



COPPE/UFRJ

**MODELAGEM HIDROLÓGICA DO TIPO CHUVA-VAZÃO VIA SMAP E
TOPMODEL - ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO PIABANHA/RJ**

Rodrigo Costa Gonçalves

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:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Rio de Janeiro

Novembro de 2008

MODELAGEM HIDROLÓGICA DO TIPO CHUVA-VAZÃO VIA SMAP E
TOPMODEL - ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO PIABANHA/RJ

Rodrigo Costa Gonçalves

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.

Aprovada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Flávio César Borba Mascarenhas, D.Sc.

Prof. Jorge Henrique Alves Prodanoff, D.Sc.

Prof. Hugo Abi Karam, D.Sc.

Prof. Webe João Mansur, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

NOVEMBRO DE 2008

Gonçalves, Rodrigo Costa

Modelagem Hidrológica do tipo chuva-vazão via
SMAP e TOPMODEL - Estudo de Caso: Bacia do Rio
Piabanha/RJ / Rodrigo Costa Gonçalves. – Rio de Janeiro:
UFRJ/COPPE, 2008.

XVI, 173 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Otto Corrêa Rotunno Filho

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de
Engenharia Civil, 2008.

Referências Bibliográficas: p. 138-149.

1. Modelagem Hidrológica. 2. SMAP. 3.
TOPMODEL. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa. II.
Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE,
Programa de Engenharia Civil. III. Título.

“Eu a comparo [isto é, a Fortuna] a um desses rios violentos que, quando se enfurecem, inundam as planícies, destroem as árvores e as construções, soerguem a terra num lugar, rebaixam-na em outro; toda gente foge diante deles, todos se rendem a seu ímpeto sem ser capazes de impedi-lo sob nenhum aspecto. Embora [os rios] sejam assim, isso não significa que os homens, em tempos de quietude, não possam tomar providências com relação a eles...”

Niccolò Maquiavel, *O príncipe*.

Agradecimentos

Primeiramente, não só agradeço como dedico esse trabalho aos meus pais Luiz Augusto e Mirian Beatriz. Eles constituem parte integrante de todas as vitórias da minha vida, foram provedores de meus estudos e são fontes de confiança, estímulo e amor, fundamentais para a conclusão de cada batalha. Também agradeço aos meus irmãos Eduardo e Luiz pelo apoio e compreensão.

Ao professor, orientador e amigo Otto Rotunno, pela inestimável orientação que em muito transcendeu os limites da disciplina estudada ou até mesmo da universidade. Agradeço pela tutoria desde os primeiros anos de graduação no Programa de Educação Tutorial (PET-CAPEs) até este momento de conclusão do mestrado.

Aos amigos que fiz no Laboratório de Hidrologia da COPPE ao longo de 6 anos de frequência, em especial Alexandre Teixeira, Luciano Xavier e Luiz Arend Filho, que tantas vezes expuseram a mim suas visões valiosas, em longas conversas que muitas vezes não tiveram nem hora nem lugar certo para acontecer. Ao Luciano, especial gratidão pela co-orientação desde a concepção até a revisão e fechamento deste trabalho.

Aos colegas de trabalho da Sondotécnica, em especial Luiz Antônio Sant'anna, Cristiano Moreira, Christiano Teixeira, Marcos Pereira, Marisa Pinto, Renato Scarlati, Valéria Soliz e Lude Viana, por sempre estarem solícitos a me ajudar, seja com uma palavra de apoio e de amizade ou com revisões, correções e opiniões sempre pertinentes.

Ao professor Adilson Elias Xavier, pela gentil cessão do código do modelo SMAP II – versão com suavização hiperbólica, e aos autores do modelo TOPMODEL, pela cessão do modelo para emprego neste trabalho.

Agradeço também ao suporte oferecido pela CAPES, através do projeto CAPES/COFECUB No. 516/05, pelo CNPq, através do Curso de Extensão em Hidrometria – Edital MCT/CNPq, CT-Hidro No. 037/2006/Processo 556017/2006-4 e

do projeto EIBEX-I - Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro - MCT/ FINEP/CT-HIDRO/Bacias Representativas 04/2005, e pela CPRM, por meio do projeto institucional “Apoio às Bacias Experimentais e Representativas”.

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

MODELAGEM HIDROLÓGICA DO TIPO CHUVA-VAZÃO VIA SMAP E
TOPMODEL - ESTUDO DE CASO: BACIA DO RIO PIABANHA/RJ

Rodrigo Costa Gonçalves

Novembro/2008

Orientador : Otto Corrêa Rotunno Filho

Programa : Engenharia Civil

O desempenho dos diversos modelos hidrológicos determinísticos do tipo chuva-vazão depende da seleção criteriosa da estrutura do modelo e dos parâmetros adotados na modelagem, respeitada a finalidade e adequada representação dos processos componentes do ciclo hidrológico e das características físicas da bacia em estudo. Este trabalho analisa a estimativa de parâmetros para a sub-bacia de Pedro do Rio, localizada na bacia hidrográfica do rio Piabanha, no município de Petrópolis/RJ, onde se desenvolvem estudos em bacias experimentais com a participação da COPPE/UFRJ e da CPRM, entre outros organismos estaduais e federais. Na modelagem hidrológica, foram utilizados os modelos SMAP, versão original com Rosenbrock e versão com suavização hiperbólica, e TOPMODEL, alimentados com séries diárias de precipitação, vazão e evapotranspiração. Avaliaram-se comparativamente ambos os modelos, incluindo-se a discussão sobre as vantagens e limitações dos usos de cada modelo no estudo de caso, além de uma avaliação de sensibilidade do modelo TOPMODEL à resolução espacial do mapa de índice topográfico. Testou-se a parametrização obtida na modelagem da bacia de Pedro do Rio (409 km²) para a bacia delimitada pelo posto fluviométrico Moura Brasil (2.049 km²), de modo a avaliar o potencial de regionalização via modelagem hidrológica. Os resultados indicaram desempenhos bastante satisfatórios, sugerindo que há complementaridade e sinergia no entendimento dos processos físicos da bacia por essas ferramentas. Os resultados também identificaram as dificuldades e recomendações para melhores resultados utilizando a modelagem hidrológica como meio de regionalização de vazões.

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

RAINFALL-RUNOFF HYDROLOGICAL MODELLING USING SMAP AND
TOPMODEL - CASE STUDY: PIABANHA RIVER WATERSHED/RJ

Rodrigo Costa Gonçalves

November/2008

Advisor : Otto Corrêa Rotunno Filho

Department: Civil Engineering

The performance of different rainfall-runoff models relies on the rigorous selection of the model structure and of the parameters adopted in the modeling process, given the purpose and consistent representation of the hydrological cycle and of the watershed physical characteristics. This work focuses on the parameter estimation for Pedro do Rio watershed, which is located in the Piabanha river watershed, at Petrópolis/RJ, where research studies are being developed at experimental watersheds by COPPE/UFRJ and CPRM, among other state and federal institutions. Under the hydrological modeling framework, the rainfall-runoff models named SMAP, original code with Rosenbrock and smoothed version, and TOPMODEL were used, both supplied with daily rainfall, stream flows and evapotranspiration data. These models were evaluated and compared with respect to the advantages and constraints on the use of each model in the case study, including also a discussion about sensitivity analysis of the spatial resolution of the topographic index map for the TOPMODEL to the flow measurements. The parameters obtained for the Pedro do Rio basin (409 km²) modelling were evaluated in the Moura Brasil watershed (2.049 km²), in order to test the potential use of hydrological modelling for river flow regionalization. The results indicated good performance for both models, suggesting that there is some connection and feedback in the understanding of the physical processes at the watershed scale with these tools. The results also identified the difficulties and recommendations for better results using modelling as means of regionalization.

ÍNDICE

1.	Introdução.....	1
1.1.	Caracterização do problema e motivação do trabalho.....	1
1.2.	Objetivo	5
1.3.	Organização do texto	6
2.	Revisão bibliográfica.....	8
2.1.	Ciclo hidrológico	8
2.2.	Relevância do monitoramento e da modelagem hidrológica.....	10
2.3.	Contexto científico	11
2.4.	Questões científicas	12
2.5.	Estado da arte em modelagem hidrológica.....	15
2.6.	Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica.....	16
2.7.	Modelos hidrológicos	18
2.8.	Fontes de erros e incertezas	19
2.9.	Efeito de escala na modelagem hidrológica distribuída	21
2.10.	Calibração e validação de modelos	22
2.11.	SMAP	29
2.11.1.	O Modelo SMAP II Diário – Versão Suavizada	30
2.12.	TOPMODEL	33
3.	Metodologia.....	38
3.1.	Introdução.....	38
3.2.	Determinação das características físicas da bacia	39
3.2.1.	Características topográficas e modelo digital do terreno (MDT).....	39
3.2.2.	Mapeamento da Cobertura do Solo	41
3.2.3.	Tempo de concentração.....	41
3.2.4.	Séries de Precipitação	42
3.2.5.	Análise de dados pluviométricos e verificação da homogeneidade dos dados	45
3.3.	Estimativa de evapotranspiração e o método do balanço hídrico sazonal – BHS	49

3.4. Descrição dos fundamentos teóricos do modelo SMAP	53
3.4.1. Os reservatórios	53
3.4.2. Translação da hidrógrafa de saída	58
3.4.3. Suavização Hiperbólica	60
3.4.4. Parâmetros do modelo SMAP	62
3.5. Modelo TOPMODEL	64
3.5.1. Descrição do modelo TOPMODEL	66
3.5.2. Breve relação de modificações sugeridas e implementadas no modelo TOPMODEL	78
3.5.3. Síntese da abordagem do modelo TOPMODEL	82
3.6. Metodologia de Estimação da Incerteza Glue	83
3.7. Calibração do modelo TOPMODEL	88
3.8. Índices de ajuste - comparação entre vazões observadas e simuladas	88
3.9. Avaliação do efeito de escala na modelagem hidrológica distribuída.....	91
3.10. Regionalização dos parâmetros	93
 4. Estudo de Caso	 95
4.1. Contextualização	95
4.2. Localização e caracterização da bacia	95
4.2.1. Fisiografia da bacia.....	96
4.2.2. Uso do solo e ocupação da bacia	97
4.2.3. Clima e regime pluviométrico	99
4.2.4. Caracterização do regime hidrológico.....	101
4.3. Histórico do projeto da bacia experimental da região serrana do estado do Rio	102
4.4. Dados utilizados	103
4.4.1. Dados fisiográficos	107
4.4.2. Mapeamento da Cobertura do Solo	111
4.5. Preparação dos dados Pluviométricos	112
4.6. Dados de Vazão – Período de 1998 a 2003	115
 5. Resultados.....	 117
5.1. Geração de série de evapotranspiração.....	117

5.2. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – Período de calibração -	
Modelo SMAP	119
5.2.1. Estimativa inicial dos parâmetros do modelo SMAP	120
5.2.2. Calibração do modelo SMAP	121
5.3. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de calibração -	
modelo TOPMODEL	126
5.3.1. Estimativa inicial dos parâmetros do modelo Topmodel	127
5.3.2. Calibração do modelo TOPMODEL	128
5.4. Comparação entre as modelagens via SMAP e TOPMODEL no período de	
calibração.....	132
5.5. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de validação -	
modelo SMAP	133
5.5.1. Validação dos parâmetros encontrados pelo modelo SMAP - Rosenbrock	133
5.5.2. Validação dos parâmetros encontrados pelo modelo SMAP suavizado	135
5.6. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de validação -	
modelo TOPMODEL	137
5.6.1. Comparação entre as simulações no período de validação	140
5.7. Resultados da regionalização para Moura Brasil	141
5.8. Estudo das consequências de degradação do mapa de índice topográfico do	
TOPMODEL	147
6. Conclusões e recomendações	153

Índice de figuras

Figura 3.1 - Polígonos de Thiessen – áreas de influência dos postos na bacia	45
Figura 3.2 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto de Rio da Cidade – 02243011 – sub-bacia 58.....	49
Figura 3.3 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão. Fonte: DIAS e KAN (1999).	52
Figura 3.4 - Esquema do modelo SMAP - Fonte: ROTUNNO FILHO (1989)	53
Figura 3.5 - Histograma de retardo de uma bacia.....	59
Figura 3.6 – Representação gráfica de uma função z_t e fluxograma simplificado no SMAP - Fonte: Xavier, Rotunno e Canedo (2005)	61
Figura 3.7 – Funções de suavização Φ e R_t - Fonte: XAVIER <i>et al.</i> (2005)	61
Figura 3.8 – Representação esquemática dos processos no modelo Topmodel – Fonte: XAVIER (2002)	64
Figura 3.9 – Distribuição do índice topográfico – resolução 290m x 290m	93
Figura 3.10 – Distribuição do índice topográfico – resolução 1000m x 1000m	93
Figura 4.1 – Localização da Bacia do rio Piabanha no mapa de regiões político- administrativas do Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: Fundação CIDE, LabGeo)	96
Figura 4.2 - Totais de precipitação mensal em Petrópolis/ RJ	100
Figura 4.3 - Totais de precipitação mensal em Pedro do Rio.....	100
Figura 4.4 - Totais de precipitação mensal em Areal/ RJ.....	101
Figura 4.5 - Vazões médias mensais do rio Piabanha em Pedro do Rio	101
Figura 4.6 – Réguas na seção de Pedro do Rio	104
Figura 4.7 – Seção de Pedro do Rio – vista para jusante.....	105
Figura 4.8 – Localização dos postos fluviométricos.	106
Figura 4.9 – Localização dos postos pluviométricos.....	107
Figura 4.10 – MDT – Bacia do Rio Piabanha - resolução 20x20m	108
Figura 4.11 – MDT de Pedro do Rio – resolução 20x20m.....	108
Figura 4.12 – Perfil do maior talvegue – Pedro do Rio.....	109
Figura 4.13 – Perfil do maior talvegue – Moura Brasil.....	109
Figura 4.14 – Imagem de Satélite da bacia do rio Piabanha e a bacia de Pedro do Rio	110

Figura 4.15 – Imagem de Satélite da sub-bacia de Pedro do Rio.....	111
Figura 4.16 – Mapa de curvas-número (CN) – sub-bacia Pedro do Rio	112
Figura 4.17 – Áreas de influência dos postos pluviométricos – Método de Thiessen – Pedro do Rio.....	113
Figura 4.18 – Áreas de influência dos postos pluviométricos – Método de Thiessen – Moura Brasil.....	114
Figura 5.1 - Resultado do cálculo da evapotranspiração – Pedro do Rio.....	118
Figura 5.2 - Evapotranspiração BHS acumulada comparada a [P-Q] acumulada.....	119
Figura 5.3 – Estimativa de KSUP e KSUB através da análise das recessões – Pedro do Rio	120
Figura 5.4 – Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP Rosenbrock	122
Figura 5.5 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP Rosenbrock	123
Figura 5.6 – Distribuição temporal dos resíduos – período de calibração – SMAP Rosenbrock	123
Figura 5.7 - Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP suavizado	125
Figura 5.8 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP suavizado	125
Figura 5.9 – Distribuição temporal dos resíduos – período de calibração – SMAP suavizado	126
Figura 5.10 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 290m x 290m.....	127
Figura 5.11 - Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – TOPMODEL	129
Figura 5.12 – Dispersão das vazões geradas e observadas – Período de calibração – TOPMODEL	130
Figura 5.13 – Distribuição temporal dos resíduos – Período de calibração – TOPMODEL	130
Figura 5.14 – Mapas de índice topográfico e de tempo de saturação – Período de calibração – TOPMODEL.....	131
Figura 5.15 – Séries de vazões geradas e observadas – período de validação –	

SMAP Rosenbrock	134
Figura 5.16 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Rosenbrock	134
Figura 5.17 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – SMAP Rosenbrock	135
Figura 5.18 - Séries de vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Suavizado.....	136
Figura 5.19 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Suavizado.....	136
Figura 5.20 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – SMAP Suavizado	137
Figura 5.21 - Série de vazões geradas e observadas – período de validação – TOPMODEL	138
Figura 5.22 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – TOPMODEL	138
Figura 5.23 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – TOPMODEL	139
Figura 5.24 – Séries de vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado	142
Figura 5.25 – Dispersão das vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado	142
Figura 5.26 – Distribuição temporal dos resíduos – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado	143
Figura 5.27 – Séries de vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros TOPMODEL.....	144
Figura 5.28 – Dispersão das vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros - TOPMODEL	144
Figura 5.29 – Distribuição temporal dos resíduos – regionalização dos parâmetros – TOPMODEL	145
Figura 5.30 – Distribuições do índice topográfico para Pedro do Rio e Moura Brasil.....	147
Figura 5.31 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 1.500m x 1.500m.....	149

Figura 5.32 - Série de vazões geradas e observadas – resolução 1.500m x 1.500m – TOPMODEL	149
Figura 5.33 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 10.000m x 10.000m.....	150
Figura 5.34 - Séries de vazões geradas e observadas – resolução 10.000m x 10.000m – TOPMODEL	151

Índice de tabelas

Tabela 2.1 – Valores dos parâmetros do TOPMODEL em bacias brasileiras	37
Tabela 3.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada de Rio da Cidade	49
Tabela 3.2 - Descrição dos parâmetros da versão do TOPMODEL utilizada.....	78
Tabela 3.3 – Índices de ajuste.....	89
Tabela 4.1 – Características médias de precipitação e vazão nas sub-bacias do Piabanha	102
Tabela 4.2 – Características de vazões máximas e mínimas nas sub-bacias do Piabanha	102
Tabela 4.3 – Estações fluviométricas utilizadas.....	103
Tabela 4.4 – Estações pluviométricas utilizadas	106
Tabela 4.5 – Curvas-Número e áreas correspondentes.....	112
Tabela 5.1 – Parâmetros no início e no fim da calibração pelo método de Rosenbrock.....	122
Tabela 5.2 – Parâmetros no início e no fim da calibração pelo método suavizado.....	124
Tabela 5.3 – Valores de parâmetros do TOPMODEL usados recomendados por BEVEN (1997)	127
Tabela 5.4 – Melhores conjuntos de parâmetros segundo a função de soma do quadrado dos resíduos.	128
Tabela 5.5 – Parâmetros do TOPMODEL ao fim da calibração	129
Tabela 5.6 – Comparação entre simulações – Período de calibração – 1998 a 2001 ...	132
Tabela 5.7 – Comparação entre simulações – período de validação – 2002 a 2004	140
Tabela 5.8 – Resultados da regionalização– Indicadores de desempenho	146
Tabela 5.9 – Resultados das modelagens segundo MDT's degradados – índices de desempenho	151

1. Introdução

1.1. Caracterização do problema e motivação do trabalho

O ciclo hidrológico é o principal objeto de estudo da hidrologia, ciência que tem sua importância ampliada em tempos de preocupação com a ocupação desordenada do solo, incremento significativo da utilização de água e do resultante impacto sobre o meio ambiente. Esse ciclo, conceito que pode parecer elementar, constitui um sistema extremamente complexo, onde as variáveis se alteram, muitas vezes, em padrões não estacionários e em diferentes escala espaciais e temporais.

