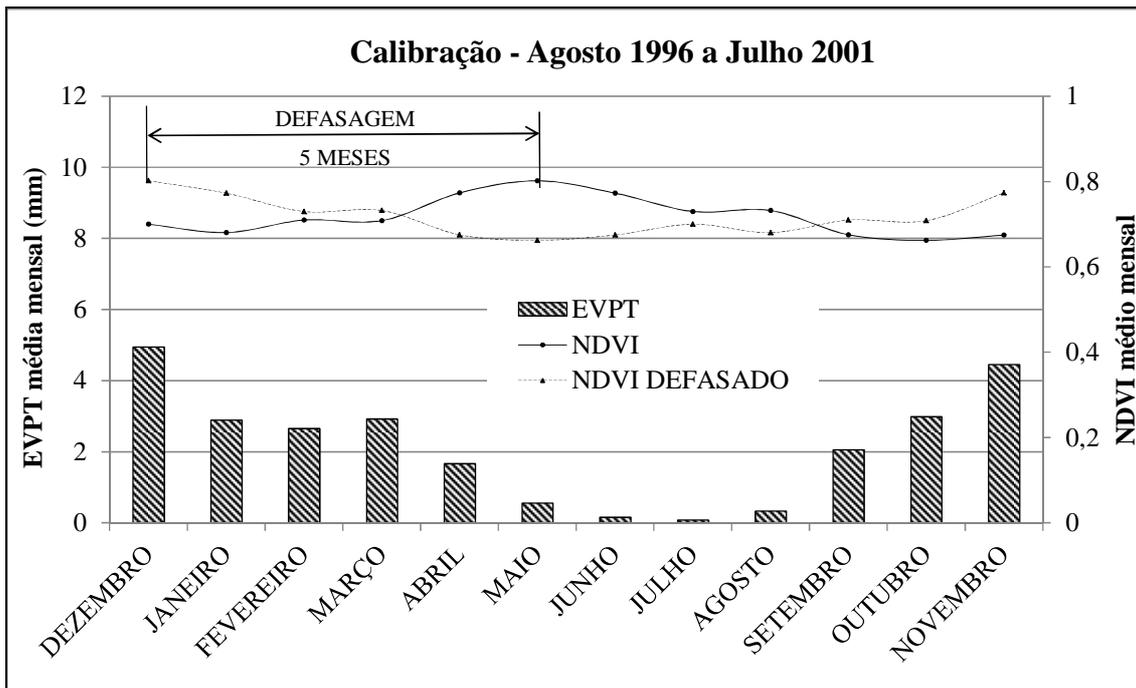


Figura 5.24 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Ponte do Souza – período de calibração

Como verificado, a defasagem foi de 5 meses e foi aplicada aos dados do NDVI para gerar a Figura 5.25. A mesma defasagem foi encontrada no período de validação.

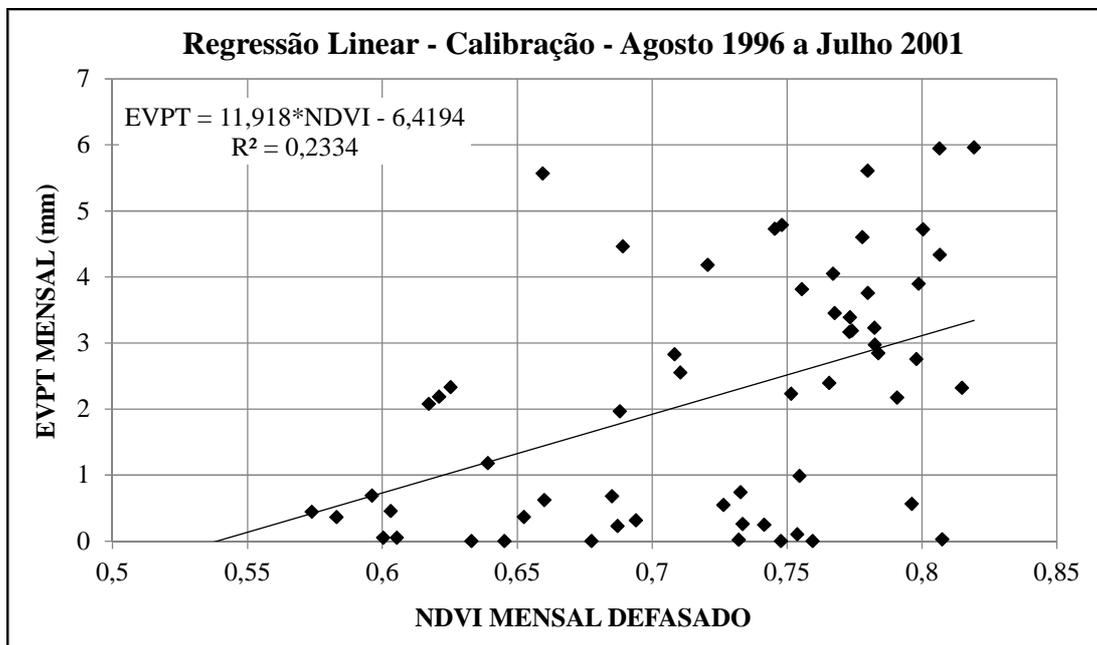


Figura 5.25 - Regressão linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e de evapotranspiração do BHS de Ponte do Souza – período de calibração

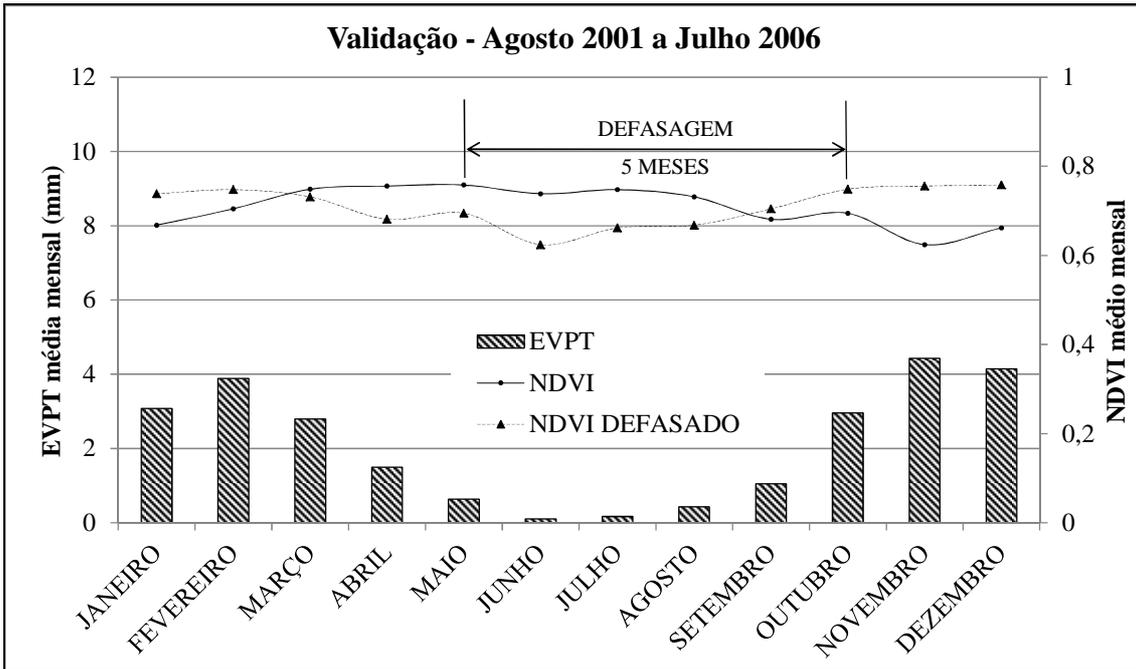


Figura 5.26 - Médias de evapotranspiração do BHS e do NDVI mensais de Ponte do Souza – período de validação

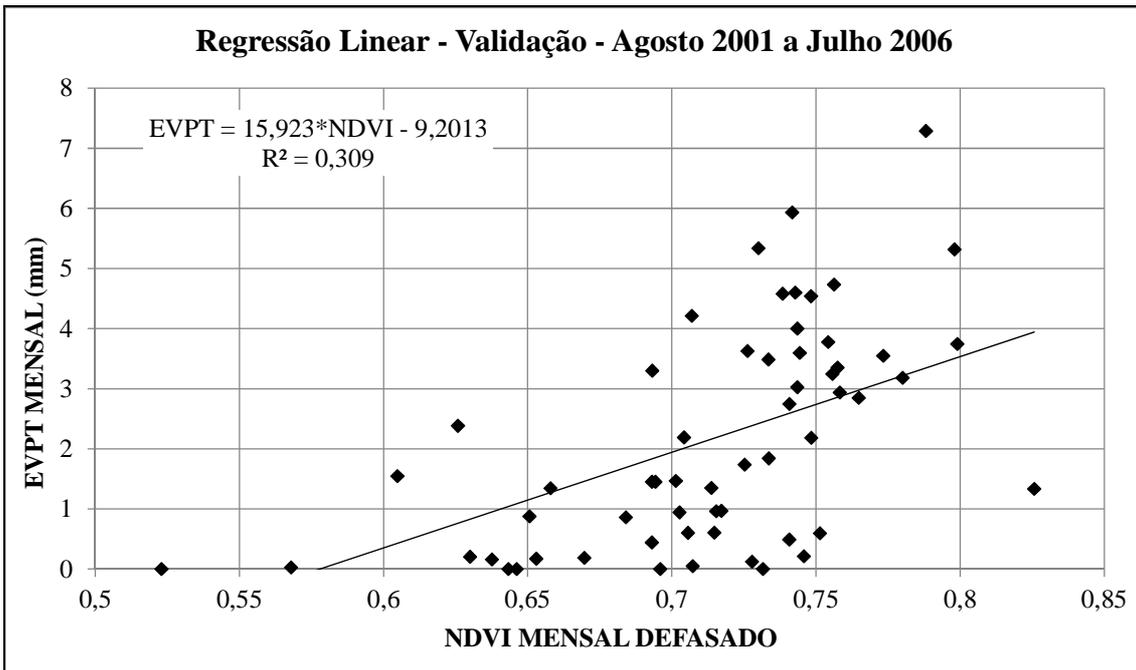


Figura 5.27 - Regressão Linear com as séries médias mensais de NDVI defasado e evapotranspiração do BHS de Ponte do Souza – Período de Validação

A partir das equações de regressão, foi possível calcular a nova série de evapotranspiração de Ponte do Souza, como mostrado na Figura 5.28, comparativamente à série obtida pelo BHS.

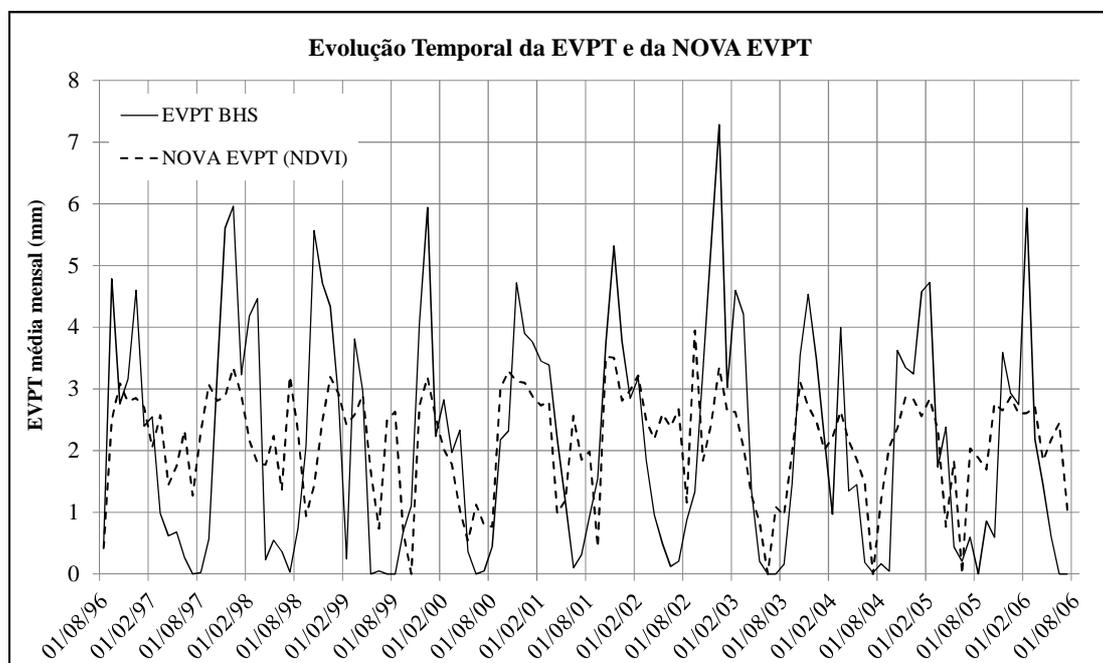


Figura 5.28 - Evolução temporal das séries médias mensais de evapotranspiração do BHS e da nova série de evapotranspiração do NDVI de Ponte do Souza

A nova série de evapotranspiração, obtida pelo NDVI, para Ponte do Souza, teve o mesmo comportamento da nova série de Manuel Duarte, com subestimação dos picos, e, no caso de valores mais baixos de evapotranspiração, apresentou superestimação. Entretanto a subestimação dos picos foi maior do que em Manuel Duarte. No gráfico de dispersão mostrado na Figura 5.29, pode-se ver que, para maiores valores de evapotranspiração do BHS, os pontos ficaram sob a reta de 45 graus, e, para valores menores, os pontos ficaram acima da reta.

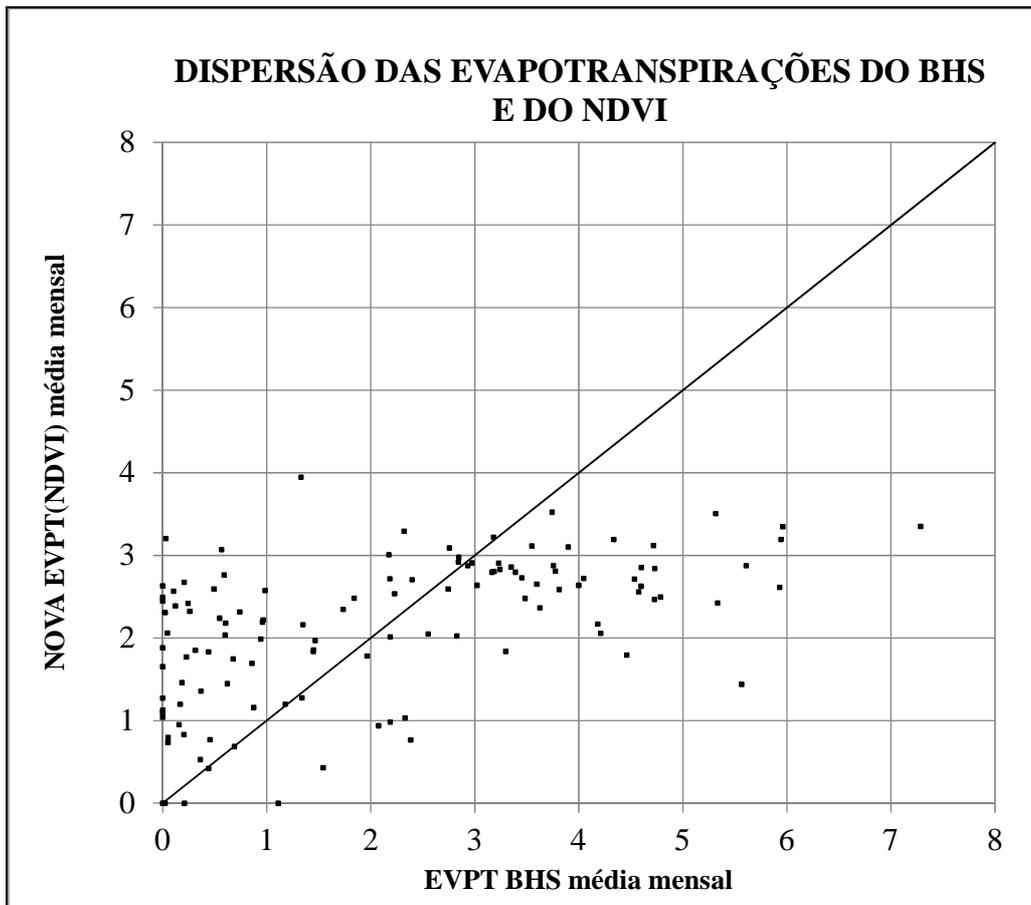


Figura 5.29 - Dispersão das evapotranspirações geradas pelo BHS e pelo NDVI de Ponte do Souza

Para uma análise crítica mais cuidadosa sobre o desempenho da nova metodologia, o mesmo procedimento realizado para Manuel Duarte foi realizado para Ponte do Souza através da verificação do balanço de massa acumulado. A Figura 5.30 apresenta a comparação entre os valores acumulados da evapotranspiração calculada pelo BHS, a evapotranspiração calculada pelo NDVI e os totais acumulados da diferença diária entre precipitação e vazão, em mm/dia.

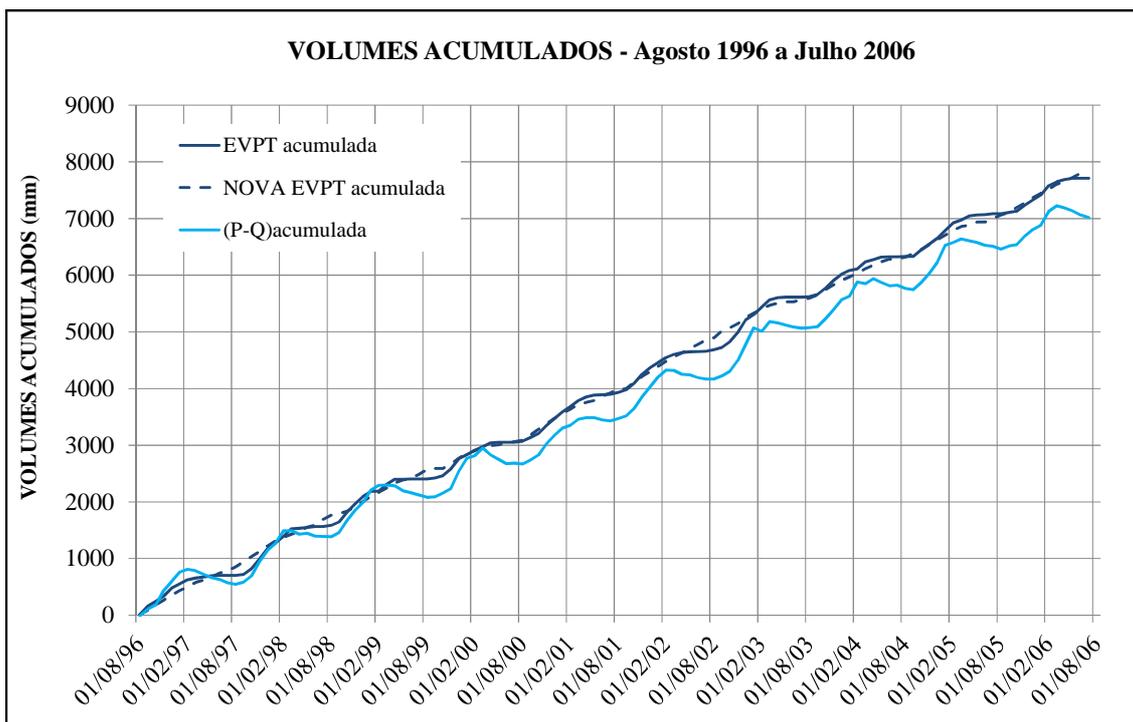


Figura 5.30 - Evapotranspiração NDVI acumulada comparada à evapotranspiração BHS acumulada e (P-Q) acumulada de Ponte do Souza

A figura de volumes acumulados confirma a observação sobre a alternância de períodos de subestimação e superestimação da evapotranspiração do NDVI em relação à evapotranspiração do BHS com as curvas se cruzando entre os períodos de recessão e ascensão.

Para o posto de Ponte do Souza, os resultados continuaram não muito satisfatórios, uma vez que o distanciamento entre as curvas de evapotranspiração acumulada e (P-Q) acumulada manteve-se alto, confirmando a tendência de superestimativa da evapotranspiração.

5.4.1 Regionalização das Séries de Evapotranspiração através do NDVI

A nova metodologia de regionalização usando dados NDVI propõe a aplicação das equações obtidas pela regressão linear de uma sub-bacia aos dados de NDVI defasados da outra sub-bacia, para o mesmo período de dados, para obtenção da nova série de evapotranspiração.

Dessa forma, a equação de regressão linear obtida para o período de validação de Manuel Duarte foi aplicada à série de dados NDVI, também no período de validação da

sub-bacia de Ponte do Souza, e uma série de evapotranspiração regionalizada foi obtida. O mesmo procedimento foi realizado para a sub-bacia de Manuel Duarte com a equação de Ponte do Souza.

As Figuras 5.31 e 5.32 apresentam os resultados das séries de evapotranspiração regionalizadas para as duas sub-bacias.

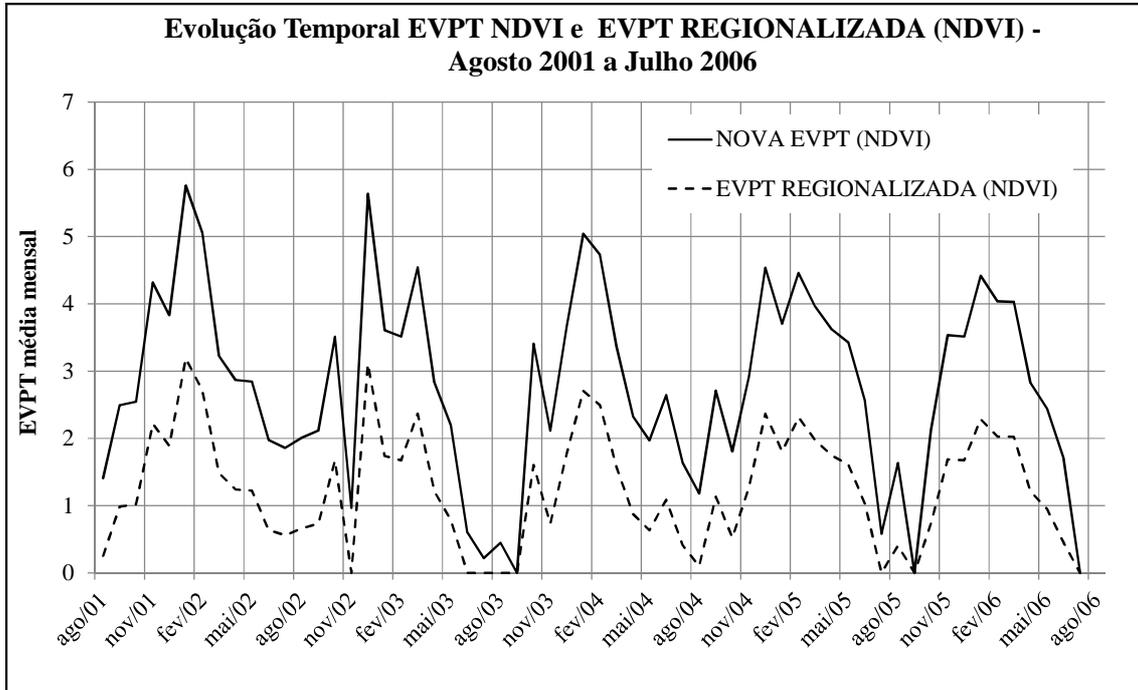


Figura 5.31 - Comparação das séries de evapotranspiração obtidas pelo NDVI e regionalizadas pelo NDVI para a sub-bacia de Manuel Duarte

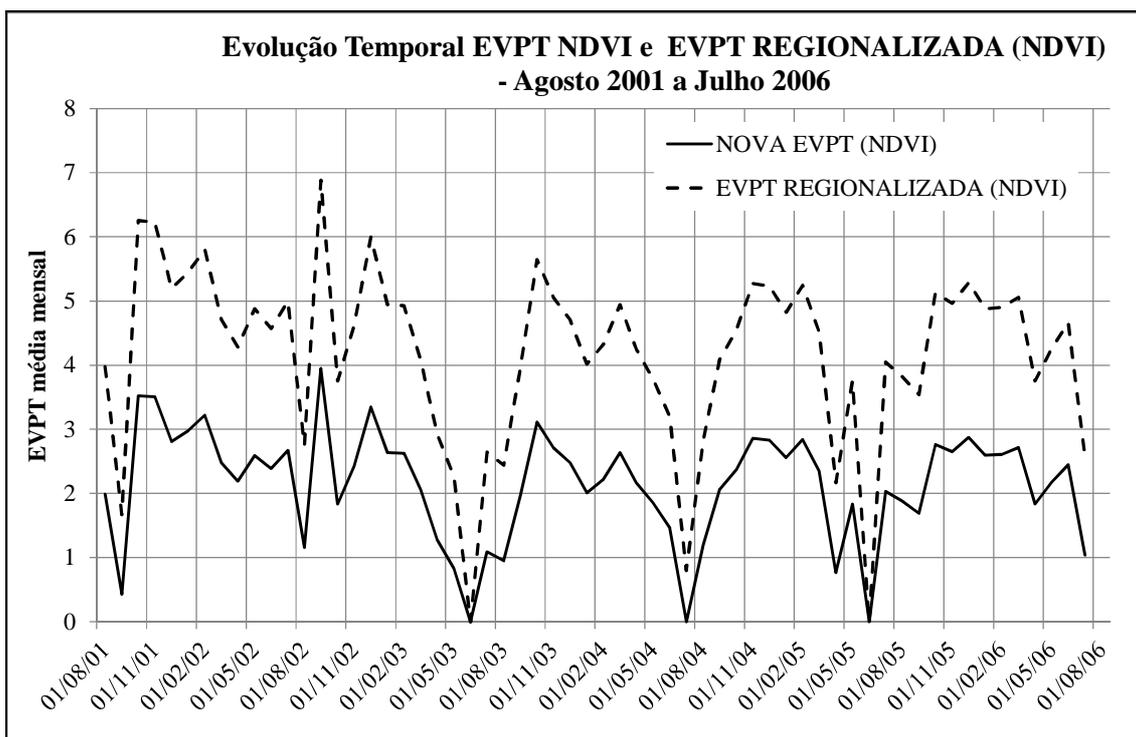


Figura 5.32 - Comparação das séries de evapotranspiração obtidas pelo NDVI e regionalizadas pelo NDVI para a sub-bacia de Ponte do Souza

A regionalização para a sub-bacia de Manuel Duarte subestimou os dados de evapotranspiração em relação aos dados obtidos pelo NDVI sem regionalização enquanto para a sub-bacia de Ponte do Souza a série foi superestimada.

5.5. Planejamento das simulações hidrológicas

Foram realizadas várias simulações, visando estudos comparativos que permitissem a definição de situações onde o modelo, de fato, fornecesse indicações do seu potencial de regionalização. Portanto, não foi intenção da presente pesquisa esgotar o tema no tocante à definição do conjunto denominado ótimo de parâmetros, ou seja, aqueles que tornam a função objetivo a menor possível, tornando mais próximos os resultados dos hidrogramas observados e simulados.

A seqüência de estudos proposta foi descrita no capítulo de metodologia estando os resultados apresentados nos itens a seguir.

5.5.1 Critérios Gerais

Para realização das simulações, de modo que elas fossem comparáveis entre si, foi necessário adotar um critério único para as duas sub-bacias estudadas, Ponte do Souza e Manuel Duarte, com base nos dados de hidrologia conhecidos para cada uma das bacias, de forma que a estimativa de tais parâmetros iniciais tivesse algum respaldo na hidrologia local. Para tal, foram utilizados, por exemplo, os valores das constantes de recessão subterrânea e superficial e a evolução dos armazenamentos nos reservatórios lineares do modelo, definidas a partir do método BHS para cálculo da evapotranspiração potencial com base no balanço hídrico das bacias.

Durante a análise das séries históricas de vazão e de precipitação em todas as estações do estudo, e do NDVI verificou-se que os postos pluviométricos e fluviométricos de Manuel Duarte e Ponte do Souza têm períodos comuns disponíveis até o ano de 2011, e as imagens NDVI estão disponíveis até 2006. Assim, optou-se pela modelagem para o período mais recente comum entre os postos. Foi adotado o período de agosto de 1996 até julho de 2006, sendo que, entre agosto de 1996 a julho de 2001, o registro de dados foi destinado para calibração, enquanto, entre agosto de 2001 e julho de 2006, as informações foram empregadas para validação dos parâmetros. Nesse sentido, os períodos escolhidos estão em concordância com indicações do estudo realizado por CANEDO (1979), quando procurou avaliar o tamanho ideal da amostra na fase de calibração. Nesse estudo, o autor concluiu que um período de 3 anos já se revela aceitável, enquanto que um período de 5 anos poderia ser considerado, em termos práticos, como ideal.

Para o modelo SMAPII, conforme mencionado anteriormente, foi utilizado o método de calibração Rosenbrock de busca direta descrita por ROSENBRÖCK (1960).

Quanto aos dados de evapotranspiração, foram feitas simulações com aqueles obtidos pelo método BHS e também pela nova metodologia a partir de dados NDVI.

5.5.1.1 Estabelecimento dos Parâmetros Iniciais do Modelo SMAP

Os parâmetros KSUB e KSUP, constantes de recessão dos escoamentos subterrâneo e superficial, respectivamente, puderam ser estimados com base nos estudos realizados para a aplicação do método do BHS nas bacias em estudo. Através da análise das recessões dos hidrogramas para o cálculo da constante de tempo da recessão T em

cada uma das bacias, obtiveram-se os valores das constantes K dos gráficos $Q(t)$ x $Q(t+\Delta t)$. Para a estimativa de KSUB inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 99% dos pontos que representam as recessões, enquanto para a estimativa de KSUP inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 1% dos pontos (DI BELLO, 2005). Os valores calculados de KSUB e KSUP, para as duas sub-bacia, estão apresentados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Estimativas iniciais de KSUB e KSUP

SUB-BACIA	KSUB	KSUP
Manuel Duarte	0,9926	0,5702
Ponte do Souza	0,9859	0,4408

Para os parâmetros CPER e KPER, adotou-se a média entre os limites superior e inferior (0 e 1), sendo assim inicializados com um valor de 0,5 em ambas as bacias estudadas.

A variável ABSI, calculada de acordo com USDA (1986), foi igual a 18,00 mm, utilizando-se o valor de curva número (CN) médio de 73,00, estimado conforme classificação do SCS, com base nas características e tipo de ocupação do solo.

Para inicializar a operação do modelo, considerou-se nulo o nível inicial do reservatório superficial (NSUP) em todas as simulações, tanto no período de calibração como no período de validação.

Para determinar o nível inicial do reservatório subterrâneo (NSUB), utilizou-se a própria equação do modelo SMAPII para, através do valor médio da vazão de base no período de início da calibração e do KSUB estimado para cada sub-bacia, calcular o nível do reservatório subterrâneo pela equação: $NSUB = QSUB / (1 - KSUB)$. Os valores de NSUB iniciais para o período de calibração para as sub-bacias de Manuel Duarte e Ponte de Souza foram, respectivamente, 177 mm e 132 mm.

Para o período de validação, utilizou-se o KSUB resultante da calibração do modelo SMAPII na equação para determinação do NSUB, mas com a vazão de base correspondente ao período de início da validação. Esse critério é válido tanto para a simulação feita com a série de evapotranspiração obtida pelo BHS como pela simulação com a série de evapotranspiração obtida pelo NDVI.

Para estimativa inicial do parâmetro NSAT, para ambas as sub-bacias, adotou-se o mesmo critério dos parâmetros CPER e KPER, sendo assim inicializados com um valor de 1.500 mm.

Sabendo-se que o modelo considera que TSOL, a taxa de umidade do reservatório do solo, é dada pela relação entre o nível de água no reservatório do solo e o seu nível de saturação, obteve-se uma estimativa preliminar de NSOL, onde $NSOL = NSAT * TSOL$. Para estimativa da umidade do solo TSOL, considerou-se que esta varia linearmente com os valores de NDVI, considerando-se a faixa de valores possíveis de TSOL de 0 a 1 e do NDVI de -1 a 1, conforme Figura 5.33.

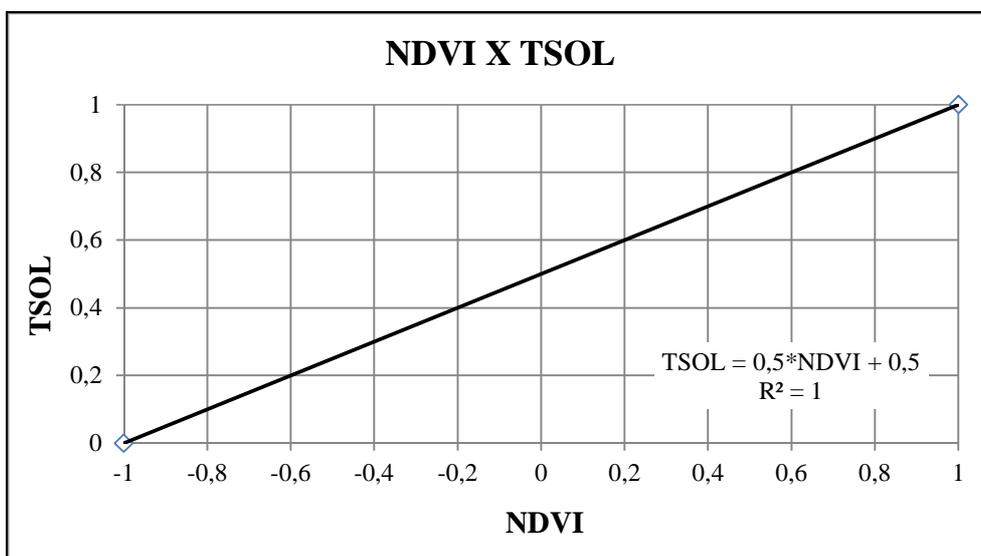


Figura 5.33 - Estimativa de TSOL a partir do NDVI

Porém, para determinação de TSOL, considerou-se o tempo de resposta do NDVI ao evento de chuva que foi verificado como sendo de três meses de defasagem. Sendo assim, para obter o TSOL de agosto de 1996, início da simulação do período de calibração, foi utilizado o NDVI de novembro de 1996.