Um dos mais relevantes sinais de possíveis alterações climáticas é a alteração de regimes hidrológicos regionais (TUCCI e CLARK, 1998; COLLISHONN, 2001). Essas variações no regime hidrológico regional manifestam-se através de alterações na disponibilidade e qualidade das águas subsuperficiais e superficiais, que, associadas com o estresse advindo das ações antrópicas, tornam o problema bastante complexo. Por exemplo, TUCCI e CLARK (1998) identificaram grandes variações de vazões em várias sub-bacias do rio da Prata devido a dois componentes básicos: modificações antrópicas e variabilidade climática. Para a estimação desses impactos, faz-se necessário o uso de ferramentas de parametrização da bacia e previsão dos impactos, recorrendo-se, assim, a modelos hidrológicos.

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.

Assim, a modelagem hidrológica 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). Para BEVEN (2001), os modelos são um meio para extrapolar os dados medidos no tempo e no espaço, particularmente para bacias sem medição ou pouco monitoradas, e dar suporte à tomada de decisão sobre problemas hidrológicos em planejamento de recursos hídricos, proteção a inundações, mitigação de contaminações, entre outras atividades. Por essa razão, faz-se necessário o contínuo desenvolvimento de novos algoritmos, a adaptação de novos conceitos a modelos existentes e a re-avaliação e inter-comparação dos sistemas existentes aplicados a diferentes localidades.

Com o desenvolvimento da *hidroinformática*, como descrita por SEE *et al.*(2007), foram criados diversos modelos hidrológicos com base em inteligência computacional e assimilação por máquinas, como redes neurais, lógica *fuzzy*, algoritmos evolucionários, árvores de decisão, assim como aproximações híbridas, entre outras diferentes metodologias. No entanto, ainda de acordo com SEE *et al.*(2007), várias questões e obstáculos são expostas ao uso dessas metodologias, enquadradas na categoria de modelos caixa-preta, onde não há a explicitação dos processos internos do modelo, assim limitando potencialmente a adição de conhecimento científico para a hidrologia. Há ainda uma forte corrente de pesquisa, com base em teoria de sistemas, que procura entender conceitualmente a bacia mesmo de acordo com essas tecnologias causa-resposta e que é meritória.

O presente trabalho, por sua vez, propõe-se a empregar dois modelos determinísticos do tipo chuva-vazão conceitualmente diferentes para melhor compreender desde as presumíveis falhas nos dados existentes até a análise de sensibilidade dos processos que mais influenciam a resposta concernente à geração de vazão. As metodologias utilizadas neste estudo, guardam, em uma perspectiva comparativa, um desafio especial, que é o reconhecimento de potenciais conexões entre dois tipos distintos de abordagem (SIVAPALAN, 2003), a saber:

- modelos que utilizam parâmetros relacionados à descrição física dos processos que ocorrem em escalas menores, em subdivisões da bacia, chamados modelos de células ou de malha quadrada;

- modelos que empregam parâmetros relacionados aos processos modelados na escala da bacia, adotando o conceito de parâmetro efetivo, considerado representativo para toda a bacia.

Ambas as abordagens, seja de baixo para cima ou da célula para a bacia (*upward* ou *bottom-up*) como de cima para baixo ou da bacia para a célula (*downward* ou *top-down*), são complementares para o melhor entendimento dos processos físicos que ocorrem na bacia hidrográfica e para a extensão da aplicabilidade desses tipos de modelo em estudos de regionalização de vazões. Destaca-se que a modelagem tipo chuva-vazão tem recebido especial atenção para ampliar a sua aplicabilidade e servir como subsídio para a gestão de recursos hídricos, como confirmado pela relativamente recente proposta da Associação Internacional de Ciências Hidrológicas (*International Association of Hydrological Sciences* - IAHS) em dedicar esforços para desenvolver estudos e pesquisas sobre predição de vazões em bacias pouco ou não monitoradas (programa PUB – *prediction on ungaged basins*) na década de 2003 a 2013.

Com esse referencial em perspectiva, explora-se, na presente dissertação, a análise comparativa entre modelo hidrológico concentrado (SMAP) e distribuído (TOPMODEL). Mais ainda, investigam-se os desempenhos, no caso do modelo concentrado, dos procedimentos de otimização de Rosenbrock e de suavização hiperbólica. Essas análises são conduzidas para a bacia de Pedro do Rio, sub-bacia do rio Piabanha, possuindo 409 km² de área, conforme descrito mais adiante no texto (item 1.2). Procura-se, ao fim dessa análise para Pedro do Rio, utilizar os parâmetros, obtidos segundo procedimentos de calibração automática, em toda a bacia do rio Piabanha, de aproximadamente 2.050 km², como tentativa da utilização da modelagem hidrológica chuva-vazão como instrumento de regionalização de vazões para bacias sem medições, mas com características físicas semelhantes

O modelo TOPMODEL (BEVEN *et al.*, 1995) utiliza uma conceituação de divisão da área da bacia segundo um indicador de declividade dessas sub-divisões – o índice topográfico. Esse parâmetro é distribuído espacialmente, fazendo que essa abordagem seja relacionada com o tipo de modelagem de baixo para cima (*upward*), embora os outros parâmetros sejam representativos para toda a bacia de estudo, característica da

modelagem de cima para baixo (downward), reproduzindo o comportamento de parâmetros e variáveis utilizados no modelo SMAP (LOPES, BRAGA e CONEJO, 1981; DIB, 1986).

É de conhecimento corrente na área técnica da engenharia hidrológica que os postos de medição fluviométrica, pluviométrica e de outras variáveis ambientais e climáticas do Brasil possuem diversas limitações em seu registro. As medidas de chuva por pluviômetros não possuem representatividade espacial e temporal, e a ação do vento pode causar uma diminuição da coleta de gotas pelo pluviômetro (BENETI *et al.*, 2003). Outros erros advindos de falha humana na leitura e manutenção dos equipamentos de medição são somados aos já citados. Além disso, a maioria das medições de níveis (vazões) e de precipitação por pluviômetro é feita em escala diária, o que pode acarretar problemas se os processos hidrológicos da bacia monitorada ocorrer em períodos menores do que o intervalo de medição.

Portanto, a modelagem hidrológica apresenta dificuldade quando aplicada a dados de medições reais pelo fato das medições apresentarem inconsistências como anteriormente exemplificadas, que, por consequência, dificultam a representação correta dos processos que ocorreram na bacia hidrográfica. Logo, a aplicação de concepções acadêmico-científicas a dados reais, em vez de séries sintéticas, é sempre um desafio ao estudo da ciência hidrológica.

Adicionalmente, os modelos SMAP e TOPMODEL são metodologias de balanço hídrico com base em dados fluviométricos, pluviométricos, e de evapotranspiração potencial, sendo esta última gerada nesta dissertação na escala da bacia hidrográfica, por meio de metodologia do balanço hídrico sazonal (DIAS e KAN, 1999). Esse método estima a evapotranspiração apenas pela análise dos dados de chuva e vazão, e oferece uma alternativa ao cálculo da evapotranspiração pelos métodos empíricos tradicionais como Penman (PENMAN, 1948) e Penman-Monteith (MONTEITH, 1965), que necessitam de medições de variáveis como vento e temperatura, ou ainda, de forma mais geral, variáveis meteorológicas e informações de radiação solar e balanço de energia na superfície terrestre, muitas vezes inexistentes ou indisponíveis.

Na sequência do texto, apresenta-se o objetivo do presente trabalho com mais detalhes, incluindo sucintamente a abordagem metodológica e estudo de caso da pesquisa.

1.2. Objetivo

O objetivo geral desta dissertação é comparar e analisar os resultados das modelagens hidrológicas concentrada via modelo SMAP e distribuída via modelo TOPMODEL para a sub-bacia do rio Piabanha delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro do Rio, de aproximadamente 409 km², situada na região serrana do estado do Rio de Janeiro.

Mais especificamente, o estudo explora a aderência das simulações feitas no que tange aos dados de vazão com ambos os modelos a partir de estudos sobre o comportamento físico da bacia e correspondentes parametrizações. Complementarmente, a partir dessa concepção, a pesquisa consolida uma base de dados de vazão, chuva e evapotranspiração para a bacia do rio Piabanha. Para Pedro do Rio, adiciona-se a esses dados um mapeamento de uso do solo e de características físicas da bacia hidrográfica.

Avalia-se ainda o papel do processo de calibração automática de parâmetros, na medida em que contrasta duas metodologias distintas: método de busca direta - Rosenbrock (ROSENBROCK, 1960) e método de busca indireta - suavização hiperbólica (XAVIER, 1992). Essa análise é conduzida para o modelo concentrado SMAP, tendo em vista que a implementação em modelos distribuídos como o TOPMODEL ainda constitui um desafio.

Adicionalmente, a pesquisa, ao tratar com o modelo distribuído TOPMODEL, avalia e contrasta simulações conduzidas para a bacia quando a representação espacial é degradada na modelagem hidrológica distribuída, permitindo melhor entender e compreender os processos físicos parametrizados.

Finalmente, investiga-se, no trabalho, o potencial de regionalização de vazões via modelagem do tipo chuva-vazão, empregando-se posto fluviométrico escolhido na bacia.

1.3. Organização do texto

Este texto está dividido em 6 capítulos. Após a descrição da motivação e a definição do objetivo 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. O retrospecto histórico é desenvolvido desde a tentativa de compreensão do ciclo hidrológico por civilizações antigas, passando pelo início do cálculo de hidrógrafas, terminando na modelagem computacional com diferentes algoritmos de calibração automática.

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, até a descrição dos processos internos de funcionamento dos modelos hidrológicos computacionais utilizados.

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 empregados no estudo foram os postos fluviométricos de Pedro do Rio e de Moura Brasil, ambos disponibilizados pelo sistema HIDROWEB da Agência Nacional de Águas (ANA). 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. Adicionalmente são conduzidos os estudos de calibração e validação das modelagens efetuadas e correspondentes comparações. Também é apresentada a aplicação dos parâmetros calibrados para a bacia de Pedro do Rio na bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Moura Brasil, e o resultado da degradação espacial estudada no modelo TOPMODEL.

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

A água encontra-se permanentemente em movimento, em um ciclo cuja principal fonte de energia é o Sol e cuja principal força atuante, fechando o ciclo, é a resultante da aceleração da gravidade. O conjunto de precipitações, escoamentos e evaporações forma um sistema fechado, equilibrado em termos globais e temporais. Os homens, beneficiários desse ciclo hidrológico, são freqüentemente afetados por variações locais no tempo, incluído secas e cheias, ou por demandarem um recurso natural, a água, em regiões nas quais ela ocorre de forma distinta em termos de qualidade ou quantidade.

A água sempre representou um papel fundamental na evolução da civilização. As primeiras cidades surgiram nos vales dos grandes rios para disporem de água em abundância, tanto para o consumo humano quanto para a irrigação da agricultura. A região da Mesopotâmia é um bom exemplo da importância do recurso hídrico no desenvolvimento dos povos. Banhada pelos rios Tigre e Eufrates, foi o local do surgimento de diversas civilizações como os sumérios, babilônios, assírios e caldeus. Também o rio Nilo foi fundamental para o crescimento da civilização egípcia, assim como as civilizações antigas chinesas prosperaram na bacia hidrográfica do Rio Yangtze (BISWAS, 1970). Mas, apesar dessa dependência, alguns aspectos fundamentais da hidrologia, como o próprio ciclo hidrológico, permaneceram obscuros por um longo período. Os antigos gregos acreditavam que a água das fontes era originada por grande quantidade de vapor que condensava em cavernas no subsolo, e esse mito permaneceu até o período do Renascimento.

Os erros na correta interpretação do ciclo hidrológico, desde a Grécia antiga até o Renascimento, ocorreram, em grande parte, porque não existiam medições dos diferentes processos, como a precipitação e o escoamento. Pensadores desde antes de Cristo formulavam teorias, incompletas ou incorretas, até mesmo para demonstrar que a água do escoamento superficial advinha em grande parte das chuvas, que, enfatize-se, foi uma das grandes contribuições de Aristóteles para a hidrometeorologia. Antes mesmo de Aristóteles, há registro nos diálogos de Platão de sua tentativa de interpretação dos fenômenos hidrológicos segundo sua teoria do conhecimento

(AREND FILHO, 2008). No tocante ao período do Renascimento, MASTERS (1999) mostra que Da Vinci apresentou inúmeros avanços para a hidráulica e cartografia, e se aventurou em vários projetos hidrológicos de grande dificuldade de execução. Um desses projetos foi o desvio do rio Arno, projeto que teve contribuição de Maquiavel, e resultou em fracasso, por subestimativa do tempo, trabalho e dinheiro demandados para a obra, além da falta de conhecimento hidrológico adequado. O período a partir do Renascimento, caracterizado por uma nova postura científica, que valorizava a experimentação, permitiu uma melhor compreensão do ciclo hidrológico (MANNING, 1997).

Algumas áreas da hidrologia, no entanto, permaneceram fora do alcance das medições mais usuais. Este é o caso do verdadeiro papel da vegetação no ciclo hidrológico e das consequências de mudanças de uso do solo. Na ausência de bases científicas reais, mitos e lendas sobre o papel da vegetação, especialmente das florestas, foram criados e ganharam força ao longo dos anos (MCCULLOCH e ROBINSON, 1993). Apesar do grande avanço da instrumentação científica, nos últimos anos, alguns desses mitos ainda não podem ser considerados verdadeiros nem falsos, o que também justifica a modelagem computacional do comportamento das bacias com a finalidade de se identificar padrões de respostas das bacias às mudanças climáticas e antrópicas.

Portanto, a modelagem como ligação entre os fenômenos medidos e os não monitorados é de suma importância para conhecimento do ciclo da água, ciclo tão vulnerável ao estresse e que lida com recurso tão importante. Ainda hoje, em reuniões interdisciplinares de grandes cientistas, a questão do acesso à água é eleita como um dos grandes desafios científicos do século XXI (NATIONAL ACADEMY OF ENGINEERING, 2008). Soma-se a todas essas preocupações científicas a preocupação com a segurança hídrica do país. É dever do cientista brasileiro estudar os diversos regimes hidrológicos do território brasileiro, a fim de subsidiar o planejamento integrado das águas, tomando como base de planejamento a bacia hidrográfica. A unidade operativa fundamental na implementação de ações estratégicas para a gestão de recursos hídricos é a bacia hidrográfica, incluindo-se aí a sua delimitação superficial e seus limites subterrâneos, que nem sempre coincidem com os de superfície e, na maioria dos casos, são desconhecidos. Diante de toda essa necessidade de planejamento, foram

criados e desenvolvidos os modelos hidrológicos.

2.2. Relevância do monitoramento e da modelagem hidrológica

A região sul-americana do globo, de maneira geral, carece de uma rede de monitoramento hidrológico e de qualidade da água adequadas à avaliação dos fenômenos hidrológicos naturais e decorrentes de ação antrópica e de mudanças climáticas. A adequação das redes existentes e sua manutenção implicariam gastos proibitivos, principalmente, aos países integrantes da bacia Amazônica, dada à realidade econômica da região.

Embora didaticamente a água seja estudada como um recurso natural renovável, os estudos técnicos e científicos não demonstram a sua inesgotabilidade. Por sua vez, a sociedade humana intervém de várias formas no ciclo hidrológico, substituindo a vegetação natural pela agricultura, desviando grandes quantidades de água para irrigação, construindo barragens nos rios, drenando áreas úmidas ou usando rios e lagos para diluir esgotos urbanos ou efluentes industriais, entre outras atividades ou usos da água. Com efeito, a humanidade é responsável hoje por 26% da evapotranspiração terrestre total e utiliza 54% do escoamento superficial acessível. O aumento da evapotranspiração é limitado pelo fato da maior parte das terras adequadas para a agricultura não irrigada já estar em produção. A construção de novas barragens poderia aumentar em 10% o acesso à água nos próximos 30 anos, enquanto estima-se que a população possa aumentar em 45% no mesmo período (POSTEL *et al.*, 1996).

Apesar do grande avanço já alcançado, o estágio atual do conhecimento na área de hidrologia e de desenvolvimento de seus modelos não permite ainda realizar previsões seguras, sejam de curto prazo ou de resposta às mudanças climáticas ou de uso e cobertura do solo para as grandes bacias. Dois pontos são determinantes para esta deficiência: o tamanho da bacia e dados insuficientes - os modelos precisariam ter sua concepção física baseada na escala da bacia e seus parâmetros estimados *a priori* sem a necessidade de calibração, na falta de dados de monitoramento. Os debates anteriores nessa área concentraram-se nas vantagens e desvantagens em torno dos modelos físicos distribuídos contra modelos conceituais concentrados. Esses debates não foram capazes de produzir avanços significativos em capacidade de modelagem de grandes bacias sem

monitoramento. Em virtude disso, novas abordagens devem ser consideradas.

Nesta dissertação, pretende-se explorar o atual estado de desenvolvimento dos modelos hidrológicos, bem como os esforços que estão sendo desenvolvidos na direção de se proporem novas parametrizações para a modelagem na escala da bacia.

Por sua vez, a utilização de sistemas de informação geográfica e sensoriamento remoto via satélite no monitoramento hidrológico poderá suprir as informações importantes para a previsão de eventos críticos de cheias e vazantes, para a avaliação de disponibilidade hídrica e ainda dos efeitos das mudanças climáticas sobre a hidrologia.

2.3. Contexto científico

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 instigante 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 idéias preconizadas por Dooge 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).

Essas idéias estão também na base do desenvolvimento desta dissertação, de forma que segue a experimentação em campo quanto a formulação de modelos matemáticos e sua implementação computacional. Uma forma de organização e sistematização da pesquisa ambiental é uma definição clara, *a priori*, das escalas que se deseja modelar/medir

explicitamente e aquelas que estão aquém/além do modelo proposto (BRUTSAERT, 1986). Em outras palavras, é preciso compatibilizar desde o início de um projeto a escala dos dados e dos modelos a serem aplicados.

2.4. Questões científicas

Segundo a literatura hidrológica e, mais especificamente, de acordo com proposta recente de formulação do Instituto Nacional de Hidrologia da Amazônia (COPPE/UFRJ, 2008), as grandes bases de atuação científica são: (i) a forte integração entre experimentos intensivos, monitoramento contínuo e modelagem matemática computacional e analítica para a solução de problemas ambientais; (ii) a interdisciplinaridade e colaboração inter-institucional; (iii) a forte integração com a graduação, a pós-graduação *strictu sensu* e a pós-graduação *latu sensu*; (iv) projetos científico-tecnológicos de extensão.

Sobre essas bases de trabalho, foi identificado um conjunto de macro-questões de natureza científica e tecnológica cujas soluções ou encaminhamentos de solução podem contribuir significativamente para a ciência brasileira com impacto social. São elas:

- i) Baixa capacitação científica e tecnológica do corpo técnico brasileiro nas empresas privadas, empresas estatais e órgãos públicos, que produz desperdício de recursos, compra ou proposição de tecnologias e soluções caras, e ineficiência geral da economia.
- ii) Vulnerabilidade ambiental: mudanças climáticas, crescimento populacional e poluição ambiental têm todas elas como resultado um aumento da pressão sobre os recursos naturais e um aumento da vulnerabilidade das populações (principalmente as mais pobres) aos extremos climáticos e aos acidentes ecológicos. No entanto, a importância do monitoramento ambiental, de modelos quantitativos de diagnóstico, e de modelos capazes de prever corretamente os efeitos de mudanças no clima ou nos ecossistemas ou de acidentes ambientais é clara. Foi identificada uma enorme importância de modelos de previsão de curto prazo de eventos severos na atmosfera, em bacias hidrográficas e no mar para orientar as populações pobres que vivem em áreas de risco, assim como de modelos de simulação e de previsão de longo prazo são

ferramentas essenciais para orientar a ocupação do solo e o correto manejo dos ecossistemas terrestres.

iii) Não-linearidade e mecanismos de retro-alimentação na natureza: no seu atual estágio, a ciência ainda não é capaz de entender completamente o funcionamento de sistemas não-lineares complexos (isto é: com um grande número de dimensões), como é o caso de escoamentos em geral, incluindo vários tipos de escoamentos ondulatórios e escoamentos turbulentos, do sistema físico do clima, de reações químicas em cadeia que determinam as concentrações de poluentes na água, no solo e no ar e na dinâmica de ecossistemas. Estudos básicos em matemática aplicada, sistemas dinâmicos e mecânica dos fluidos, entre outros, são fundamentais para a melhoria da capacidade científica de modelar e de prever. Em particular, pretende-se seguir e aprofundar a tendência de substituir empirismo (no sentido de soluções ad hoc e válidas apenas para situações ou regiões muito específicas) por modelos baseados em conceitos científicos sólidos.

iv) Novos métodos de medição e monitoramento intensivo: inevitavelmente, o item iii acima representa um programa ambicioso e de longo prazo. Muitas vezes, para se lidar com a complexidade dos problemas ambientais e/ou aprofundar o conhecimento da natureza, é necessário recorrer à medição e ao monitoramento em campo. A questão dos dados ambientais não pode ser relegada à coleta de informação esparsa (no tempo e no espaço), e muitas vezes medida sem qualidade ou de forma errônea; a medição de grandezas relevantes de forma sistemática e com qualidade exige novas metodologias, desenvolvimento de sistemas robustos e confiáveis, técnicas de controle de qualidade e é parte integrante da abordagem metodológica aqui proposta dos problemas ambientais.

v) baixa capacidade de implantação dos instrumentos de gestão de recursos hídricos nos estados e nos municípios da região, devida à quase inexistência de quadros técnicos efetivos e competentes, que tenham capacitação adequada frente à complexidade dos problemas ambientais encontrados e que possa contribuir com a aplicação prática dos conhecimentos adquiridos já custeados pelo Estado.

Adicionalmente, acredita-se que, ao tratar da questão da gestão integrada dos recursos hídricos, faz sentido focar suas abordagens na escala de bacias hidrográficas. Ressalta-

se que essa perspectiva está em sintonia com o preconizado pela Lei Federal No 9.433/97 ou Lei das Águas.

A lógica que tem orientado, ao longo dos anos, a escolha das bacias estudadas pelos diversos grupos acadêmicos brasileiros abrange desde a simples proximidade geográfica, para estudos de entendimentos dos processos físicos, via bacias experimentais e representativas, até a adoção de bacias com problemáticas e questões específicas, envolvendo desde conflitos pelo uso da água e drenagem urbana até bacias virgens ou ameaçadas pelo desmatamento, estendendo-se a bacias com potencial agrícola ou ainda com potencial para uso e geração de energia elétrica.

Para abordar de forma efetiva a multidisciplinaridade que o tema avaliação hidrológica para a gestão de recursos hídricos e o meio ambiente demanda, entende-se ainda que se faz necessário o emprego de uma diversidade de abordagens que envolvam os seguintes domínios:

- a aquisição e interpretação de dados e informações sobre os processos físicos e características geoambientais relativas ao ciclo da água em escalas compatíveis com a unidade de análise;
- a compreensão da relação entre as escalas espaço-temporais naturais de observação e de modelagem dos fenômenos hidrometeorológicos;
- a compreensão do funcionamento e comportamento de bacias de diferentes características geomorfológicas bem como sob diferentes formas de antropização;
- a consideração dos fluxos biogeoquímicos associados ao ciclo da água.

Dentro dessa visão extremamente ampla, foram identificadas as questões científicas que merecem atenção prioritária, a saber: (i) Mudanças climáticas globais e seus efeitos regionais; (ii) Hidrologia e meteorologia de meso-escala ; (iii) Interações superfície-

atmosfera, micrometeorologia e hidrologia da zona vadosa ; (iv) Qualidade da água, do ar e do solo e (v) Gestão de recursos hídricos.

É nesse contexto que se situa o desenvolvimento do presente trabalho.

2.5. Estado da arte em modelagem hidrológica

As parametrizações para a modelagem na escala da bacia podem seguir duas abordagens conceituais “upward” e “downward”. A abordagem “upward” procura combinar, através de síntese matemática, os fatos empíricos e o conhecimento teórico disponível nas escalas de maior detalhe (microescala) em teorias e modelos capazes de prever as respostas em escalas de menor detalhe. Por outro lado, a abordagem “downward” esforça-se na busca de um conceito diretamente na escala de interesse e, então, procura olhar para os passos que podem ter levado ao resultado, a partir de escalas de maior detalhe.

Soluções relativamente simples são freqüentemente adequadas para a captura da essência do balanço de água na grande escala temporal e espacial, considerando-se que elas levam em conta as variações primárias de controle como a precipitação, evaporação potencial e a capacidade de armazenamento do solo. Quando elevados níveis de precisão na previsão são requeridos, isto é, nas pequenas escalas espaciais e/ou temporais, então se devem considerar a inclusão de variáveis e processos adicionais, no sentido de se considerarem casos mais súbitos de variabilidade. Testes de hipóteses e teorias com respeito aos controles climáticos e terrestres devem ser realizados em relação às assinaturas chaves das variabilidades nas escalas mensais, diárias e horárias, e nas pequenas escalas espaciais correspondentes (bacia, encosta, pontual).

A obtenção de dados é fundamental para ambas as abordagens. Para a abordagem “upward”, um considerável esforço de trabalho é necessário ainda para desenvolver parametrizações na escala da bacia dos vários fluxos de troca, incluindo especialmente os efeitos das variações na escala de sub-grade baseados nos conjuntos de dados facilmente disponíveis como os modelos digitais de terreno (MDT), mapas de solos, informações de sensoriamento remoto e novos experimentos de campo. A abordagem

“downward” é, por definição, um procedimento altamente dependente de dados. Dessa forma, os conjuntos de dados atualmente disponíveis de todos os fluxos de água, bem como dos parâmetros da bacia, devem ser utilizados de uma forma sistemática e hierárquica para se aprender o máximo possível a respeito do funcionamento da bacia.

Portanto, ambas as abordagens podem beneficiar-se de métodos de assimilação de dados que levem em conta: (1) a organização natural da bacia no espaço, em termos de rede de rios, encostas (“hillslopes”), encadeamento dos solos e variações climáticas; e (2) a organização dos dados de chuva-vazão no domínio do tempo, em termos das assinaturas naturais da variabilidade, tais como inter-anual, sazonal ou intra-anual e a curva de duração da chuva e frequência de chuvas. Neste ponto, deve-se notar que os requerimentos dos esquemas de assimilação de dados em hidrologia de bacia são muito mais exigentes, se comparados com os que no presente são utilizados em modelos atmosféricos.

2.6. Diretrizes da integração hidrológico-atmosférica

O considerável aumento da capacidade de processamento dos últimos anos, bem como a relativa facilidade de se obter a distribuição espacial de alguns dados de entrada, tornam real a perspectiva do uso futuro de modelos hidrológicos de base física, dos quais o Sistema Hidrológico Europeu (SHE) (ABBOTT et al., 1986) pode ser tomado como representativo. Diante dessa perspectiva, alguns problemas associados aos modelos de base física permanecem a ser resolvidos, como, por exemplo, a consideração de que os processos físicos ocorrem em escalas espaciais e temporais diferentes. Esse problema é particularmente relevante quando se considera que os modelos hidrológicos podem ser vistos como componentes terrestres de modelos atmosféricos, utilizados para a previsão de variáveis climáticas.

Por outro lado, no sentido de reforçar a percepção da integração entre modelos hidrológicos e atmosféricos e na direção dos estudos de sensibilidade conduzidos para modelos hidrológicos discriminados no item anterior, ARAÚJO *et al.* (2001) e ARAÚJO *et al.* (2003), destacam que as técnicas mais comumente utilizadas para análise de sensibilidade em modelos atmosféricos tem sido a de perturbar um único

parâmetro de cada vez, dentro de uma faixa de variação fisicamente válida em torno do valor padrão do parâmetro perturbado, mantendo os demais fixos. Essa técnica tem a desvantagem de não levar em conta a interação entre as variáveis presentes. Esses efeitos, em função do fenômeno em foco, podem ter contribuições importantes. Acompanha-se, neste ponto, ARAÚJO *et al.* (2001), na revisão de alguns trabalhos associados, com análise de sensibilidade em modelos atmosféricos. Consolida-se, assim, a importância do reservatório superficial do solo, em especial da umidade, e da cobertura e uso do solo conjuntamente com a sua textura.

Nessa linha de estabelecimento das diretrizes e sinergias de integração hidrológico-atmosférica, cabe destacar o papel do sensoriamento remoto na modelagem hidrológica distribuída e seu potencial emprego em modelos atmosféricos.

A aplicação de modelos hidrológicos distribuídos com base física requer a avaliação de um número relativamente grande de parâmetros relacionados ao solo, à vegetação e aos aspectos topográficos em uma dimensão espacial. Dois particulares problemas dizem respeito ao número de medidas e à obtenção de valores efetivos dos parâmetros, representativos na escala da malha empregada no modelo. Esforços no sentido de se resolver esses problemas estimularão desenvolvimentos nas estratégias de coletas de dados em campo e o uso da tecnologia de sensoriamento remoto.

Feita essa exposição procurando destacar a importância de se adotar um referencial centrado na integração hidrológico-atmosférica, é interessante, ao final desta seção, revisar sucintamente os possíveis usos de um modelo hidrológico, tomando-se como referência KUCZERA (1983). A lista renovada de desafios no emprego de um modelo hidrológico pode ser expressa como:

- extensão de séries de descarga;
- geração de estatísticas sobre descarga;
- acesso aos efeitos provenientes das mudanças no uso do solo;
- possibilidade de acesso aos efeitos climáticos globais e de mesoescala;
- predição de vazões em bacias não monitoradas;
- predição de vazões provenientes das mudanças no uso do solo

- predição e avaliação da sustentabilidade de ecossistemas de rios, lagos e lagoas através das trocas entre águas subterrâneas e águas superficiais e definição de critérios de exploração e equilíbrio dinâmico de sistemas

Como expresso na literatura, as duas primeiras aplicações têm sido implementadas com relativo sucesso. No entanto, as demais têm encontrado grandes dificuldades em apresentar resultados satisfatórios. Uma das saídas para tal dilema é o desenvolvimento de novos modelos do tipo chuva-vazão, que apresentem uma estrutura distribuída, facilitando a incorporação de informações espaciais e temporais. Adicionalmente, destaca-se a necessidade e importância de se integrar variáveis atmosféricas e fluxos turbulentos na superfície continental bem como a compreensão sistêmica do escoamento das águas superficiais e subterrâneas.

2.7. Modelos hidrológicos

A elaboração de modelos hidrológicos remonta às primeiras décadas do século passado, com a teoria da hidrógrafa unitária (SHERMAN, 1932), que considera a relação chuva-vazão linear, desconsiderando a parcela infiltrada. Com o avanço da ciência hidrológica, os modelos passaram a assumir um grau de complexidade maior, procurando melhor representar, temporalmente e espacialmente, os diversos fenômenos contidos no ciclo hidrológico.

De forma geral, podem-se dividir os modelos hidrológicos em dois grandes grupos (YEVJEVICH, 1974): estocásticos e determinísticos. Os modelos estocásticos, cujo conceito deriva dos esforços empreendidos no passado para prever estoques de produtos no comércio, fazem uso de observações do passado para prever o futuro (CHOW, 1964). No caso da hidrologia, os modelos utilizam séries históricas de variáveis hidrológicas, como vazões, por exemplo, para, por meio das estatísticas observadas nessas séries, inferirem o comportamento futuro através de séries sintéticas geradas com base nas mesmas hipóteses. São modelos que não se preocupam em explicitar os fenômenos hidrológicos, mas apenas em estabelecer uma relação de causa-efeito.

Por outro lado, a modelagem determinística baseia-se no entendimento, conceitual, dos fenômenos físicos para explicar e tentar reproduzir as condições de geração das

variáveis hidrológicas. Apenas na década de 60, 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.

2.8. Fontes de erros e incertezas

Os processos hidrológicos podem ser analisados com base na hidráulica e na física do solo, mas o elevado grau de variabilidade espacial em bacias hidrográficas de diferentes tamanhos sugere problemas sérios na especificação de parâmetros. BEVEN (1989) preocupou-se com o tratamento do problema de excesso de parâmetros na modelagem hidrológica. JAKEMAN E HORNBERGER (1993) abordaram o problema da parametrização em excesso através de um referencial estatístico definindo em que nível os dados de entrada limitam a complexidade de modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão. LARSEN *et al.* (1994) estudaram o problema da similaridade de processos de escoamento superficial entre bacias, além do uso de parametrizações adimensionais para quantificá-los. Apesar de todo esse esforço, a definição dos parâmetros associados com processos físicos, tal como infiltração, utilizados em modelos hidrológicos, permanece um problema em aberto. Em função da grande variabilidade espacial de muitas das variáveis envolvidas como chuva, topografia, propriedades físicas do solo e vegetação, os hidrólogos usualmente recorrem a modelos genéricos do sistema hídrico sem referência à estrutura mais detalhada dos componentes dos processos físicos envolvidos. A natureza da operação do sistema é inferida a partir das observações de entrada e de saída, através de algum processo de ajuste do modelo.

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. Pode-se, então, 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, define-se modelos distribuídos como aqueles em que os parâmetros e variáveis variam tanto no espaço quanto no tempo.