Para o período de validação, utilizou-se o NSAT calibrado e o NDVI de novembro de 2001, início do período de validação, para obter o TSOL de agosto de 2001 e conseqüentemente o NSOL do mesmo período.

Os valores obtidos para o período de calibração foram coerentes com a faixa de variação desse parâmetro, normalmente de 0 a 3.000 mm, conforme pode ser constatado na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Estimativas iniciais de NSOL para período de calibração

SUB-BACIA	NSAT (mm)	NDVI	TSOL	NSOL (mm)
Manuel Duarte	1500	0,6672	83%	1250
Ponte do Souza	1500	0,8033	90%	1352

Desta forma, as grandezas vazão básica inicial (SUBI) e umidade do solo inicial (SOLI), dependentes dos valores de NSUB e NSOL iniciais, foram quantificadas *a priori* e não ficaram sujeitas ao processo de calibração automática.

5.6. Resultados das modelagens hidrológicas usando SMAP

5.6.1 Resultados da modelagem para Manuel Duarte – Período de Calibração

A seguir, serão apresentados, os resultados das modelagens hidrológicas do período de calibração, com o método automático Rosenbrock, da sub-bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Manuel Duarte.

Como já explicado, foram feitas calibrações com a série de evapotranspiração obtida pelo BHS (EVPT BHS) e com os dados de evapotranspiração obtidos através da equação de regressão linear entre os dados de evapotranspiração do BHS e do NDVI defasado (EVPT NDVI), como apresentado no item 5.4.

Na Tabela 5.4, estão apresentados os parâmetros estimados inicialmente e ao fim das calibrações automáticas.

Tabela 5.4 - Parâmetros no início e no fim das calibrações para Manuel Duarte

PARÂMETROS	Entrada Estimados	EVPT BHS	EVPT NDVI
		Saída Calibrados	Saída Calibrados
KSUP	0,5702	0,5967	0,6832
KPER	0,5000	0,8522	1,0000
KSUB	0,9926	0,9891	0,9934
ABSI	18	0	0
CPER	0,5000	0,8850	0,9025
NSAT	1500	1460	1348

Observa-se que, na calibração EVPT BHS, as constantes de recessão KSUB e KSUP tiveram respostas opostas, com KSUP aumentando e KSUB diminuindo, enquanto o valor de NSAT foi muito pouco reduzido. Já na calibração EVPT NDVI, observa-se que ambas as constantes de recessão KSUB e KSUP tiveram um acréscimo nos seus valores, mas KSUP apresentou um aumento maior do que KSUB, que foi muito pouco alterado. Já o parâmetro NSAT teve seu valor mais reduzido do que na calibração EVPT BHS.

Quanto aos valores que refletem a condutividade hidráulica do solo, CPER e KPER aumentaram da mesma ordem e grandeza, com valores próximos a 0,86 na calibração EVPT BHS, enquanto, na calibração EVPT NDVI, ambos aumentaram significativamente com CPER chegando a valor próximo à unidade, limiar máximo de restrição, e KPER atingindo a restrição máxima com valor igual à unidade.

Em ambas as calibrações, os valores de ABSI chegaram ao limiar mínimo da restrição, indicando não haver retenção de água na superfície do solo.

A Figura 5.34 apresenta os hidrogramas das vazões observadas e calibradas.

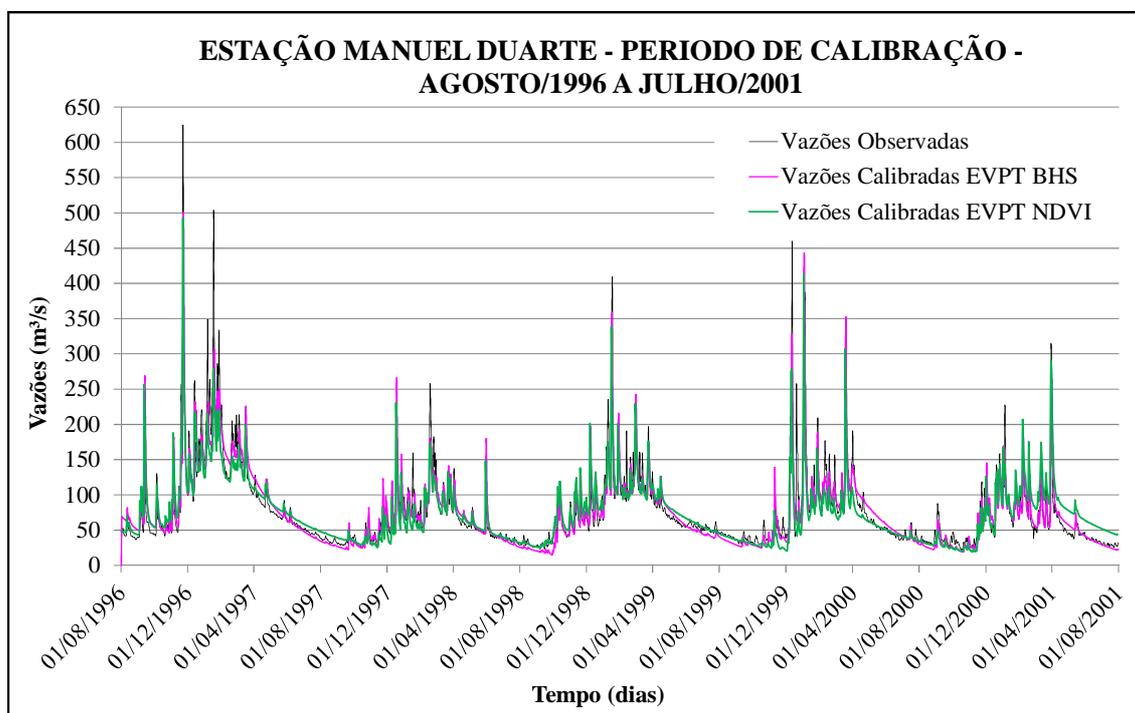


Figura 5.34 - Hidrogramas das vazões observadas e calibradas para estação de Manuel Duarte

Verifica-se, analisando os hidrogramas, que a calibração EVPT BHS, além de subestimar a vazão de base observada, representando estiagens mais severas do que as verdadeiramente observadas, subestimou mais do que superestimou a série de vazões de modo geral, como verificado também no gráfico de dispersão mostrado na Figura 5.35.

Analisando-se os períodos de recessão, na Figura 5.34, observa-se que a modelagem superestimou as vazões no início da recessão até cerca de metade desse período, passando a subestimar da metade da recessão até o período da vazão de base.

A calibração EVPT NDVI alternou entre períodos de superestimação e subestimação, tanto para a vazão de base observada como para a série de vazões de modo geral. Nos períodos de recessão, observa-se que a modelagem superestimou as vazões na maior parte. Esse fato pode ser explicado pelos altos valores calibrados de CPER e KPER, que correspondem a uma maior capacidade de campo e mais alta condutividade hidráulica do solo, resultando em um aumento das vazões de base, uma vez que o solo tem a sua capacidade de retenção e alimentação do escoamento de base ampliadas.

Nas Figuras 5.35 e 5.36 estão apresentados os gráficos de dispersão para ambas as calibrações.

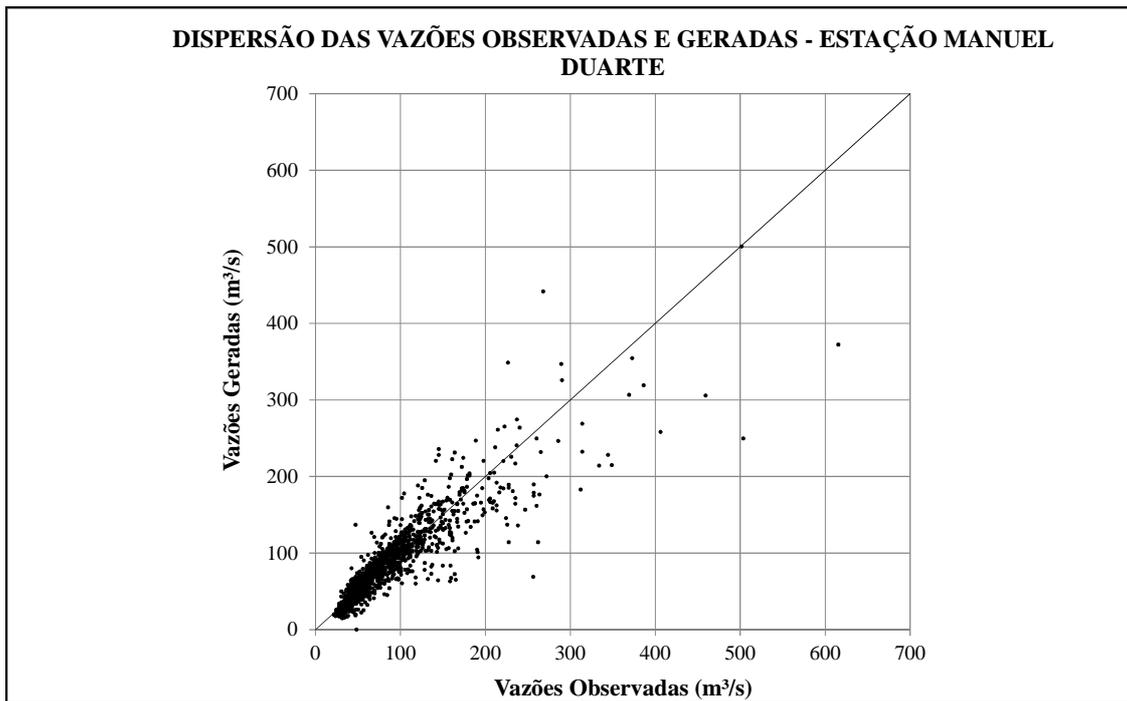


Figura 5.35 - Dispersão das vazões calibradas com EVPT BHS e observadas para estação de Manuel Duarte – Período de Calibração

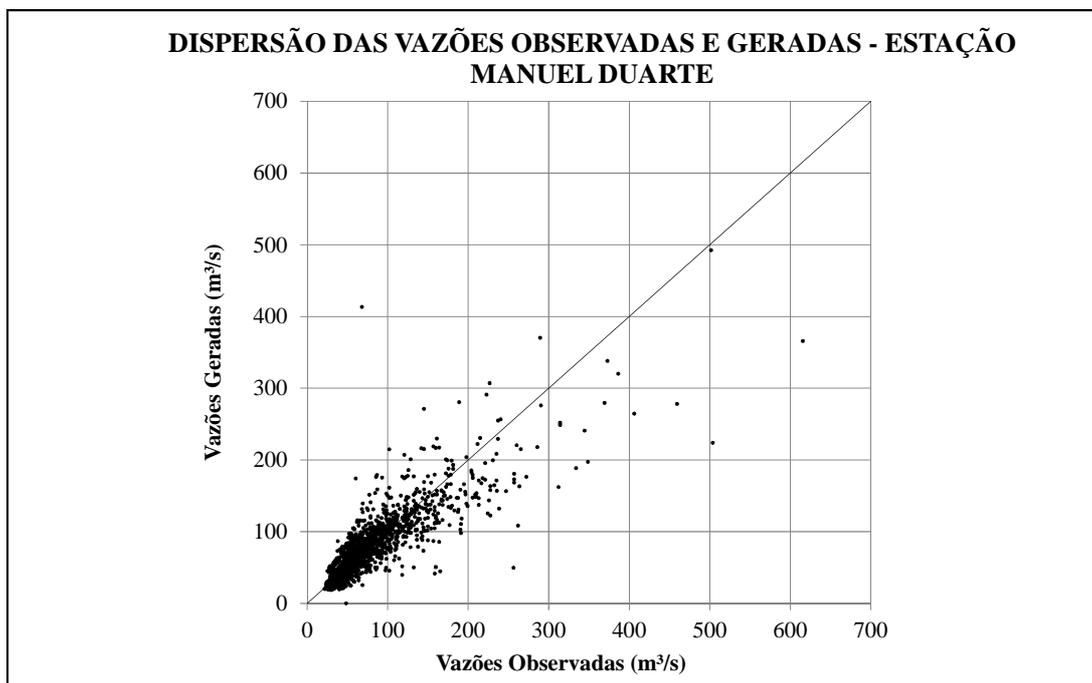


Figura 5.36 - Dispersão das vazões geradas com EVPT NDVI e observadas para estação de Manuel Duarte – Período de Calibração

O gráfico de dispersão da Figura 5.36, referente à calibração EVPT NDVI mostra a nuvem de pontos em torno do eixo de 45 graus, eixo que representa a igualdade das vazões observadas com as geradas, mas com ligeira tendência a subestimar as maiores vazões e superestimar as mais baixas.

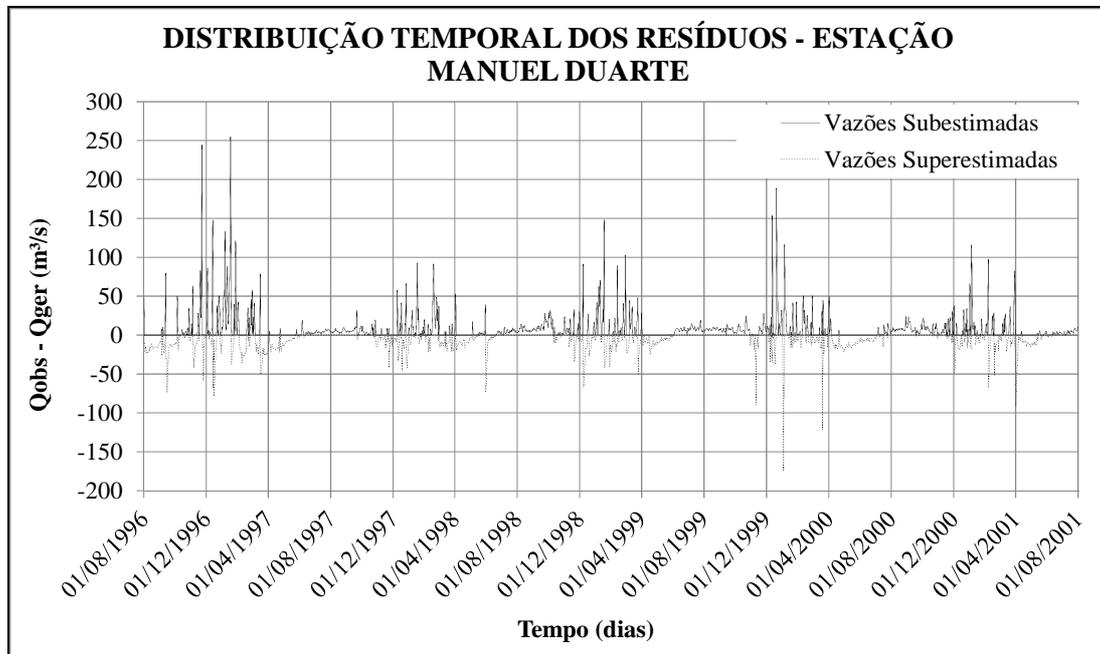


Figura 5.37 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – Calibração EVPT BHS

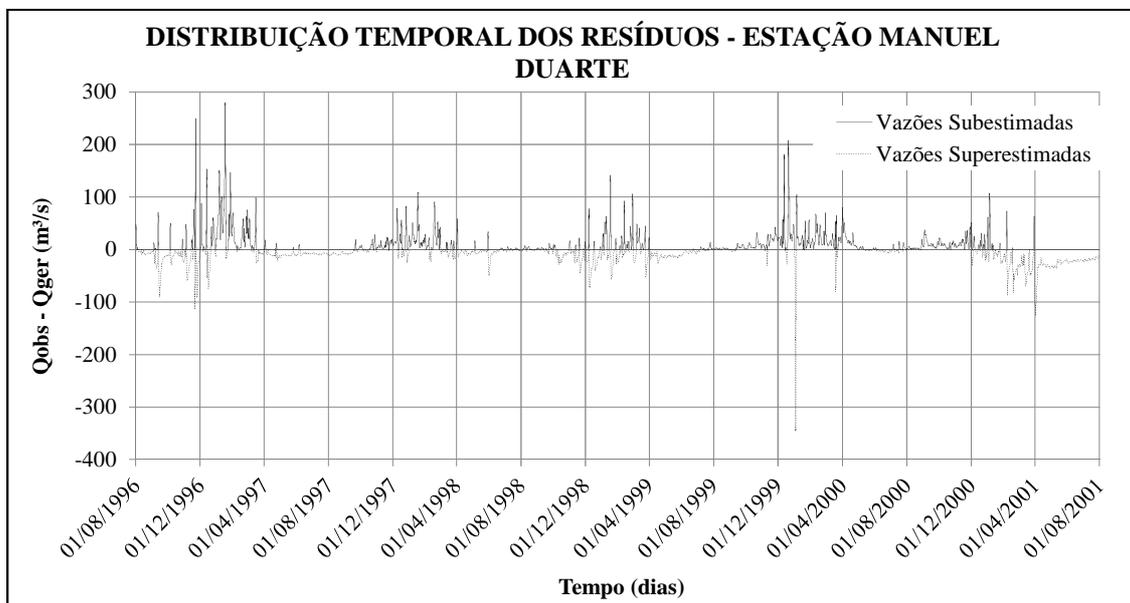


Figura 5.38 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – Calibração EVPT NDVI

Em relação aos eventos de cheia, as Figuras 5.37 e 5.38 mostraram que as calibrações apresentaram erros de subestimação da mesma ordem de grandeza, com EVPT BHS chegando a erros de até 253 m³/s e EVPT NDVI de 279 m³/s. As modelagens também tiveram erros de superestimação, mas os erros da EPVT BHS foram inferiores aos erros da EVPT NDVI com 174 m³/s e 345 m³/s, respectivamente. Esses erros, embora pontuais, mostram a incapacidade do modelo representar corretamente os períodos de cheias de vazão observada, embora tenha conseguido representar corretamente alguns desses períodos.

5.6.1.1 Índices de ajuste das simulações no período de calibração – Manuel Duarte

A comparação entre as séries de vazões geradas no período de calibração está mostrada na Tabela 5.5, onde estão listados os resultados das modelagens para o período de calibração segundo os índices explicados no item 3.5.

Tabela 5.5 - Índices de ajuste – Período de calibração – Manuel Duarte

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	23488	963427	0,819	33	1,54%
EVPT NDVI	29226	1409141	0,732	38	0,19%

Pela análise dos resultados da calibração, a melhor simulação hidrológica no período de calibração, para a área de estudo, foi apresentada pela calibração EVPT BHS. Embora alguns índices da simulação EVPT NDVI apresentassem desempenho semelhante aos da simulação EVPT BHS, verifica-se que as diferenças absolutas entre as séries geradas e observadas, expressas pela soma do quadrado dos resíduos e pela eficiência, apontaram favoravelmente para a simulação com dados de evapotranspiração do BHS.

Quanto ao volume gerado, a simulação EVPT BHS superestimou o volume em 1,54%, enquanto a simulação EVPT NDVI superestimou o volume em somente 0,19%. Esse fato mostra que, para utilizações de modelos hidrológicos para previsão de volumes, as duas simulações teriam desempenho semelhante.

A simulação EVPT NDVI apresentou o pior desempenho em todos os índices, indicando a limitação da série de evapotranspiração obtida pelo NDVI no presente estudo de caso.

Quanto à parametrização obtida, o modelo SMAPII parametrizou o solo superficial com armazenamento de, em média, 1262 mm e 1120 mm, para as simulações EVPT BHS e EVPT NDVI, respectivamente. Os parâmetros de transmissão de reservatório do solo obtidos por todas as simulações mostraram que a bacia em estudo, em média, apresenta boa transmissividade do solo para o reservatório subterrâneo.

Conclui-se também que as capacidades de armazenamento dos reservatórios NSOL e NSUB, na bacia do rio Preto, têm importante controle no comportamento da vazão, pois os períodos de estiagem são muito curtos, apresentando vazões altas de aproximadamente de 25 m³/s, e as recessões são longas.

O comportamento da umidade do solo nas simulações efetuadas foi verificado através do resultado da variável TSOL ao longo do período simulado. Observou-se que não houve grande alteração, ficando a variável em torno de 0,9 durante quase toda simulação. Esse fato pode ser explicado pela escolha do parâmetro NSAT e do TSOL inicial que resultou em um NSOL inicial alto, apesar da simulação começar no período de estiagem. Entretanto os altos valores de NDVI demonstram que esse resultado não é incoerente, pois demonstra que a cobertura vegetal da bacia é considerável e, portanto, tem uma maior capacidade de manter a umidade alta. Esse comportamento da umidade também pode ser explicado pela avaliação dos hidrogramas que, como já explicitado, apresenta períodos de recessões longos com grande capacidade de armazenamento nos reservatórios NSOL e NSUB e breves estiagens.

5.6.2 Resultados da modelagem para Ponte do Souza – Período de Calibração

Nos itens a seguir, serão apresentados os resultados das modelagens hidrológicas do período de calibração da sub-bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Ponte do Souza seguindo o mesmo procedimento realizado para sub-bacia de Manuel Duarte.

Na Tabela 5.6, estão apresentados os parâmetros estimados e ao fim das calibrações para a sub-bacia de Ponte do Souza.

Tabela 5.6 - Parâmetros no início e no fim das calibrações para Ponte do Souza

PARÂMETROS	Entrada Estimados	EVPT BHS	EVPT NDVI
		Saída Calibrados	Saída Calibrados
KSUP	0,4408	0,4199	0,4725
KPER	0,5000	0,5055	0,6294
KSUB	0,9859	0,9780	0,9824
ABSI	18	0	0
CPER	0,5000	0,8273	0,8444
NSAT	1500	1653	1608

Observa-se, na calibração EVPT BHS, que as constantes de recessão KSUB e KSUP tiveram respostas similares, apresentando pequena diminuição, enquanto, na calibração EVPT NDVI, esses parâmetros tiveram respostas opostas, com KSUP apresentando pequeno aumento e KSUB uma diminuição insignificante. Os valores de NSAT de ambas as simulações aumentaram em relação ao estimado, apresentando comportamento oposto ao NSAT da sub-bacia de Manuel Duarte, que diminuiu.

Quanto aos valores que refletem a capacidade de campo e a condutividade hidráulica do solo, CPER e KPER, na calibração EVPT BHS, o parâmetro KPER praticamente manteve-se inalterado, enquanto CPER atingiu a mesma ordem de grandeza do mesmo parâmetro de Manuel Duarte, resultando em torno de 0,82. Na calibração EVPT NDVI, ambos os parâmetros aumentaram, mas de maneira oposta à calibração EVPT BHS, com o parâmetro KPER mantendo-se quase inalterado e o parâmetro CPER apresentando aumento mais significativo.

Em relação aos valores de ABSI, os resultados de ambas as calibrações foram os mesmos obtidos em Manuel Duarte, chegando ao mínimo da restrição, indicando não haver retenção de água na superfície do solo.

De maneira geral, ambas as simulações apresentaram resultados muito semelhantes como visto na análise das Figuras 5.39, 5.40, 5.41, 5.42 e 5.43.

A Figura 5.39 apresenta os hidrogramas das vazões observadas e calibradas.

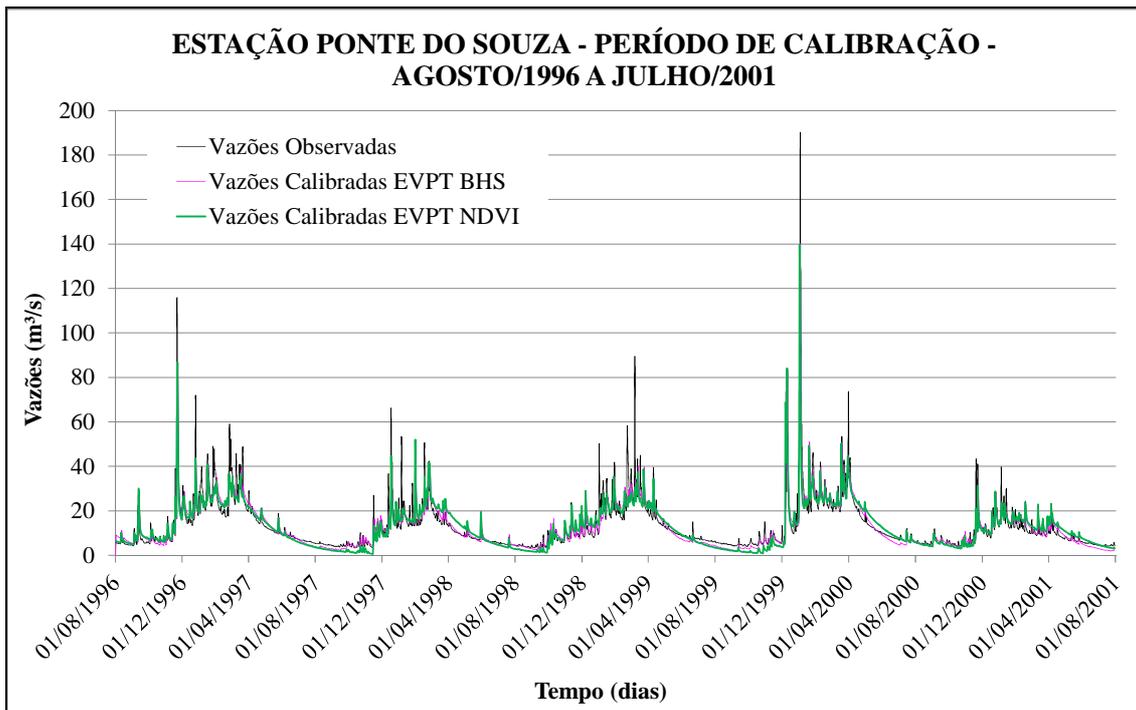


Figura 5.39 - Hidrogramas das vazões observadas e calibradas para estação de Ponte do Souza

Analisando os hidrogramas, constata-se que ambas as calibrações subestimaram a vazão de base observada e, de um modo geral, superestimaram as vazões de cheia, mas não os picos, que também foram subestimados. Entretanto, na maior parte do tempo das simulações, as vazões geradas subestimaram as observadas como pode ser verificado nos gráficos da distribuição temporal dos resíduos nas Figuras 5.40 e 5.41.

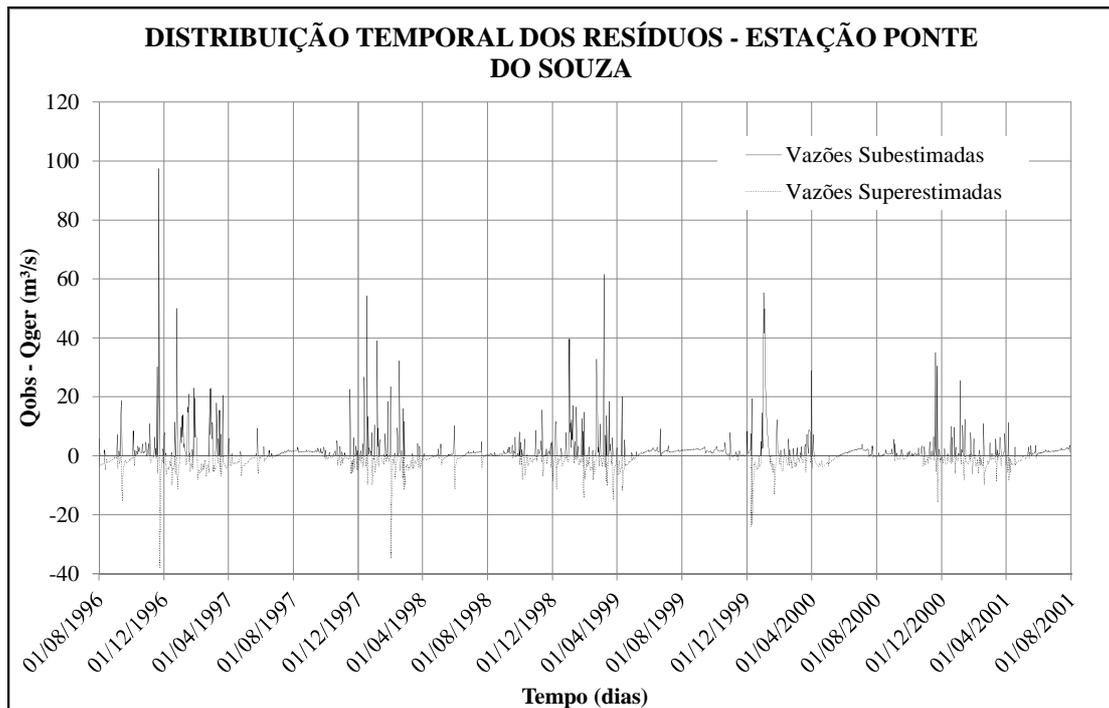


Figura 5.40 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – calibração EVPT BHS

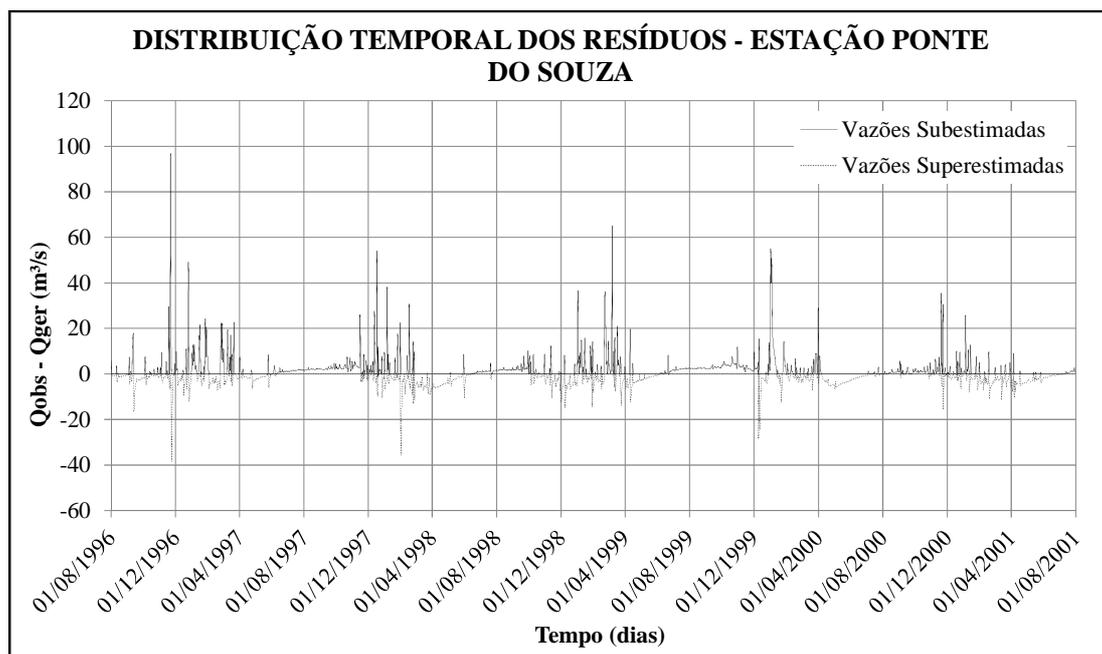


Figura 5.41 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – calibração EVPT NDVI

Os erros apresentados para os picos de cheia mostram a incapacidade do modelo de representar corretamente os eventos extremos de cheia da vazão observada, chegando a subestimar em até $97\text{m}^3/\text{s}$ (Figuras 5.42 e 5.43).