No passado, seguindo BEVEN E O'CONNELL (1982), modelos concentrados de uma natureza física/semi-empírica têm se constituído no tipo mais comum. Esses modelos não tem necessariamente permitido aumentar a compreensão dos sistemas sob análise, nem os parâmetros desses modelos tem obrigatoriamente uma base física sólida. Contudo, esses modelos ainda têm um importante papel nas aplicações de engenharia.

Na última década do século XX, o foco foi alterado em direção ao desenvolvimento de modelos hidrológicos espacialmente distribuídos. BEVEN E O'CONNELL (1982) propuseram algumas áreas nas quais modelos distribuídos fisicamente embasados poderiam ser aplicados, tais como mudanças na bacia hidrográfica, entradas e saídas espacialmente variáveis, movimento de poluentes e sedimentação através da bacia e previsão da resposta hidrológica de bacias hidrográficas não monitoradas.

Na medida em que a evolução em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão é notável, pareceu valioso abordar, no presente capítulo, algumas das discussões que têm sido apresentadas na literatura durante os últimos anos, relativas a esse tipo de modelo.

Os modelos hidrológicos contêm tanto problemas de representação intrínseca – métodos de representação matemática da natureza – como extrínsecas – erros nos dados que alimentam o modelo (DETTINGER e WILSON, 1981).

Apesar da importância da busca pelos parâmetros ótimos nos modelos, a análise dos fatores que contribuem para a incerteza do modelo, e de como estes podem ser avaliados visando o aumento da confiabilidade de suas previsões é da maior importância. Recomenda-se também que ao apresentar os resultados de modelagens hidrológicas, também seja explicitada para os usuários a incerteza contida nas séries simuladas, não importando o modelo utilizado e o grau do ajuste obtido.

O'DONNELL e CANEDO (1980) apresentaram de forma ordenada as principais fontes de incerteza consideradas quando da modelagem hidrológica, divididas em três classes: registro de dados, estrutura do modelo e calibração do modelo. Essas classes estão detalhadas enumeradamente abaixo.

1) Registro de dados:

1.1) erros na coleta de dados brutos;

1.2) informações pontuais são tomadas como médias espaciais;

1.3) informações contínuas são referenciadas por médias temporais, estimação para variáveis não diretamente observadas (por exemplo, evaporação).

2) Estrutura do modelo:

2.1) conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na bacia;

2.2) aproximações introduzidas na representação dos processos físicos;

2.3) substituição de propriedades variáveis espacialmente na bacia por valores concentrados (por exemplo, capacidade de infiltração);

2.4) tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um desses processos ocorresse isoladamente;

2.5) omissão de alguns processos que ocorrem, dado que não atendem o objetivo de uma certa modelagem.

3) Calibração do modelo:

3.1) escolha da função objetivo;

3.2) tamanho da amostra a ser utilizada na fase de ajuste do modelo;

3.3) variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras;

3.4) critérios para definir a convergência dos parâmetros no processo de otimização;

3.5) dificuldades na estimação adequada dos parâmetros.

2.9. Efeito de escala na modelagem hidrológica distribuída

O modelo TOPMODEL, por ser um modelo semi-distribuído, depende do parâmetro espacializado do índice topográfico. Por sua vez, a distribuição desse parâmetro depende da resolução da imagem a ser utilizada.

O tamanho da malha nos modelos distribuídos tem efeito direto na informação e na precisão da saída da simulação e os valores dos parâmetros podem não ter interpretação

física dependendo deste tamanho adotado. Vários estudos vêm sendo apresentados no sentido de analisar o efeito dos efeitos de escala, ou efeitos que o tamanho da malha desempenha no resultado de simulações hidrológicas. Uma coletânea de 27 artigos nesta linha de pesquisa foi apresentada por KALMA e SIVAPALAN (1995), onde são destacados os avanços na pesquisa dos fenômenos de escala, alcançados nas décadas de 80 e 90.

Dos estudos que têm analisado o efeito do tamanho da malha na simulação da bacia, destaca-se QUINN *et al.* (1991), MOORE *et al.* (1993), ZHANG e MONTGOMERY (1994), BRUNEAU *et al.* (1995). Estes autores estudaram como o tamanho da malha afeta as características topográficas computadas no índice de umidade e fluxo de saída, concluindo que tamanhos menores de malha proporcionavam mais precisão nos resultados. ZHANG e MONTGOMERY (1994) observaram que as malhas com 10 m de dimensão registraram melhor desempenho em relação a 30 e 90 m. No entanto, KUO *et al.* (1999), encontraram desvios de simulações para menores tamanhos de malhas aumentando proporcionalmente quando foi elevando de 10 até 100m, que é a faixa de tamanho mais comum nos estudos de simulação hidrológica, recomendando tamanho de malhas menores que 30 m e preferivelmente 10 m, dependendo da disponibilidade de dados. THOMPSON e MOORE (1996) notaram que o índice topográfico derivado de 8m de malha promoveu predições estatisticamente significantes da saturação do solo, o que não aconteceu com 16 m de malha. De acordo com ZAKIA (1998), malhas de 5x5 m permitiram melhor ajuste das informações de vegetação em sua simulação para determinar a zona ripária (vegetação florestal às margens de cursos d'água) na bacia do Córrego da Onça em Arapoti-PR, indicando que a malha de 10x10m apresentaria bons resultados para outras finalidades. QUINN *et al.* (1995) afirmam que grandes malhas não são representativas de detalhes da forma da bacia, contudo são úteis para interpretação em macroescala do fluxo de umidade e predição de hidrógrafas.

2.10. Calibração e validação de modelos

A calibração dos modelos é a busca pelo conjunto de parâmetros do modelo que, a partir de determinado critério de busca, permite que o modelo tenha uma resposta que se aproximasse ao máximo das séries observadas (DAWDY e O'DONNELL, 1965).

Na primeira metade da década de 70, realizava-se um esforço mundial no sentido de pesquisar procedimentos de calibração, trabalho este limitado pela capacidade de processamento computacional da época, segundo NASH e SUTCLIFFE (1970), CLARKE (1973) e JOHNSTON e PILGRIM (1976). Esse último trabalho destacou, entre as dificuldades para calibração, a existência de forte interação entre os parâmetros do modelo, formando grandes regiões de indiferença na superfície de resposta do modelo. Outra importante conclusão do estudo de JOHNSTON e PILGRIM (1976), além da constatação de existência de ótimos locais em diferentes regiões da superfície de resposta, foi a de que tal superfície 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.

GUPTA e SOROOSHIAN (1985) calcularam explicitamente os valores das derivadas em método indireto de calibração automática, comparando os resultados tanto com o método do poliedro flexível (NELDER e MEAD, 1965) quanto com o método indireto de Newton-Raphson modificado, ambos aplicados ao Modelo SIXPAR (modelo de 6 parâmetros e 2 reservatórios, versão simplificada do modelo SMA-NWSRFS, do U.S. National Weather Service). Os resultados, contudo, não foram animadores, levando seus autores a recomendar o estudo da identificabilidade do modelo, decorrente da formulação de sua estrutura: especificações das variáveis de entrada e saída do modelo, os possíveis modos de atuação do modelo e a determinação das relações que governam o seu funcionamento.

ROTUNNO FILHO (1989), em particular, 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). Em trabalho na mesma direção, HENDRICKSON *et al.* (1988) explora o emprego de métodos de busca direta e Quasi-Newton, por meio de uma versão do modelo Sacramento, do U.S. National Weather Service. Essas duas famílias metodológicas são revistas sucintamente na sequência.

O método de busca direta por direções (coordenadas) rotativas, modificado a partir de ROSENBROCK (1960), baseia-se unicamente no cálculo e comparação de valores da função objetivo, buscando o seu valor mínimo. 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; dentre outros), esses algoritmos apresentam limitações matemáticas, com problemas de convergência, terminando a pesquisa prematuramente ou prolongando-a desnecessariamente. Além do método de otimização matemática por direções rotativas de ROSENBROCK (1960), podem ser citados outros métodos baseados em busca direta tradicionalmente utilizados em modelagem hidrológica, como os dos poliedros flexíveis (NELDER e MEAD, 1965), citado previamente, e busca de trajetórias (HOOKE e JEEVES, 1961).

Como outros métodos de otimização matemática não-lineares, em adição aos de busca direta, podem ser citados os de primeira ordem e os de segunda ordem. Nos métodos de primeira ordem, utilizam-se os valores da função e de suas derivadas primeiras, sendo o método mais conhecido o de direções de máximo declive, onde a direção de decréscimo do valor da função objetivo é a própria direção do vetor gradiente. Por outro lado, nos métodos de segunda ordem, além dos valores da função e do gradiente, são considerados também os valores das derivadas segundas, destacando-se os métodos de Newton-Raphson, as famílias de métodos Quasi-Newton, Newton modificado e direções conjugadas.

Como vantagens dos métodos indiretos, destacam-se 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, atividade de natureza complexa em modelos hidrológicos. Essa dificuldade surge, em última instância, em função das discontinuidades 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 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 sequencial de métodos indiretos e diretos.

Alguns artigos já na década de 90 (DUAN *et al.*, 1992; SOROOSHIAN *et al.*, 1993) apresentaram resultados de sucesso limitado no tocante à busca global de parâmetros ótimos de modelos chuva-vazão utilizando métodos tradicionais de otimização. Essas dificuldades levaram os autores a abandonar a metodologia convencional por um método de busca global baseado em técnicas de computação evolucionária. Entre esses algoritmos evolucionários, pode-se destacar, entre outros, os algoritmos genéticos (WANG, 1991), o SCE – *shuffled complex evolution* (DUAN *et al.*, 1992 e 1994) e *simulated annealing* (SUMNER *et al.*, 1997). MADSEN (2002) realizou comparação entre o desempenho de três métodos de calibração automática do modelo chuva-vazão NAM (parte do MIKE 11 – *river modelling system*), onde foram utilizadas diversas estratégias de múltiplos objetivos e permissão para intervenção do usuário em diferentes níveis e diferentes estágios do processo. Os resultados ilustraram o problema da não-unicidade na calibração de modelos, ou seja, mais de uma combinação de parâmetros pode fornecer bons resultados. As medidas de desempenho adotadas envolveram o balanço hídrico e forma da hidrógrafa geral, tanto para simulações de eventos de vazões altas como baixas. A calibração baseada no uso de rotinas de busca genérica em combinação com prioridades de calibração especificadas pelo usuário foi considerada comparável, de forma favorável, ao sistema especialista, projetado especialmente para o modelo considerado e que requer intervenção do usuário durante todo o processo.

Podem ainda ser citados alguns estudos com o fim de comparação entre diferentes algoritmos de calibração automática de modelos chuva-vazão, tais como os conduzidos

por DUAN *et al.* (1992), GAN e BIFTU (1996), COOPER *et al.* (1997), KUCZERA (1997), FRANCHINI *et al.* (1998) e THYER *et al.* (1999), destacando que a principal conclusão desses trabalhos é que os algoritmos evolucionários globais são mais efetivos que os procedimentos de pesquisa multi-locais, que, por sua vez, possuem melhor desempenho que os métodos de pesquisa simplesmente locais.

Mais recentemente, XAVIER *et al.* (2001), a partir de estudos conduzidos no final de década de 80 (ROTUNNO FILHO, 1989) e durante a década de 90 (SILVA, 1990; THOMAZ, 1992; ANDRADE FILHO, 1992; DIB, 1994) apresentam os resultados de uma nova abordagem no tratamento do problema de calibração automática dos parâmetros. Os autores adotam a técnica de suavização hiperbólica, que será descrita mais adiante, no Capítulo 3, ao se abordar este método de calibração do modelo SMAP, método também utilizado no presente trabalho.

No âmbito da discussão sobre os diferentes métodos de calibração cabe ressaltar alguns outros aspectos relativos aos dados, à estrutura do modelo e à função objetivo empregada na calibração. Por exemplo, no que tange aos dados, CANEDO (1979) procura avaliar o tamanho ideal da amostra na fase de calibração, concluindo 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. Com 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, este resultado significou que apenas 4 parâmetros poderiam ser extraídos da informação contida nas séries de vazões. Já no que diz respeito à função objetivo, 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). Adotando-se o referencial de calibração de modelos chuva-vazão, pode-se inserir a discussão sobre análise de sensibilidade dos parâmetros desses modelos, onde

CANEDO (1989) pondera que a sensibilidade do modelo para variações de todos os seus parâmetros deve ser conhecida pelo usuário. As rotinas de calibração automática que usam derivadas fornecem, intrinsecamente, esses resultados pelo valor da derivada da função objetivo em relação a cada parâmetro na medida em que a busca pelo mínimo global se desenvolve. Quando essas rotinas não são usadas, a sensibilidade procurada é de difícil conhecimento, pois a influência de um parâmetro na resposta do modelo costuma variar com os valores atribuídos aos demais parâmetros, isto é, depende da posição em que se encontra na superfície n-dimensional da função objetivo no momento da análise de sensibilidade. Na análise de sensibilidade, é interessante conhecer para que parâmetro ou combinação de parâmetros a saída do modelo é insensível. A região de insensibilidade é denominada de região de indiferença, que pode ser caracterizada a partir de uma superfície hiperbólica no espaço de parâmetros. A região de não identificação é descrita pelo tamanho e orientação do elipsóide.

As metodologias de análise de sensibilidade permitem a quantificação dessas noções geométricas em índices computáveis que, por sua vez, descrevem várias propriedades da região de interesse. Talvez a propriedade mais importante seja o grau para o qual a não identificação está relacionada aos efeitos de compensação de variações simultâneas de dois ou mais parâmetros de saída do modelo (SILVA, 2004). A matriz de reestruturação representa matematicamente a região de interesse, permitindo a derivação de índices de sensibilidade.

Por exemplo, SOROOSHIAN e ARFI (1982) propuseram dois índices chamados de concentricidade e interação, que mede a interdependência em subespaços de dois parâmetros, ao passo que SOROOSHIAN *et al.* (1983) introduziram o índice de sensibilidade, que é uma medida atribuída a cada parâmetro do modelo. O índice de sensibilidade é obtido a partir do quociente entre a sensibilidade do parâmetro do modelo e o parâmetro de sensibilidade condicional, que representa, para cada parâmetro i do modelo, em certa região de interesse, quanto o parâmetro pode variar, enquanto permanecer dentro da região de indiferença, e os demais parâmetros forem mantidos fixos. Desta forma, o parâmetro de sensibilidade condicional não leva em conta os efeitos de compensação da variação simultânea de dois ou mais parâmetros na saída do modelo. O caso no qual o maior e o menor eixo do elipsóide, que descrevem a região de

indiferença, são orientados ao longo da direção dos eixos dos parâmetros, significa que a matriz de reestruturação é uma matriz diagonal. O máximo que cada parâmetro i do modelo pode variar, permitindo-se que outros parâmetros variem livremente enquanto permanece na região de indiferença, será dado pelo seu respectivo parâmetro de sensibilidade condicional. Geralmente o elipsóide estará orientado de outra forma, indicando interdependência e efeitos de compensação entre os parâmetros. Esse resultado significa que a matriz de reestruturação não é uma matriz diagonal. Neste caso, se todos os parâmetros são livres para variar simultaneamente, o parâmetro i do modelo será capaz de se mover numa distância máxima dada pelo índice de sensibilidade do parâmetro, como derivado por SOROOSHIAN *et al.* (1983). Resultados da aplicação dessa última metodologia podem ser encontrados em ROTUNNO FILHO (1989), ROTUNNO FILHO (1995) e ARAÚJO *et al.* (2001). Nesses últimos trabalhos, são conduzidas análises de sensibilidade para o modelo hidrológico concentrado SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure) apresentado por LOPES *et al.* (1981) e utilizado na presente dissertação, bem como para o modelo hidrológico distribuído WATFLOOD (KOUWEN, 1988; TAO e KOUWEN, 1989). Esses estudos basearam-se em cenários hipotéticos produzidos pelos modelos, ou seja, assumiu-se que os modelos refletem de forma acurada o comportamento da natureza, e que o conjunto ótimo de parâmetros para a bacia em estudo é conhecido. As vazões de saída na estação de medição são produzidas a partir de chuvas observadas. Para isto, os resultados de sensibilidade são obtidos para o conjunto de parâmetros escolhidos. Outra possibilidade seria a de realizar a análise de sensibilidade para um conjunto de parâmetros obtidos através de um processo de otimização, correndo-se o risco, no entanto, que erros nas variáveis de entrada e no modelo possam causar resultados espúrios. A conclusão mais interessante desses trabalhos está na relevância assumida pela pelo reservatório superficial do solo e, em especial, na importância da informação de umidade do solo nos modelos hidrológicos.

Uma das dificuldades de desenvolver a supracitada análise de sensibilidade reside no problema de determinação dos parâmetros do modelo. DUAN *et al.* (1992), corroborando resultados apresentados em diversos trabalhos anteriores (JONHSTON e PILGRIM, 1976, por exemplo) demonstraram as dificuldades existentes para a obtenção do conjunto ótimo de parâmetros, oriundas, por exemplo, da interdependência entre os parâmetros, resultante da parametrização excessiva dos modelos. Finalmente, a análise

de sensibilidade é importante para a determinação dos valores das restrições que devem ser impostas a todos os parâmetros no início da calibração. As restrições, por sua vez, permitem aduzir aos parâmetros dos modelos um significado físico, conforme apresentado no próximo item, ao descrever as estruturas dos modelos.