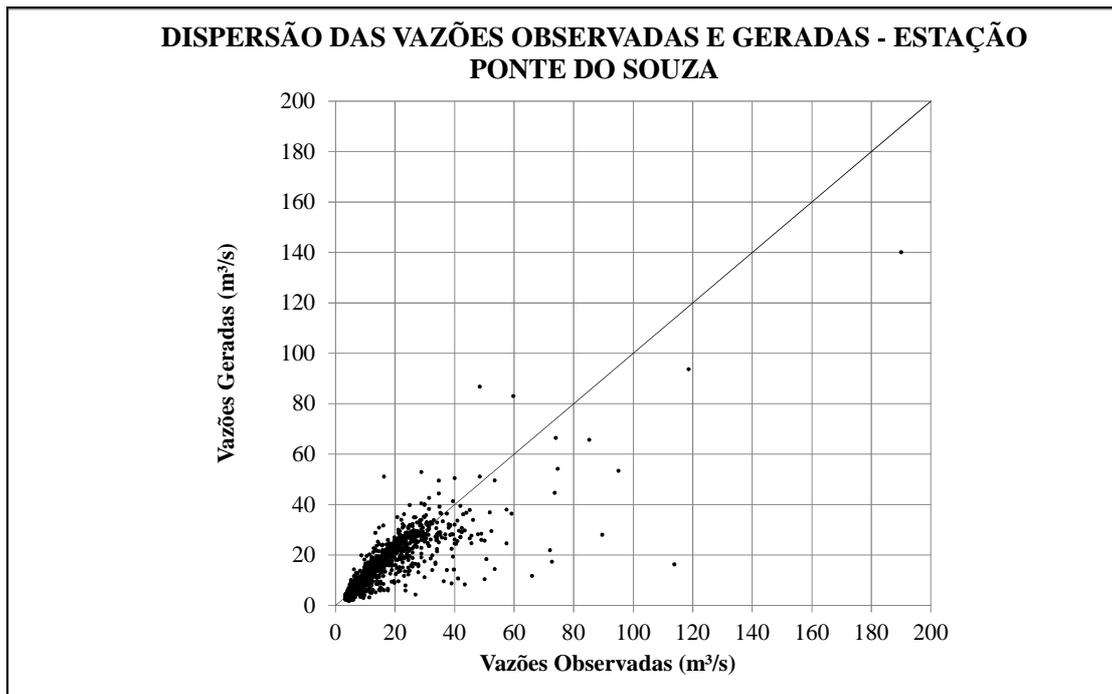


Figura 5.42 - Dispersão das vazões calibradas EVPT BHS e observadas para estação de Ponte do Souza

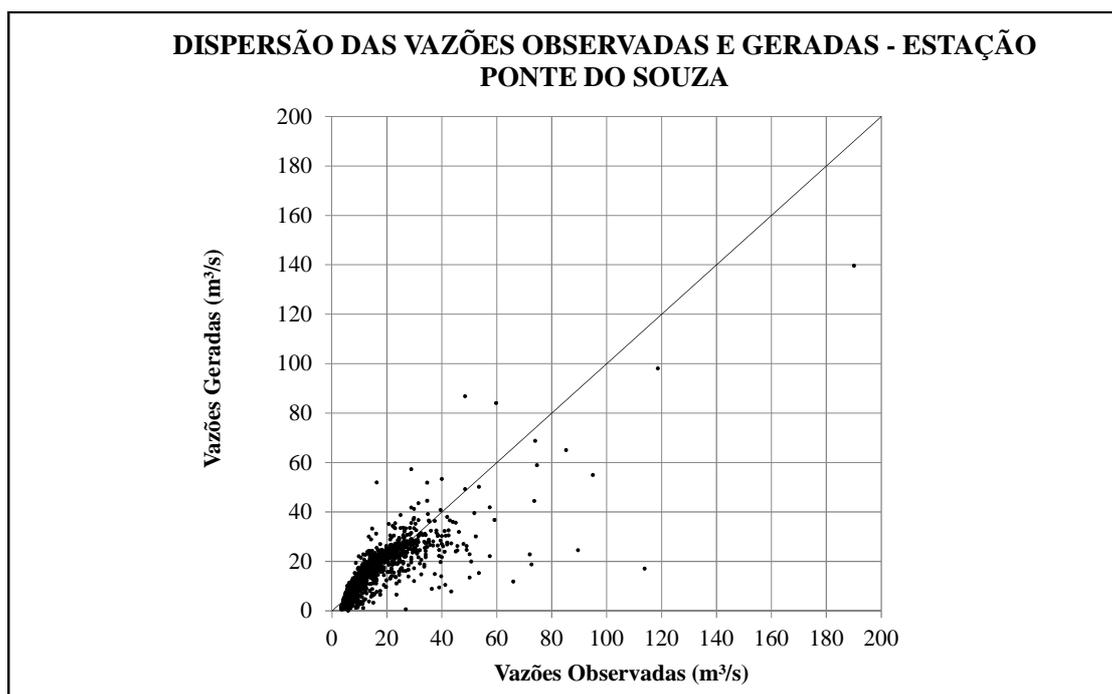


Figura 5.43 - Dispersão das vazões calibradas EVPT NDVI e observadas para estação de Ponte do Souza

Os gráficos de dispersão mostram que, para vazões mais baixas, as vazões geradas superestimaram as observadas, com a nuvem de pontos acima do eixo de 45 graus, eixo

que representa a igualdade das vazões observadas com as geradas, e, para vazões mais altas, o oposto ocorreu.

5.6.2.1 Índices de ajuste das simulações no período de calibração - Ponte do Souza

A comparação entre as séries de vazões geradas no período de calibração para Ponte do Souza está mostrada na Tabela 5.7.

Tabela 5.7 - Índices de ajuste – Período de calibração – Ponte do Souza

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	5543	71321	0,711	10	8,87%
EVPT NDVI	6435	76830	0,689	11	5,93%

Pela análise dos resultados da calibração, a melhor simulação hidrológica no período de calibração, para a área de estudo, foi apresentada pela simulação EVPT BHS. Embora alguns índices da simulação EVPT NDVI apresentassem desempenho semelhante aos da simulação EVPT BHS, verifica-se que as diferenças absolutas entre as séries geradas e observadas, expressas pela soma do quadrado dos resíduos e pela eficiência, apontaram favoravelmente para a simulação EVPT BHS.

Ambas as simulações superestimaram os volumes, mas a EVPT BHS apresentou uma superestimação superior à EVPT NDVI, com 1,54%, enquanto a EVPT NDVI superestimou o volume em somente 0,19%. Esse fato mostra que, para utilizações de modelos hidrológicos para previsão de volumes, as duas simulações teriam desempenho semelhante.

A simulação EVPT NDVI apresentou pior desempenho em todos os índices, indicando a limitação da série de evapotranspiração obtida pelo NDVI no presente estudo de caso.

Quanto à parametrização obtida, o modelo SMAPII parametrizou o solo superficial com armazenamento de aproximadamente 1360 mm para as duas simulações. Os parâmetros de transmissão de reservatório do solo obtidos por todas as simulações mostraram que a bacia em estudo, em média, apresenta boa transmissividade do solo para o reservatório subterrâneo.

Conclui-se, também, que a capacidade de armazenamento dos reservatórios NSOL e NSUB na bacia do rio Preto tem importante controle no comportamento da vazão,

todavia, para esta sub-bacia, a vazão de base também tem grande influência, pois os períodos de estiagem não são tão curtos quanto os da sub-bacia de Manuel Duarte, e as recessões são menos longas.

O comportamento da umidade do solo nas simulações efetuadas foi verificado através do resultado da variável TSOL ao longo do período simulado. Notou-se que não houve grande alteração, ficando a variável em torno de 0,8, um pouco inferior à sub-bacia de Manuel Duarte, durante quase toda simulação. Esse fato pode ser explicado pela escolha do parâmetro NSAT e do TSOL inicial, que resultou em um NSOL inicial alto, apesar da simulação começar no período de estiagem. Entretanto os altos valores de NDVI demonstram que esse resultado não é incoerente, pois evidencia que a cobertura vegetal dessa sub-bacia é bastante densa e, portanto, tem uma maior capacidade de manter a umidade alta. Esse comportamento da umidade também pode ser explicado pela avaliação dos hidrogramas que apresentam períodos de recessões menos longos do que de Manuel Duarte e estiagens mais duradouras que justificam a alta umidade, mas uma umidade menor do que de Manuel Duarte.

5.6.3 Resultados da modelagem para Manuel Duarte – Período de Validação

A seguir, serão apresentados os resultados das modelagens hidrológicas do período de validação da sub-bacia de Manuel Duarte.

Nessas simulações, foram utilizados os dados de evapotranspiração obtidos pelo método BHS para o período de validação e os parâmetros encontrados nas calibrações. Os parâmetros iniciais foram calculados segundo os mesmos critérios utilizados para o período de calibração.

Na Tabela 5.8, estão apresentados os parâmetros utilizados nas simulações para o período em análise.

Tabela 5.8 - Parâmetros do SMAPII – Período de validação – Manuel Duarte

PARÂMETROS	EVPT BHS	EVPT NDVI
KSUP	0,5967	0,6832
KPER	0,8522	1,0000
KSUB	0,9891	0,9934
ABSI	0	0
CPER	1	1
NSAT	1460	1348
NSUB inicial	83	137
NSOL inicial	1194	1103

A Figura 5.44 apresenta os hidrogramas das vazões observadas e calibradas.

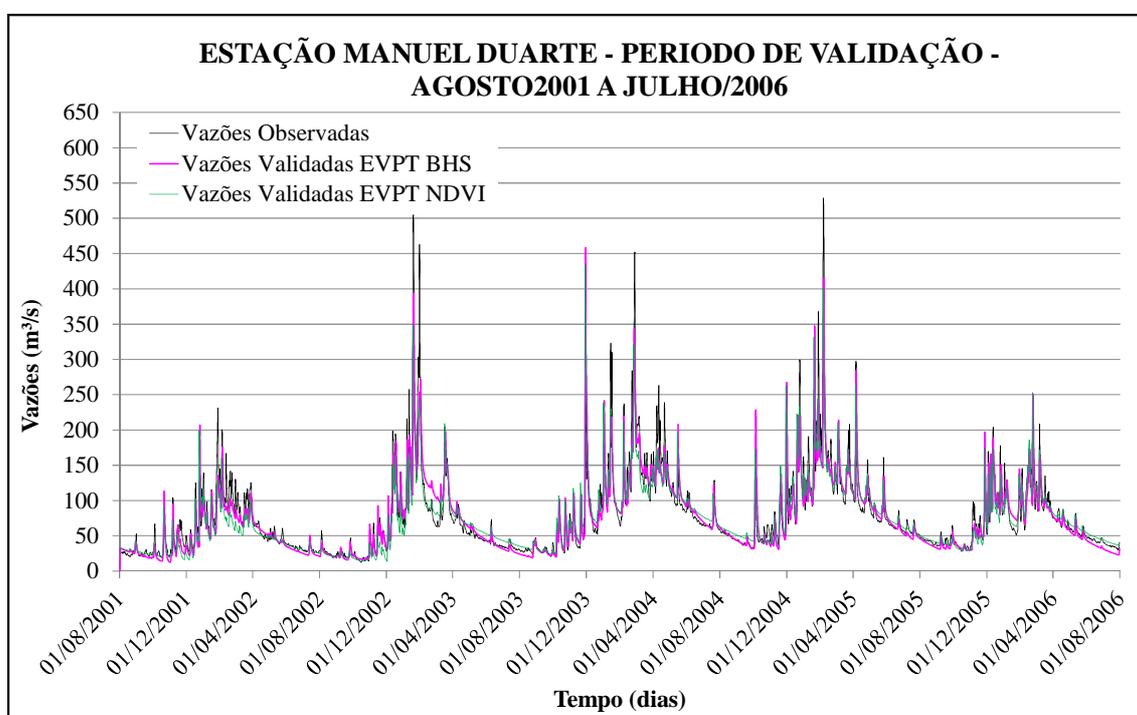


Figura 5.44 - Hidrogramas das vazões observadas e validadas para estação de Manuel Duarte

As modelagens na validação reproduziram o comportamento obtido no período de calibração de maneira bastante semelhante.

A validação EVPT BHS apresentou menor magnitude de subestimação das vazões de base e menor magnitude na superestimação das vazões de cheia e picos em relação à calibração, enquanto a validação EVPT NDVI apresentou comportamento inverso, com

maior magnitude de superestimação das vazões de base e das vazões de cheia e de pico em relação à sua calibração.

A seguir, são apresentados os gráficos de dispersão das simulações analisadas.

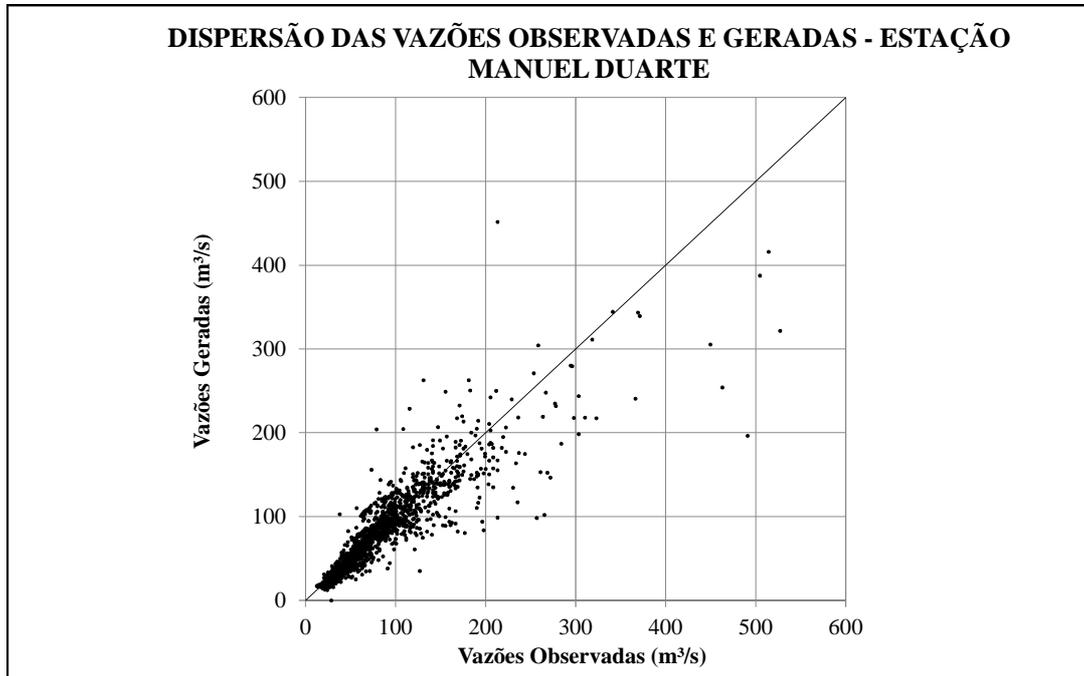


Figura 5.45 - Dispersão das vazões validadas EVPT BHS e observadas para estação de Manuel Duarte

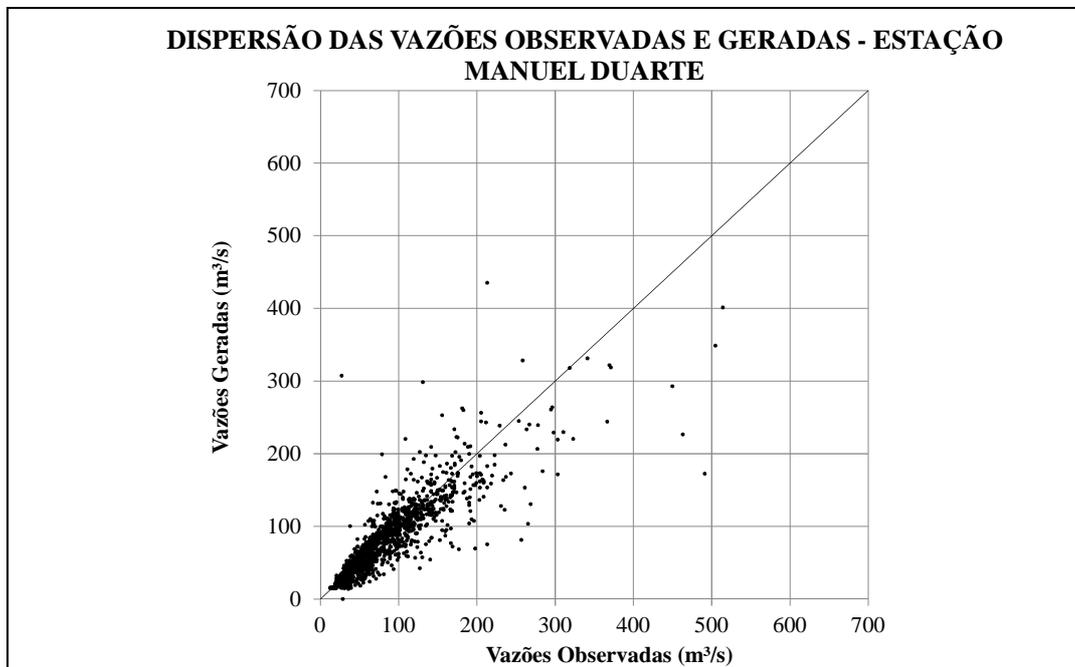


Figura 5.46 - Dispersão das vazões validadas EVPT NDVI e observadas para estação de Manuel Duarte

Observa-se, nas Figuras 5.45 e 5.46, que os pontos ficaram mais distribuídos ao longo do eixo de 45 graus, eixo que representa a igualdade das vazões observadas com as geradas, e uma maior quantidade de pontos foi contabilizada acima da reta, o que demonstra que a superestimação superou a subestimação. Para vazões de menor magnitude, os pontos concentraram-se sobre o eixo de 45 graus, e, para maiores magnitudes, os pontos concentraram-se abaixo, demonstrando que, para vazões de pico, o modelo subestima as vazões geradas, e, para vazões mais baixas e de cheia, o modelo tende a superestimar.

As distribuições temporais dos resíduos estão mostradas nas Figuras 5.47 e 5.48.

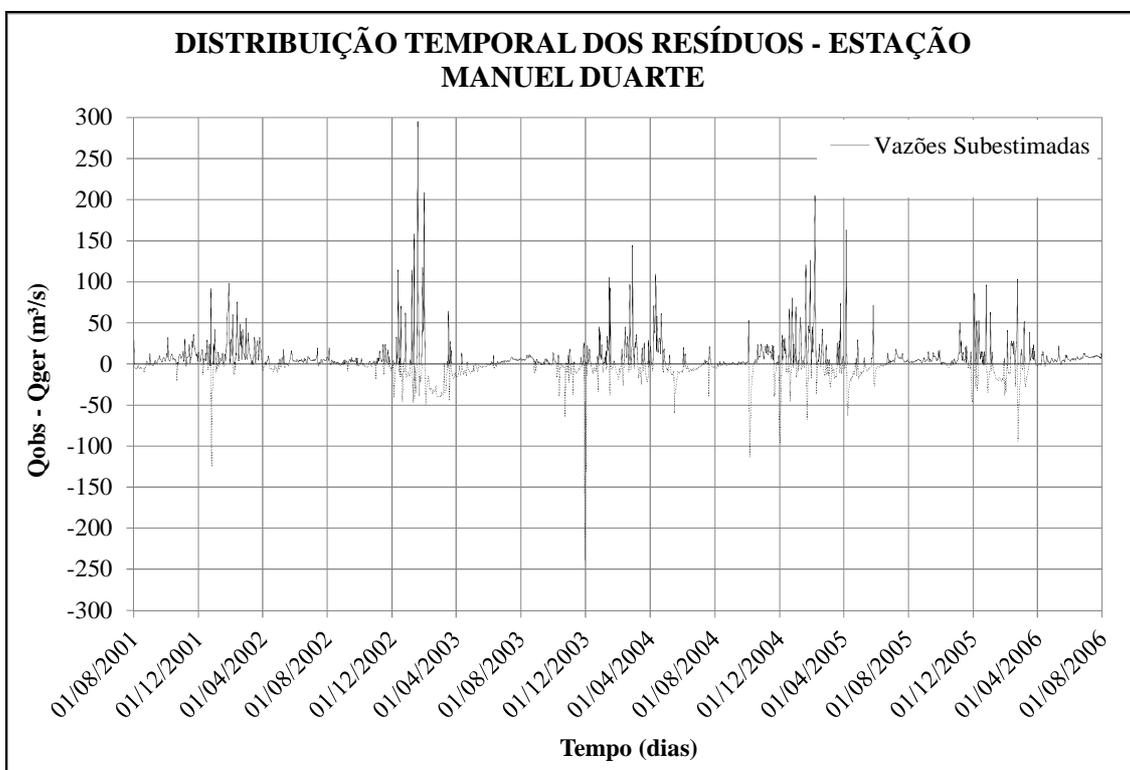


Figura 5.47 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – validação EVPT BHS

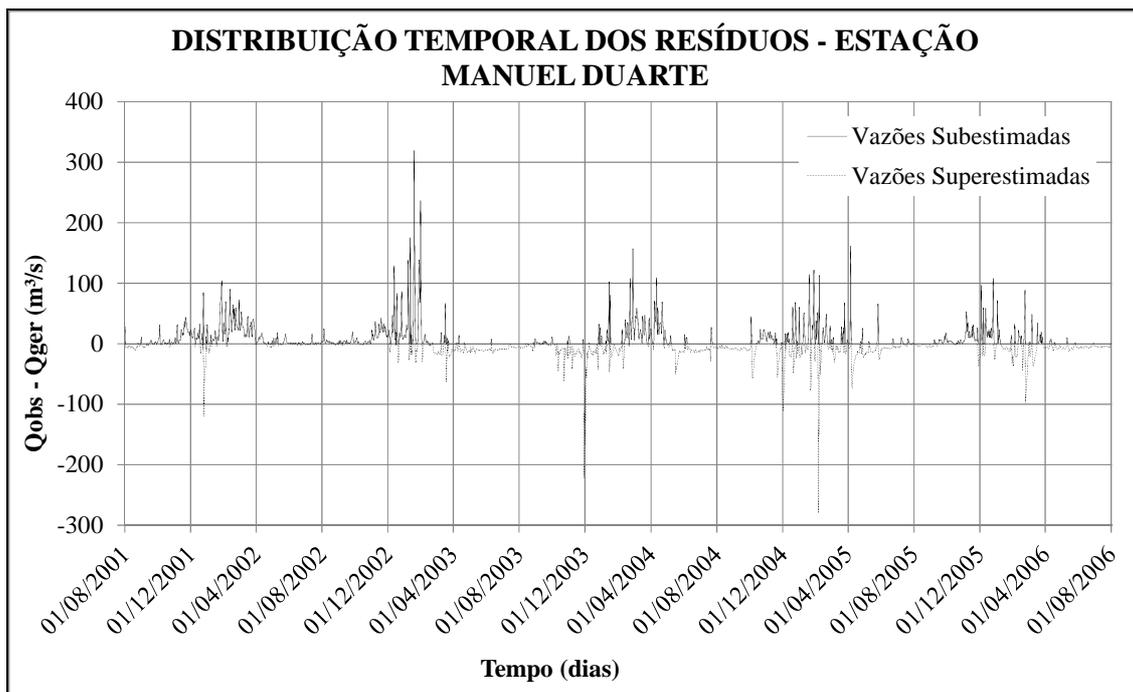


Figura 5.48 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Manuel Duarte – validação EVPT NDVI

Analisando-se as Figuras 5.47 e 5.48, constata-se que houve eventos de cheia em que o erro de subestimação continuou alto, chegando a 298 m³/s na validação EVPT BHS e 305 m³/s na EVPT NDVI, assim como houve superestimação de até 240 m³/s e 220 m³/s nas simulações EVPT BHS e EVPT NDVI, respectivamente.

Esses erros reafirmam os resultados obtidos no período de calibração, indicando uma incapacidade do modelo de representar corretamente os períodos de cheias.

5.6.3.1 Índices de ajuste das simulações no período de validação – Manuel Duarte

A comparação entre as séries de vazões geradas no período de validação está mostrada na Tabela 5.9 onde estão listados os resultados das modelagens para o período de validação segundo os índices explicados no item 3.5.

Tabela 5.9 - Índices de ajuste – Período de validação – Manuel Duarte

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	23468	1076730	0,814	35	2,90%
EVPT NDVI	26148	1275715	0,770	36	1,72%

Conclui-se, com os resultados acima, que os parâmetros encontrados na calibração, quando utilizados nas modelagens do período de validação, confirmaram as respostas dos modelos obtidas previamente na fase de calibração. Portanto, demonstram a adequada representação do comportamento hidrológico da sub-bacia de Manuel Duarte pelos índices expostos, resguardadas as estruturas individuais do modelo, além do método de obtenção dos parâmetros.

Pela análise dos resultados da validação, a melhor simulação hidrológica, para a área de estudo, foi apresentada pela simulação EVPT BHS. Embora alguns índices da simulação EVPT NDVI apresentassem desempenho semelhante aos da simulação EVPT BHS, verifica-se que as diferenças absolutas entre as séries geradas e observadas, expressas pela soma do quadrado dos resíduos e pela eficiência, apontaram favoravelmente para a simulação EVPT BHS.

Quanto ao volume gerado, a simulação EVPT BHS superestimou o volume em 2,90%, enquanto a simulação EVPT NDVI superestimou o volume em somente 1,72%. Esse fato mostra que, para utilizações de modelos hidrológicos para previsão de volumes, as duas simulações teriam desempenho semelhante, pois os valores de superestimação são considerados baixos em ambas as simulações.

A simulação com dados de evapotranspiração NDVI apresentou o pior desempenho em todos os índices, indicando a limitação da série de evapotranspiração obtida pelo NDVI no presente estudo de caso.

Quanto à parametrização obtida, o modelo SMAPII parametrizou o solo superficial com armazenamento de, em média, 1243 mm e 1117 mm, para as simulações EVPT BHS e EVPT NDVI, respectivamente. Os parâmetros de transmissão de reservatório do solo obtidos por todas as simulações mostraram que a bacia em estudo, em média, apresenta boa transmissividade do solo para o reservatório subterrâneo.

Conclui-se, também, que as capacidades de armazenamento dos reservatórios NSOL e NSUB na bacia do rio Preto têm importante controle no comportamento da vazão, pois os períodos de estiagem são muito curtos, apresentando vazões altas de aproximadamente de 25 m³/s, e os períodos de recessão são longos.

O comportamento da umidade do solo nas simulações efetuadas foi verificado através do resultado da variável TSOL ao longo do período simulado e apresentou comportamento semelhante ao período de calibração.

5.6.4 Resultados da modelagem para Ponte do Souza – Período de Validação

Nos itens a seguir serão apresentados os resultados das modelagens hidrológicas do período de validação da sub-bacia de Ponte do Souza.

Nestas simulações os dados e parâmetros utilizados seguiram os mesmos critérios adotados para o período de validação da sub-bacia de Manuel Duarte e estão mostrados na Tabela 5.10.

Tabela 5.10 - Parâmetros do SMAPII – Período de validação – Ponte do Souza

PARÂMETROS	EVPT BHS	EVPT NDVI
KSUP	0,4199	0,4725
KPER	0,5055	0,6294
KSUB	0,9780	0,9824
ABSI	0	0
CPER	1	1
NSAT	1653	1608
NSUB inicial	62	78
NSOL inicial	1425	1402

A Figura 5.49 apresenta os hidrogramas das vazões observadas e validadas.

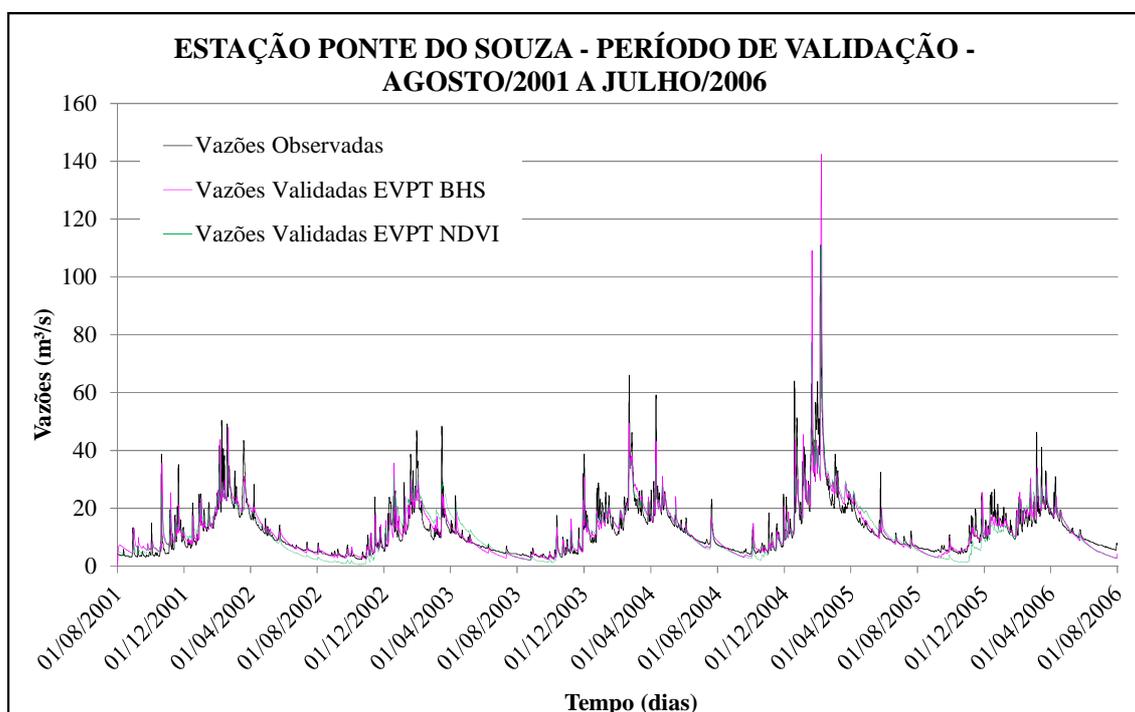


Figura 5.49 - Hidrogramas das vazões observadas e validadas para estação de Ponte do Souza

As modelagens na validação reproduzem o comportamento já obtido no período de calibração de maneira bastante semelhante, embora apresentando alternância entre subestimação e superestimação das vazões de base na simulação EVPT BHS. Na modelagem EVPT NDVI as vazões de base, de cheia e os picos tiveram menor magnitude de subestimação em relação ao período de calibração apresentando superestimação das vazões durante o período de recessão.

Nas Figuras 5.50 e 5.51, estão apresentados os gráficos de dispersão para as duas modelagens.

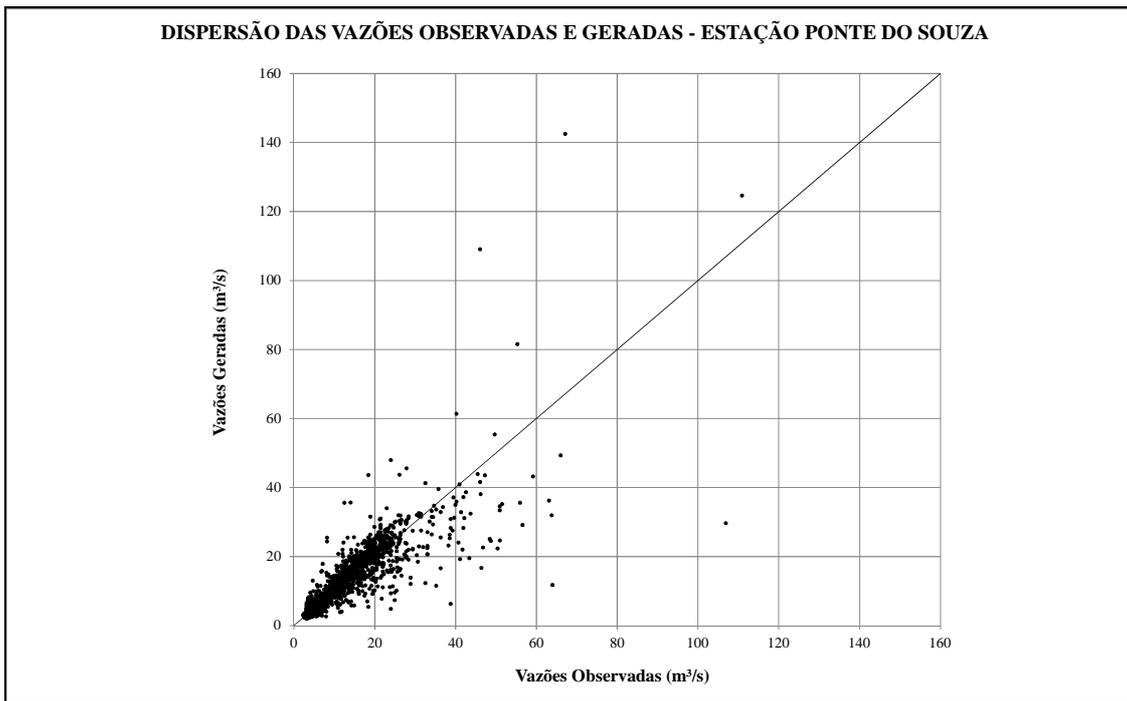


Figura 5.50 - Dispersão das vazões validadas EVPT BHS e observadas para estação de Ponte do Souza

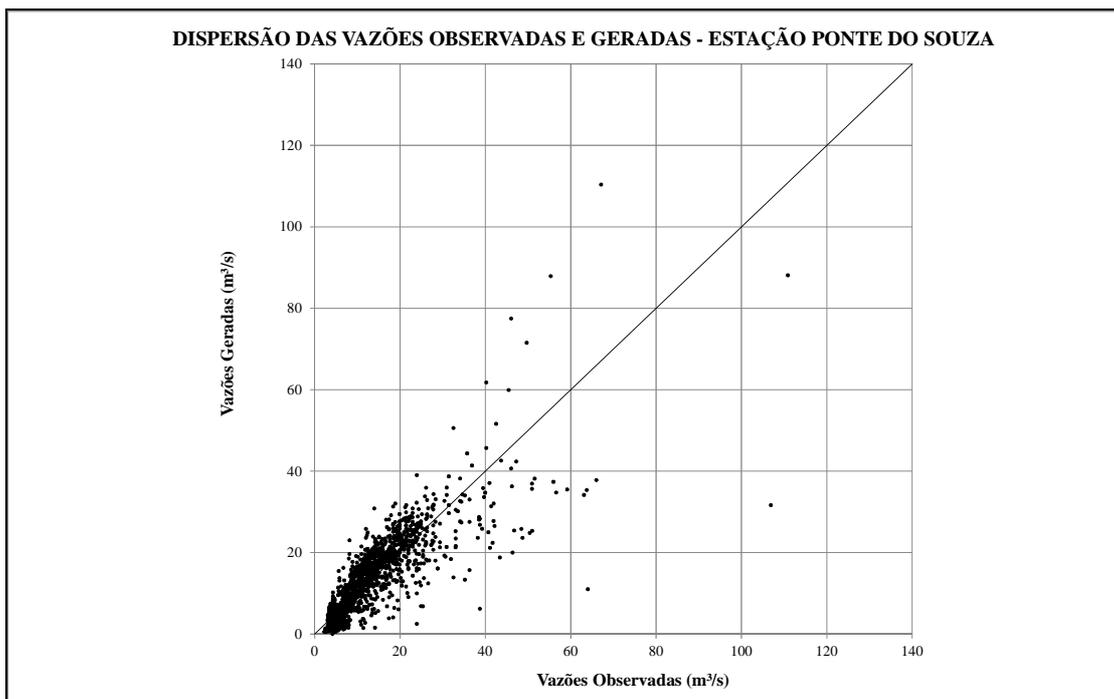


Figura 5.51 - Dispersão das vazões validadas EVPT NDVI e observadas para estação de Ponte do Souza

Em relação à Figura 5.50, observa-se que a maior parte dos pontos ficou distribuída ao longo do eixo de 45 graus, entretanto verifica-se que, apesar da simulação subestimar muitas vazões de cheia, superestimou alguns picos. Na Figura 5.51, as vazões até cerca de 25 m³/s ficaram, na maior parte dos pontos, distribuída acima do eixo de 45 graus, demonstrando a superestimação da simulação, e, para vazões maiores, os pontos concentraram-se abaixo do eixo de 45 graus, indicando subestimação apesar de alguns picos superestimados.

Nas Figuras 5.52 e 5.53, estão apresentados os gráficos de resíduos.

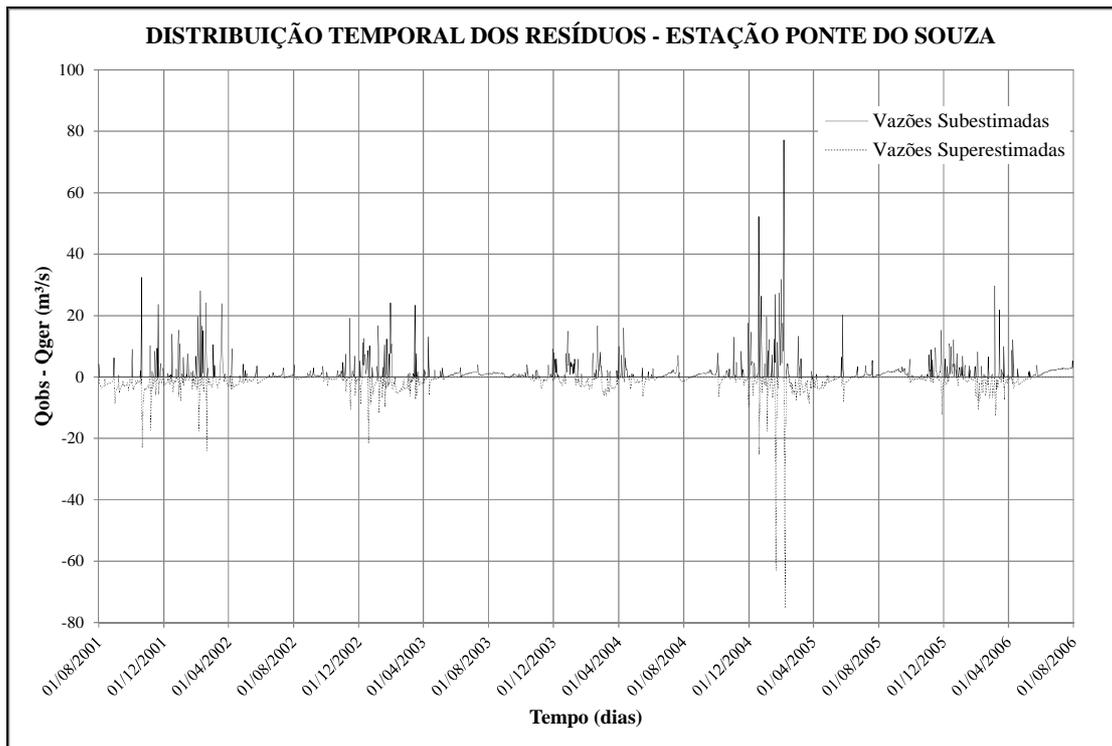


Figura 5.52 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – validação EVPT BHS

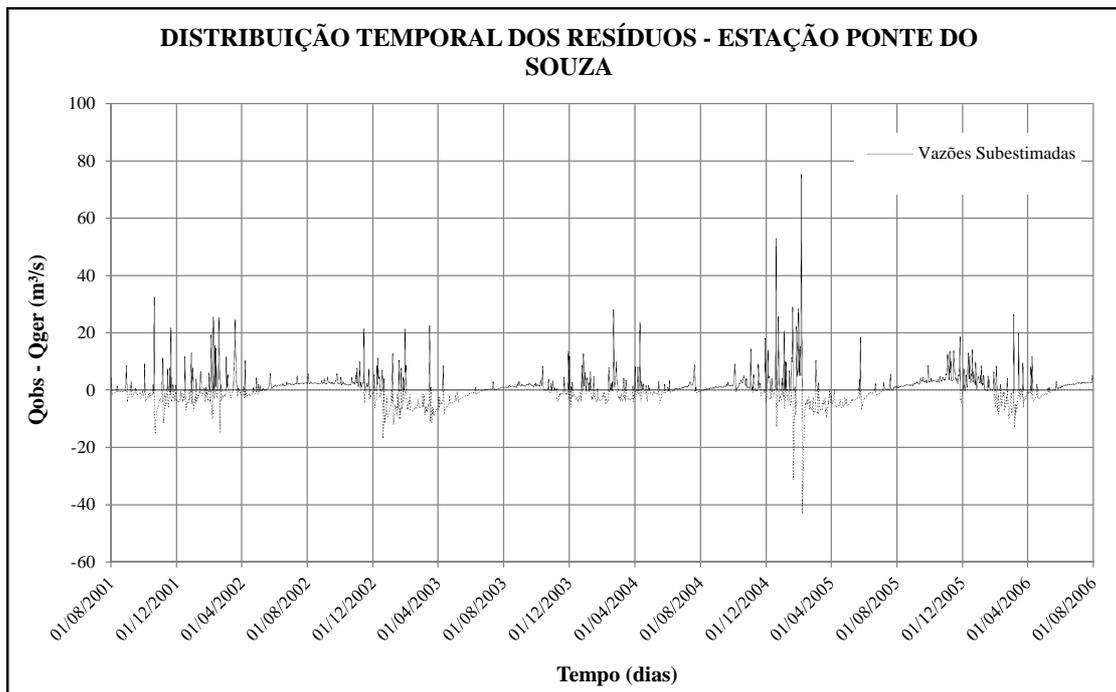


Figura 5.53 - Distribuição temporal dos resíduos para estação de Ponte do Souza – validação EVPT NDVI

Em ambas as simulações, pode-se constatar que houve eventos de cheia em que os erros de subestimação continuaram altos, chegando em torno de 76 m³/s. Nos casos de superestimação, a simulação EVPT BHS apresentou erros superiores à simulação EVPT NDVI, sendo estes de 75 m³/s e de 43 m³/s, respectivamente.

Esses erros, embora pontuais, reafirmam os resultados da calibração, indicando que o modelo pode não representar corretamente os períodos de cheias.

5.6.4.1 Comparação entre as simulações no período de calibração - Ponte do Souza

A comparação entre as séries de vazões geradas no período de validação está mostrada na Tabela 5.11, onde estão listados os resultados das modelagens para esse período.

Tabela 5.11 - Índices de ajuste – Período de validação – Ponte do Souza

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	4919	54682	0,670	8	2,08%
EVPT NDVI	6115	54982	0,669	8	1,94%

Com os resultados acima, conclui-se que os parâmetros encontrados na calibração, quando utilizados nas modelagens do período de validação, confirmaram as respostas do modelo obtidas previamente na fase de calibração. Portanto, o modelo representa adequadamente o comportamento hidrológico da sub-bacia de Ponte do Souza pelos índices expostos, resguardados as estruturas individuais deste, além do método de obtenção dos parâmetros.

Pela análise dos resultados da validação, os índices de desempenho tiveram resultados muito semelhantes, embora alguns índices da simulação EVPT NDVI apresentassem desempenho inferior aos da simulação EVPT BHS, como o caso da soma dos erros absolutos. Verifica-se que as diferenças absolutas entre as séries geradas e observadas, expressas pela soma do quadrado dos resíduos e pela eficiência, em ambas as simulações, foram similares, com uma diferença insignificante entre os resultados dos índices.

Quanto ao volume gerado, as simulações superestimaram na mesma ordem de grandeza, em torno dos 2%, valor considerado baixo, o que demonstra que, para

utilização de modelos hidrológicos para previsão de volumes, as duas simulações teriam desempenho semelhante.

Quanto à parametrização obtida, o modelo SMAPII parametrizou o solo superficial com armazenamento de, em média, 1370 mm para ambas as simulações. Os parâmetros de transmissão de reservatório do solo obtidos por todas as simulações mostraram que a bacia em estudo, em média, apresenta boa transmissividade do solo para o reservatório subterrâneo.

Conclui-se, também, que as capacidades de armazenamento dos reservatórios NSOL e NSUB na bacia do rio Preto têm importante controle no comportamento da vazão, mas, para essa sub-bacia, a vazão de base também tem grande influência, pois os períodos de estiagem não são tão curtos quanto os da sub-bacia de Manuel Duarte e as recessões são menos longas.

O comportamento da umidade do solo nas simulações apresentou comportamento semelhante ao período de calibração.

5.6.5 Resultados da regionalização para Manuel Duarte

Neste item, serão apresentados os resultados das duas metodologias de regionalização aplicadas à sub-bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Manuel Duarte e descritas no Capítulo 3 do presente trabalho.

Na primeira simulação, que será chamada de regionalização EVPT BHS, a regionalização dos parâmetros para a sub-bacia delimitada pelo posto de Manuel Duarte foi feita na tentativa de reprodução das condições hidrológicas da sub-bacia de Ponte do Souza, como explicitado na metodologia do presente trabalho.

Na segunda simulação, que será chamada de regionalização EVPT NDVI, foi aplicada a nova metodologia de regionalização utilizando dados de NDVI para a sub-bacia delimitada pelo posto de Manuel Duarte já descrita na metodologia. Essa simulação teve como objetivo agregar informações hidrológicas, através das características do tipo e ocupação do solo da sub-bacia de Manuel Duarte, ao processo de regionalização.

Nessa simulação, o parâmetro inicial NSOL foi calculado segundo os mesmos critérios utilizados para o período de calibração. Entretanto, nesse caso, utilizou o NSAT parametrizado para Ponte do Souza, com o NDVI de Manuel Duarte, resultando

em 1334 mm, agregando, portanto, informações da própria sub-bacia ao valor do parâmetro.

Os dados de chuva, utilizados nas duas regionalizações, foram os da própria sub-bacia de Manuel Duarte, calculados pelo método de Thiessen, não sendo esses regionalizados.

A seguir estão apresentadas as séries de vazões resultantes das simulações de regionalização e da vazão observada.

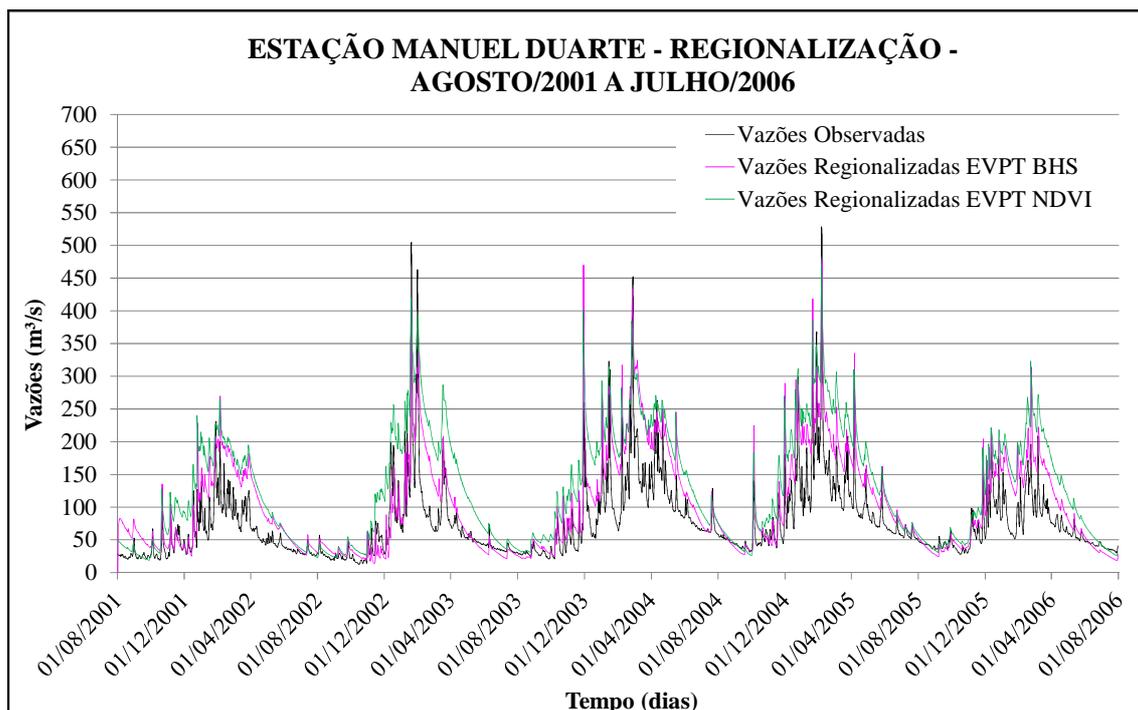


Figura 5.54 - Séries de vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte

Os resultados obtidos nas regionalizações revelaram-se pouco satisfatórios, com a regionalização EVPT BHS mostrando-se melhor do que a regionalização EVPT NDVI.

Observa-se no Figura 5.54 o distanciamento do gráfico de vazões observadas em relação às vazões regionalizadas demonstrando a insatisfação destas modelagens.

Em relação às vazões de base, as regionalizações apresentaram, durante a maior parte da simulação, valores superestimados, com poucos dados subestimados.

Nas Figuras 5.55 e 5.56 estão apresentados os gráficos de dispersão.

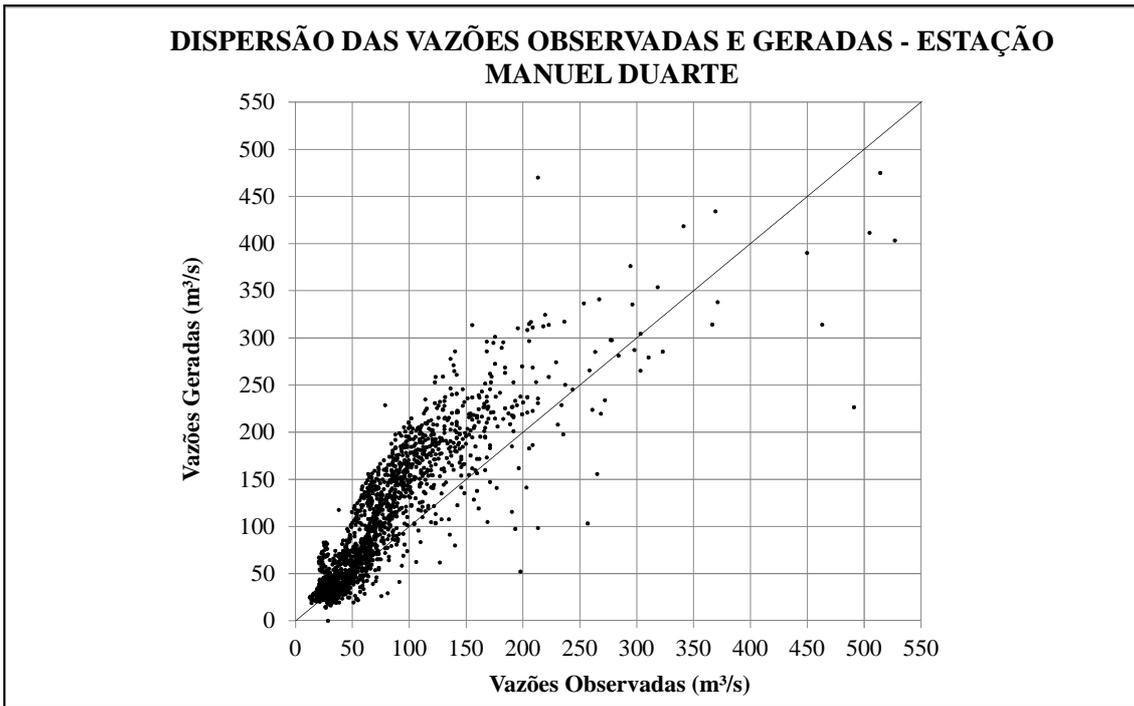


Figura 5.55 - Dispersão das vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT BHS

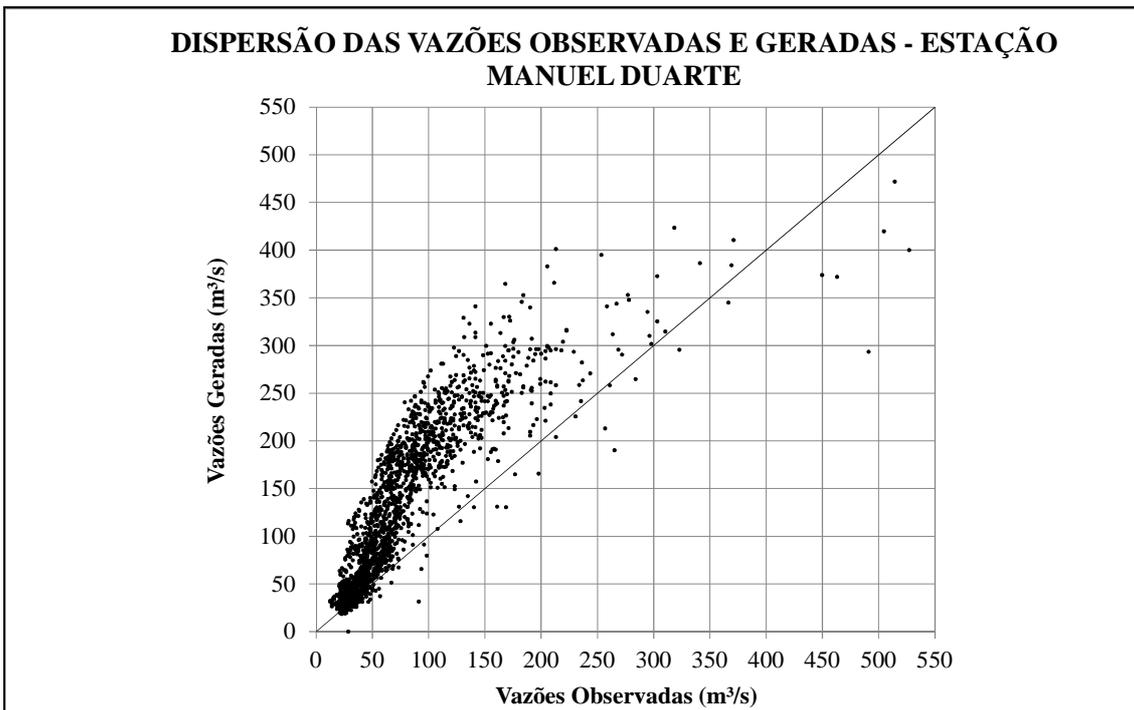


Figura 5.56 - Dispersão das vazões regionalizadas e observadas da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT NDVI

O deslocamento da nuvem de pontos, em ambas as figuras, acima do eixo de 45° para vazões maiores do que 40 m³/s, demonstra a superestimação das vazões de cheia e

uma alternância entre períodos de subestimação e superestimação das vazões de base, com essas descargas apresentando uma aderência melhor do que as vazões de cheia.

As Figuras 5.57 e 5.58 apresentam a distribuição temporal dos resíduos das regionalizações.

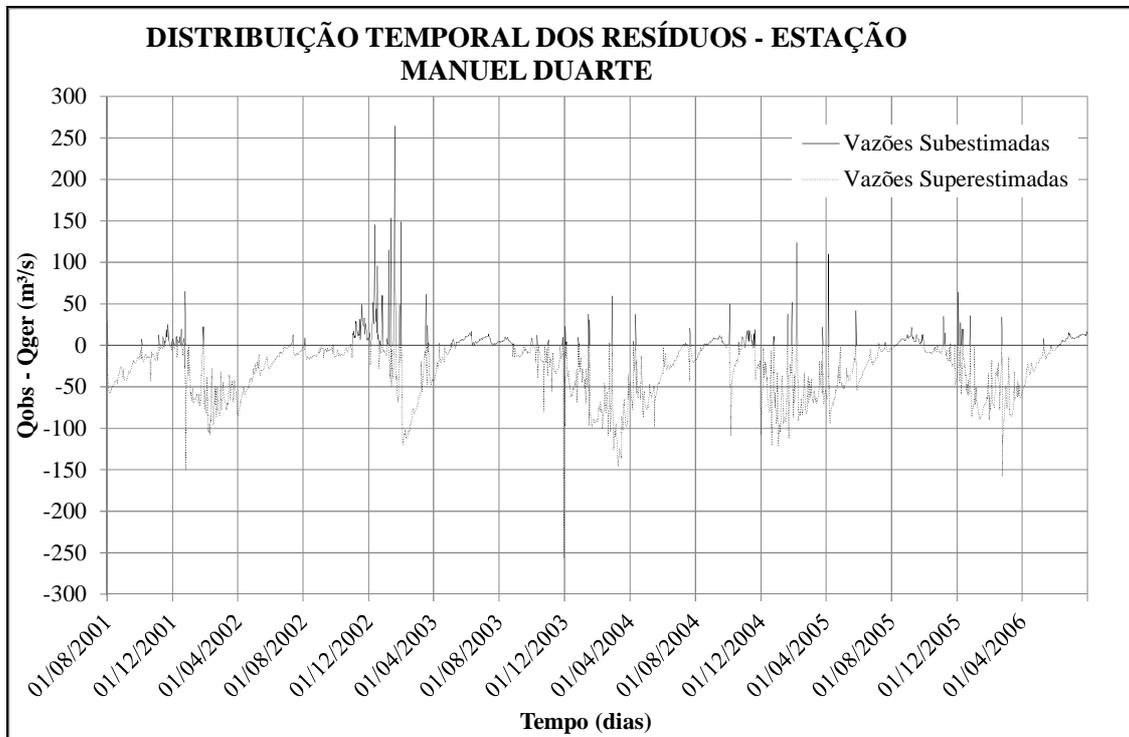


Figura 5.57 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT BHS

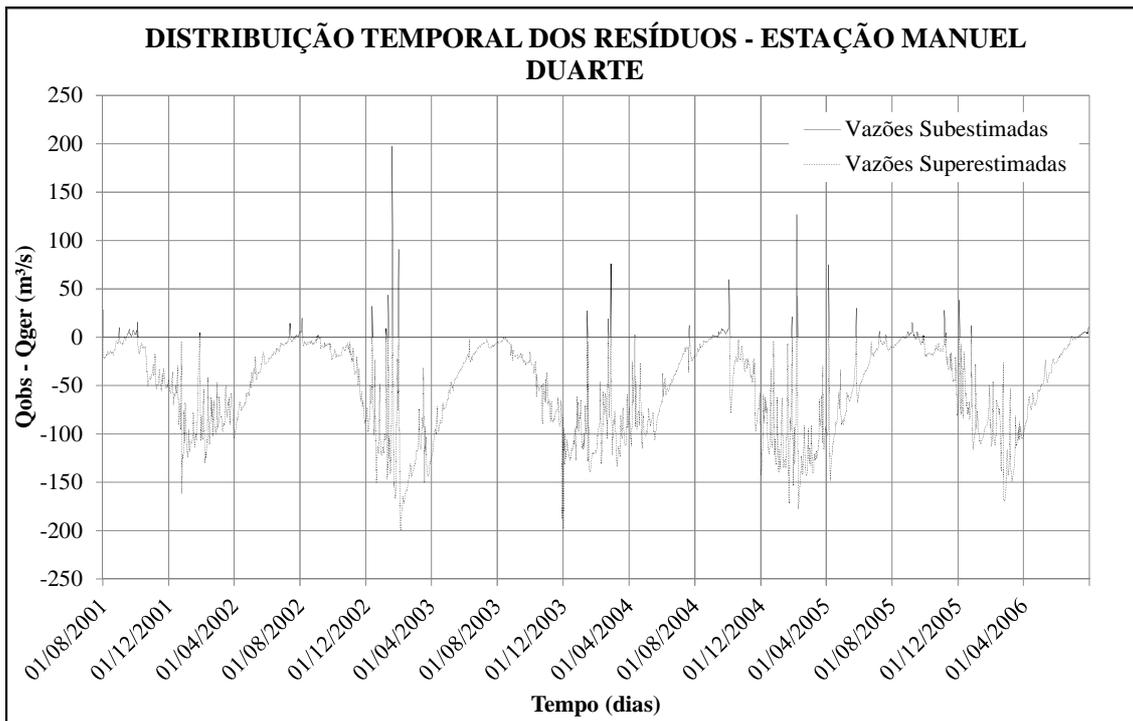


Figura 5.58 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Manuel Duarte – regionalização EVPT NDVI

A primeira observação que se obtém das Figuras 5.57 e 5.58 é que as vazões de cheia foram superestimadas, com a regionalização EVPT BHS apresentando menor magnitude de superestimação, com erros médios de aproximadamente $38\text{m}^3/\text{s}$, enquanto, na regionalização EVPT NDVI, esses erros foram de $59\text{m}^3/\text{s}$. Além disso, há problemas na representação dos picos de cheia, que ora se apresentam superestimados ora subestimados.

A superestimação das vazões de base é mostrada, também, na distribuição temporal dos resíduos, onde a maior parte da série está abaixo do zero, que corresponde às vazões superestimadas. Esses erros de subestimação dos picos atingiram cerca de $198\text{m}^3/\text{s}$.

5.6.5.1 Comparação entre as simulações para regionalização de Manuel Duarte

Os índices de desempenho das regionalizações hidrológicas, efetuadas para a sub-bacia delimitada pelo posto de Manuel Duarte, estão descritas na Tabela 5.12.

Tabela 5.12 - Índices de Ajuste - Regionalização – Manuel Duarte

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	58492	3628844	0,372	51	-26,33%
EVPT NDVI	99628	9123428	-0,579	77	-54,20%

Conclui-se que as regionalizações efetuadas não tiveram desempenhos satisfatórios, sendo a regionalização EVPT NDVI mais insatisfatória com índice de eficiência negativo, o que equivale a dizer que a média dos dados observados é um melhor indicador do que as vazões geradas pelo modelo.

Quanto ao volume gerado, a regionalização EVPT BHS subestimou o volume em 26,33%, enquanto a simulação com evapotranspiração regionalizada pelo NDVI subestimou o volume em 54,20%, mais do que o dobro da primeira regionalização. Esse fato demonstra que, para previsão de volumes, a utilização dessas regionalizações não é adequada.

Ambas as simulações resultaram, de maneira geral, em superestimativa das vazões, tanto de cheia como de estiagem, mas continuaram subestimando alguns picos.

Essa superestimativa é justificada pela menor magnitude dos valores das séries de evapotranspiração regionalizadas que foram utilizadas nas simulações em relação às séries de evapotranspiração calculadas da própria bacia. Apesar do coeficiente de recarga KPER ter sido menor nas simulações de regionalização do que nas simulações com dados da própria bacia, não foi suficiente para diminuir a QSUB, pois as séries de evapotranspiração regionalizadas foram muito menores do que as séries de evapotranspiração calculadas para própria bacia. E, com uma série de evapotranspiração muito menor, a QINF foi muito maior, o que resultou numa QSUB maior e, conseqüentemente, em uma vazão gerada superestimada.

As Figuras 5.59, 5.60 e 5.61 apresentam comparativamente as séries de evapotranspiração como forma de visualizar a diferença entre elas.

A Figura 5.59 compara as séries de evapotranspiração da sub-bacia de Manuel Duarte obtida pelo BHS e a série utilizada na regionalização, que corresponde à série de evapotranspiração do BHS para Ponte do Souza.

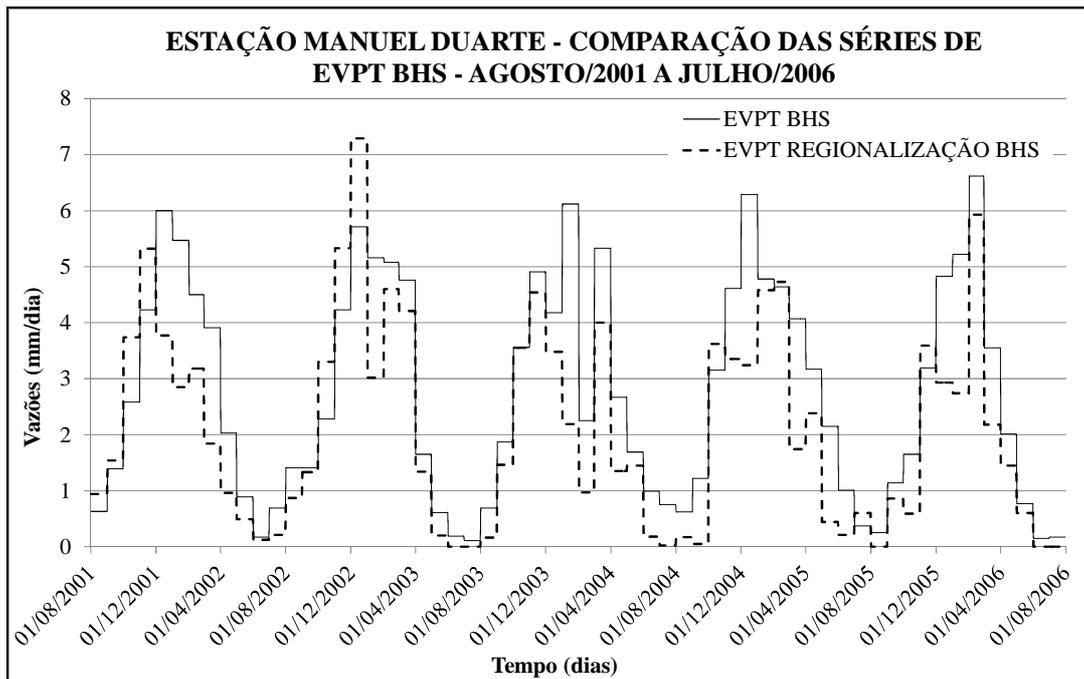


Figura 5.59 - Comparação das séries de EVPT BHS e EVPT REGIONALIZADA BHS – Manuel Duarte

A Figura 5.60 mostra a série de evapotranspiração obtida pelos dados NDVI de Manuel Duarte e série regionalizada com as equações de Ponte do Souza e dados NDVI de Manuel Duarte.

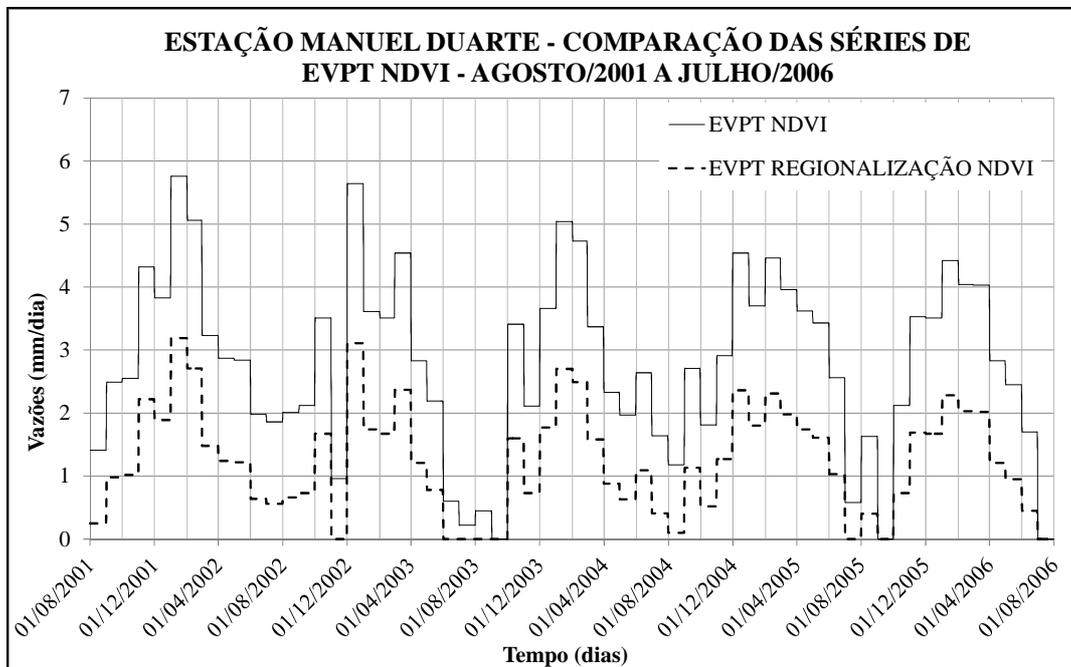


Figura 5.60 - Comparação das séries de EVPT NDVI e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Manuel Duarte

Por fim, a Figura 5.61 apresenta as duas séries de evapotranspiração usadas nas simulações de regionalização de Manuel Duarte.