2.11. SMAP

O Modelo SMAP (Soil Moisture Accounting Procedure – LOPES *et al.*, 1981) é um modelo hidrológico do tipo chuva-vazão tradicionalmente empregado na engenharia de recursos hídricos nacional. Apresenta estrutura simples e utiliza a separação do escoamento baseada nos parâmetros do método SCS (USDA, 1986). É um modelo determinístico, conceitual e agregado. O desenvolvimento do modelo baseou-se na experiência com a aplicação dos modelos Stanford Watershed IV e o modelo Mero em trabalhos realizados no DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. O SMAP foi originalmente desenvolvido para intervalo de tempo diário e, posteriormente, apresentado em versão horária e mensal.

Mais recentemente, BUCHIANERI (2004) aplicou o modelo SMAP, em sua versão mensal, a fim de conhecer a potencialidade hídrica e subsidiar a elaboração do plano de manejo para a bacia do rio Grande de Ubatuba, com área de drenagem de 26 km², um manancial estratégico para o município, abastecendo cerca de 88% da população daquele município. O modelo foi calibrado e validado com apenas quatro anos incompletos de dados fluviométricos e usado para gerar uma série histórica a partir de 67 anos de dados de precipitação. Foram usados dois anos, de agosto/1972 a julho/1974, para calibração, realizada tanto de forma manual quanto de forma automática. A calibração automática preliminar forneceu valores irreais fisicamente tanto para o escoamento básico, subestimado para uma bacia com grande capacidade de infiltração de água no solo, quanto para o escoamento superficial, superestimado para uma bacia com boa cobertura florestal. Na fase de validação, a correlação entre a série de vazões estimada e observada foi de 0,838. BUCHIANERI (2004) alerta que, na calibração do modelo SMAP a nível mensal, devem ser observados, além do valor da função objetivo, relativo à soma dos desvios relativos quadráticos adotada, três outros indicadores da calibração:

- o armazenamento do período (balanço) deve ser próximo de zero, o que indicaria que não se está retendo ou liberando água do solo de maneira tendenciosa;
- a variação da água no solo deve ser cíclica, acompanhando a sazonalidade da região;
- a recarga e o escoamento básico devem ser aproximadamente iguais, uma vez que uma diferença significativa entre essas duas variáveis indica problemas com os parâmetros calibrados de coeficiente de recarga (“Crec”, na versão mensal) e da constante de recessão do escoamento básico (“Kkt”, na versão mensal).

Após uma primeira calibração automática mal sucedida, foi realizado um ajuste manual nos parâmetros de recarga do subsolo e procedeu-se novamente a calibração automática, que forneceu o conjunto final de parâmetros do modelo. Destaca-se que foi utilizada uma umidade inicial do solo de 78%, com uma vazão básica inicial de 2 m³/s. A vazão média calculada foi de 4,38 m³/s e a simulada foi de 4,55 m³/s, com um coeficiente de correlação de 0,869. Na validação, agosto/1971 a julho/1975, a vazão média calculada foi de 3,57 m³/s e a simulada foi de 3,95 m³/s, com um coeficiente de correlação de 0,838, o que pode ser considerado um bom resultado, tendo em vista o pequeno período de dados disponível para a calibração.

Com a série histórica gerada pelo SMAP, foi realizada ainda por BUCHIANERI (2004) uma análise temporal do balanço entre disponibilidade e demanda, permitindo identificar a insuficiência hídrica para atender à demanda para abastecimento público ou à manutenção dos processos ecológicos do manancial, considerando três aspectos: a flutuação da população, a ocorrência de anos hídricos secos e, mesmo nos anos hídricos normais, ocorrência de períodos de meses secos prolongados.

2.11.1. O Modelo SMAP II Diário – Versão Suavizada

A partir de SOROOSHIAN e GUPTA (1983) e GUPTA e SOROOSHIAN (1983), ROTUNNO FILHO (1989) examina a calibração automática do modelo chuva-vazão SMAP II diário (DIB, 1986), analisando as estruturas do tipo patamar do modelo, que levam à bifurcação de caminhos devido às estruturas tipo “if/then”. Essas estruturas de patamar, típicas de modelos chuva-vazão, geram desvios que não permitem a definição de uma expressão única para a vazão simulada e, conseqüentemente, para a sua função-

objetivo, o que acarreta descontinuidade nas derivadas dessa função.

Em ROTUNNO FILHO (1989), foram estudados algoritmos de busca direta (Rosembrock) e de busca indireta (Rosen), com base em derivadas das funções objetivos em relações aos parâmetros do modelo. Destaca-se que o uso do método de Rosen implica a determinação prévia de todos os possíveis caminhos que a água poderá tomar através dos reservatórios do modelo, pois será necessário calcular as derivadas parciais para cada um deles, o que, para o caso do SMAP II, corresponde a 32 diferentes modos de operação. No trabalho em questão, foram utilizadas soluções geradas por valores conhecidos (séries sintéticas, livres de erros) de cinco dos parâmetros do modelo: KSUP; KPER; KSUB; ABSI e CPER. Como conclusão, o estudo reforçou os resultados obtidos por ROTUNNO FILHO (1989), onde o método de Rosenbrock destacou-se pela sua robustez e o método de Rosen apresentou resultados limitados, apesar de este último ser teoricamente melhor e apresentar um número de iterações significativamente inferior ao primeiro.

O modelo SMAP II é uma modificação realizada por DIB (1986) a partir do modelo original (LOPES *et al.*, 1981), que incluiu os efeitos de transporte em calha no modelo original. Maiores detalhes sobre o modelo serão fornecidos no item de metodologia da presente dissertação.

Em HENDRICKSON *et al.* (1988), bem como em ROTUNNO FILHO (1989), são apresentadas pesquisas bem detalhadas a respeito dos diversos problemas encontrados nas técnicas matemáticas de otimização que envolvem o uso de derivadas, incluindo métodos de primeira e segunda ordem, apontando, como principal obstáculo, as estruturas condicionais que levam às descontinuidades nas derivadas da função.

O trabalho de RESTREPO-POSADA e BRAS (1982), citado em HENDRICKSON *et al.* (1988), substituiu as estruturas que levam às descontinuidades por funções de suavização com forma de “S”. Porém, tais funções introduziram algumas perturbações nas derivadas e não resolveram completamente o problema.

A técnica de suavização hiperbólica apresentada por XAVIER (1982a,b), aplicada em

SILVA (1990), torna única a expressão da função objetivo, eliminando as descontinuidades nas derivadas e permitindo a otimização por métodos mais sofisticados que demandam tais informações de derivadas, mantendo, dessa forma, a integridade física do modelo. Tal integridade foi observada por SILVA (1990) ao comparar, durante um período de 2 anos, simulações com o SMAP II na versão original e na versão suavizada. Cumpre destacar que, no trabalho de SILVA (1990), os parâmetros SOLI e SUBI, que representam os estados iniciais dos reservatórios do solo e superficial, foram desprezados, optando-se pela adoção de um período de aquecimento, a partir do qual as estimativas dos estados iniciais dos reservatórios não influenciariam nos resultados.

Em geral, os parâmetros com restrições são estimados pelo critério de mínimos quadrados ordinários. As restrições aparecem de forma a validar fisicamente o modelo. No caso do modelo SMAP II, as restrições foram basicamente: parâmetro ABSI variando entre 0 e 10 mm; parâmetro NSAT variando entre 0 e 1200 mm e demais parâmetros (KSUP, CPER, KPER, KSUB, KARM, VTDH) variando entre 0 e 1. Além disso, para o parâmetro VTDH considerou-se:

$$\sum_{i=1}^{ntdh} VTDH = 1$$

Em resumo, o método de penalização hiperbólica (XAVIER, 1982a,b) baseia-se na resolução do problema geral não-linear através de uma modificação da função original a ser minimizada, a qual tem como objetivo a transformação do problema restrito original em uma sequência de problemas irrestritos através da adição de um termo “P”, chamada função penalidade. A rotina de otimização usada para resolver a sequência de problemas no espaço irrestrito é de segunda ordem, do tipo Quasi-Newton, denominada BFGS (Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno), descrita em GILL *et al.* (1981).

As rotinas tipo Quasi-Newton são rápidas como os métodos de Newton, que consideram a aproximação da função por série de Taylor até o termo de segunda ordem, porém computacionalmente mais simples. Adicionalmente, destaca-se que o gradiente da função objetivo é calculado explicitamente em relação aos parâmetros. Mais

recentemente, XAVIER *et al.* (2005) realizaram uma análise comparativa entre a aplicação do modelo SMAP II com suavização hiperbólica e o modelo SMAP II acoplado aos métodos de Rosenbrock, de direções rotativas, e de Rosen, método do gradiente, que utiliza derivadas parciais da função objetivo em relação aos parâmetros. Por fim, confirmou-se o bom desempenho do método de suavização hiperbólica.

Nos estudos anteriores mencionados, partiu-se de bacias potencialmente perfeitas, ou seja, com o balanço hídrico perfeito. Em outras palavras, dada a chuva, evapotranspiração potencial e parâmetros ideais, gerou-se a vazão do modelo. No caso do presente trabalho, essa condição ideal não é atendida, o que pode gerar obstáculos adicionais aos processos de calibração automática.

A aplicação do modelo SMAP II associado à rotina de calibração suavizada pode ser encontrada em alguns trabalhos. DI BELLO (2005), por exemplo, objetivou o estudo da representatividade da umidade do solo no modelo SMAP com calibração suavizada, utilizando como estudo de caso a região de Barreiras, na Bahia, situada no médio São Francisco. Nesta região de estudo de caso, foi realizada uma campanha de medições de umidade do solo, em dezembro de 2003. Portanto, DI BELLO (2005) efetuou uma análise de sensibilidade onde foram comparados os dados reais e simulados, determinando-se, assim, a influência do valor de umidade do solo para o modelo em estudo. Uma de suas conclusões é que se faz necessário o refinamento da representação da umidade do solo nos modelos hidrológicos, face ao peso desta variável no fluxo entre os reservatórios lineares modelados, em especial no estabelecimento de suas condições iniciais, que condicionam o nível de partida do reservatório do solo do modelo SMAP.

Assim, de acordo com as diferenças nos resultados apresentados acima e também pela disponibilidade dos modelos, resolveu-se adotar, na presente dissertação, tanto a modelagem feita com o SMAP de calibração pelo método Rosenbrock como o modelo SMAP II com suavização hiperbólica, para aplicação na bacia do rio Piabanha.

2.12. TOPMODEL

O TOPMODEL (*topography-based hydrological model*) (BEVEN, 1995) é um modelo

chuva-vazão semi-distribuído baseado na área variável de contribuição. Esse modelo é considerado semi-distribuído pelo motivo de que somente os parâmetros relacionados à topografia são distribuídos. Os demais parâmetros como precipitação e transmissividade são constantes para toda a bacia. Segundo BEVEN e KIRKBY (1979), o modelo foi desenvolvido para bacias úmidas temperadas tentando combinar as vantagens dos parâmetros de modelos concentrados com os efeitos distribuídos de áreas variáveis de contribuição e escoamentos através da rede de drenagem, enquanto mantém a possibilidade de obter parâmetros diretamente através de medidas de campo na bacia em estudo. Uma definição do TOPMODEL pode ser apresentada pelas palavras de seus autores: “...o modelo aqui proposto é um compromisso entre as vantagens da modelagem simplificada, a complexa variabilidade espacial da resposta hidrológica da bacia e a limitação econômica da medição de parâmetros em campo...” (BEVEN e KIRKBY, 1979).

O modelo é baseado no armazenamento e é constituído em uma série de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Essa série de reservatórios de armazenamento representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva que cai sobre uma área variável saturada que é função do nível médio de saturação do solo. No Capítulo 3 é mostrada uma representação dos reservatórios do TOPMODEL assim como os processos envolvidos, e o modelo explicado de maneira mais detalhada

O modelo vem sendo usado no Brasil por várias vertentes de pesquisas. SILVA (2005), por exemplo, elaborou uma comparação entre três formulações do TOPMODEL na Bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, no Paraná. Segundo este autor, devido a livre disponibilização do TOPMODEL, desde a sua criação o modelo vem sendo utilizado e alterado, mas ainda existem poucos trabalhos comparativos entre a versão original e as alteradas. Assim, utiliza comparativamente os modelos denominados MODELO 1 – TOPMODEL original (BEVEN *et al.*, 1984), MODELO 2 – modificado por CAMPLING *et al.* (2002) e MODELO 3 – modificado por DATIN (1998). A comparação dos modelos foi feita por intermédio de simulações monte carlo, comparando a distribuição das eficiências de Nash-Sutcliffe obtidas para todas as simulações, e determinando uma eficiência como critério de aceitação dos conjuntos de

parâmetros. SILVA (2005), portanto, propõe uma metodologia eficiente de comparação entre modelos TOPMODEL, segundo seus resultados. No entanto, esta metodologia seria de difícil implementação em estudos comparativos envolvendo outros modelos que não possuem em seus códigos-fonte algoritmos de simulação por parâmetros definidos por métodos Monte Carlo. Concluiu que os erros obtidos pelos modelos podem ser atribuídos à falhas na representação correta da precipitação e pela incerteza na previsão da evapotranspiração, essa última afirmativa contrária aos resultados de ANDRE'ASSIAN (2004). Os modelos apresentaram desempenhos semelhantes quanto à simulação de hidrogramas, mas podem apresentar resultados diferentes quando aplicados em outras bacias e em relação à previsão de áreas saturadas, pois ambos os modelos alteram os déficits locais de armazenamento. SILVA (2005) também propõe um refinamento para a extração da função distância-área, que é um dos parâmetros requeridos do modelo, por um programa computacional chamado WADI, que analisa o modelo digital do terreno feito por intermédio de malha triangular. No entanto, este parâmetro não apresenta grande sensibilidade na resposta do TOPMODEL, resultado este já apresentado por SANTOS (2001).

FERREIRA (2004) utilizou o TOPMODEL em simulações de bacias rurais, com o estudo de caso na bacia do Ribeirão dos Marins, seção Monjolinho (20 km²), em São Paulo, com a proposta de simular o comportamento hidrológico das vazões dessa bacia hidrográfica, usando dados horários de chuva e vazão. Em seu estudo, discorre brevemente sobre a influência da resolução espacial do modelo numérico no controle de distribuição do índice topográfico. Quatro resoluções (tamanhos de células – 30x30m, 50x50m, 70x70m e 100x100m) foram utilizadas para a construção dos modelos numéricos do terreno, concluindo-se que na medida em que o tamanho da célula aumenta ocorrem valores mais altos de índices topográficos. FERREIRA (2004) apresenta uma seqüência para escolha da resolução da escala espacial a ser utilizada, que segue a seguinte ordem: 1) determinar o tamanho máximo de malha a ser simulada em função da limitação do modelo; 2) calcular a resolução considerando o tamanho máximo da malha; 3) verificar se a resolução calculada representa as condições das informações existentes e desejáveis para a simulação. Dentre as quatro resoluções espaciais, o tamanho de célula 70m x 70m atendeu as considerações da melhor representação das características da bacia com relação ao processo de simulação do TOPMODEL. As simulações apresentadas por FERREIRA(2004) mostraram que a

simulação dos volumes escoados no processo de calibração apresentou uma tendência a superestimar os valores observados, no entanto não discutiu-se sobre as causas desta superestimativa.

Além dos trabalhos de aplicação do modelo em bacias, também existem estudos de avaliação da própria estrutura do modelo. BEVEN (1997), em seu brilhante artigo resumindo as diversas aplicações e questões levantadas em 20 anos de utilização do TOPMODEL, sugere e incentiva mudanças na estrutura do modelo, como o relaxamento da proposição de que a umidade do solo se modifica exponencialmente com a profundidade, além de propor que o índice topográfico pode ser composto levando-se em conta outras características, como características do solo.

Ainda seguindo a linha de pesquisa de análise da própria estrutura do modelo, XAVIER (2002) seguiu outra vertente de pesquisa, não estudando as características dos processos do modelo em si, no entanto avaliando as respostas do modelo a uma representação mais fiel da precipitação, espacializada. XAVIER (2002), em seu trabalho de análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL, procurou portanto identificar qualitativamente a incerteza provocada pelo conhecimento imperfeito dos campos de precipitação nas simulações de um modelo hidrológico. Utilizou-se, nesse estudo, a precipitação com variabilidade espacial, adotando-se uma formulação simplificada, considerando-se a precipitação média sobre cada classe de índice topográfico. Os resultados desse trabalho demonstraram a importância de se investir na melhor representação da precipitação nos modelos hidrológicos, visto que a incerteza das simulações apresenta significativo aumento devido à redução da informação utilizada inicialmente para a derivação de campos de precipitação. Verificou-se também nesse estudo grande sensibilidade do parâmetro “m” do modelo, que representa o decaimento da transmissividade no perfil do solo ou da curva de recessão, em relação à eficiência das vazões simuladas. Um interessante resultado foi a alteração dos parâmetros ótimos encontrados à medida que diferentes campos de precipitação foram utilizados. Esta variação pode sugerir que, ao se utilizar técnicas convencionais de calibração, usando como função objetivo a eficiência de Nash e Sutcliffe, diferentes conjuntos ótimos seriam encontrados para os diferentes campos de precipitação considerados. Por fim recomenda-se que há necessidade de que os modelos

hidrológicos conceituais apresentem não apenas séries de vazão, mas séries simuladas com o seu risco associado. XAVIER (2002) explica que, quando se fala em incerteza na modelagem hidrológica, fala-se na verdade na incerteza na previsão de fenômenos climáticos e do risco associado a determinada operação de um sistema de recursos hídricos. O autor ainda exemplifica que, no caso da operação do sistema elétrico brasileiro, o impacto econômico gerado pela previsão de alto risco gerada por modelos estocásticos justifica que se volte a atenção para a questão da quantificação da incerteza das séries previstas.