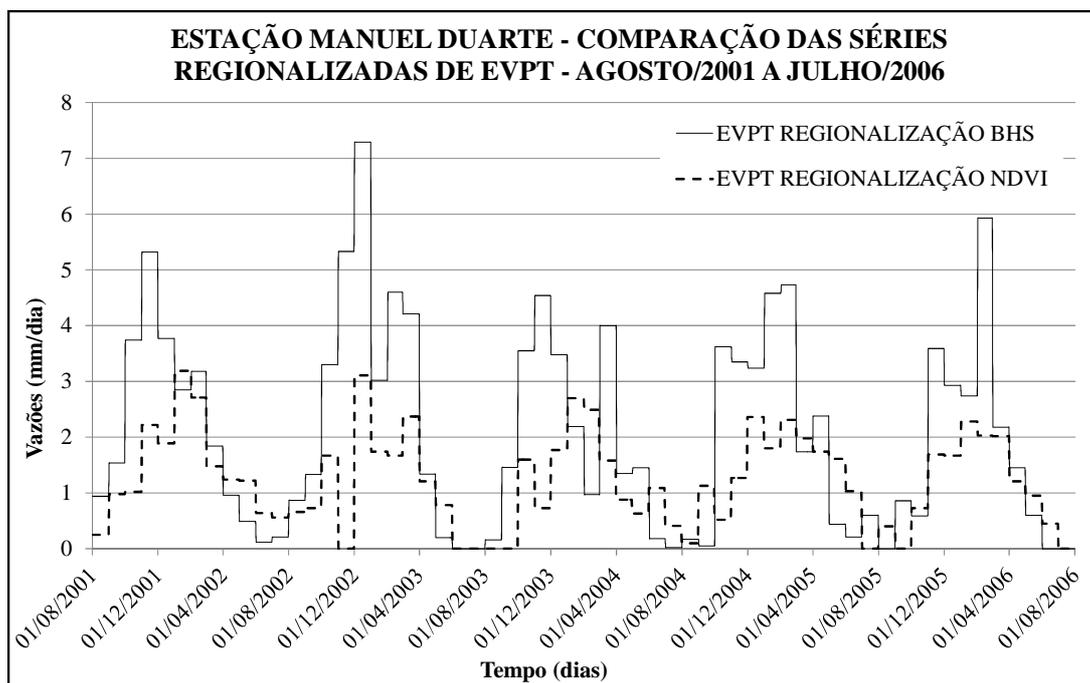


Figura 5.61 - Comparação das séries de EVPT REGIONALIZADA BHS e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Manuel Duarte

A Figura 5.61 mostra que a série regionalizada pelo NDVI apresenta-se com valores bastante inferiores correspondendo a cerca de 59% da magnitude da série regionalizada BHS o que justifica as vazões resultantes da regionalização NDVI terem apresentado uma superestimativa superior à superestimativa das vazões regionalizadas com evapotranspiração BHS de Ponte do Souza.

5.6.6 Resultados da regionalização para Ponte do Souza

Neste item, serão apresentados os resultados das duas metodologias de regionalização aplicadas a sub-bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Ponte do Souza e descritas no Capítulo 3 do presente trabalho.

As considerações para ambas as regionalizações são equivalentes às feitas para a sub-bacia de Manuel Duarte e descritas na metodologia.

Na regionalização EVPT NDVI, o parâmetro inicial NSOL foi calculado segundo os mesmos critérios utilizados para o período de calibração, entretanto, nesse caso,

utilizou o NSAT parametrizado para Manuel Duarte, com o NDVI de Ponte do Souza, resultando em 1162 mm, agregando, portanto, informações da própria sub-bacia..

Os resultados do uso do modelo SMAPII nas regionalizações estão mostrados na Figura 5.62.

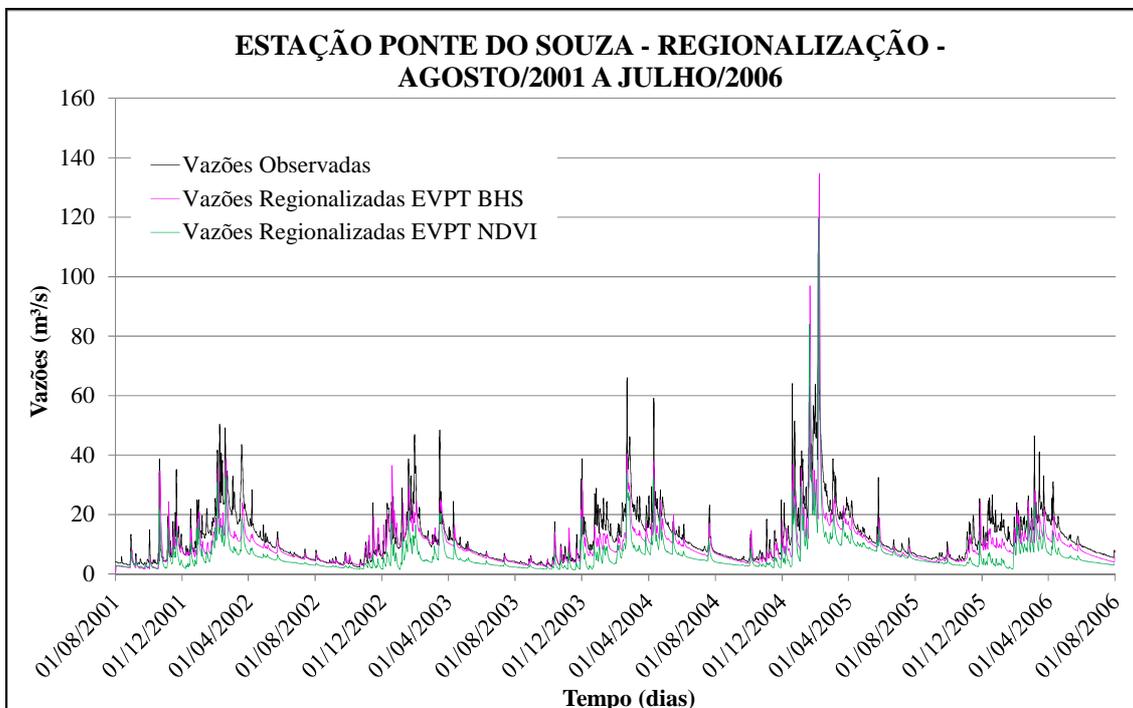


Figura 5.62 - Séries de vazões regionalizadas e observadas da estação de Ponte do Souza

Os resultados obtidos com as regionalizações em Ponte do Souza foram semelhantes às regionalizações para Manuel Duarte, sendo considerados, portanto, insatisfatórios, e com a regionalização EVPT BHS apresentando-se um pouco melhor. Essa observação pode ser verificada quando se analisa a aderência entre os gráficos das vazões observadas e regionalizadas da Figura 5.62, assim como pode ser visto, também, que, de maneira geral, toda a série de vazões foi subestimada.

A seguir, estão apresentados os gráficos de dispersão nas Figuras 5.63 e 5.64.

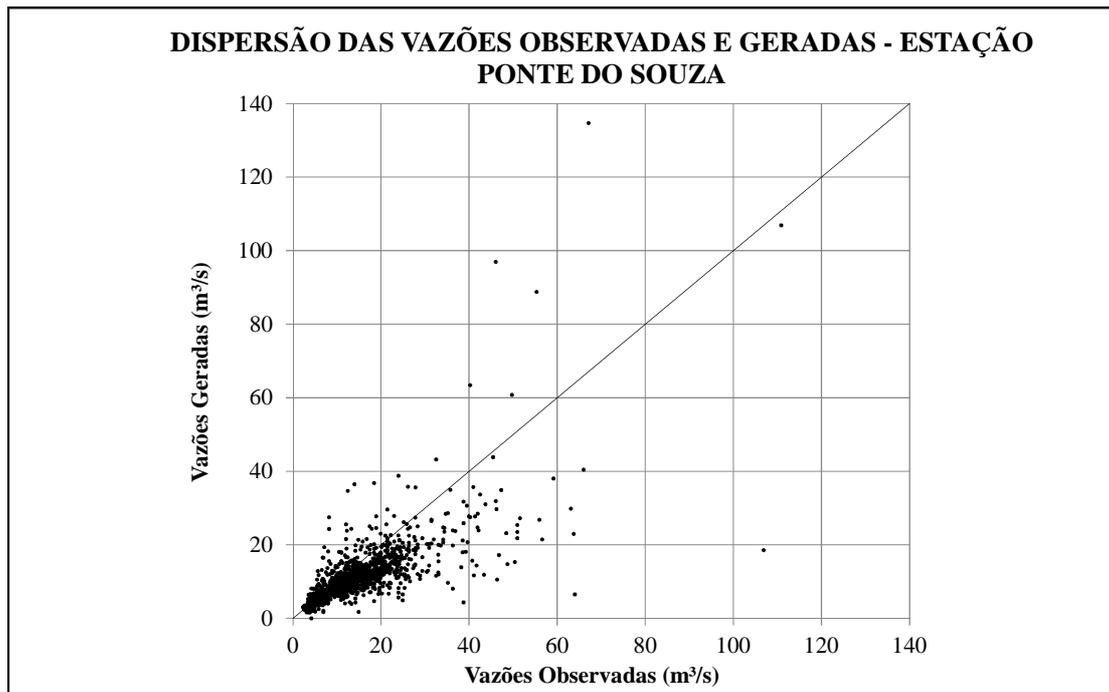


Figura 5.63 - Dispersão das vazões geradas e observadas da estação de Ponte do Souza – Regionalização EVPT BHS

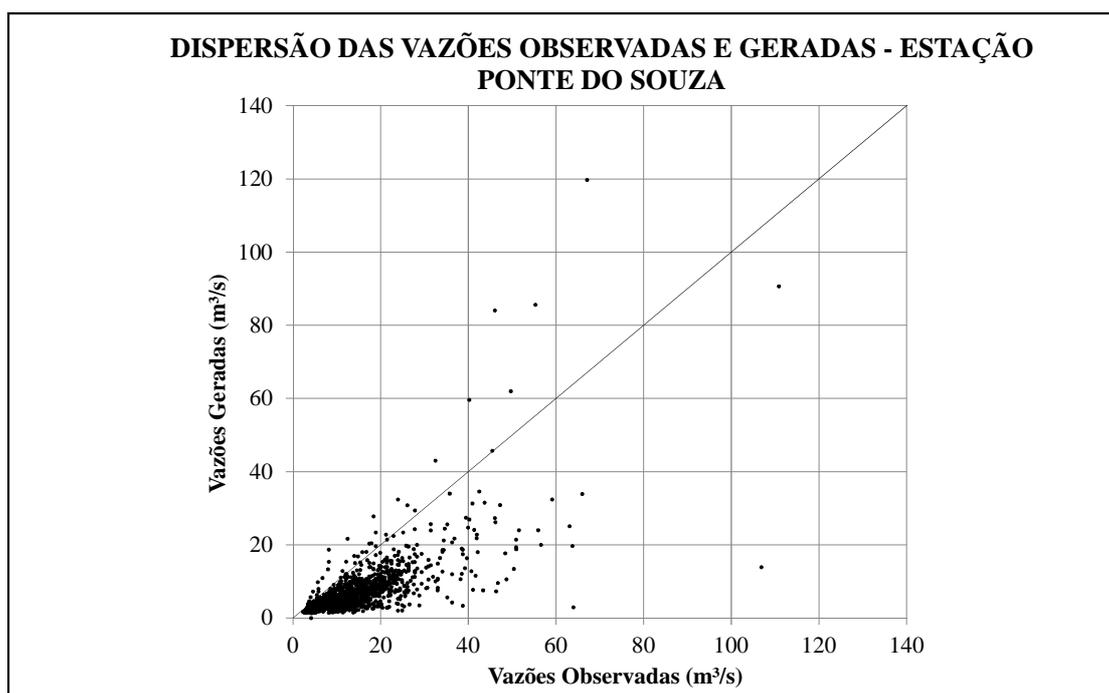


Figura 5.64 - Dispersão das vazões geradas e observadas da estação de Ponte do Souza – regionalização EVPT NDVI

A subestimação das vazões é bem demonstrada nas Figuras 5.63 e 5.64, onde são constatados os deslocamentos da nuvem de pontos para baixo do eixo de 45° e também

nas Figuras 5.65 e 5.66 onde verifica-se que há poucos dados abaixo do zero que são os dados que correspondem aos valores superestimados.

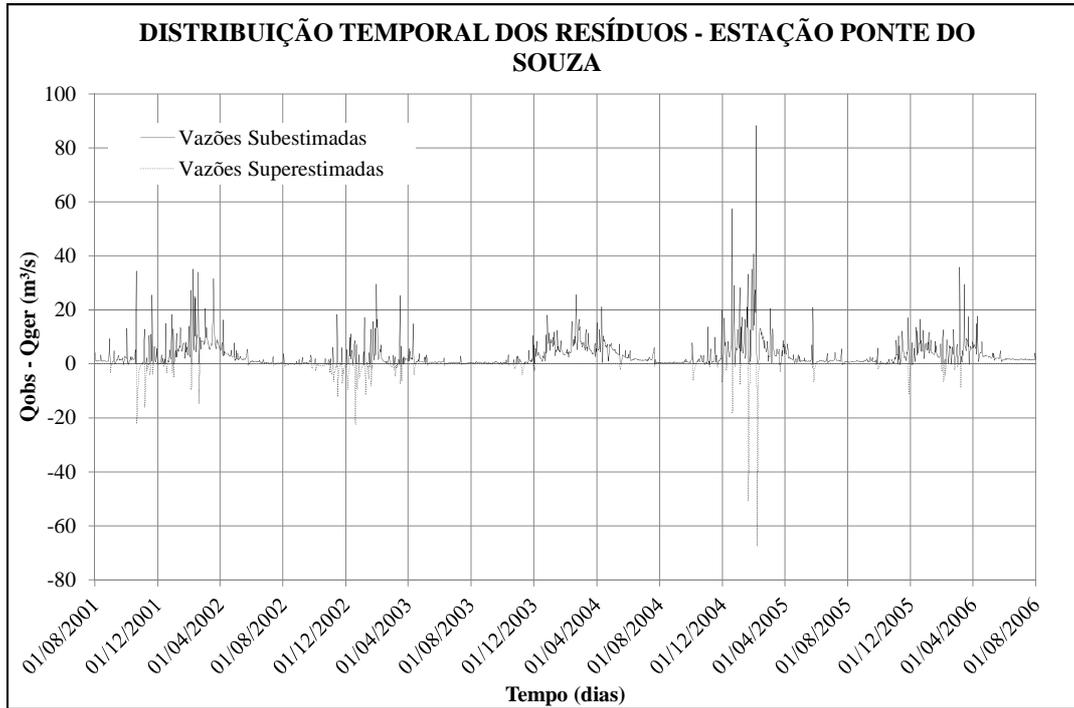


Figura 5.65 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Ponte do Souza – regionalização EVPT BHS

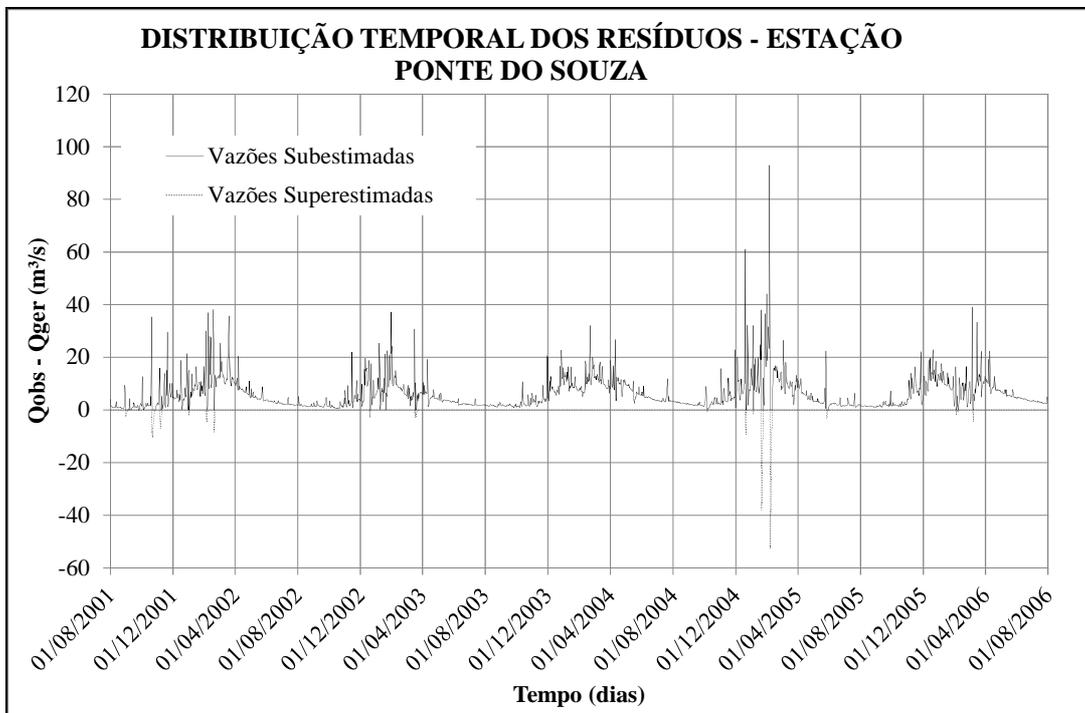


Figura 5.66 - Distribuição temporal dos resíduos da estação de Ponte do Souza – Regionalização EVPT NDVI

As Figuras 5.65 e 5.66 mostram que, além dos problemas supracitados, há problemas na representação dos picos de cheia, que ora apresentam-se superestimados, chegando a erro de cerca de 68m³/s, ora subestimados, chegando a 93m³/s .

As vazões de cheia obtiveram erros médios de aproximadamente 13 m³/s.

5.6.6.1 Comparação entre as simulações para regionalização

Os índices de desempenho das modelagens de regionalização hidrológica efetuadas para a sub-bacia delimitada pelo posto de Ponte do Souza estão descritas na Tabela 5.13.

Tabela 5.13 - Comparação entre simulações de regionalização – Ponte do Souza

Simulação	Soma dos Erros Absolutos	Soma dos Quadrados dos Resíduos	Eficiência (NASH e SUTCLIFFE)	Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - observado
EVPT BHS	6608	82339	0,504	10	43,78%
EVPT NDVI	11334	142101	0,144	12	96,07%

Conclui-se, com os resultados acima, que as regionalizações efetuadas não tiveram desempenho satisfatório sendo que a regionalização EVPT NDVI teve desempenho bastante inferior à primeira regionalização.

O comportamento das vazões geradas pelas regionalizações de Ponte do Souza foi oposto ao comportamento da regionalização de Manuel Duarte.

Quanto ao volume gerado, ambas as regionalizações superestimaram, mas, enquanto a regionalização EVPT BHS superestimou o volume em 43,78%, a regionalização EVPT NDVI superestimou em quase 100%. Esse fato demonstra que, para previsão de volumes, essas regionalizações não devem ser aplicadas.

De maneira geral, as regionalizações subestimaram todas as magnitudes de vazões. Essa subestimativa é justificada pelos mesmos motivos que se justificou a superestimativa das vazões regionalizadas da sub-bacia de Manuel Duarte. Isso quer dizer que, apesar do coeficiente de recarga KPER ter sido maior nas simulações de regionalização do que nas simulações com parâmetros da própria bacia, devido a maior magnitude dos valores das séries de evapotranspiração regionalizadas que foram utilizadas nas simulações, a QINF foi menor, o que resultou numa QSUB menor e, conseqüentemente, em uma vazão gerada subestimada.

As figuras a seguir apresentam comparativamente as séries de evapotranspiração como forma de visualizar a diferença entre elas.

A Figura 5.67 compara as séries de evapotranspiração da sub-bacia de Ponte do Souza obtida pelo BHS e a série utilizada na regionalização que corresponde à série de evapotranspiração do BHS para Manuel Duarte.

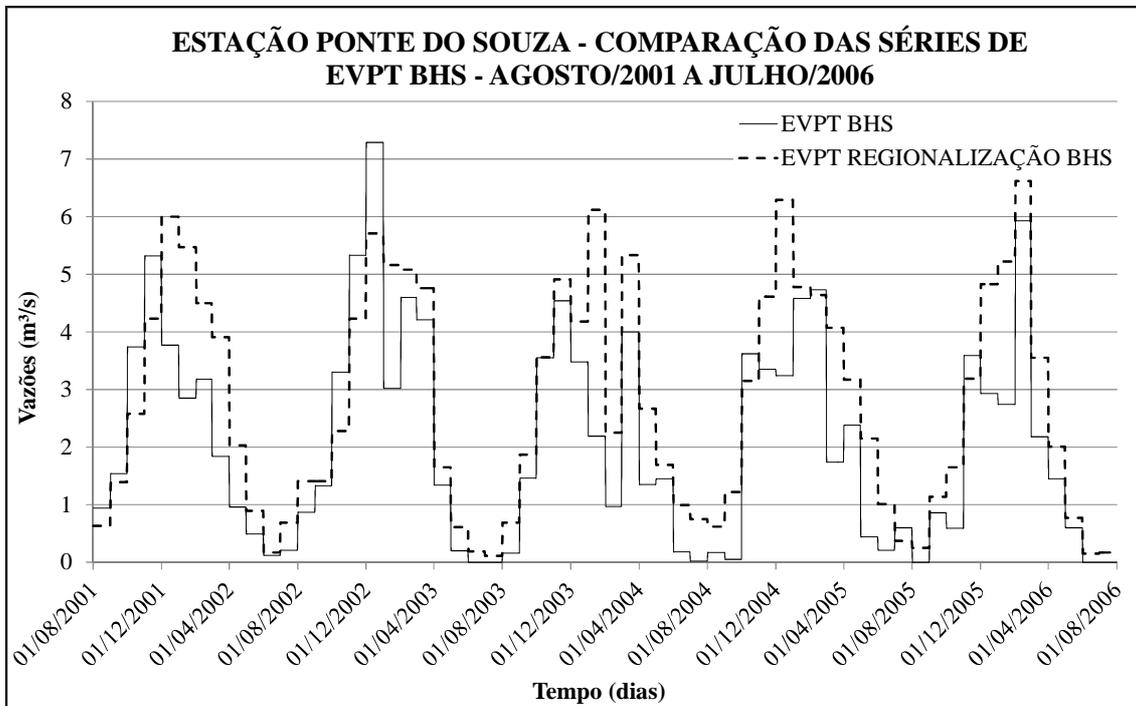


Figura 5.67 - Comparação das séries de EVPT BHS e EVPT REGIONALIZADA BHS – Ponte do Souza

A Figura 5.68 mostra a série de evapotranspiração obtida pelos dados NDVI de Ponte do Souza e regionalizada com as equações de Manuel Duarte e dados NDVI de Ponte do Souza.

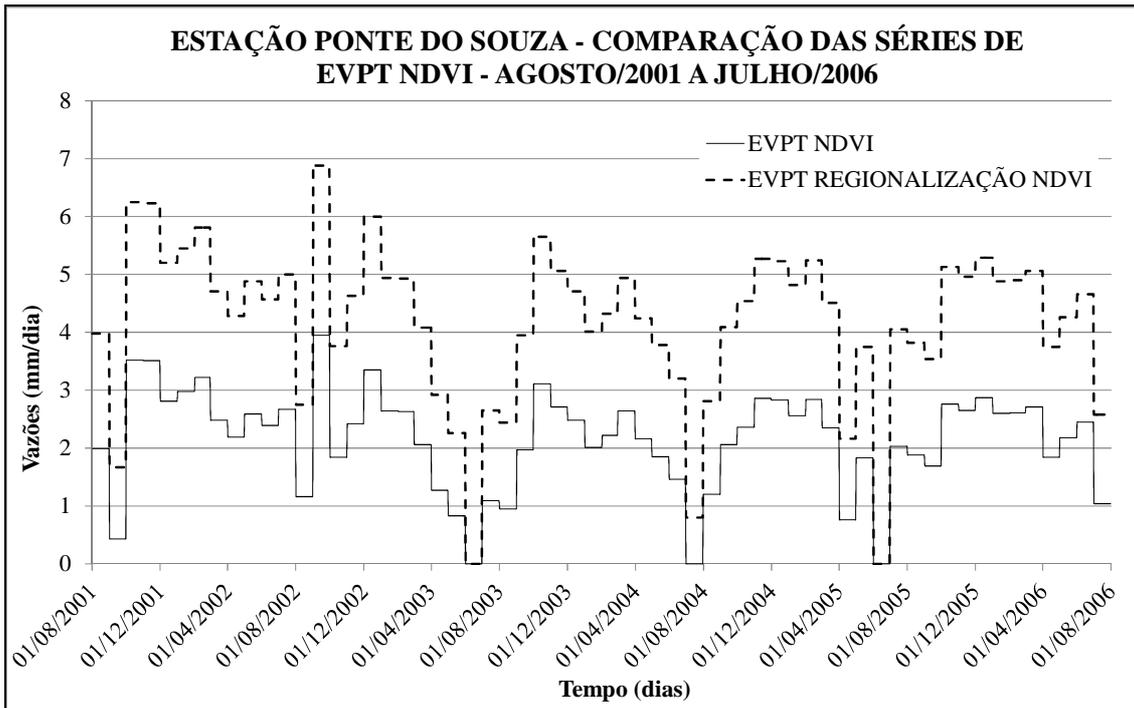


Figura 5.68 - Comparação das séries de EVPT NDVI e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Ponte do Souza

Por fim, a Figura 5.69 apresenta as duas séries de evapotranspiração usadas nas simulações de regionalização de Ponte do Souza.

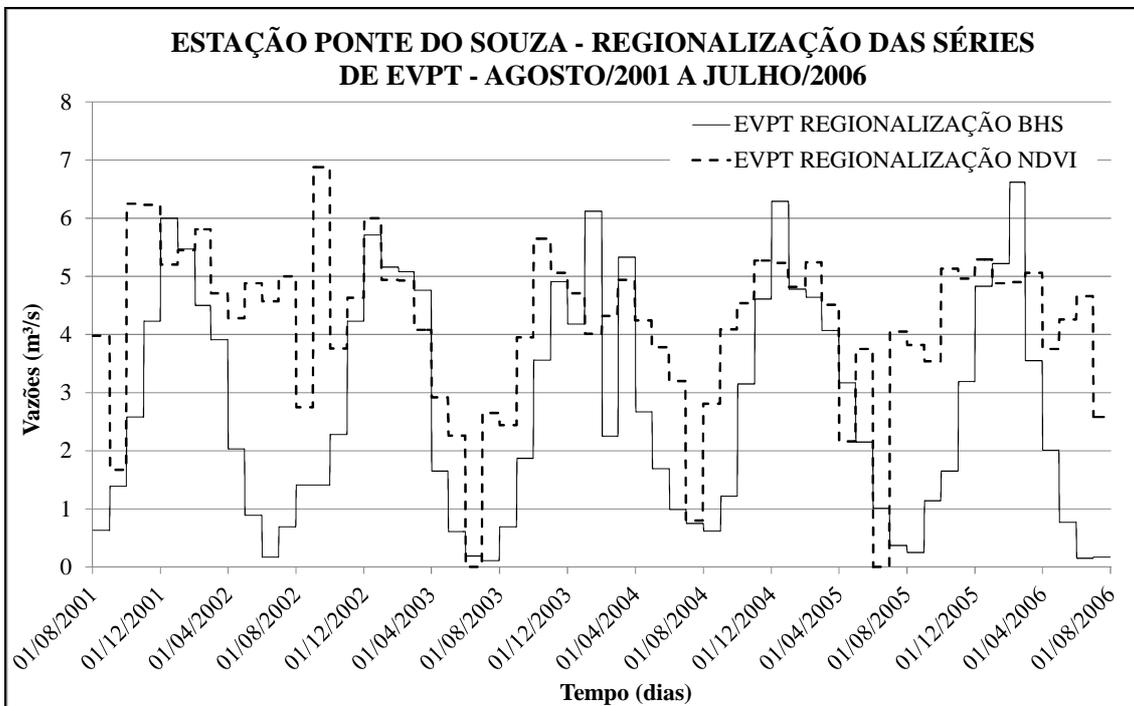


Figura 5.69 - Comparação das séries de EVPT REGIONALIZADA BHS e EVPT REGIONALIZADA NDVI – Ponte do Souza

A Figura 5.69 mostra que a série de evapotranspiração do BHS de Manuel Duarte apresenta-se com valores bastante inferiores, correspondendo a cerca de 66% da magnitude da série regionalizada com dados NDVI, o que justifica as vazões resultantes da regionalização EVPT NDVI terem apresentado uma subestimativa superior à subestimativa das vazões regionalizadas com evapotranspiração BHS de Manuel Duarte.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise empreendida por esta dissertação fornece subsídios importantes para a avaliação do potencial de aplicação de um modelo hidrológico no estudo de regionalização de vazões. Como subsídio à abordagem metodológica proposta, foram empregados dados de sensoriamento remoto, que se destacam por fornecerem informações valiosas das características de uso e ocupação do solo e do comportamento hídrico de uma bacia. Dessa forma, os usos do modelo SMAP e dos dados de índice de vegetação mostraram-se ferramentas bastante úteis para estudos de bacias com carência de dados.

Partindo de um breve histórico, realizado por meio de uma revisão bibliográfica sobre os temas abordados, elaborou-se um arcabouço metodológico fundamentado em uma criteriosa caracterização hidrológica da região e análise e consistência dos dados. Buscou-se, então, aplicar o presente estudo à bacia do rio Preto, por esta ser uma bacia com monitoramento bastante abrangente de dados hidrológicos e fisiográficos, o que permitiu avaliar os resultados com base em dados reais da própria bacia.

Mais especificamente, a metodologia baseou-se na obtenção dos parâmetros hidrológicos do modelo hidrológico SMAP e na estimativa da evapotranspiração, tanto pelo método do balanço hídrico sazonal (BHS) como a partir de dados do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), enfocando o comportamento hidrológico real da bacia pela busca de valores representativos e fisicamente embasados para as diversas variáveis. O referencial adotado permitiu a obtenção de índices de ajuste satisfatórios face às dificuldades de aplicação dos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão para representar adequadamente os processos físicos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica mediante as medições efetivamente disponíveis.

A frequência diária dos dados, usualmente disponível, e correspondentes simulações impõem um desafio adicional para a modelagem hidrológica, visto que os processos que compõem ciclo hidrológico requerem, muitas vezes, a representação em escalas de tempo inferiores ao dia, como é o caso da sub-bacia de Ponte do Souza, que apresentou tempo de concentração muito inferior a 24 horas, o que certamente influenciou nos erros obtidos em períodos de cheia pelas modelagens hidrológicas

efetuadas. Dessa forma, recomenda-se que sejam instalados aparelhos que efetuem medições com frequência inferior à diária nas áreas da bacia que apresentam tempo de escoamento superficial inferior ao dia.

Nesse sentido, após a coleta e processamento de novos dados de chuva e vazão em frequência temporal mais adequada, vislumbram-se oportunidades interessantes de trabalho para que aprofunde a presente linha de pesquisa, realizando-se novos testes de calibração e de validação de parâmetros de modelos hidrológicos, contrastando-se resultados obtidos em função de medições coletadas segundo diferentes escalas de tempo. Os modelos hidrológicos, por sua vez, deverão, então, ser modificados em sua estrutura para comportarem simulações em passos de tempo inferiores à escala diária.

Adicionalmente, extensões dessas considerações podem ser feitas no que concerne ao domínio do espaço, na medida em que se contrastem representações dos processos físicos com abordagem sistêmica, onde se procuram investigar os comportamentos em subescalas (downscaling) versus abordagens detalhadas que procuram, então, integrar escalas para representação do balanço hídrico da bacia (upscaling).

Mais ainda, o balanço hídrico deve ser incorporado sistemicamente e intrinsecamente ao balanço de energia com vistas a uma representação potencialmente mais fidedigna dos processos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica.

Apontadas essas questões e recomendações, que delimitam os recortes da pesquisa conduzida no presente trabalho e que, ao mesmo tempo, permitem que diversas oportunidades de trabalho possam ser antevistas, é importante salientar que os resultados apresentados, nesta dissertação, denotam a importância da análise dos dados de entrada dos modelos, tanto no que se refere à qualidade e à quantidade quanto ao exame da estacionariedade das séries empregadas nas etapas de calibração e validação, na medida em que a aplicabilidade do modelo hidrológico adotado está, em princípio, restrita a bacias com comportamento estacionário. Em outras palavras, pressupõe-se, por exemplo, que não ocorreram, ao longo do período estudado, mudanças significativas na cobertura e uso do solo ou ainda que mudanças climáticas não afetem o padrão esperado das séries temporais das variáveis hidrometeorológicas.

A reunião de dados básicos de precipitação e de vazão, seguida da análise de consistência e preenchimento de falhas, conjuntamente com a geração de dados de evapotranspiração por diferentes metodologias, e aliada ainda à geração de modelo

digital do terreno, torna esta dissertação uma interessante referência àqueles que pretendam desenvolver pesquisas na região, uma vez que a bacia estudada possui uma razoável disponibilidade de dados reais para avaliação dos resultados.

Adicionalmente, este trabalho mostrou a importância dos avanços obtidos na aquisição e no tratamento dos dados de sensoriamento remoto, em virtude dos aperfeiçoamentos adicionados aos sensores e dos diversos algoritmos de tratamento das imagens. Os dados NDVI utilizados foram obtidos da base do GIMMS, onde sofreram ajustes para suavização dos ruídos e composição das diferentes imagens, de maneira a criar um único mapa de NDVI livre de nuvens e com mínima perturbação atmosférica, o que garantiu maior confiabilidade aos dados adotados no trabalho.

A despeito da relevância da dinâmica da vegetação, medições de parâmetros que a caracterizem não são comuns. Por essa razão, os índices de vegetação, tais como o NDVI, tornaram-se uma importante fonte de dados, sendo utilizados na classificação e no monitoramento da vegetação, bem como no estabelecimento de relações com a evapotranspiração, com a precipitação, com a umidade do solo e com fenômenos climáticos de escala global.

Em relação às séries de evapotranspiração estimadas, observou-se que a série obtida pelo BHS apresentou, nos períodos de estiagem, valores menores, enquanto, nos períodos de cheia, valores maiores do que da série obtida pelo NDVI.

Considerando a estrutura do modelo SMAP, que representa o balanço de umidade no solo e subsolo, avaliou-se que os parâmetros do modelo poderiam apresentar relações com o tipo de solo, com a cobertura vegetal e com as características hidrogeológicas. Foram identificadas correlações importantes entre as características do solo de cada sub-bacia com alguns parâmetros do modelo, como o coeficiente de percolação profunda ou de recarga do aquífero denominado KPER. As duas simulações realizadas, uma com dados de evapotranspiração do BHS e a outra com evapotranspiração do NDVI, resultaram em um KPER menor para Ponte do Souza do que para Manuel Duarte. A sub-bacia de Ponte do Souza localiza-se na área mais a montante da bacia, onde a camada de solo é menos espessa que na região mais a jusante da bacia, e apresenta maiores afloramentos rochosos e vegetação mais densa e floresta; essas características condizem com o KPER de menor magnitude do que o da sub-bacia de Manuel Duarte. Além disso, a própria conformação do relevo montanhoso

dificulta o processo de infiltração na sub-bacia de Ponte do Souza em relação ao de Manuel Duarte, que engloba grandes regiões de relevo colinoso e planícies fluviais com camadas de solo compostas de silte e areia, favorecendo a infiltração, o que caracteriza um KPER mais elevado.

A simulação com dados de evapotranspiração NDVI apresentou KPER de maior magnitude do que a simulação com dados de evapotranspiração do BHS para ambas as bacias. Esse fato pode ser explicado pelo aumento dos valores de evapotranspiração estimados pelo NDVI para os períodos de estiagem de ambas as sub-bacias, com exceção de algumas situações de Manuel Duarte em que ocorreu o contrário. O aumento da evapotranspiração durante as estiagens levou à diminuição do nível de saturação do solo (NSAT), de forma a manter as parcelas QRES (parcela de água que alimenta o reservatório superficial) e QINF (parcela de água que alimenta a zona vadosa ou não saturado do solo). Entretanto, com a diminuição do NSAT, diminuem, também, o nível de água do reservatório do solo (NSOL) e o nível da capacidade de campo (NPER), que regulam a alimentação da vazão de base. De forma a contornar essa situação, o procedimento de calibração do modelo conduziu à obtenção de um valor maior para KPER com vistas a aumentar a recarga do reservatório subterrâneo e não subestimar tanto a vazão de base. Porém esse aumento não foi suficiente, pois a vazão de base, nessa simulação, teve uma subestimação maior do que na simulação com dados de evapotranspiração BHS. Assim, esses resultados evidenciam que o tipo de solo e o tipo de sistema aquífero existente na bacia interferem de forma considerável na disponibilidade hídrica.

Os resultados mostraram, ainda, que a parametrização encontrada para a sub-bacia de Manuel Duarte, embora represente satisfatoriamente o ciclo hidrológico dessa sub-bacia, representa, com limitações, a realidade das vazões da sub-bacia menor delimitada pelo posto fluviométrico de Ponte do Souza, e afirmação análoga poderia ser feita da situação contrária. Quando se aplica a metodologia de regionalização de vazões através dos dados de NDVI, conforme detalhado na metodologia, em ambas as sub-bacias, nota-se que há espaço para aperfeiçoamento dos resultados, o que pode ser fundamentado pelas simplificações feitas no estudo, permitindo antever potenciais êxitos ao explorar a espacialização de índices de vegetação em processos de modelagem do tipo chuva-vazão e regionalização hidrológica.

A comparação das vazões observadas com as vazões geradas, no âmbito do procedimento de regionalização hidrológica, mostrou que, apesar das regiões de estudo não serem hidrológicamente homogêneas e apresentarem cobertura e uso do solo diferenciadas, a aplicação do SMAP mostrou-se viável com os resultados refletindo o comportamento hidrológico das sub-bacias apesar das magnitudes de vazões não terem sido bem representadas, ora sendo subestimadas pra superestimadas.

A simples transposição de parâmetros entre bacias é um desafio que vem sendo investigado na literatura hidrológica. Por exemplo, se considerarmos a parametrização efetuada pelo SMAPII no presente estudo de caso, ao fazer essa transposição, implicitamente, admitiu-se que, além de tudo, a permeabilidade do solo e os reservatórios do solo e subterrâneo das duas bacias serem equivalentes, o que não é verdade, como pode ser visto no comportamento dos períodos de recessão e duração das estiagens.

Os resultados de NDVI comprovaram o que os dados fisiográficos já haviam descrito a respeito das diferenças do tipo de solo, vegetação e ocupação das sub-bacias. Além disso, mostrou que a densa vegetação se reflete nos altos valores e na pequena variação do NDVI ao longo tempo e na pequena diferença de valores do NDVI entre as bacias, fato que se deve à saturação do índice em regiões de grande concentração de biomassa. Apesar da sub-bacia de Ponte do Souza ser uma sub-bacia de Manuel Duarte, ela encontra-se na região mais florestada e com maior quantidade de afloramentos rochosos, o que indica menos profundidade de solo. Quando se trata da sub-bacia de Manuel Duarte, essas características juntam-se às características do restante da sub-bacia e são atenuadas como indicado pelo NDVI médio das sub-bacias. À sub-bacia de Ponte do Souza, foi atribuído valor de NDVI médio mais alto do que o valor NDVI médio de Manuel Duarte, pois, na bacia de Manuel Duarte, há mais áreas ocupadas por pastagens, solo exposto e outras características, que, ao se integrarem às áreas de floresta de Ponte do Souza, diminuem o valor do NDVI, indicando que, em média, essa sub-bacia apresenta menos vegetação de floresta. Dessa forma, está agregada, no desempenho limitado obtido, a incerteza associada às diferenças físicas do ciclo hidrológico de cada bacia.

Reitera-se que a modelagem conceitual não deve ser encarada simplesmente como um mero ajuste de curvas, mas sim como um procedimento de tentativa de

representação matemática de uma realidade física, como subsídio para projetos e tomadas de decisões na área de engenharia de recursos hídricos.

Da mesma forma, como ressaltado por XAVIER (2002), trabalhos futuros deverão também contemplar a busca por metodologias rigorosas para a quantificação da incerteza total presente nas simulações de um modelo hidrológico. A magnitude dos problemas práticos que demandam o uso de séries de vazões, como a operação do sistema hidroelétrico brasileiro, sistemas de gestão de recursos com diversos conflitos, estudos de impactos climáticos na bacia, entre outros, exige que essa busca seja estimulada.

Ainda como recomendações finais, destacam-se alguns pontos visando aperfeiçoamentos nas modelagens hidrológicas e melhor definição do ciclo hidrológico da área de estudo:

- validação da série de evapotranspiração gerada pelo método BHS neste estudo com os diversos métodos de estimação de evapotranspiração existentes, estando esses métodos alimentados com os dados climáticos e meteorológicos além de dados de sensoriamento remoto como índices de vegetação;

- instalação de posto de medição de vazão com aquisição de registros em frequência maior do que a diária, nas seções que apresentam tempo de percurso do escoamento superficial inferior ao dia; recomenda-se frequência no mínimo horária, e após coleta de dados suficientes nesta escala de tempo, deve-se tentar a validação dos parâmetros obtidos nesta dissertação;

- utilização de outras fontes de medição de chuvas, como a utilização dos dados obtidos via satélite TRMM/NASA (Tropical Rainfall Measuring Mission), que se trata de uma missão de medição das chuvas em região tropical, de natureza espacial, obtidos de intervalos temporais de três horas e resolução espacial de $0,25^\circ$, ou 25 km na linha do Equador; os mapas do TRMM podem servir para estimar as estruturas de correlação espaço-temporal dos eventos chuvosos na bacia (embora esses devam ser fortemente influenciados pelo relevo no estudo de caso utilizado), que poderiam ser utilizados, por exemplo, para a validação da média pluviométrica utilizada nesta dissertação ou, então,

indicar um arranjo de rede pluviométrica mais eficiente para a área; poderia, também, ser criada outra metodologia para cálculo da chuva média com os dados medidos pelo pluviômetro através da relação entre estes e os dados NDVI;

- utilização do NDVI para espacialização da evapotranspiração, precipitação e umidade do solo e aplicação em outras bacias com diferentes tipos de vegetação para análise da influência da vegetação nas características hidrológicas da bacia;

- realizar o mesmo estudo utilizando-se um modelo hidrológico do tipo semi-distribuído, como o TOPMODEL, como forma de aproveitar melhor as informações de índice de vegetação, que são espaciais e que podem, possivelmente, dar suporte na espacialização dos dados de evapotranspiração, precipitação e umidade do solo, como proposto no item anterior;

- utilização de outras bases de dados NDVI como dados EFAI-NDVI com resoluções espacial de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$ e temporal de 10 dias;

- aplicação das metodologias de regionalização propostas em bacias hidrologicamente homogêneas para avaliar melhor o desempenho do modelo hidrológico SMAP e em bacias com outros tipos de vegetação e ocupação do solo para comparar a resposta do NDVI frente às variáveis hidrológicas.

Espera-se que esta dissertação proporcione estímulos para novos avanços das pesquisas na predição de vazões em bacias não monitoradas, ficando as recomendações mencionadas como sugestões para aperfeiçoar os estudos nessa área de conhecimento. As análises e estudos empreendidos por esta dissertação, mesmo encontrando limitações, reconhecidas ao longo do texto, fornecem um referencial bibliográfico, metodológico e de resultados, úteis para não apenas os trabalhos a serem desenvolvidos na área de estudo de caso como em todas as bacias que têm características e dificuldades de modelagem semelhantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABARESHI, B., SHUEPP, P. H., 1998, “Sensible heat flux estimation over the FIFE site by neural networks”. *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 55, pp. 1185-1197.

Agência Nacional de Energia Elétrica (Brasil) (ANEEL). Resoluções homologatórias – Biblioteca virtual. Disponível em <<http://www.aneel.gov.br>>. Acesso em: 24 de janeiro de 2006.

AGUTTES, J.P., C. GOLDSTEIN, J., SCHRIVE, G., et al., 2000, “MEGHA – TROPICQUES: A satellite for studying the water cycle and energy exchanges in the tropics”. *51st International Astronautical Congress*, Rio de Janeiro, Brazil.

ALLEN, R.G., TASUMI, M., MORSE, A., et al., 2005, “A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning”, *Irrigation and Drainage Systems*, v. 19, pp. 251 – 268.

ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D., et al., 1998, “Crop Evapotranspiration – Guidelines for Computing Crop Water Requirements”. *FAO Irrigation and Drainage*, paper 56. Rome, Italy, 318p.

ALVES SOBRINHO, T.; OLIVEIRA, P.T.S.; RODRIGUES, D.B.B.; AYRES, F.M. “Delimitação automática de bacias hidrográficas utilizando dados SRTM.”, *Engenharia Agrícola*, v. 30, n. 1, 2010.

ANA, 2005, HIDRO - Banco de Dados Hidrológicos. Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acessado em janeiro/2011.

ANDERSON, M.C., NORMAN, J.M., DIAK, G.R., et al., 1997, “A two source time integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, 195 – 216.

ANDRADE, E.A., “Regionalization of small watersheds in arid and semiarid regions: cluster and Andrews curve approaches”- *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola*, v. 18, n.4, pp. 38-49, Jan, 1999.

ANDRADES FILHO, C.O., ZANI, H., GRADELLA, F.S., 2009, “Compatibilidade da rede de drenagem obtida através de dados SRTM, ASTER e carta topográfica DSG: estudo de caso no Pantanal de Aquidauana”. In: *2º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*. Anais Corumbá, 7-11 novembro 2009, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.51-61

ARAÚJO, A. A. M, 2006, *Um novo esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre com redistribuição lateral da água no solo.*, Tese de D. Sc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

ASNER, G. P., NEPSTAD, D., CARDINOT, G., RAY, D., 2004, “Drought stress and carbon uptake in an Amazon forest measured with spaceborne imaging spectroscopy”, *PNAS*, v. 101, n. 16, pp. 6039–6044.

BANNARI, A., MORIN, D., BONN, F., HUETE, A. R., 1995, “A review of vegetation indices”, *Remote Sensing Reviews*, v. 13, pp. 95-120.

BARBOSA, M. C. D., 2000, *Geoestatística aplicada a dados de radar meteorológico.*, Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

BARROS, V.R., 2012, *Avaliação da evapotranspiração utilizando o algoritmo SEBAL e imagens LANDSAT 5-TM – Estudo de Caso: Bacia do rio Piabanha/RJ*. Dissertação de M.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

BASTIAANSEN, W.G.M., 1995, *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies*

in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands.

BASTIAANSEN, W.G.M., 1998, "Remote Sensing in Water Resources Management: The State of the Art". *International Water Management Institute*, Colombo, Sri Lanka, 118p.

BASTIAANSEN, W.G.M., MENENTI, M., FEDDES, R.A., et al., 1998a, "A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1, Validation". *Journal of Hydrology*, n. 212-213, p. 213-229.

BASTIAANSEN, W.G.M., PELGRUM, H., WANG, J., et al., 1998b, "A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2, Validation". *Journal of Hydrology*, v. 212-213, p. 213-229.

BASTIAANSEN, W.G.M., 2000, "SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey". *Journal of Hydrology*. V. 229, p. 87-100. 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M., CHEEMA, M. J. M., IMMERZEEL, W. W., MILTENBURG, I. J., PELGRUM, H., "Surface energy balance and actual evapotranspiration of the transboundary Indus Basin estimated from satellite measurements and the ETLook model". *Water Resources Research*, Vol. 48, W11512, doi:10.1029/2011WR010482, 2012

BATISTA, G. T., SHIMABUKURO, Y. E., LAWRENCE, W. T., 1997, "The long-term monitoring of vegetation cover in the Amazonian region of northern Brazil using NOAA-AVHRR data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 18, n. 15, pp. 3195–3210.

BEVEN, K. J., CLOKE, H. L., Comment on "Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water" by Eric F.

Wood *et al.*, *Water Resources Research*, Vol. 48, W01801, 3 PP.
doi:10.1029/2011WR010982., 2012

BLYTH, E. M., DOMAN, A. J., 1995, “The roughness length for heat of sparse vegetation”. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 34, pp. 583-585.

BOYLE, D. P., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., 2000, “Toward improved calibration of hydrologic models: combining the strengths of manual and automatic methods”, *Water Resources research*, Vol. 36 (12), pp. 3663-3674.

BRUTSAERT, W., 1982, “Evaporation into the Atmosphere: Theory, Hystory and Applications”, D. *Reidel Publishing Company*. P.O Box 17. 3300, AA Dordrecht, Holanda, 299 pp.

BUCHIANERI, V. C., 2004, *Geração da série histórica de vazão por meio do modelo SMAP: subsídio, para o plano de manejo da bacia do rio Grande de Ubatuba*, Dissertação de M. Sc., Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz/ USP, Piracicaba, S.P., Brasil.

CALVETTI, L.; BENETI, C.; PEREIRA FILHO, A. J., 2003, “Integração do radar meteorológico doppler do SIMEPAR e uma rede pluviométrica para a estimativa da precipitação”. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Belo Horizonte.

CAMPBELL, J. B., 1996, “Introduction to remote sensing”, 2 ed, New York-London, *The Guilford Press*, 622p., 1996.

CANEDO, P.M., 1979, *The reliability of conceptual catchment model calibration*, Ph.D., University of Lancaster, United Kingdom, EUA.

CASELLES, V., COLL, C., VALOR, E., 1997, “Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX – Sahel area from AVHRR data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, No. 5, 1009 – 1027.

CHANG, M.,1982. “Forest Hydrology”. *Laboratory Notes* - The School of Forestry, Stephen F.Austin State University. Nacogdoches. 203 p.

CHEHBOUNI, A., SEEN, E.G., NJOKU, J.P., et al., 1997, “Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces”. *Journal of Hydrology*, vol. 188 – 189, 855 – 869.

CIRILO, J.A.; AZEVEDO, J.R.G. de; MONTENEGRO, S.M.G.L., 1989. “Regionalização de Parâmetros de Modelos hidrológicos para bacias hidrográficas do Estado de Pernambuco”. In: *Anais do V Simpósio Luso Brasileiro de Hidráulica e Recursos Hídricos e IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, vol 3 – p.173-181.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. “Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um Modelo Hidrológico”. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v.8, n. 3, p. 27-39, 2003.

COPPETEC (Fundação COPPETEC). *Plano dos recursos hídricos da bacia do rio Paraíba do Sul – Associação Pró-Gestão das Águas da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (AGEVAP)*, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2006.

CPRM/DRM. Projeto Rio de Janeiro. Mapeamento geológico, geomorfológico e de solos do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:250.000. Ano 2000.

CRAWFORD, N. H., LINSLEY, R. K., 1966. “Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV”. Stanford University., Palo Alto, Calif., Tech. Rep. No. 39.

CROCKFORD, R.H., RICHARDSON, D.P., FLEMING, P.M., KALMA, J.D., “The comparison of methods for measuring the angle and direction of rainfall”. *Agriculture and Forest Meteorology*, Amsterdam: Elsevier, n.55, p.213-231, 1991.

DANTAS, M.E. 2000. “Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro”, Brasília/CPRM, 2001. Mapa. CD-ROM. In: *Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília. 615p.

DAUGHTRY, C.S.T., KUSTAS, W.P., MORAM, M.S., et al., 1990, “Spectral estimates of net radiation and soil heat flux”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 32, 111 – 124.

DAWDY, D.R., O’DONNELL, T., 1965, “Mathematical models of catchment behaviour”, *Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineering*, v.91, PP.123-137.

DIAK, G.R., SCHEUER, C.J., WHIPPLE, M.S., et al., 1994, “Remote sensing of land – surface energy balance using data from the High – Resolution Interferometer Sounder (HIS): A simulation study”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 48, 106 – 118

DI BELLO, R. C., 2005, *Análise do comportamento da umidade do solo no modelo chuva-vazão SMAP II – versão com suavização hiperbólica. Estudo de Caso: Região de Barreiras na bacia do rio Grande – BA*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

DIAS, N. L., KAN, A., 1999, “A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration”, *Water Resources Research*, v. 35 (11), pp. 3409-3418.

DIB, K. R., 1986, “Manual de apresentação do modelo SMAP II”, *Publicação Interna da ENGE-Rio*, Engenharia e Consultoria S.A., Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

DOOGE, J., 1986, “Looking for Hydrological Laws”, *Water Resources Research*. Washington, V.22, n.5, p.46S-58S.

DOOGE, J., K., I., 1982, "Parametrization of HydrologicProcess.", In: *Land surface processes in atmospheric general circulation model*, p. 243-288. Edited by P. S. Eagleson; Cambridge University Press, Cambridge.

EIBEX I (2007 – Relatório 1)- Estudos Integrados em Bacias Experimentais I - MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005 (2005-2010) -COPPE-UFRJ Colaboração IGEO-UFRJ-UERJ-CPRM-SERLA– CNPq Bacias Experimentais – *Parametrização hidrológica EIBEX I* sob coordenação do Prof. Flávio Cesar Borba Mascarenhas.

EIBEX I (2010 – Relatório 2)- Estudos Integrados em Bacias Experimentais I - MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005 (2005-2010) -COPPE-UFRJ Colaboração IGEO-UFRJ-UERJ-CPRM-SERLA– CNPq Bacias Experimentais – *Parametrização hidrológica EIBEX I* sob coordenação do Prof. Flávio Cesar Borba Mascarenhas.

EIBEX II - CT-HIDRO 037/2006– CNPq (2006-2010) *Curso de Extensão em Hidrometria* – sob coordenação do Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho; Relatório em 2010.

EIBEX III - Projeto PEC/COPPE - FAPERJ Edital 014/2010 (2010-2012) – Centro de Referência em Modelagem Ambiental Aplicado à Gestão de Bacias Hidrográficas Rurais e Urbanas – Apoio às instituições de pesquisa sediadas no estado do Rio de Janeiro, sob coordenação do Prof. José Cláudio de Faria Telles, Relatório 2012.

EIBEX IV - Projeto do Programa de Educação Tutorial (PET CIVIL UFRJ) – MEC-SESu-DEPEM – CAPES (2010-2012 e Projeto PIBIC (2011-2012) – Projeto de Pesquisa/Extensão: Água e Cidadania - Bacia do rio Piabanha na região serrana do Rio de Janeiro, sob coordenação do Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho Relatório 2012.

EIBEX V - Projeto Vazão Ecológica - (apoio CTHIDRO/FINEP (2011-2013), sob coordenação do Professor José Paulo Soares de Azevedo.

EIBEX VI - Projeto Cientista do Nosso Estado (Processo E-26/103.116/2011) - FAPERJ Edital 012/2011 (2011-2014) – Modelagem hidrometeorológica e sensoriamento remoto aplicados à gestão da bacia do rio Piabanha na região serrana do Rio de Janeiro, sob coordenação do Professor Otto Corrêa Rotunno Filho Relatório 2012.

EIBEX VII - PROSUL Edital CNPq No. 005/2007 (2007-2011) - Chamada I – Redes Temáticas Título do Projeto da Rede: Técnicas de Sensoriamento Remoto Aplicadas ao Monitoramento Hidrológico e de Mudanças Climáticas na Região Amazônica sob coordenação do Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Relatório 2012.

ENTEKHABI , D., ASRAR, G. R. A., BETTS, A. K., *et al.* , “An Agenda for Land Surface Hydrology Research and a Call for the Second International Hydrological Decade”,1999.

ELETROBRÁS - Centrais Elétricas Brasileiras S.A. – “Metodologia para regionalização de vazões”. Rio de Janeiro, v.2, 1985.

ELETROBRÁS - Centrais Elétricas Brasileiras S.A. - “Metodologia para regionalização de vazões”. Rio de Janeiro, v.1, 1985a.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Sistema brasileiro de classificação de Solos. - Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. xxvi, 412p. : il.

EMBRAPA / RADAN. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Mapa de Solos do Estado de Minas Gerais. - Brasília: Embrapa Laboratório de Geoinformação - LGI; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2005.

FENSHOLT, R., NIELSEN, T. T., STISEN, S., “Evaluating the quality of AVHRR Pathfinder NDVI data for the African continent using SPOT-4 Vegetation data”. *Danish Journal of Geography*, 2006.

FERNANDES, L.C., 2006, *Avaliação de Diversas Equações Empíricas de Evapotranspiração. Estudo de Caso: Campos dos Goytacazes e Ilha do Fundão - RJ*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

FERNANDES, L.C., PAIVA, C.M., ROTUNNO FILHO, O.C., 2012, “Evaluation of six empirical evapotranspiration equations – case study: Campos dos Goytacazes/RJ”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 3, 272-280.

FOX, N.I., SAICH, P., COLLIER, C.G., 2000, “Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 16, 2985 – 3002.

FILL, H. H. Informações hidrológicas. In: *Modelos para gerenciamento de recursos hídricos*. São Paulo: Nobel/ABRH (Associação Brasileira de Recursos Hídricos), 1987.

FREVERT, D. F., *Watershed Models*. Colorado: ed. CRC Press, p.47-71, 2005.

FUCKNER, M. A. *et al.*, 2009, “Avaliação altimétrica de modelos digitais de elevação extraídos de imagens ASTER em áreas com configuração topográfica distinta.”, *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, pp. 683-690.

GETIRANA, A.C.V., 2009, *Contribuições da altimetria espacial à modelagem hidrológica de grandes bacias na Amazônia*. Tese de D. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

GILMAN, C.S., 1964. Rainfall. In: *Handbook of Applied Hydrology*. V.T. Chow (Ed.) McGraw-Hill. p.9-1 a 9-68.

GONÇALVES, F. M., 2005, *Utilização de Radar Meteorológico em Hidrologia*., Dissertação de M.Sc. - Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, S.P., Brasil.

GONÇALVES, R.C, 2008, *Modelagem Hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL - Estudo de Caso: Bacia do Rio Piabanha/RJ*. Dissertação de M.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

GOWARD, S. N., DYE, D. G., TURNER, S., YANG, J., 1993, “Objective assessment of the NOAA global vegetation index data product”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 14, n. 18, pp.3365–3394.

GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., YAPO, P. O., 1998, “Toward improved calibration of hydrological models: multiple and noncommensurable measures of information”, *Water Resources Research*, v. 34 (4), pp. 751-763.

GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. “Status of automatic calibration for hydrologic models: comparison with multilevel expert calibration.” *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 4, n. 2, 1999.

GUTMAN, G. G., 1991, “Vegetation indices from AVHRR: an update and future prospects”, *Remote Sensing of Environment*, v. 35, pp. 121–136.

HALL, F.G., SELLERS, P.J., STREBEL, D.E., et al., 1991, “Satellite remote sensing of surface energy and mass balance: results from FIFE”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 35, 187 – 199.

HENDRICKSON, J.D., SOROOSHIAN, S., BRAZIL, L. E., 1988, "Comparison of Newton-type and direct search algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models", *Water Resources Research*, v.24 (5), pp. 691-700.

HOOKE, R., JEEVES, T. A., 1961, "Direct search solutions of numerical and statistical problems", *J. Assoc. Comput. Mach.*, v.8 (2), pp. 212-229.

HUETE, A. R., LIU, H. Q., BATCHILY, K., VAN LEEUWEN, W., 1997, "A Comparison of Vegetation Indices over a Global Set of TM Images for EOS-MODIS", *Remote Sensing of Environment*, v. 59, pp. 440-451.

HURSH, C.R., 1948. Local climate in the Copper Basin of Tennessee as modified by the removal of vegetation. *USDA Circular 774*. 38 p.

IBBITT, R. P., 1970, *Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology*, Ph. D, University of London, U. K.

IBBITT, R. P., O'DONNELL, T., 1971, "Fitting methods for conceptual catchment models", *Journal of Hydraul. Engineering*, v. 97 (HY9), pp. 1331-1342.

IGAM, 2009. Dados do SIAM – Banco de dados da Outorga.

JACKMAN, A. J., HORNBERGER, G. M., 1993, "How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model?", *Water Resources Research*, v.29 (8), pp.2367-2649.

JOHNSTON, P. R., PILGRIM, D. H., 1973, "A study of parameter optimization for a rainfall-runoff model", *Report n. 131*, University of New South Wales, School of Civil Engineering, USA.

JOHNSTON, P. R., PILGRIM, D. H., 1976, "Parameter optimization for watershed models", *Water Resources Research*, v. 12 (3), pp. 477-486.

KIDWELL, K. B., 1991, “NOAA Polar Orbiter Data Users Guide”; NOAA/NESDIS/NCDC/SDSD, Washington, D.C.

KINNER, D. A., STALLARD, R. F., 2004, “Identifying Storm Flow Pathways in A Rainforest catchments using Hydrological and Geochemical”, *Hydrological Processes*, v. 6, pp. 279-298.

KITTREDGE, J., 1948. *Forest Influences*. McGraw-Hill. 394 p.

KOGAN, F.N., 1995a, “Applications of vegetation index and brightness temperature for drought detection”, *Advances Space Research*, v. 15, n. 11, pp. 91-100.

KOGAN, F.N., 1995b, “Droughts of the late 1980s in the United States as derived from NOAA polar orbiting satellite data”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 76, pp. 655-668.

KUSTAS, W.P., DAUGHTRY, C.S.T., 1990, “Estimation of soil heat flux / net radiation ratio from spectral data”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 49, 205 – 224.

KUSTAS, W.P., DAUGHTRY, C.S.T., VAN OEVELEN, P.J., 1993, “Analytical treatment of relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 46, 319 – 330.

KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M., 1999, “Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two – source model with radiometric temperatures for partial canopy cover”. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 94, 13 – 29.

LACERDA, E. G. M., CARVALHO, A. C. P. L. F., 1999, *Introdução aos algoritmos genéticos*. In. Galvão, C. O.; Valença, M. J. S., 1999, *Sistemas Inteligentes*. Porto Alegre: Editora da Universidade UFRGS – ABRH.

LIANG, S., 2004, *Quantitative remote sensing of land surfaces*, ed. Wiley Interscience, New Jersey, USA, 534p.

LIBOS, M. I. P. C., 2008, *Modelagem hidrológica quali-quantitativa: estudo de caso da bacia hidrográfica do rio Manso - MT*. Tese de D. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

LIMA, W. P. *Hidrologia Florestal Aplicada ao Manejo de Bacias Hidrográficas*. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2008. 318p. 2ª Edição (Apostila).

LINDSTROM, G., 1997, "A simple automatic calibration routine for the HBV model", *Nordic Hydrol.*, v. 28 (3), pp. 153-168.

LINSLEY JR., R.K., KOHLER. M.A., PAULHUS, J.L.H., 1949, *Applied Hydrology*, First Edition, New York-Toronto-London, Mc Graw-Hill Book Company, Inc.

LIONG, S.Y., KHU, S.T., CHAN, W. T., 1996, "Construction of multi-objective function response surface with genetic algorithm and neural network", *Proceedings of the International Conference on Water Resource and Environment Research*, October 29-31, Kyoto, Japan, vol. II, pp. 31-38.

LIU, W.T.H., *Aplicações de Sensoriamento Remoto*. Campo Grande: Ed. UNIDERP, 908p, 2006.

LOPES, J.E.G., BRAGA, B.P.F., CONEJO, J.G.L., 1981, "SMAP - a simplified hydrological model", *Proceedings of the International Symposium on Applied Modelling*, Mississippi, USA.

LOPES, H.L., ACCIOLY, L.J.O., SILVA, F.H.B.B., *et al.*, 2011, “Espacialização da umidade do solo por meio da temperatura da superfície e índice de vegetação”, *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, n.9, p.973–980.

LOS, S. O., JUSTICE, C. O., TUCKER, C. J., 1994, “A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies derived from the GIMMS continental NDVI data”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 15, n. 17, pp. 3493–3518.

LOS, S. O., COLLATZ, G. J., SELLERS, P. J., *et al.*, 2000, “A global 9-year biophysical land surface dataset from NOAA AVHRR data”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 1, pp.183–199.

LOS, S. O., 1998, *Linkages between Global Vegetation and Climate: An analysis based on NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Data*. Thesis (Doctor in Natural Sciences). NASA, USA. 179p.

LOU, A. P. F., 2004, *Modelagem geoestatística aplicada à integração entre dados de postos pluviométricos e radar meteorológico*, Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LOU, R. F., 2010, *Modelagem hidrológica chuva-vazão e hidrodinâmica aplicada na bacia experimental do Rio Piabanha/RJ*, Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

LUCENA, A.J., ROTUNNO FILHO, FRANÇA, J.R.A., *et al.*, 2012, “Urban climate and clues of heat island events in the metropolitan area of Rio de Janeiro”, *Theoretical Applied Climatology*, doi: 10.1007/s00704-012-0668-0.

MADSEN, H., 2000, “Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives”, *Journal of Hydrology*, v. 235, pp. 276-288.

MADSEN, H., WILSON, G., AMMENTORP, H.C., 2002, “Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models”, *Journal of Hydrology*, v. 261, pp. 48-59.

MYNENI, R. B., HALL, F. G., SELLERS, P. J., *et al.*, 1995, “The interpretation of spectral vegetation indexes”, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 33, pp. 481–486.

MYNENI, R. B., KEELING, C. D., TUCKER, C. J., *et al.*, 1997, “Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981–1991”, *Nature*, v. 386, pp. 698–702.

MYNENI, R. B., HOFFMAN, S., KNYAZIKHIN, Y., *et al.*, 2002, “Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data”, *Remote Sensing of Environment*, v. 83, pp. 214– 231.

MOHAMED, Y.A., BASTIAANSEN, W.G.M., SAVENIJE, H.H.G., 2004, “Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques”. *Journal of Hydrology*, vol. 289, 145-164.

MOHANTY, B.P., MILLER, D.A., VAN GENUCHTEN M. T., “Soil property database: Southern Great Plains 1997 hydrology experiment”. *Water Resources Res.* 38:1047, doi:10.1029/2000WR000076.

MOLCHANOV, A.A., 1963, *Hidrologia Florestal*. Fundação Calouste Gulbenkian, 419 p.

MONTEITH, J.L., 1965, “Evaporation and environment”. pp. 205-234. In *G.E. Fogg (ed.) Symposium of the Society for Experimental Biology*, The State and Movement of Water in Living Organisms, Vol. 19, Academic Press, Inc., NY.

MOREIRA, I. A., 2005, *Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetros*. Dissertação de M. Sc., Setor de Tecnologia, UFPR, Paraná, Brasil.

MOREIRA, D. M., 2010. *Rede de referência altimétrica para avaliação da altimetria por satélites e estudos hidrológicos na região amazônica*. Dissertação de M.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V., 1970, “River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles”, *Journal of Hydrology*, v. 10, pp. 282-290.