Como mostrado nos parágrafos acima, existe uma grande quantidade de trabalhos publicados com aplicações do TOPMODEL, porém, poucos trabalhos compilam os resultados em condições brasileiras. A Tabela 2.1 mostra, sumariamente, alguns estudos anteriores, com os parâmetros encontrados para os respectivos estudos de caso.

Tabela 2.1 – Valores dos parâmetros do TOPMODEL em bacias brasileiras

Referência / local	Parâmetros						
	m	lnT0	ChVel	SRMAX	SR0	Área bacia	Grid
	[m]	[m ² h ⁻¹]	[m h ⁻¹]	[m]	[m]	[km ²]	[m]
MINE e CLARKE (1996) / Rio Belém - PR	0,002	4,9	3960	0,05	0,0005	42	250
VARELLA e CAMPANA (2000) / Rio Descoberto - DF	0,1	5	1000	0,05	0,002	114	*
SANTOS (2001) / Rio Pequeno - PR	0,042	0,05	483	0,0026	1	134	40
ECUYER (2003) / Cucui - Rio Negro – AM*****	0,186	12,6	1770	0,003	0,126	71.061	2.280
FERREIRA (2004) / Ribeirão dos Marins, Piracicaba-SP	0,00315	0,697	2000	0,10790	**	59,07	70
SILVA (2005) / Bacia do Rio Pequeno - PR***	0,0346	1,11	342,52	0,00067	0,0002	59	****

* Utilizou-se várias resoluções.

** Variável de acordo com o evento modelado.

*** Melhor conjunto de parâmetros do modelo que apresentou maior índice de eficiência.

**** Utilizou-se modelagem triangular de terreno.

***** Para resultados compreendendo outras sub-bacias do rio Negro, consultar ECUYER (2003).

3. Metodologia

3.1. Introdução

A metodologia do trabalho está apresentada neste capítulo, mostrando todos os passos requeridos para atender aos objetivos desta dissertação, listados de forma sintética a seguir:

- a) 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;
- b) ampla 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;
- c) 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;
- d) 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 os dados de entrada para os modelos utilizados é do tipo concentrado;
- e) geração do modelo digital do terreno, a partir do qual serão delimitadas as áreas de drenagem dos postos fluviométricos, além do cálculo dos talvegues e outras características topográficas da bacia;
- f) 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);
- g) geração das séries de chuvas e vazões representativas para a sub-bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro do Rio e para a bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Moura Brasil;
- h) geração das séries de evapotranspiração segundo a metodologia do balanço hídrico sazonal;

- i) calibração automática dos modelos de estrutura SMAP, utilizando uma parte do registro de dados selecionados, guardando o restante para a fase de validação;
- j) calibração dos parâmetros do TOPMODEL, utilizando o pacote GLUE (*Generalised Likelihood Uncertainty Estimation*) – fazendo uma quantidade exaustiva de modelagens para o período de calibração e assim hierarquizando conjuntos de parâmetros segundo uma função objetivo;
- k) avaliação da sensibilidade do modelo TOPMODEL quanto à resolução do modelo digital do terreno, comparando o resultados de uma mesma parametrização para várias resoluções de MDT;
- l) simulações, no período de validação, com os modelos SMAP e TOPMODEL para as bacias de estudo, avaliando a calibração efetuada;
- m) comparação dos dados simulados com os dados observados;
- n) inter-comparação entre as simulações dos diferentes modelos;
- o) utilização dos parâmetros encontrados pela calibração dos modelos SMAP e TOPMODEL na bacia de Moura Brasil, testando a aderência da série de vazões gerada à série de vazões observadas;
- p) teste da redução da resolução da imagem de índice topográfico de Pedro do Rio, analisando o efeito dessa redução na série de vazões geradas;
- q) análise geral dos resultados alcançados e conclusões finais do estudo.

O desenvolvimento dos pontos iniciais citados (até o item g), relacionados ao estudo de caso, estão desenvolvidos no capítulo 4 deste documento, intitulado “Estudo de Caso”.

Os procedimentos descritos nos itens da metodologia que correspondem à manipulação dos dados e modelos hidrológicos estarão descritos a seguir.

3.2. Determinação das características físicas da bacia

3.2.1. Características topográficas e modelo digital do terreno (MDT)

Segundo FELGUEIRAS (1998), o modelo numérico (ou digital) do terreno (MDT) é uma representação matemática computacional da distribuição de um fenômeno espacial que ocorre dentro de uma região da superfície terrestre. Dados de relevo, informações geológicas, levantamentos de profundidades do mar ou de um rio, informação

meteorológicas e dados geofísicos e geoquímicos são exemplos típicos de fenômenos representados por um MNT. No âmbito deste estudo, objetivou-se com esta modelagem uma interpolação das curvas de nível e pontos existentes, de modo que se cobrisse toda a área de projeto com elevações conhecidas.

Existem vários processos de modelagem digital de terreno, como, por exemplo, a modelagem por redes triangulares irradiadas, ou por modo retangular. A modelagem utilizada, neste caso, foi a de interpolação retangular, feita mediante código implementado no *software* ARCGIS. Esse tipo de modelagem foi escolhido já objetivando a aplicação no modelo hidrológico computacional TOPMODEL.

O método utilizado foi o “*Topo to Raster*”, método especificamente definido para a criação de modelos de elevação hidrológicamente corretos. Esse procedimento é baseado no programa ANUDEM desenvolvido por HUTCHINSON (1996). A versão do ANUDEM utilizada pelo ARCGIS é a versão 4.6.3.

Esse procedimento de interpolação foi projetado para tomar vantagem dos tipos de dados de entrada comumente disponíveis e as características conhecidas de superfícies com elevação. O método usa uma técnica iterativa de interpolação por diferenças finitas. É otimizado para ter a eficiência computacional de métodos de interpolação local, como a ponderação pelo inverso da distância, sem perder a continuidade da superfície como oferecidos por métodos de interpolação global como a Krigagem e o método *Spline*.

Após interpolação das curvas, o código computacional de geração do MDT produz uma imagem com píxeis de tamanho apropriado, aproximadamente igual à distância média entre as curvas de nível da carta original. No presente estudo de caso, foi possível a modelagem digital do terreno em células de 20 por 20 metros.

Após a modelagem, faz-se necessária a verificação da validade do modelo digital. Essa validação foi feita pelo processo inverso, ou seja, a geração de curvas de nível segundo o MDT gerado. Essa geração de curvas de nível também se fez com o auxílio do programa computacional ARCGIS. O MDT mostrou-se válido, visto que as curvas geradas pelo MDT tiveram diferenças desprezíveis em relação às curvas de nível

originais.

De posse do MDT, pode-se conferir a área de drenagem da bacia, localizando-se o posto fluviométrico de estudo e efetuando a delimitação dos talvegues e divisores de águas.

3.2.2. Mapeamento da Cobertura do Solo

Para a visualização do uso e cobertura do solo, foram obtidas imagens do satélite CBERS, disponibilizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), além de terem sido feitas visitas de campo em junho de 2008.

Adicionou-se a esses dados um mapeamento obtido junto a CPRM, publicado em MOREIRA *et al.* (2007), onde foram atribuídos valores de curva número (CN), metodologia do órgão público norte-americano *Soil Conservation Service*, explicado em USDA (1986). O mapeamento das curvas números e suas descrições para a sub-bacia de Pedro do Rio encontram-se no Capítulo 4.

3.2.3. Tempo de concentração

De posse do MDT, é possível o estudo da rede de drenagem. Isso pode ser feito com o uso de algoritmos de análise de fluxo acumulado. Esses algoritmos utilizam o mapa de direcionamento das células que compõem o MDT, e assim traçam os talvegues que recebem determinados números de células.

Com a determinação do maior talvegue, é possível gerar o perfil desse talvegue de acordo com o MDT. 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:

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

onde:

t_c - 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 calculado foi de aproximadamente 8 horas. Como os dados disponíveis no posto fluviométrico são diários, conclui-se que os dados disponíveis podem não ser representativos no estudo de cheias da região. Mesmo com essa incerteza da representatividade dos dados fluviométricos, procedeu-se com o estudo, pois, além de serem os únicos dados disponíveis atualmente para a região, representam a realidade da maioria dos postos fluviométricos do Brasil, em que são apenas realizadas leituras de régua em frequência diária.

A principal fonte para a coleta dos dados hidrológicos é o banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), por esta ser a responsável pela manutenção da rede hidrometeorológica nacional, parte integrante do sistema nacional de gerenciamento de recursos hídricos.

Após a coleta dos dados e seleção dos postos com séries de vazões mais extensas e com menores períodos de falhas, serão selecionados os postos de interesse para o estudo. O critério a ser observado na seleção da bacia hidrográfica a ser analisada levará em conta a disponibilidade e a qualidade dos registros de vazão e precipitação. Deverão ser observados os procedimentos descritos nos itens seguintes para a obtenção das séries de dados hidrológicos que serão utilizadas nas simulações a serem realizadas com os modelos computacionais.

3.2.4. Séries de Precipitação

Tendo em vista a alta variabilidade espacial e temporal do fenômeno de precipitação pluviométrica, principalmente na região tropical do Brasil, conforme bem destacado por VIANA (1986), os dados medidos devem ser obtidos para o maior número de postos

pluviométricos e com a maior extensão temporal possível.

O primeiro procedimento recomendável é obter os totais precipitados a nível mensal e a nível anual, comparando-se, graficamente, os postos da região. Preferencialmente, deve-se tentar obter o mapa de isoietas da região, de forma a orientar esse estudo. Postos em que a extensão das falhas no registro seja tal que os totais acabem por ser afetados pela ausência dessas informações e onde haja outros postos próximos, que possam substituí-lo, devem ser descartados, já que a sua permanência pode afetar, desfavoravelmente, a média sobre a bacia.

Um método tradicional e interessante para ser utilizado na análise de consistência entre dois postos, cujo comportamento observado de um deles seja considerado potencialmente sujeito a erros, é o da curva de dupla massa. Trata-se da plotagem simultânea do total de precipitações acumuladas dos postos, um no eixo das abscissas e o outro no eixo das ordenadas. 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.

Ainda que a análise dos totais mensais e anuais tenha fornecido bons resultados, é conveniente 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 dos registrados em todos os demais postos no caso de um evento de grande porte. Quanto ao preenchimento de falhas a nível diário em postos pluviométricos, esse 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 *et al.* (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 correspondentes à coleta para a rede atual.

Entretanto, em áreas relativamente planas, onde as feições topográficas não causam uma distribuição atípica de chuva, os dados de precipitação na extensão da bacia, calculados através de médias das estações ou dos polígonos de Thiessen, podem ser assumidos como representativos da altura de precipitação média sobre a bacia. Nesse caso, substituições de uma estação pluviométrica por outra ou adições/exclusões da rede de estações não causam tendências nas médias da bacia. Em outras palavras, registros de estações recentemente instaladas podem ser utilizados diretamente, sem a interpretação de que os dados recentes apresentem algum grau de incompatibilidade com os de anos anteriores.

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 encontram-se no ponto de distância média entre postos adjacentes, conforme a Figura 3.1.

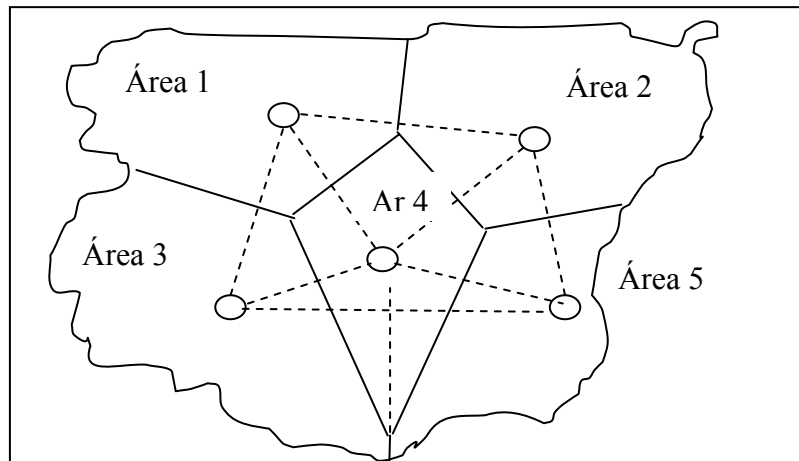


Figura 3.1 - Polígonos de Thiessen – áreas de influência dos postos na bacia

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

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

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

Na sequência, apresentam-se os erros mais comuns a serem observados na análise de dados pluviométricos, conforme apresentados na ficha descritiva e no boletim do posto. Na ficha descritiva, destacam-se:

- mudança de observador e causa da mudança;
- justificativas para ausência de leituras;
- observador despreparado;
- exposição prejudicada;
- pluviômetro / pluviógrafo desnivelado;
- pluviômetro / pluviógrafo amassado;
- altura irregular do pluviômetro / pluviógrafo;
- obstrução do pluviômetro / pluviógrafo;
- vazamento do pluviômetro / pluviógrafo;
- reinstalação e/ou mudança de local;

- falta de proveta;
- período de mau funcionamento do pluviógrafo e, se possível, a causa;
- falta de acesso;
- atos de vandalismo;
- construção de cercado;
- correções das irregularidades encontradas.

Por outro lado, no boletim, podem ser ilustrados os seguintes aspectos:

- preenchimento incorreto do cabeçalho (código, nome, mês e ano);
- preenchimento incorreto das leituras de acordo com o número de dias do mês;
- mudança de caligrafia;
- ilegibilidade das anotações;
- falta de decimal ou mais de um decimal;
- repetição de valores iguais, diferentes de zero;
- valores múltiplos de provetas;
- leituras de totais diários significativos (por exemplo, maiores do que 100mm);
- totais mensais discordantes dos valores observados nos apoios.

Mudanças na locação ou exposição de um pluviômetro ou das condições do aparelho ou modificação no método de observação podem causar um efeito significativo na quantidade de precipitação que ele mede, conduzindo a dados inconsistentes ou, em outras palavras, dados de naturezas diferentes inseridos no mesmo registro.

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, podendo apresentar as seguintes situações:

- mudanças na declividade, determinando duas ou mais retas - constituem o exemplo típico derivado da presença de erros sistemáticos, mudança nas condições de observação ou a existência de uma causa física real, como alterações climáticas no local provocadas pela presença de reservatórios artificiais; para se considerar a existência de mudança na declividade, é prática comum exigir a ocorrência de pelo menos cinco pontos sucessivos alinhados segundo a nova tendência;
- alinhamento dos pontos em retas paralelas - ocorre quando existem erros de transcrição de um ou mais dados ou pela presença de anos extremos em uma das séries plotadas; a ocorrência de alinhamentos, segundo duas ou mais retas aproximadamente horizontais (ou verticais), pode ser a evidência da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos;
- distribuição errática dos pontos - geralmente é resultado da comparação de postos com diferentes regimes pluviométricos, sendo potencialmente inadequada a associação que se deseje fazer entre os dados dos postos plotados.

Para corrigir os valores correspondentes ao posto em análise, há duas possibilidades: corrigir os valores mais antigos para a situação atual ou corrigir os valores mais recentes para a condição antiga. Por intermédio da análise dessas curvas, avalia-se a melhoria da qualidade das séries, apurando-se, ainda, a necessidade do reexame de algumas. Em alguns casos, devem-se processar novamente os cálculos, utilizando-se a série consistida, verificando-se, algumas vezes, inconsistências antes despercebidas. Na maioria dos casos, as curvas duplo-acumulativas de dados consistidos apresentam diminuição significativa tanto na dispersão dos pontos quanto no número de inflexões

observadas.

Matematicamente, a correção dos dados inconsistentes pode ser feita da seguinte forma:

$$P_a = \frac{M_a}{M_0} P_0 \quad (3.3)$$

onde:

P_a são os valores corrigidos;

P_0 são dados a serem corrigidos;

M_a é o coeficiente angular da reta no período mais recente;

M_0 é o coeficiente angular da reta no período anterior a sua mudança de inclinação.

Em síntese, como descrito anteriormente, a verificação da homogeneidade dos dados pode ser feita através da análise de dupla-massa. Esse método compara os valores acumulados anuais (ou sazonais) da estação a ser avaliada com os valores da estação de referência, que é usualmente a média de precipitação nos diversos postos vizinhos. Para o presente estudo, decidiu-se testar a validade dos dados do posto de maior influência na sub-bacia que serve de estudo de caso, delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro do Rio. Portanto, a Figura 3.2, com base na Tabela 3.1, exhibe a curva duplo-acumulativa dos dados consistidos da estação de Rio da Cidade (Posto número 02243011 da ANA) – sub-bacia do rio Paraíba do Sul (58), identificando um exemplo de aplicação desse método, no qual a curva obtida quase não apresenta mudança na declividade, o que significa inexistência de anormalidades nas séries históricas.