NELDER, J. A., MEAD, R., 1965, “A simplex method for function minimization”, *Computer Journal*, v. 7 (4), pp. 308-313.

NICÁCIO, R. M., 2008, *Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco*, Tese de D.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

NICÁCIO, R. M., ROTUNNO FILHO, O. C., OLIVEIRA, L. M. T., FRANÇA, G. B., “Avaliação espaço-temporal integrada do NDVI com o regime pluviométrico na bacia do rio São Francisco”, *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2006.

NICOLSON, J.A.; D.B.THORUD; E.I. SUCOFF, 1968, “The interception-transpiration relationship of White Spruce and White Pine.” *Journal Hof Soil and Water Conservation*, 23(5):181-184.

NOVO, E. M. L. M., 1989, *Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações*, São Paulo, Editora Edgard Blücher Ltda.

NUNES, A. M. B., “Regional Reanalysis for Climate Research Applications: South American Hydroclimate Reconstruction”, *Global Energy and Water Cycle Experiment News*, Vol. 22 No1, 2012.

O’DONNELL, T., CANEDO, P. M., 1980, “The reliability of conceptual calibration”, Hydrological forecasting, *Proceedings of the Oxford Symposium, IAHS Publication*, v. 129.

OGAWA S.; MURAKAMI T.; ISHITSUKA N.; SAITO G., “Evapotranspiration estimates from fine-resolution NDVI”. *ACRS*, Japan, 1999.

OLIVEIRA, L. M. T., 2008, *Estudo das regiões fito-ecológicas brasileiras pela FAPAR/NDVI e relações com séries temporais de dados pluviométricos*, Tese de D.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

OLIVEIRA, L. M. T.; NICÁCIO, R. M.; ARAUJO, L.L.; *et al.*; “Relação NDVI e precipitação na bacia do rio Coxim – MS”, *Anais 2º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal*, Corumbá, 7-11 novembro 2009, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.537-547.

OLSZEWSKI, N; COSTA, L. M., FERNANDES FILHO, E. I., *et al.*, Morfologia de agregados do solo avaliada por meio de análise de imagens. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 28, n. 5, p. 901-909, 2004.

PAIVA, C. M.. 2005, *Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR*, Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, , Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

PAIVA, C. M., FRANÇA, G. B., LIU, W.T.H., *et al.*, “A comparison of experimental energy balance components data and SEBAL model results in Dourados, Brazil”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 32, No. 6, 1731 – 1745.

PENMAN, H. L., 1948, “Natural evaporation from open water, bare soil and grass”, *Proc. Roy. Soc. A. London*, v. 193, pp. 120-143.

PENMAN, H.L., 1963. *Vegetation and Hydrology*. Technical Communication 53, Commonwealth Bureau of Soils. Harpenden, England. 124 p.

PENMAN, H.L., 1967. Evaporation from forests: a comparison of theory and observation. In: *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press. p. 373-380.

RADAMBRASIL (PROJETO), 1983, “Levantamento de Recursos Naturais do Brasil”, folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória, vol. 32. 775p.

RAKHMANOV, V.V., 1966. “Role of Forests in Water Conservation”. *Israel Program for Scientific Translation*, 192 p.

RAO, C. R. N., CHEN, J., 1996, “Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, pp. 2743-2747.

ROERINK, G.J., SU, Z., MENENTI, M., 2000, “S – SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance”. *Physical Chem. Earth (B)*, vol. 25, No. 2, 147 – 157.

ROSEN, J. B., 1960, “The gradient projection method for non-linear programming, part I: linear constraints”, *SIAM J. Appl. Math.*, v. 8, pp 181-217.

ROSENBROCK, H. H., 1960, “An automatic method for finding the greatest or least value of a function”, *Computer Journal*, v.3, pp. 175-184.

ROSSATO, L.; AVALÁ, R. C. S.; FERREIRA, N. J.; *et al.*, “Evapotranspiration estimation in the Brazil using NDVI data”. In: *SPIE International Symposium on*

Remote Sensing: Proceedings of the 12th International Symposium Remote Sensing-SPIE, 1, ISBN 2005.

ROTUNNO FILHO, O. C., 1989, *Comparação de dois métodos de otimização em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão*, Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

ROTUNNO FILHO, O.C., 1995, *Soil moisture mapping using remote sensing and geostatistics applied to rainfall-runoff models*, Ph. D. Thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.

RUHOFF, L.A., 2011, *Sensoriamento Remoto Aplicado à Estimativa da Evapotranspiração*, Tese de D.Sc. , UFRGS, Rio Grande do Sul, Brasil.

SÁ, I. I.D.; GALVÍNCIO, J.D.; MOURA, M.S.B. de; & SÁ, I.B. Uso do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) para caracterização da cobertura vegetal da região do Araripe pernambucano. In: *Revista Brasileira de Geografia Física*, Recife Vol. 01 nº.01, Mai/Ago, 2008.

SÁNCHEZ, M.; CARVACHO, L. "Estimación de evapotranspiración potencial, ETP, a partir de imágenes NOAAVHRR en la VI Región del Libertador General Bernardo O'Higgins." In: *Revista de Geografía Norte Grande*, 2006, Nº 36, p. 49-60.

SARAIVA, I. F., 2010, *Regionalização de parâmetros de modelos de simulação hidrológica para emprego em bacias hidrográficas sem monitoramento fluviométrico*, Dissertação M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos, UFMG, Belo Horizonte, MG, Brasil.

SELLERS, P. J., TUCKER, C. J., COLLATZ, G. J., *et al.*, 1994, "A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. part 2: the generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI", *International Journal of Remote Sensing*, v. 15, n. 17, pp. 3519–3545.

SELLERS, P. J., LOS, S. O., TUCKER, C. J., *et al.*, 1996, “A revised land surface Parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: the generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data”, *Journal of Climate*, v. 9, pp. 706–737.

SHPAK, I.S, 1971. “The Effects of Forests on the Water Balance of Drainage Basins,” *Israel Program for Scientific Translations*. 258 p.

SHUTTLEWORTH, W. JAMES, 2010, “Back to the basics of understanding ET, Hydrocomplexity: New Tools for Solving Wicked Water Problems”, *Kovacs Colloquium, July 2010*, IAHS Publ. 338,

SILVA JUNIOR, O.B. *et al.*, 2003. “Extrapolação espacial na regionalização da vazão”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. vol 8, no.1, p.21-37.

SILVA, L. P., 1990, *Calibração automática de modelos tipo chuva-vazão utilizando técnicas de suavização – uma aplicação modelo SMAP – II*, Tese de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

SILVA, A.E., 2010. *Estimativa das precisões absoluta e relativa de níveis de água fluviais obtidos do satélite altimétrico JASON-2 em bacias hidrográficas brasileiras*. Dissertação de M.Sc, COPPE/UFRJ, Rio de janeiro, R. J., Brasil.

SILVA, V. P. R., SÁ, J. A., OLIVEIRA, C. W., Variabilidade local da evapotranspiração e a relação com o NDVI usando o algoritmo metric. *IV Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação – Fortaleza, Ceará, 2012*.

SMEX03, 2003, *Soil Moisture Experiments in 2003 (SMEX03): Experiment Plan – June, 2003*. Projeto de pesquisa conjunto entre o Brasil e os Estados Unidos sob coordenação geral do USDA e da Embrapa. Instituições participantes: Embrapa,

USDA/ARS, AEB, NASA, INPE, Unicamp, CPRM, COPPE/Laboratório de Hidrologia – Núcleo de Hidrologia Estratégica e Ciências Atmosféricas.

STÖCKLI, R., 2004, *Modeling and observation of seasonal land – surface heat and water exchanges at local and catchments scales over Europe*. Thesis (Doctor in Natural Sciences). Swiss Federal Institute of Technology, ETH. 155p.

STÖCKLI, R., VIDALE, P. L., 2004, “European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, n. 17, pp. 3303-3330.

TARPLEY, J.D., 1994, “Monthly evapotranspiration from satellite and conventional meteorological observations”. *Bulletin of American Meteorological Society*, vol. 7, No. 5, 703 – 713.

TASUMI, M., 2003, *Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery*. PhD dissertation. University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA.

THOMAZ, F. R., 1992, *Análise e superação de algumas dificuldades na calibração automática do modelo SMAP –II – versão suavizada*, Tese de M. Sc., COPPE / UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. “The water balance”. In: *Climatology*. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 104p. 1955.

TODINI, E. “Rainfall-runoff modeling: Past, present and future”. *Journal of Hydrology*, v. 100, p. n.1/3, 341-352, 1988.

TREZZA, R., 2002, *Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control*. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah.

TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, Editora Universitária (UFRGS) Universidade Federal do Rio do Sul, Porto Alegre, 1998.

TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. 2. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Porto Alegre, 2005, 678p.

TUCCI, C.E.M., *Regionalização de vazões*. Hidrologia. 1ed, Porto Alegre, EDUSP (Editora da Universidade de São Paulo), ABRH (Associação Brasileira de Recursos Hídricos), (Coleção ABRH de Recursos Hídricos, 4). pp. 573-611, 1993.

TUCCI, C.E.M., 2001b. *Regionalização de Vazões*. In: Tucci, C.E.M. (org.) Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH (Associação Brasileira de Recursos Hídricos): EDUSP (Editora da Universidade de São Paulo), Cap.15, pág.573- 619.

TUCCI, C.E.M., 2002. *Regionalização de Vazões*. Ed. Universidade/UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul). POA. 256 p.

TUCCI, C. E. M., 2004, *Hidrologia – Ciência e Aplicação*, terceira edição, Porto Alegre, Editora da UFRGS/ABRH.

TUCKER, C.J., PINZON, J. E., BROWN, M. E., SLAYBACK, D., PAK, E. W., MAHONEY, R., VERMOTE, E., SALEOUS, N., 2005, An Extended AVHRR 8-km NDVI Data Set Compatible with MODIS and SPOT Vegetation NDVI Data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol 26:20, pp 4485-5598.

USDA - United States Department of Agriculture, 1986, “Urban Hydrology for Small Watersheds - TR-55”, 164p.

VENDRUSCOLO, J., 2005, *Regionalização dos parâmetros de um modelo chuva-vazão para estimativa de vazões em bacias sem monitoramento sistemático*, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, UFSM, Santa Maria, RS, Brasil.

VERSTRAETE, M. M., PINTY, B., 1996, “Designing spectral indexes for remote sensing applications”, *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v. 34, pp.1254–1265.

VIANA, F.L., 1986, *Comportamento hidrológico das pequenas bacias do nordeste*, Dissertação de M.Sc., Coordenação do curso de pós-graduação em engenharia civil – área de concentração recursos hídricos, UFC, Fortaleza, CE, Brasil.

VILELA, S. M; MATTOS, A., *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 250p.

VOGEL, R. M. “Regional calibration of watershed models.”, *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 45(5) October, 2000.

XAVIER, L. N. R., 2002, *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo Topmodel*. Dissertação de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

XAVIER, T. M. B. S., XAVIER, A. F. S., SILVA DIAS, P. L., 2001, “Modelos Estocásticos de Previsão Climática Regional da Chuva no Ceará - NE do Brasil: 1964-2001”. *XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*. Fortaleza. Julho.

XAVIER, A.E., ROTUNNO FILHO, O.C., CANEDO, P.M., 2013, “A new deterministic approach in calibration of rainfall-runoff models: The hyperbolic smoothing method”, *artigo a ser submetido para Water Resources Research*.

XUE, Y., LLEWELLYN-JONES, D.T., LAWRENCE, S.P., et al., 2000, “On the Earth’s surface energy exchange determination from ERS satellite ATSR data: Part 2. Short – wave radiation”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 21, No. 18, 3415 – 3426.

WMO (World Meteorological Organization), 1994. *Guide to hydrological practices*. Data Acquisition and Processing, Analysis, Forecasting and Others Applications. 5a ed, Geneva, (WMO-n°.168)

WMO (World Meteorological Organization). *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. 7 ed., Gênova: WMO, 2008. (WMO-n° 8)

WOOD, E. F., ROUNDY, J.K., TROY, T. J., et al., “Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth’s terrestrial water”, *Water Resources Research*, Vol. 47, W05301, 10 PP., 2011 doi:10.1029/2010WR010090, 2011.

WOOD, E. F., ROUNDY, J.K., TROY, T. J., et al., Reply to comment by Keith J. Beven and Hannah L. Cloke on “Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth’s terrestrial water”, *Water Resources Research*, Vol. 48, W01802, doi:10.1029/2011WR011202, 2012.

YAPO, P. O., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., 1998, “Multi-objective global optimization for hydrological models”, *Journal of hydrology*, v. 204, pp. 83-97.

ANEXOS

Anexo A: Curvas de dupla massa dos postos pluviométricos

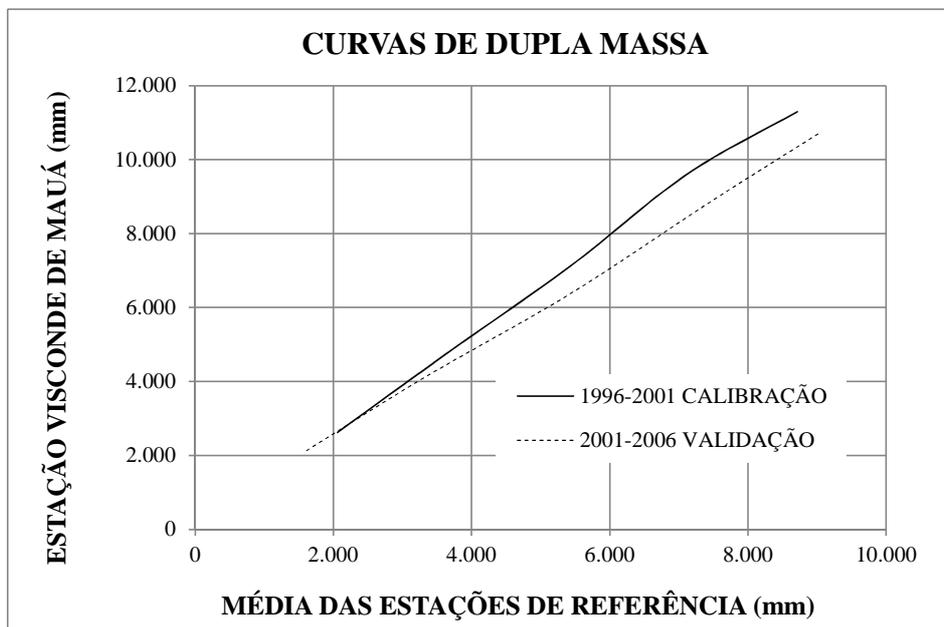


Figura A.1 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Visconde de Mauá

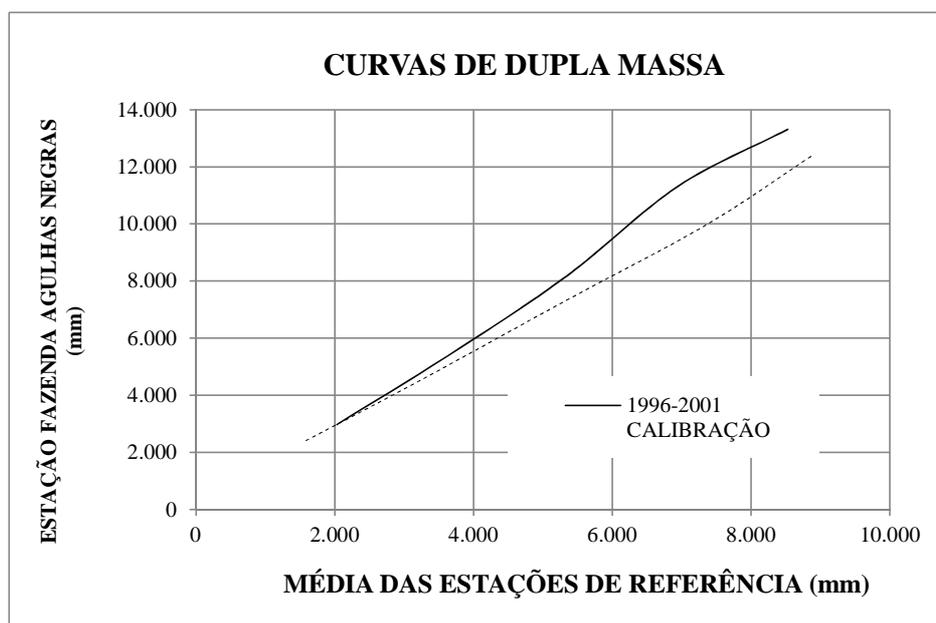


Figura A.2 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Fazenda Agulhas Negras

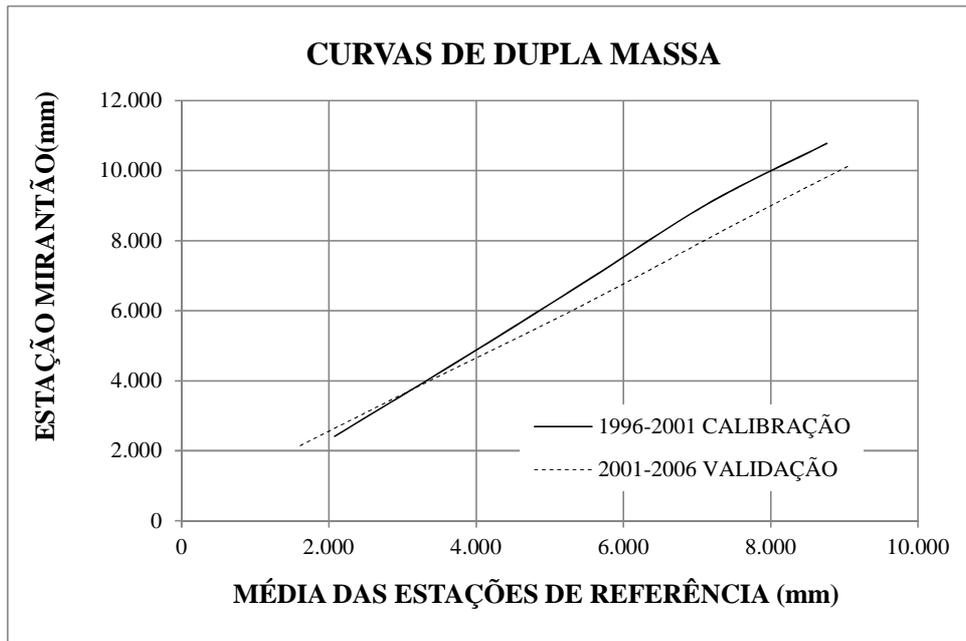


Figura A.3 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Mirantão

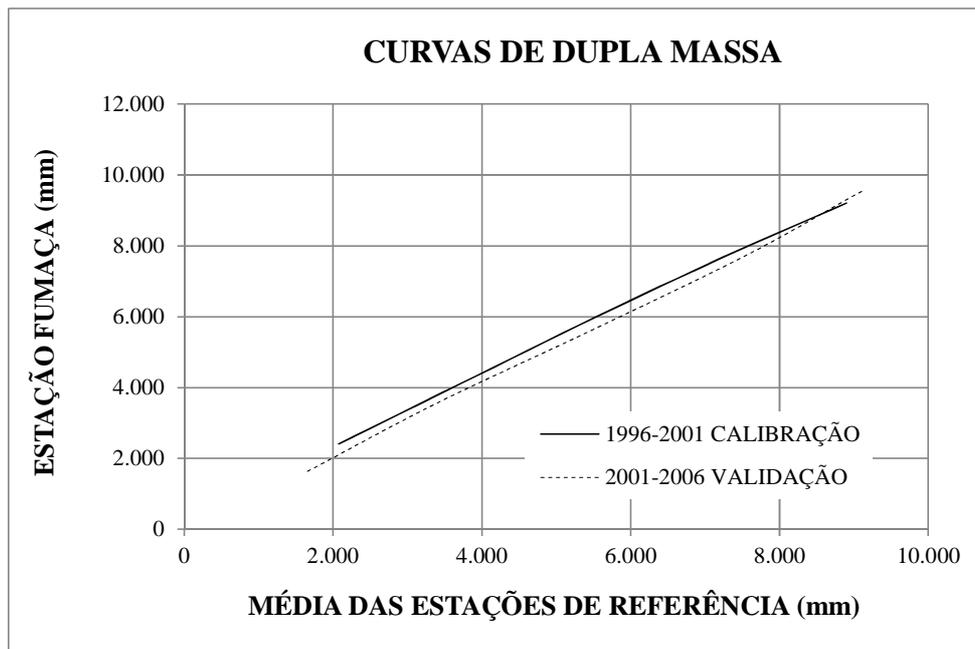


Figura A.4 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Fumaça

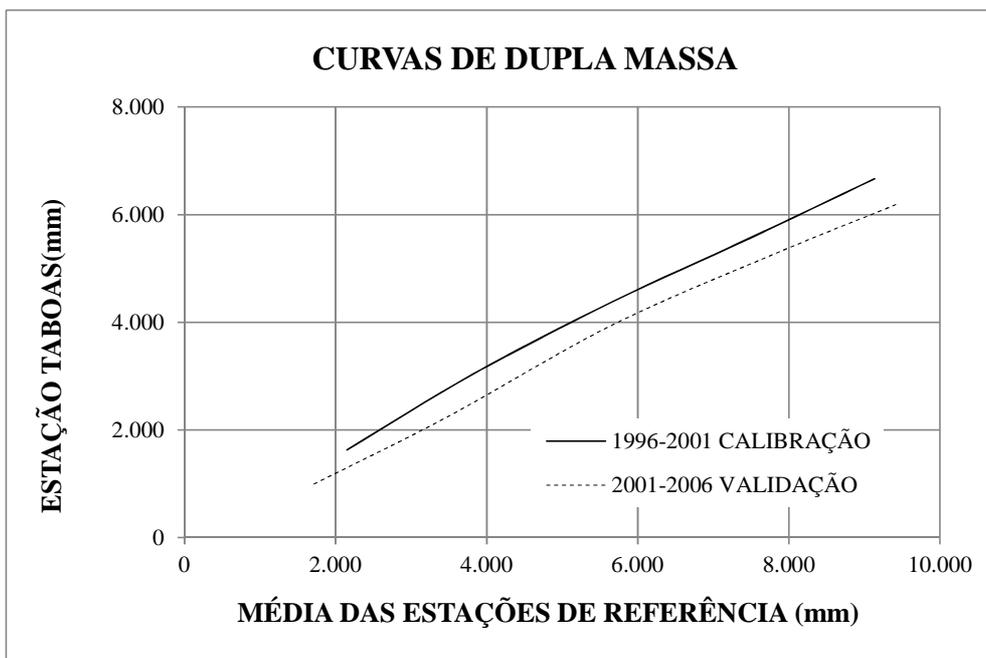


Figura A.5 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Taboas

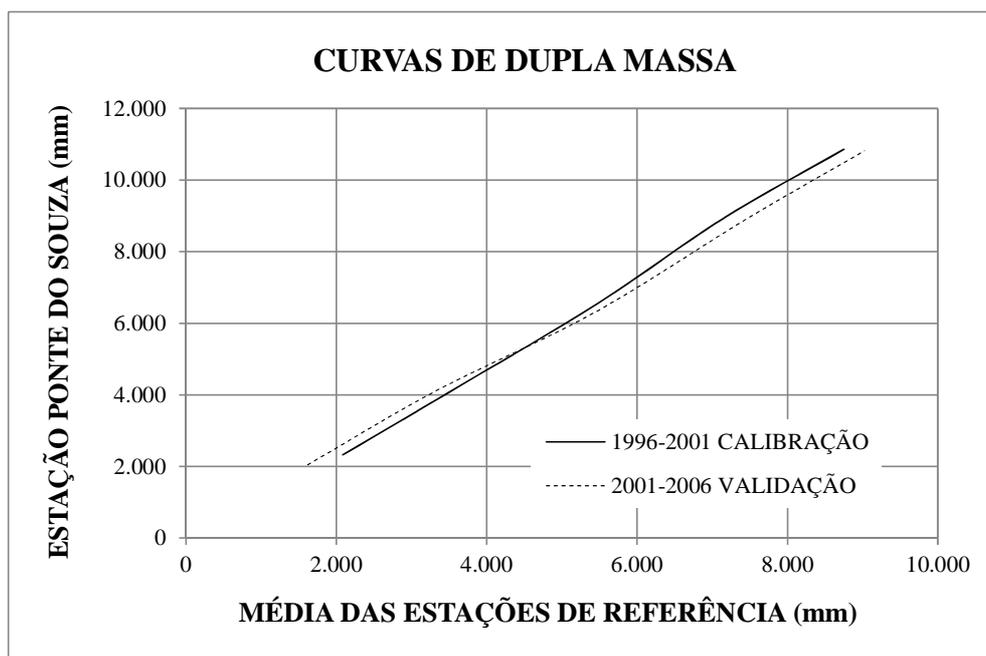


Figura A.6 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Ponte do Souza

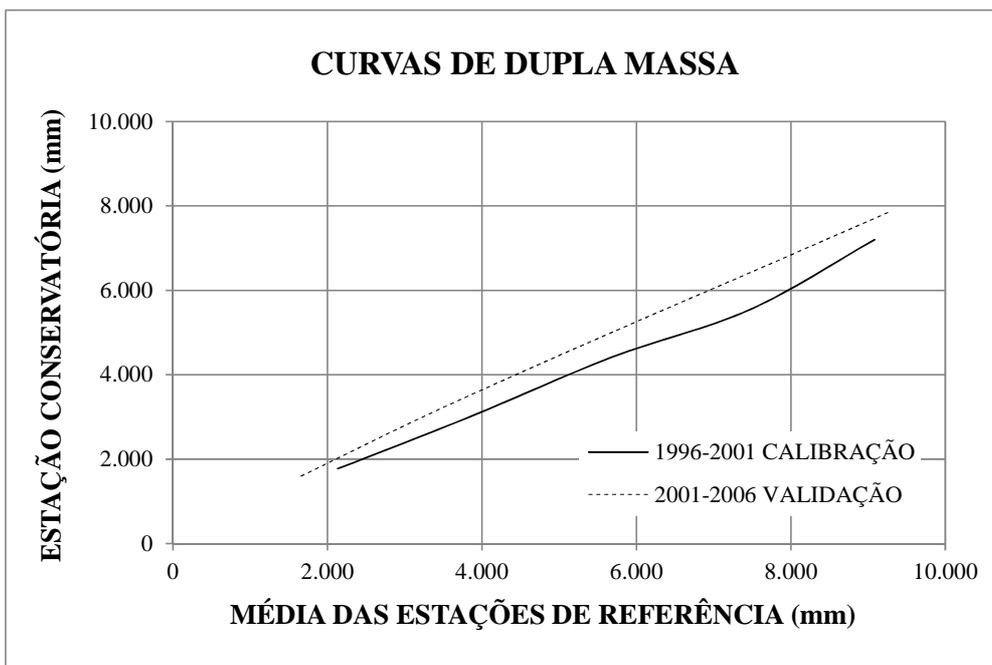


Figura A.7 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Conservatória

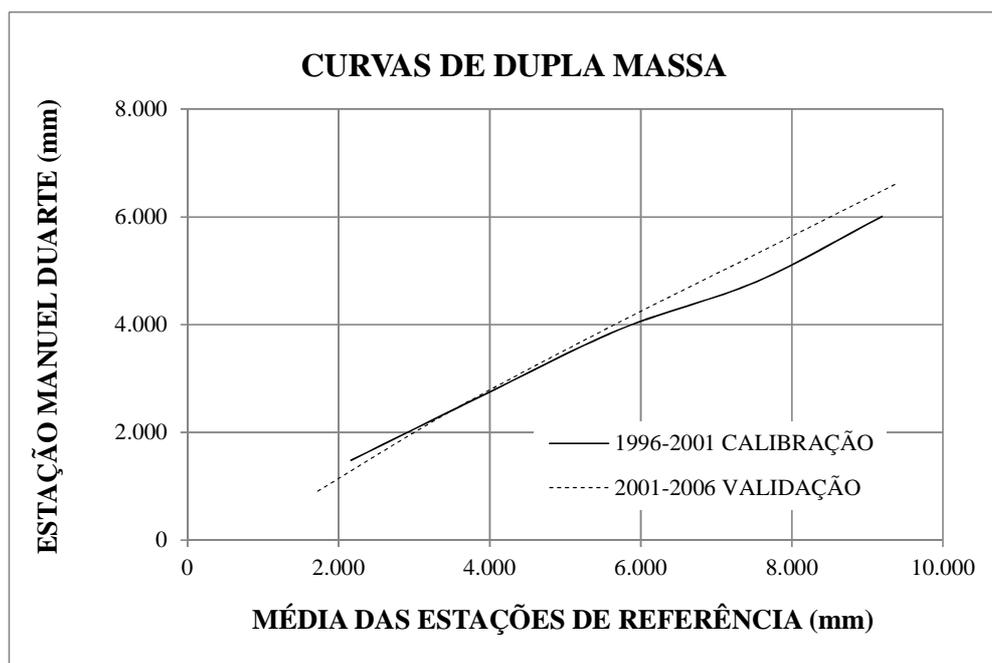


Figura A.8 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Manuel Duarte

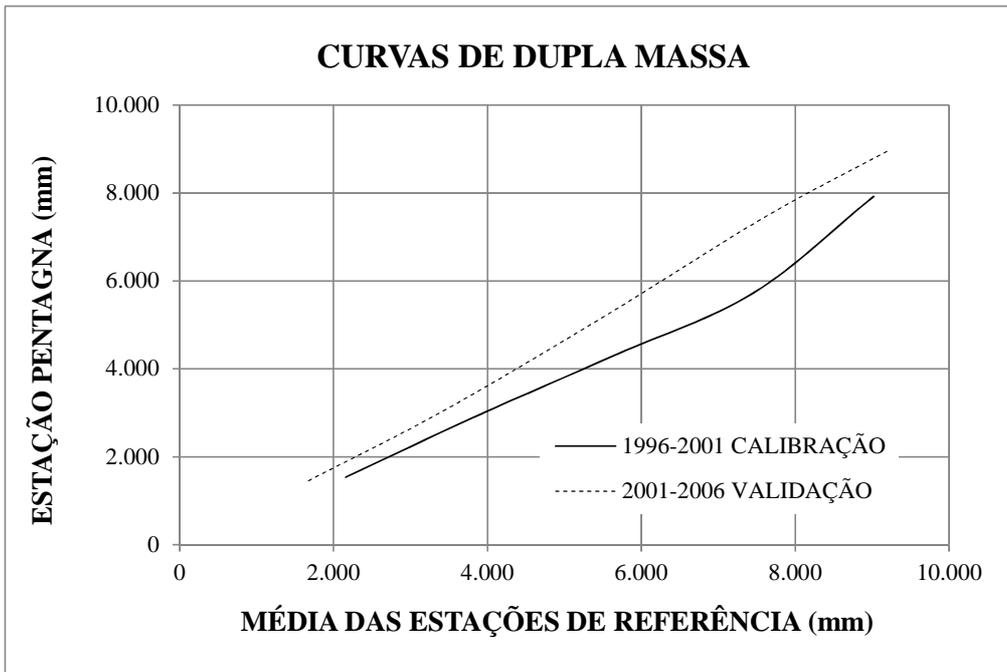


Figura A.9 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Pentagna

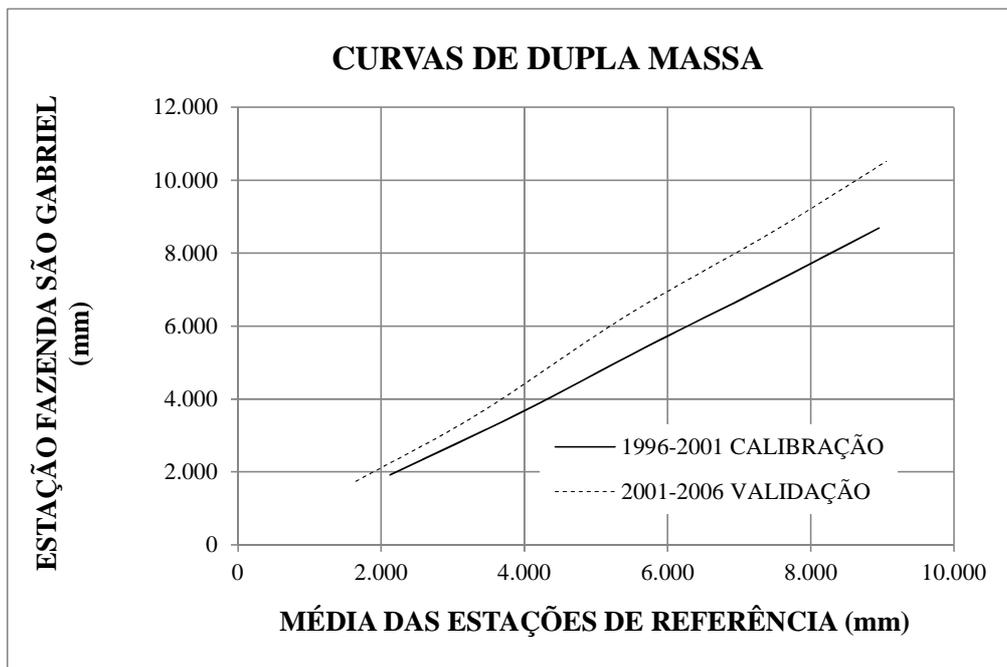


Figura A.10 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Fazenda São Gabriel

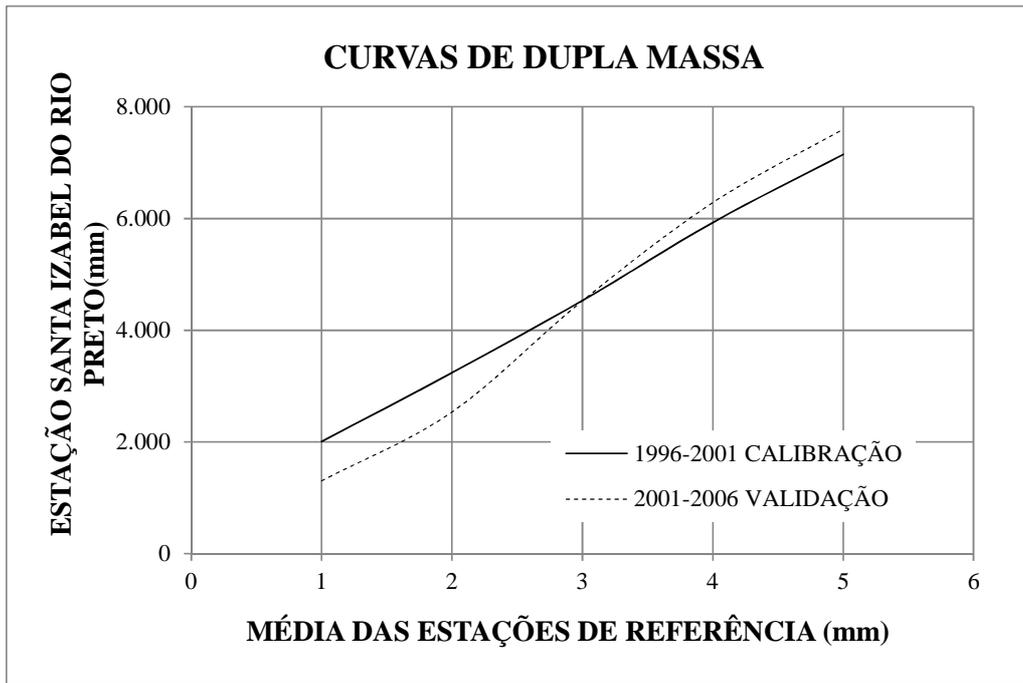


Figura A.11 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Santa Izabel do Rio Preto

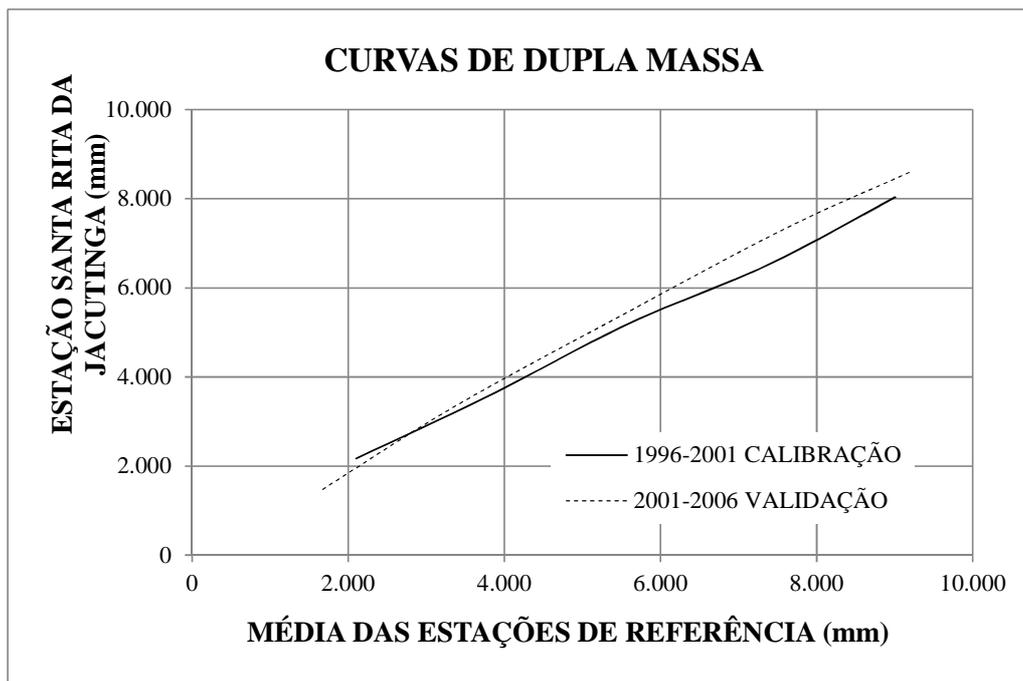


Figura A.12 - Curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto pluviométrico de Santa Rita da Jacutinga

Anexo B: Estacionariedade das séries de dados

Estacionariedade dos dados pluviométricos:

POSTOS		TESTES			
		PARAMÉTRICO		NÃO-PARAMÉTRICO	
		t-STUDENT		WILCOXON	
CÓDIGO	NOME	p-valor	TESTE	p-valor	TESTE
02244047	VISCONDE de MAUÁ	0,121	ACEITO	0,066	ACEITO
02243004	CONSERVATÓRIA	0,570	ACEITO	0,625	ACEITO
02244039	FAZENDA AGULHAS NEGRAS	0,045	REJEITADO	0,048	REJEITADO
02243202	FAZENDA SÃO GABRIEL	0,234	ACEITO	0,492	ACEITO
02244037	FUMACA	0,130	ACEITO	0,236	ACEITO
02243008	MANUEL DUARTE	0,885	ACEITO	0,927	ACEITO
02244058	MIRANTÃO	0,454	ACEITO	0,429	ACEITO
02243006	PENTAGNA	0,501	ACEITO	0,818	ACEITO
02244038	PONTE DO SOUZA	0,248	ACEITO	0,338	ACEITO
02244033	SANTA IZABEL DO RIO PRETO	0,403	ACEITO	0,420	ACEITO
02244035	SANTA RITA DA JACUTINGA	0,271	ACEITO	0,087	ACEITO
02243007	TABOAS	0,063	ACEITO	0,207	ACEITO

Estacionariedade dos dados fluviométricos:

POSTOS		TESTES			
		PARAMÉTRICO		NÃO-PARAMÉTRICO	
		t-STUDENT		WILCOXON	
CÓDIGO	NOME	p-valor	TESTE	p-valor	TESTE
58530000	PONTE DO SOUZA	0,800	ACEITO	0,284	ACEITO
58585000	MANUEL DUARTE	0,908	ACEITO	0,900	ACEITO

Estacionariedade regional:

- Dados pluviométricos:

$$A = \sum_0^{12} \left[\binom{12}{i} (0,05)^i (1 - 0,05)^{12-i} \right] = 0,46 \rightarrow \text{Hipótese aceita}$$

- Dados fluviométricos:

$$A = \sum_0^2 \left[\binom{2}{i} (0,05)^i (1 - 0,05)^{2-i} \right] = 1,00 \rightarrow \text{Hipótese aceita}$$

Anexo C: Totais de precipitação média mensal dos postos pluviométricos

A distribuição da precipitação média mensal foi calculada considerando-se o período total de dados disponível de cada posto.

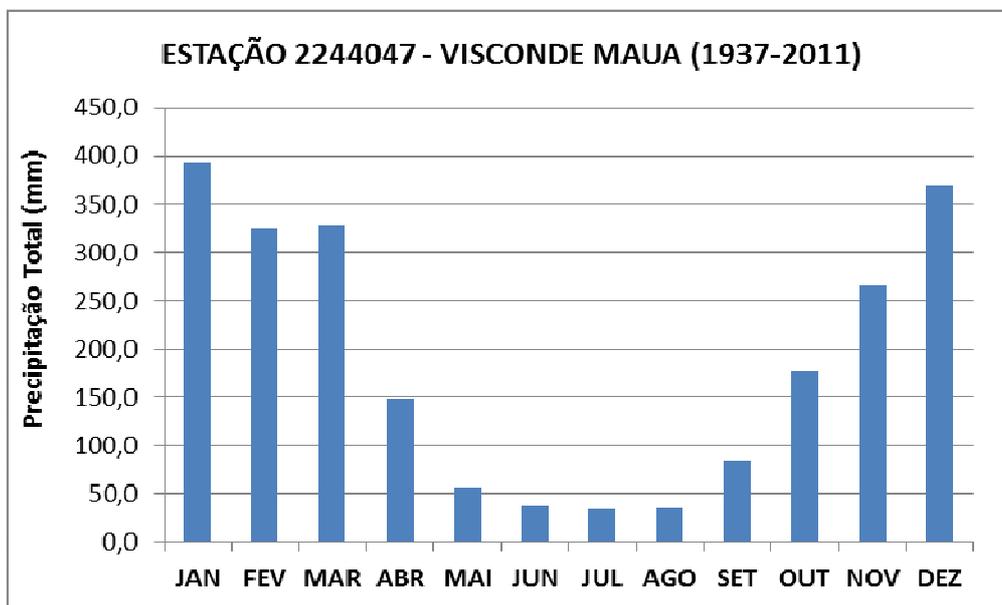


Figura C.1 - Totais de precipitação mensal em Visconde de Mauá/RJ

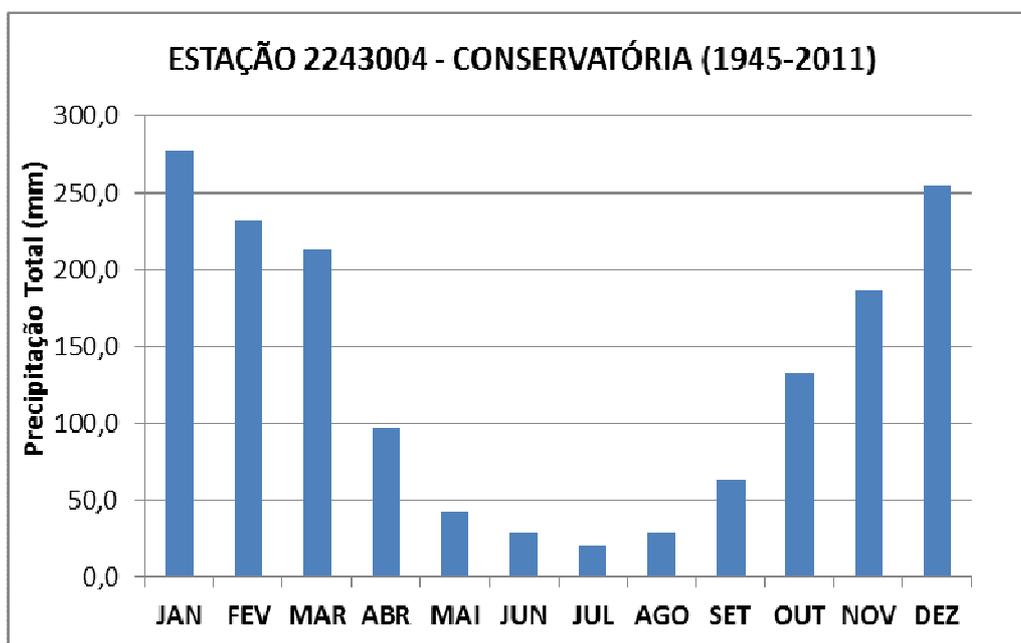


Figura C.2 - Totais de precipitação mensal em Conservatória/RJ

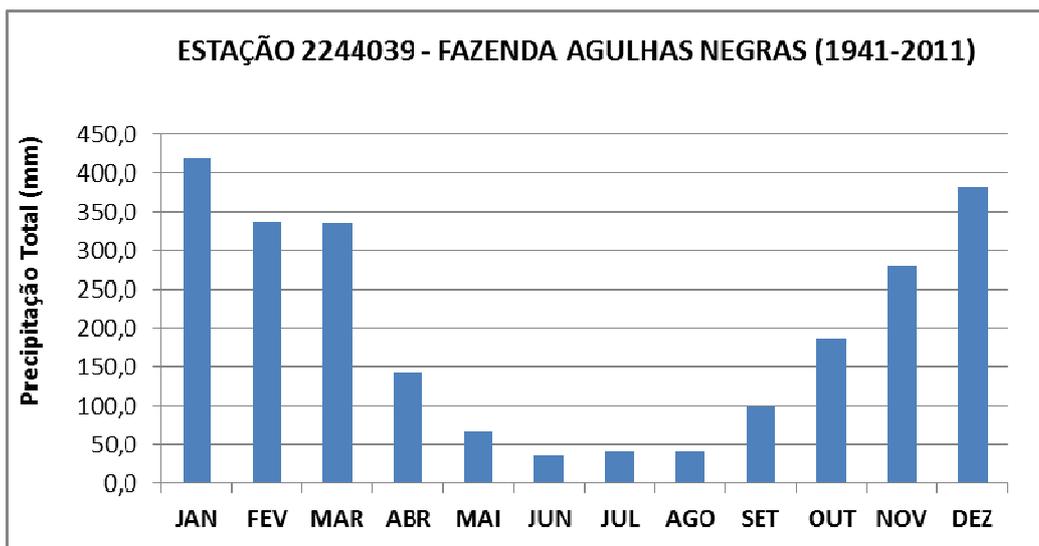


Figura C.3 - Totais de precipitação mensal em Fazenda Agulhas Negras/RJ

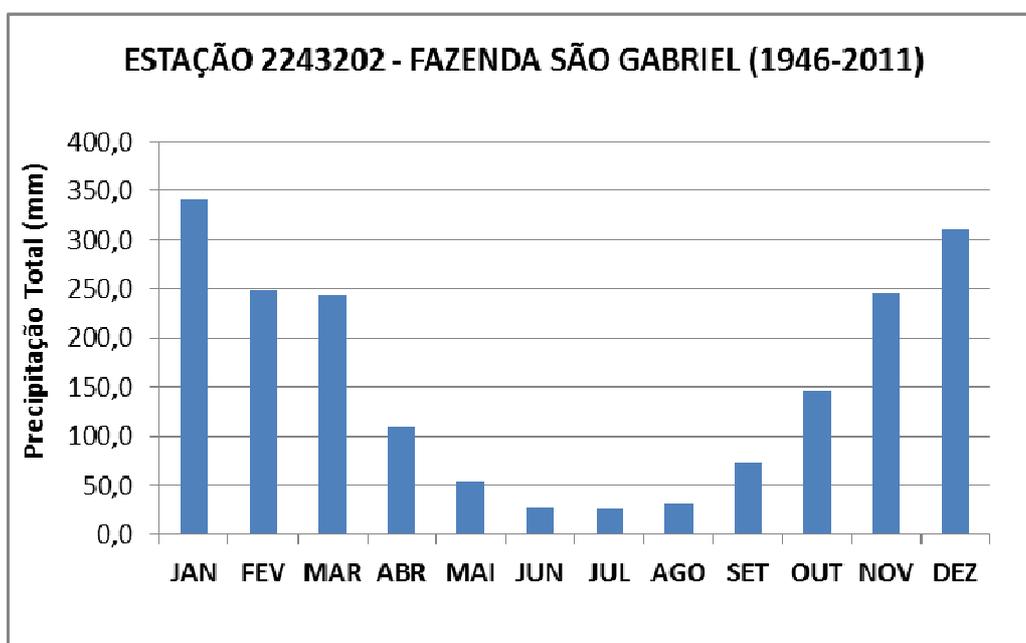


Figura C.4 - Totais de precipitação mensal em Fazenda São Gabriel/MG

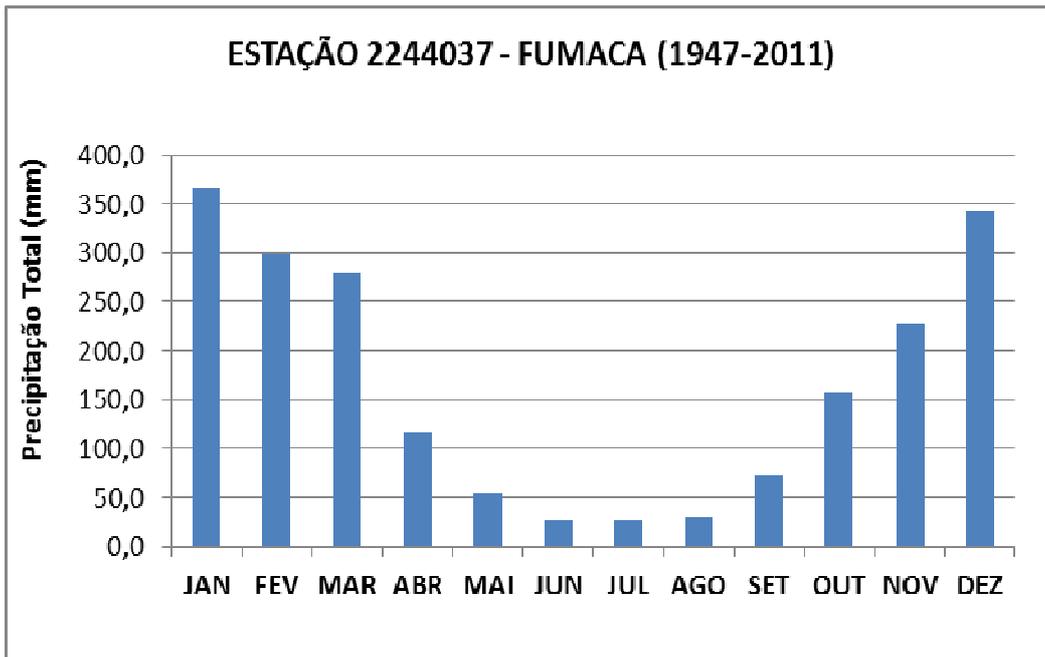


Figura C.5 - Totais de precipitação mensal em Fumaça/RJ

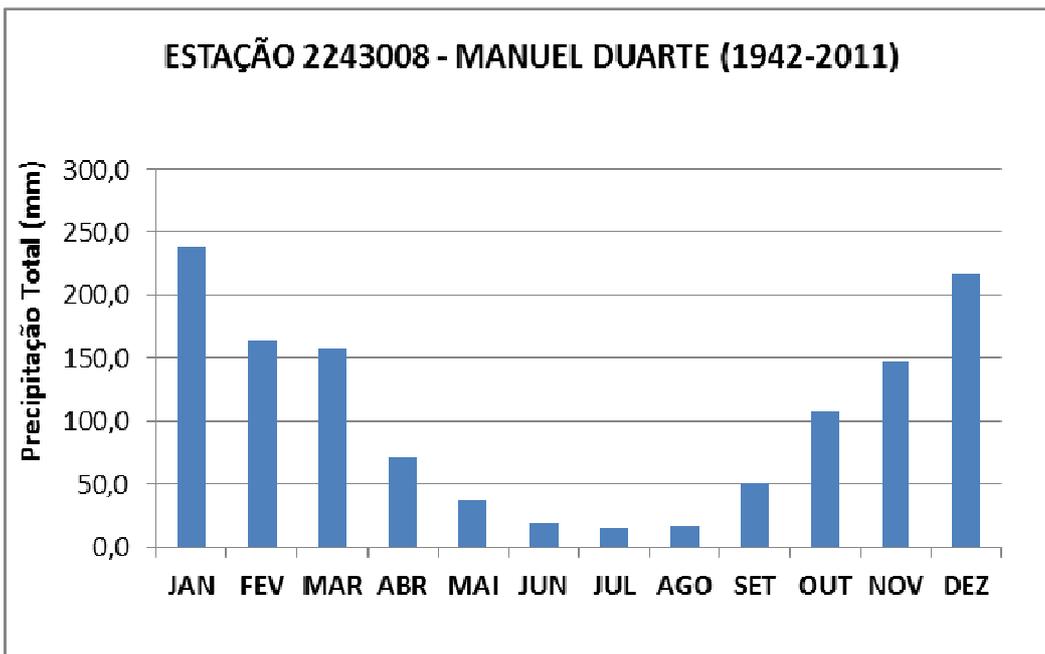


Figura C.6 - Totais de precipitação mensal em Manuel Duarte/RJ

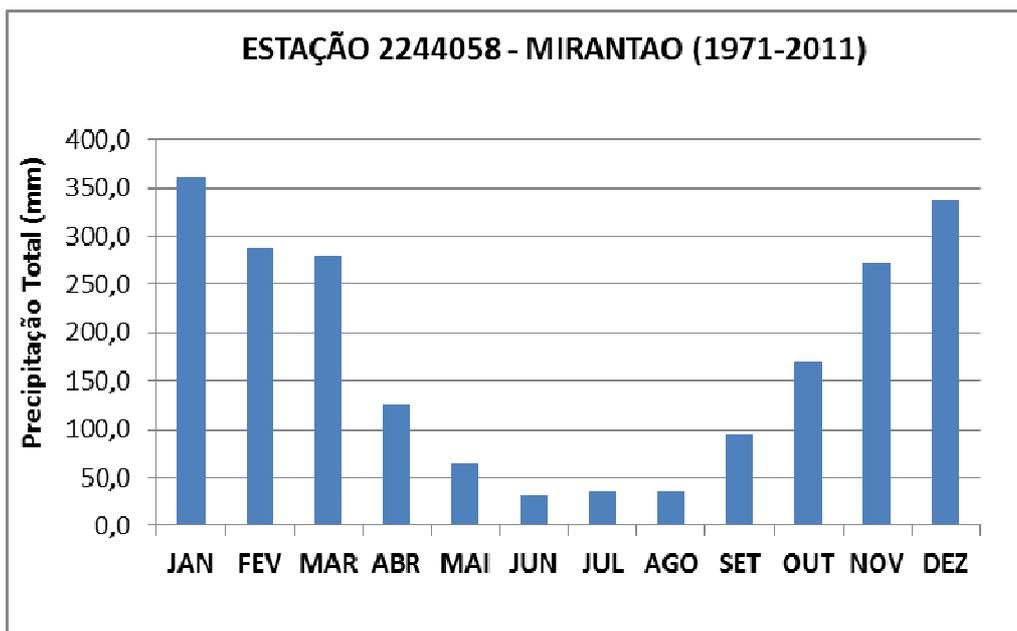


Figura C.7 - Totais de precipitação mensal em Mirantão/MG

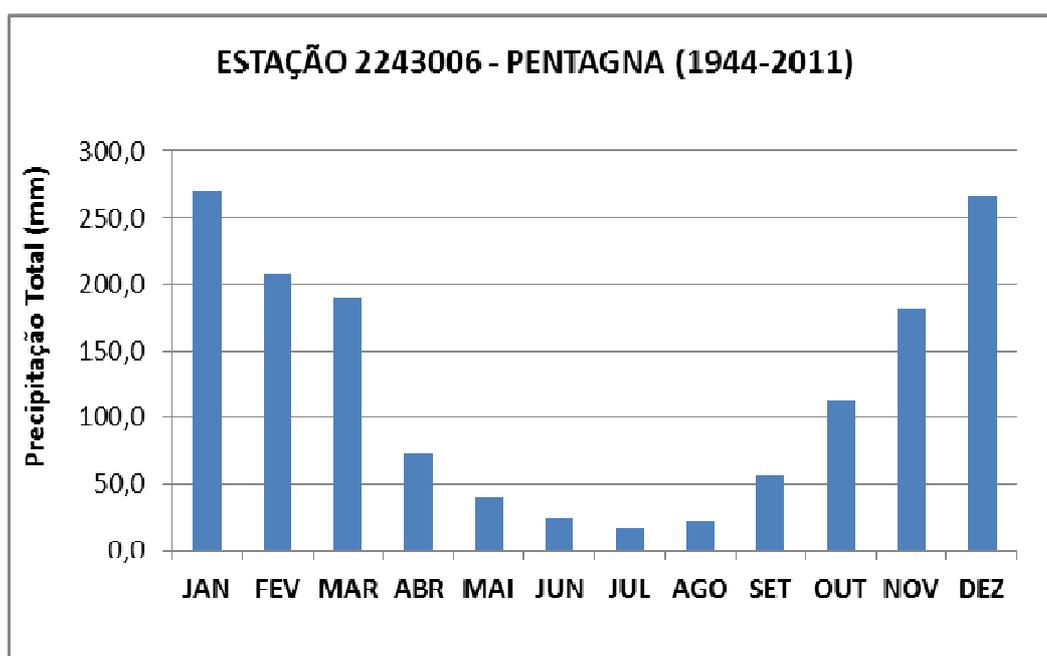


Figura C.8 - Totais de precipitação mensal em Pentagna/RJ

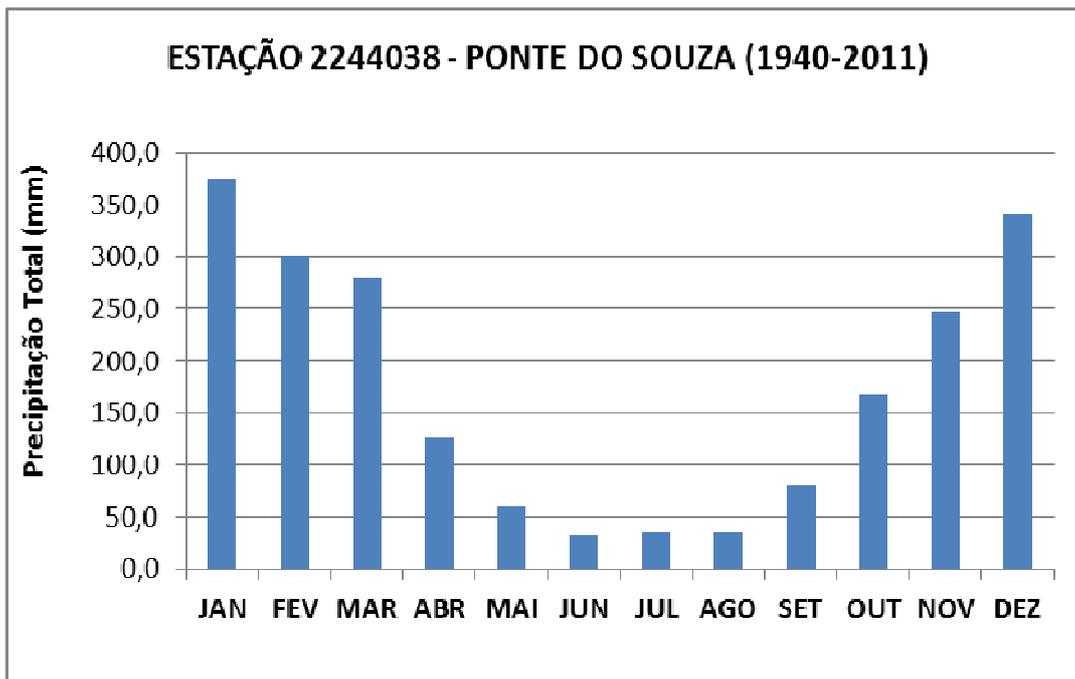


Figura C.9 - Totais de precipitação mensal em Ponte do Souza/RJ

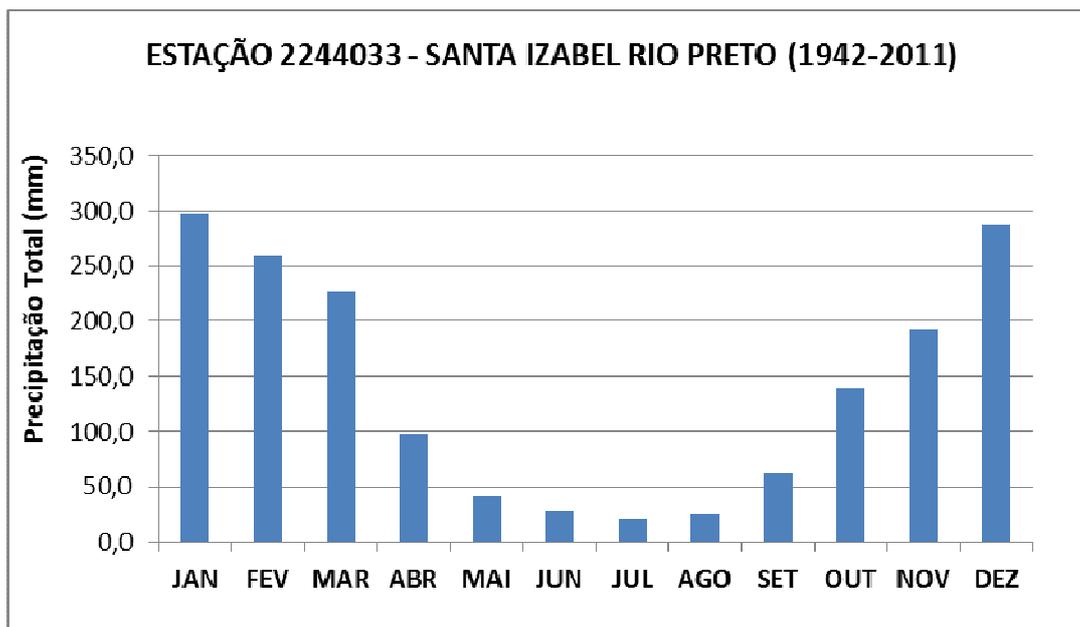


Figura C.10- Totais de precipitação mensal em Santa Izabel do Rio Preto/RJ

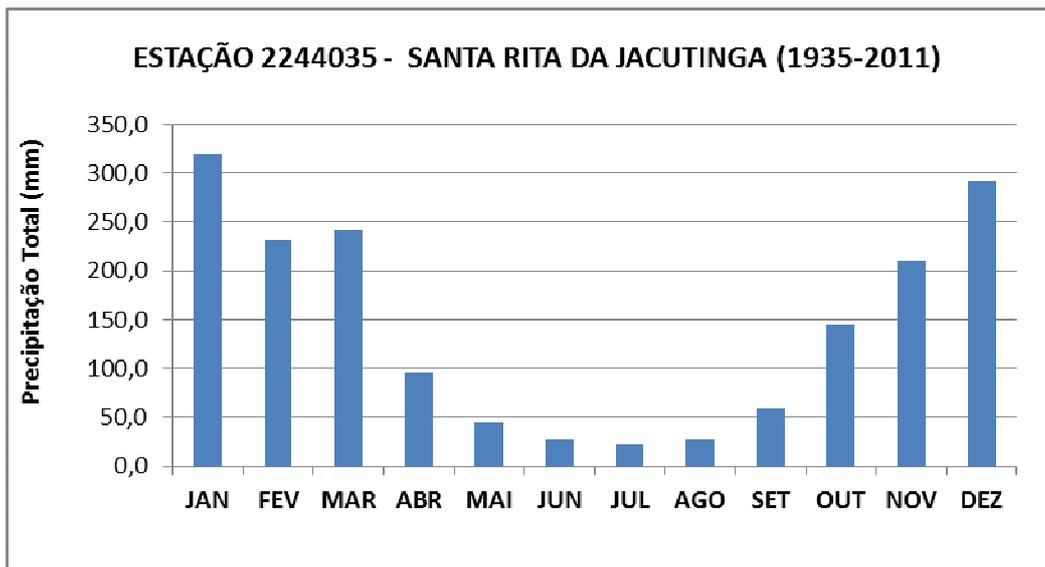


Figura C.11 - Totais de precipitação mensal em Santa Rita da Jacutinga/MG

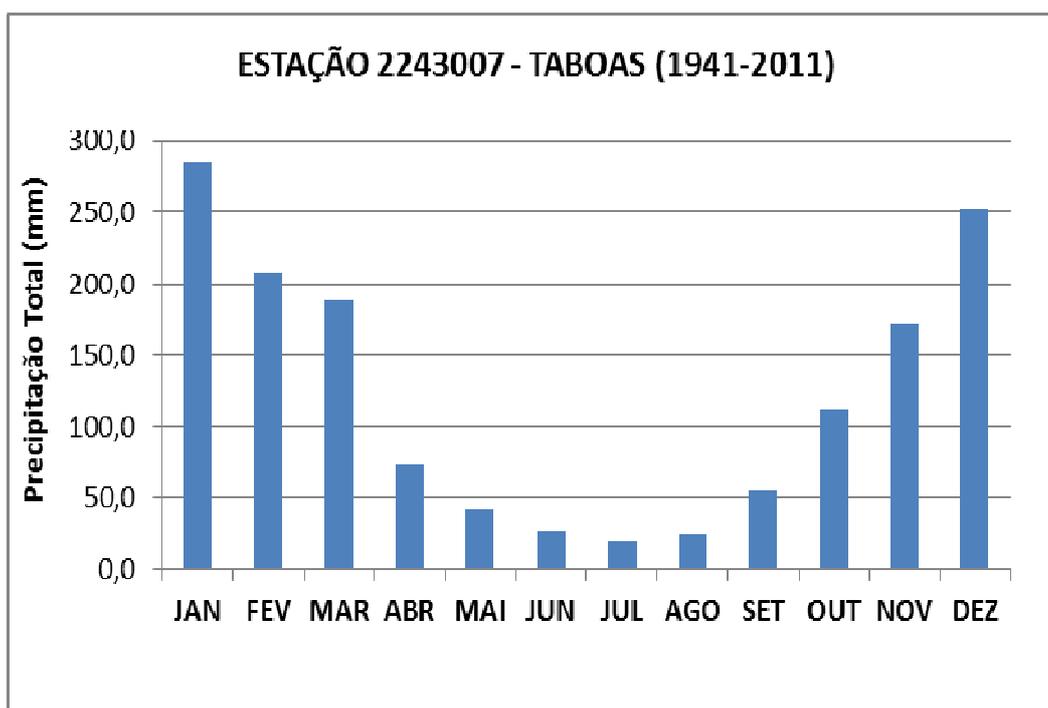


Figura C.12 - Totais de precipitação mensal em Taboas/RJ