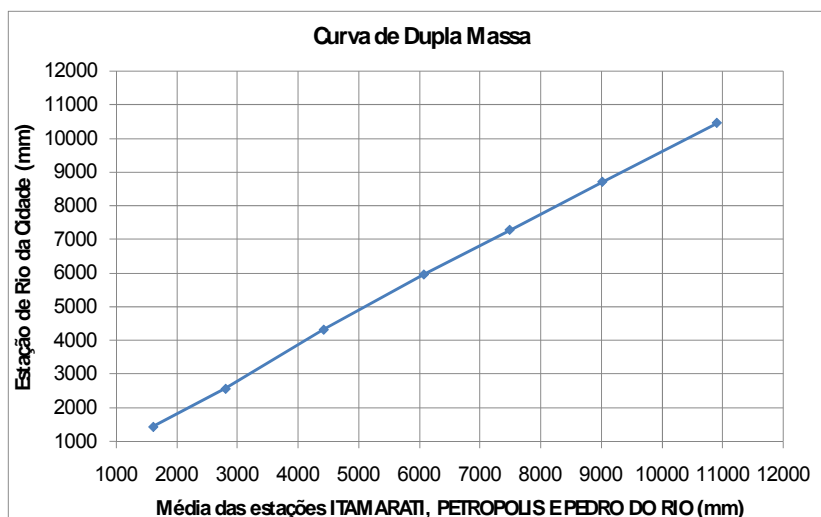


Figura 3.2 - Verificação da homogeneidade dos dados – exemplo de curva de dupla massa para definir similaridade hidrológica com o posto de Rio da Cidade – 02243011 – sub-bacia 58

Tabela 3.1 - Relação entre os apoios e a estação analisada de Rio da Cidade

		Altura de chuva (mm)						
		Estação em Análise		Estações de Referência				
Posto	Rio da Cidade	Acumulado Rio da Cidade	Itamarati	Petrópolis	Pedro do Rio	Média das estações ITAMARATI, PETROPOLIS E PEDRO DO RIO	Acum.	
Código	2243011		2243010	2243009	2243012			
Ano	1998	1453,9	1453,9	1562,7	2055,8	1338	1652,17	1652,17
	1999	1513,4	2967,3	1205,4	1743,9	999,3	1316,20	2968,37
	2000	1556,4	4523,7	1409,3	1974,4	1312,6	1565,43	4533,80
	2001	1584,8	6108,5	1562,3	1943,2	1422,4	1642,63	6176,43
	2002	1520,4	7628,9	1101,1	1856,6	1277,3	1411,67	7588,10
	2003	1238,4	8867,3	1435,4	2166,9	1139,8	1580,70	9168,80
	2004	1829,7	10697	1811,5	2639,7	1505,7	1985,63	11154,43

3.3. Estimativa de evapotranspiração e o 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 atendesse, 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

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

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:

$$\frac{dS}{dt} = -(Q + E) \leq -Q \quad (3.5)$$

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:

$$Q = \frac{S}{T} \quad (3.6)$$

onde T é uma constante temporal da recessão. Integrando a inequação diferencial (3.5) mostrada anteriormente, tem-se:

$$Q(t + \Delta t) \leq Q(t)e^{-\Delta t/T} \quad (3.7)$$

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

A Figura 3.3 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 $Q_f \leq 2,0 \text{ mm/dia}$;

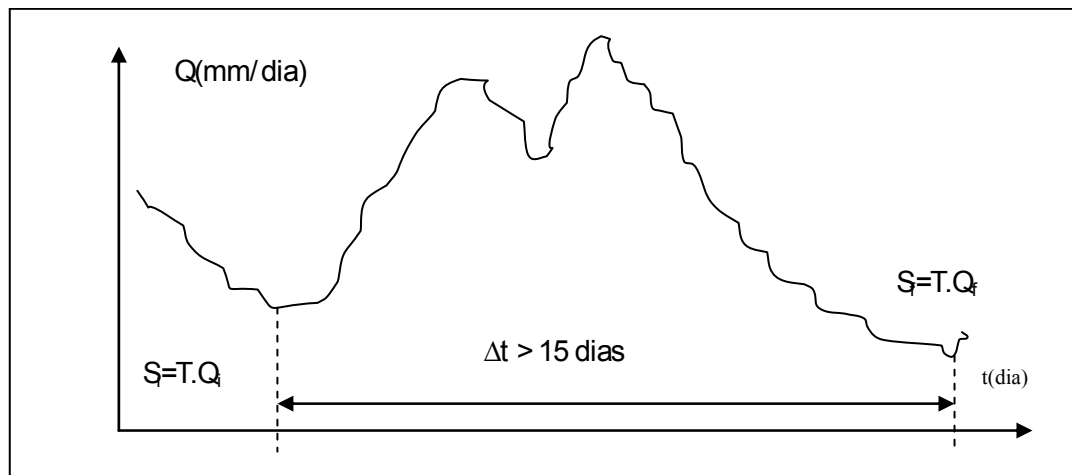


Figura 3.3 - Determinação do início e do fim do período de análise de recessão. Fonte: DIAS e KAN (1999).

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.

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.

3.4. Descrição dos fundamentos teóricos do modelo SMAP

Neste item o modelo SMAP, 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) e chegando-se à versão suavizada, exposta em sua forma mais recente por XAVIER *et al.* (2005).

3.4.1. Os reservatórios

O modelo SMAP 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 3.4.

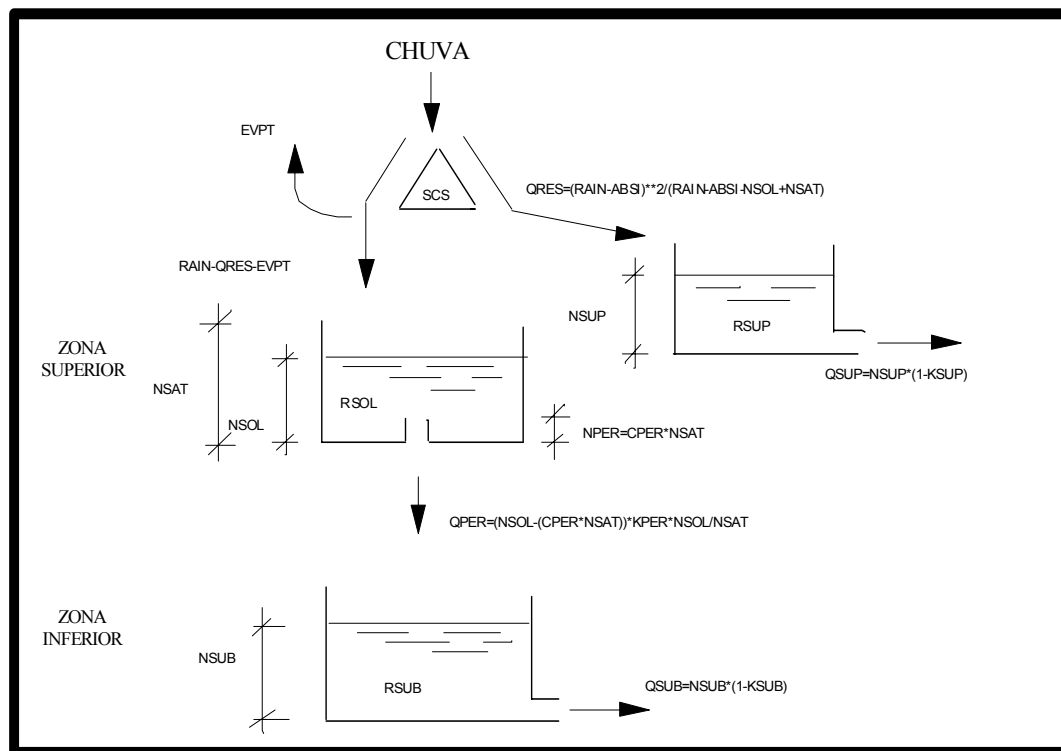


Figura 3.4 - Esquema do modelo SMAP - Fonte: ROTUNNO FILHO (1989)

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:

$$QRES = \frac{(PREC - ABSI)^2}{(PREC - ABSI + ABSP)} \quad (3.8)$$

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:

$$ABSP = 25,4 * \left(\left(\frac{1000}{CNUM} \right) - 10 \right) \quad (3.9)$$

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 3.9.

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

através da expressão:

$$ABSP = NSAT - NSOL \quad (3.10)$$

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:

$$QSUP = NSUP * (1 - KSUP) \quad (3.11)$$

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). Esta 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 drenabilidade. 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

$$QPER = (NSOL - (CPER * NSAT)) * TSOL * KPER \quad (3.12)$$

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 um 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

$$QSUB = NSUB * (1 - KSUB) \quad (3.13)$$

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

$$QGER = (QSUP + QSUB) * \frac{AREA}{TEMP} \quad (3.14)$$

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:

$$NSOL = SOLI * NSAT \quad (3.15)$$

$$NSUB = SUBI * \frac{TEMP}{AREA * (1 - KSUB)} \quad (3.16)$$

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.

A nível mensal, o modelo realiza o balanço da umidade do solo baseado apenas em 2 (dois) reservatórios, representando as zonas não saturada e saturada do solo. A representação do reservatório de armazenamento superficial é abandonada, uma vez que este reservatório perde o sentido em uma escala de tempo mensal, já que a constante de recessão do escoamento superficial se aproxima de zero, ou seja, a nível mensal, o volume precipitado sempre infiltra. A descrição detalhada do modelo SMAP a nível

mensal não será abordada, uma vez que foge ao escopo desta dissertação.

3.4.2. Translação da hidrógrafa de saída

Para efetuar a determinação da hidrógrafa de saída do canal principal da bacia, o modelo SMAP 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 3.5). 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

$$QTRL_t = \sum_{j=0}^{n-1} QGER_{t-j} * VTDH_{j+1} \quad (3.17)$$

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.

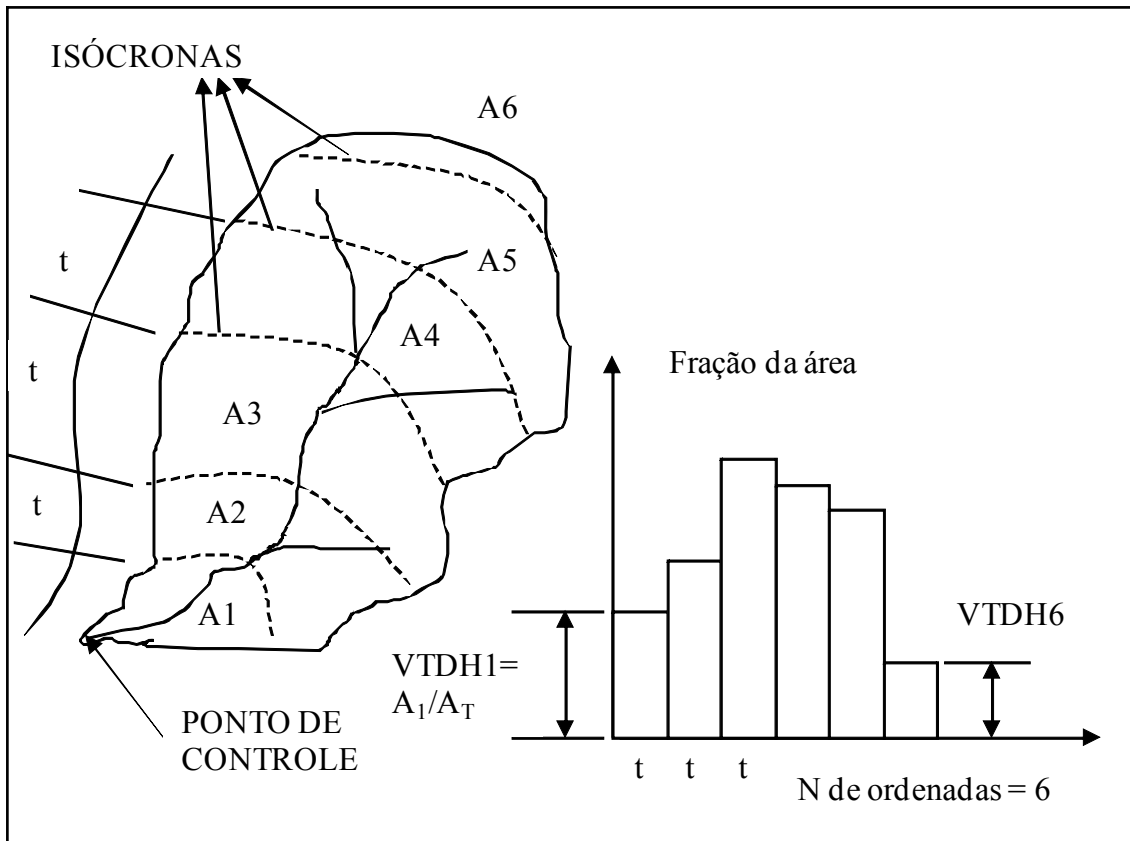


Figura 3.5 - Histograma de retardo de uma bacia

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

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

$$\frac{dO}{dt} = K(I - O) \quad (3.19)$$

onde:

I - vazão de entrada;

O - vazão de saída; e

S – armazenamento.

Pode-se escrever a Equação (3.28) como:

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

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

$$O_2 = \left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - \left(\frac{\frac{1}{K} - \frac{t}{2}}{\frac{1}{K} + \frac{t}{2}} \right) * \left[\left(\frac{I_1 + I_2}{2} \right) - O_1 \right] \quad (3.21)$$

denominando $KARM = \frac{\frac{1}{K} - \frac{t}{2}}{\frac{1}{K} + \frac{t}{2}}$ e $\bar{I} = \frac{I_1 + I_2}{2}$, pode-se finalmente escrever:

$$O_2 = \bar{I} - KARM(\bar{I} - O_1) \quad (3.22)$$

Adotando-se a Equação (3.22) 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. Suavização Hiperbólica

O trabalho de XAVIER *et al.* (2005) apresenta uma descrição do modelo SMAP II adaptado com o método de suavização hiperbólica, cujas vantagens já foram apresentadas no Capítulo 2 desta dissertação. A técnica de suavização hiperbólica visa eliminar as discontinuidades provocadas pela 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 3.6 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 3.7, onde M é a capacidade máxima de armazenamento do reservatório.

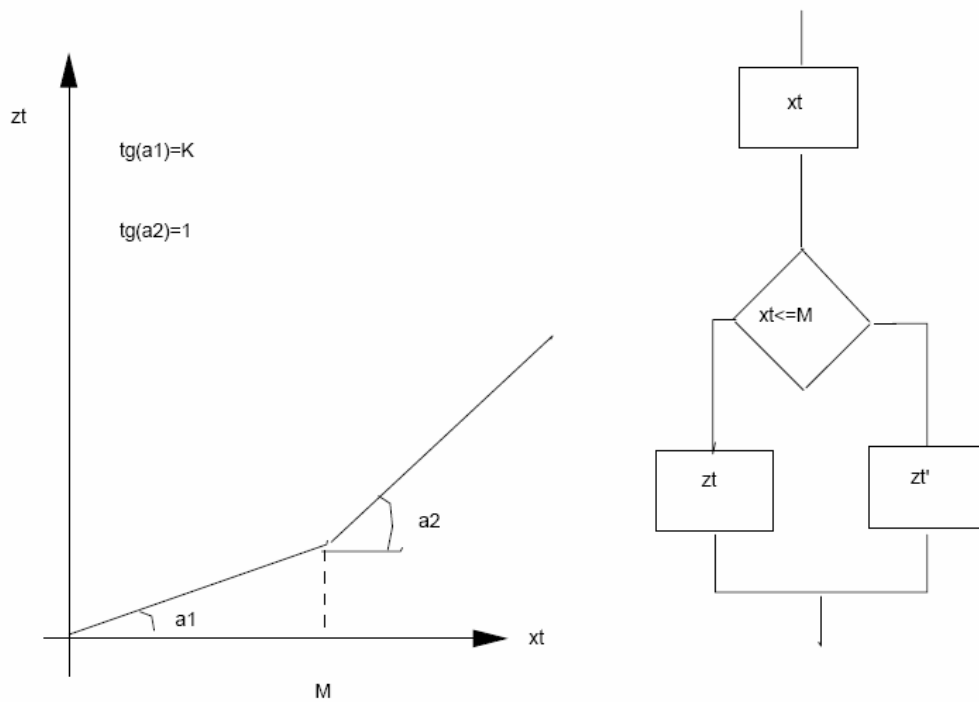


Figura 3.6 – Representação gráfica de uma função z_t e fluxograma simplificado no SMAP - Fonte: Xavier, Rotunno e Canedo (2005)

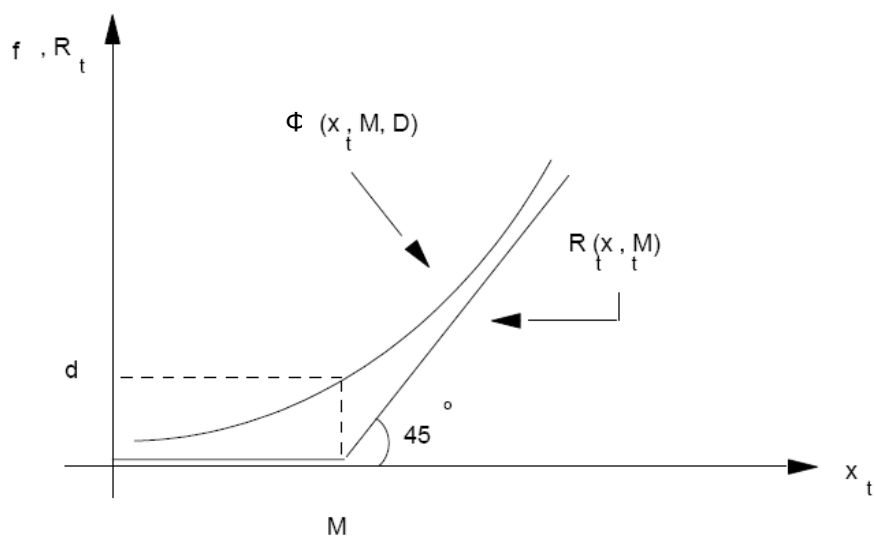


Figura 3.7 – Funções de suavização Φ e R_t - Fonte: XAVIER *et al.* (2005)

De forma sintética, a técnica de suavização hiperbólica ajusta uma função continuamente diferenciável que aproxima apropriadamente a função $R_t(x_t, M)$ de uma maneira mais conveniente. Visando esse propósito, a função a seguir é adotada:

$$\phi(x_t, M, d) = \frac{1}{2} \left[x_t - M + \left[(x_t - M)^2 + 4.d^2 \right]^{\frac{1}{2}} \right] \quad (\text{Eq. 3.23})$$

A função $\phi(x_t, M, d)$ apresenta as seguintes propriedades:

a) $\phi(x_t, M, d)$ é assintótica às linhas $r_1(x_t, M) = 0$ e $r_2(x_t, M) = x_t - M$;

b) $\lim_{d \rightarrow 0} \phi(x_t, M, d) = 0$ se $x_t \leq M$;

$\lim_{d \rightarrow 0} \phi(x_t, M, d) = x_t - M$ se $x_t > M$;

c) $\phi(x_t, M, d)$ é contínua, e continuamente diferenciável nas variáveis x_t e M ;

d) $\phi(x_t, M, d)$ é convexa em x_t e M (crescente em x_t e decrescente em M).

A propriedade (a) recomenda a função $\phi(x_t, M, d)$ como uma boa suavização para $R_t(x_t, M)$. A propriedade (b) mostra que a diferença entre $\phi(x_t, M, d)$ e $R_t(x_t, M)$ pode ser tão pequena quanto desejado. A variável d introduzida no modelo representa o desvio máximo entre as funções $\phi(x_t, M, d)$ e $R_t(x_t, M)$, como mostrado na Figura 3.7. Levando-se em consideração que um controle total pode ser imposto a essa variável d , destaca-se que a diferença entre o modelo na sua versão original e suavizada pode ser estabelecida em qualquer nível desejado, segundo XAVIER *et al.* (2008), garantindo a integridade do modelo. A propriedade (c), que se refere à diferenciabilidade em primeira e segunda ordem, permitirá o uso de algoritmos de otimização mais poderosos.

3.4.4. Parâmetros do modelo SMAP

Para a fase de calibração do modelo, é necessária a estimativa inicial dos parâmetros, estabelecendo-se um ponto inicial 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. Foram avaliados os desempenhos dos métodos de otimização de Rosenbrock (ROSENBROCK, 1960) e de suavização hiperbólica (XAVIER *et al.*, 2005).

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 (3.24) e (3.25).

$$ABSI = 0,2.S \quad (3.24)$$

$$S = \frac{25400 - 254.CN}{CN} \quad (3.25)$$

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 (2002). 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 $Q(t) \times Q(t+\Delta t)$. Para a estimativa de KSUB inicial, o valor de K foi tomado como o coeficiente angular da reta envoltória de 99% dos pontos, 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. Modelo TOPMODEL

O modelo TOPMODEL (BEVEN *et al.*, 1995) tem se destacado na comunidade hidrológica por combinar parcimônia (em sua versão mais difundida, apenas 6 parâmetros são utilizados) com certo caráter físico. As curvas de transmissividade do solo, utilizadas em sua formulação, foram propostas a partir de estudos de campo (SAULNIER *et al.*, 1997a,b), e o fluxo de água subterrânea é modelado através da equação de Darcy. A Figura 3.8 mostra, de forma esquemática, os processos representados no modelo TOPMODEL.

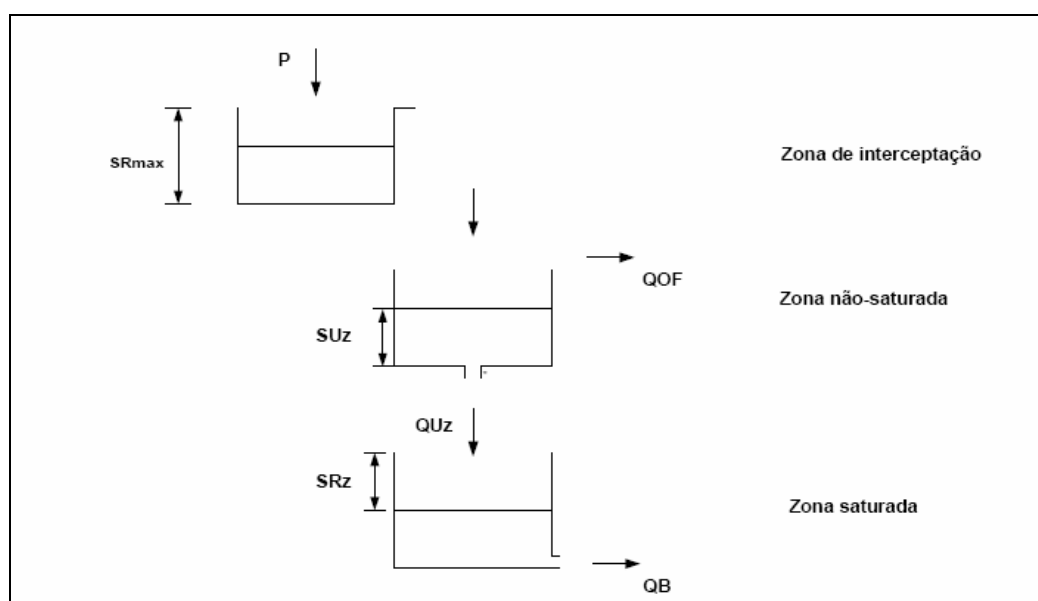


Figura 3.8 – Representação esquemática dos processos no modelo Topmodel – Fonte: XAVIER (2002)

Uma importante contribuição desse modelo foi a proposição e a incorporação no

processo de modelagem hidrológica do conceito de áreas dinâmicas de contribuição. No modelo TOPMODEL, a bacia é representada através de uma função de distribuição do índice topográfico, obtido a partir de suas características topográficas. A bacia é representada como composta por um número definido de sub-bacias homogêneas, correspondente ao número de classes de índice topográfico adotado. A condição de saturação do solo em cada uma dessas sub-bacias é verificada em função de suas condições iniciais e dos dados de entrada; através do período considerado na modelagem, pode-se acompanhar a evolução do percentual de áreas saturadas na bacia hidrográfica. Um aspecto importante do modelo é a consideração explícita da topografia como participante do processo de formação do escoamento superficial através do índice topográfico.

Com o seu uso crescente na década de 90, inúmeras questões foram suscitadas sobre sua aplicação. QUINN *et al.* (1995) analisaram os métodos de fluxo uni e multidirecional, utilizados na derivação da distribuição do índice topográfico, e suas implicações para o uso do modelo TOPMODEL. Os trabalhos de ZHANG e MONTGOMERY (1994), WOLOCK (1994), WOLOCK e PRICE (1994) e WOLOCK e McCABE (1995) estudaram a dependência do modelo à resolução do modelo numérico de terreno utilizado para a obtenção da distribuição do índice topográfico. WOOD *et al.* (1988) avaliaram o conceito de área elementar representativa (REA) a partir da aplicação do modelo a um conjunto de sub-bacias. SIVAPALAN *et al.* (1987,1990) utilizaram uma formulação modificada do modelo no desenvolvimento de relações adimensionais, independentes da escala de aplicação. IORGULESCU e JORDAN (1994) apresentaram uma excelente descrição do modelo e os resultados obtidos em sua aplicação a uma pequena bacia experimental na Suíça. SAULNIER *et al.* (1997) propuseram uma metodologia de correção do cálculo da área de drenagem necessária para a geração da curva de índice topográfico. FRANCHINI *et al.* (1996) apresentaram um estudo no qual pretenderam destacar suas principais limitações.

WOODS *et al.* (1997) modificaram a formulação original do modelo através da consideração da hipótese de que a recarga do reservatório subterrâneo não seria constante para toda a bacia. SCHULER *et al.* (2000) apresentam uma ótima revisão sobre a estimação e o significado físico dos parâmetros do modelo, além de sua

aplicação a uma bacia no estado de São Paulo.

Em seguida será apresentada a formulação do modelo TOPMODEL, conjuntamente com alguns aspectos desse modelo que foram destacados por trabalhos publicados na última década.

3.5.1. Descrição do modelo TOPMODEL

3.2.1.1 Geral

O modelo TOPMODEL foi desenvolvido a partir de quatro hipóteses fundamentais (BEVEN *et al.*, 1995) :

- (1) a evolução da zona saturada pode ser representada através de sucessivos estados uniformes;
- (2) o gradiente hidráulico da zona saturada pode ser aproximado pela declividade do terreno no local, $tg\beta$;
- (3) a transmissividade varia com a profundidade da superfície de saturação, ou, de forma equivalente, com o déficit de armazenamento do solo, de forma aproximadamente exponencial, como expresso na equação seguinte :

$$T = T_o e^{\frac{S}{m}} = T_o e^{-fz_i} \quad (3.26)$$

onde

T_o - transmissividade lateral do solo saturado (m^2/h), correspondente à integração da condutividade hidráulica Ko (m/h) no perfil efetivo do solo, m (m);

S - déficit de armazenamento local (m);

M - altura efetiva do perfil do solo (m);

z_i - profundidade da superfície de saturação, em relação ao nível do terreno no ponto i ; e

f - parâmetro da curva ($1/m$).

- (4) a taxa de recarga da zona saturada r (m/h) é constante no espaço, dada por

$$q_i = ra_i \quad (3.27)$$

a_i : área de drenagem por unidade de contorno associada ao ponto i (m);

Os parâmetros da curva de transmissividade m e f relacionam-se através da expressão:

$$f = \frac{\Delta\theta_1}{m} \quad (3.28)$$

onde :

$\Delta\theta_1$ representa a alteração da umidade do solo na zona não-saturada devido à drenagem.

A Equação (3.26) descreve a transmissividade do solo como função da transmissividade saturada T_o e da altura efetiva do solo m . O parâmetro m representa a capacidade de saturação do solo; quanto maior o valor de m , mais lento será o processo de geração de escoamento superficial : mais suave será a curva de recessão do solo, ou seja, ter-se-á uma transmissividade média maior no perfil de solo. O parâmetro T_o representa a taxa de fluxo lateral do solo saturado; quanto maior o valor de T_o , mais altos serão os valores do escoamento lateral, isto é, mais rápido será o esvaziamento do reservatório de água no solo (zona não-saturada), como exposto por SCHULER *et al.* (2000). A equação (3.26) tem sua derivação da equação geral de continuidade para uma linha de fluxo, desenvolvendo-se a equação geral segundo as hipóteses do modelo já citadas acima. Esse desenvolvimento encontra-se detalhadamente em KIRKBY (1997).

Assume-se através da hipótese (4) que o fluxo entre as zonas não-saturada e saturada ocorre de maneira uniforme e simultânea para toda a bacia hidrográfica analisada (IORGULESCU e JORDAN,1994).

A partir da hipótese (2) de um gradiente hidráulico e de fluxo na região saturada paralelos à superfície do terreno no local, através da lei de Darcy, o fluxo subsuperficial q_i por unidade de contorno (m^2/h) pode ser descrito através da expressão

$$q_i = T_o e^{-fz_i} tg\beta_i \quad (3.29)$$

onde :

$tg\beta_i$ - declividade média do terreno, calculada no ponto i .

Considerando fluxo uniforme no solo em cada instante de tempo (hipótese 1) , e considerando que a recarga na zona saturada é constante (hipótese 4), tem-se:

$$q_i = ra_i = T_o e^{-fz_i} tg\beta \quad (3.30)$$

Explicitando o valor da profundidade na equação anterior, tem-se que

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln \frac{ra_i}{T_o tg\beta_i} \quad (3.31)$$

Através da integração da Equação (3.31), pode-se obter o valor médio da profundidade da superfície da zona saturada:

$$\bar{z} = -\frac{1}{A} \sum_i \frac{1}{f} \ln \frac{ra_i}{T_o tg\beta_i} \quad (3.32)$$

onde :

A - área total da bacia;

\bar{z} - profundidade média da superfície de saturação na bacia.

A diferença entre o valor médio na bacia e os valores locais, em cada ponto i, da profundidade da superfície de saturação pode ser expressa através da relação:

$$z_i - \bar{z} = -\frac{1}{f} \ln \frac{ra_i}{T_o tg\beta_i} + \frac{1}{A} \sum_i \frac{1}{f} \ln \frac{ra_i}{T_o tg\beta_i} \quad (3.33)$$

Considerando a recarga r constante para toda a bacia , obtém-se

$$z_i - \bar{z} = -\frac{1}{f} \left[\left(\lambda - \ln \frac{a_i}{tg\beta_i} \right) + (\ln T_o - \psi) \right] \quad (3.34)$$

onde :

$\ln \frac{a_i}{tg\beta_i}$ - índice topográfico, ou índice de similaridade hidrológica;

ψ - valor médio de $\ln T_o$;

λ - valor médio do índice topográfico para toda a bacia :

$$\lambda = \frac{1}{A} \int_A \ln \left(\frac{a_i}{tg\beta_i} \right) dA \quad (3.35)$$

Na formulação clássica do modelo, admite-se que a transmissividade lateral do solo saturado é constante para toda a bacia, simplificando a Expressão (3.34):

$$z_i - \bar{z} = -\frac{1}{f} \left(\lambda - \ln \frac{a_i}{tg\beta} \right) \quad (3.36)$$

A Equação (3.36) pode ser reescrita em termos do déficit de armazenamento da zona saturada, S :

$$S_i - \bar{S} = -m \left(\lambda - \ln \frac{a_i}{tg\beta} \right) \quad (3.37)$$

onde :

\bar{S} representa o déficit médio de armazenamento da zona saturada na bacia.

Analisando a Equação (3.34), pode-se notar que a profundidade da superfície de saturação no ponto i , z_i , é função linear do índice topográfico, já que a profundidade média \bar{z} e o índice topográfico médio λ são constantes para toda a bacia. A partir desse fato, pode-se constatar que em todos os pontos da bacia que possuem valores idênticos do índice topográfico, a profundidade da superfície de saturação é a mesma. Em outras palavras, pode-se admitir que todos os locais que apresentam o mesmo índice topográfico possuem comportamento hidrológico idêntico (BEVEN *et al.*, 1995). A partir do mapa de índice topográfico (dado de entrada para o modelo), constrói-se a função índice topográfico *versus* percentual da área da bacia. A área em estudo é, então, dividida em um número de classes de índice topográfico; os elementos da bacia que pertencem à mesma classe de índice topográfico são considerados pelo modelo em conjunto. Assim, todas as variáveis são calculadas para cada uma das classes definidas, e não para todos os pontos da bacia, reduzindo significativamente a dimensão do problema. Naturalmente, a discretização utilizada para a construção do histograma do índice topográfico poderá afetar os resultados obtidos; alguns trabalhos (FRANCHINI *et al.*, 1996; BEVEN *et al.*, 1995) sugeriram que essa variação não causaria diferenças significativas nos resultados do modelo.

O escoamento superficial é gerado apenas sobre uma pequena fração da área total da

bacia hidrográfica, a qual se torna saturada durante eventos chuvosos; é produzido quando a precipitação atinge essas áreas ou quando o fluxo subsuperficial retorna à superfície. As áreas saturadas, denominadas áreas de contribuição, são variáveis, já que se expandem e se contraem sobre diferentes partes da bacia. A dinâmica dessas áreas é controlada pela topografia, pelas características hidráulicas do solo e pelas condições de umidade da bacia. O estado de umidade da bacia é alterado como função do equilíbrio relativo entre os volumes de entrada (precipitação) e de saída: evapotranspiração, fluxo superficial e subsuperficial.

Como expresso na Equação (3.37), o déficit da zona saturada será função do déficit médio na bacia, dos valores médio e local do índice topográfico e da altura efetiva do perfil de solo m . O déficit médio da bacia deve ser calculado a cada passo de tempo; seu valor inicial deve ser estimado a partir da expressão

$$\bar{S}_o = -m \times \ln \left(\frac{Q_o}{T_o \times \exp(-\lambda)} \right) \quad (3.38)$$

onde :

Q_o - vazão inicial (dado de entrada);

λ - índice topográfico médio na bacia, dado pela Equação (3.35).

Nas expressões anteriores, os parâmetros m , T_o e Q_o devem ser fornecidos inicialmente. Cabe ressaltar que, na formulação clássica do modelo, a altura efetiva m e a transmissividade saturada T_o são considerados constantes para a área em estudo.

Como exposto por SCHULER *et al.* (2000), a altura efetiva do perfil de solo m pode ser estimada de duas formas : através da análise das curvas de recessão da bacia (ver BEVEN *et al.*, 1995) ou do ajuste de valores medidos de condutividade hidráulica por uma função exponencial.

O déficit inicial da zona saturada S_o também deve ser fornecido; é considerado constante em toda a bacia na formulação clássica do modelo TOPMODEL. Esse

parâmetro representa a condição inicial de saturação da bacia; seu efeito tende a se dissipar ao longo do período de simulação, como destacado por SCHULER *et al.* (2000). A forma de integrar a umidade distribuída da bacia nesse parâmetro certamente renderia uma interessante discussão, especialmente quando se deseja simular períodos curtos (SCHULER *et al.*, 2000), situação em que a resposta do modelo é mais sensível às condições iniciais de saturação da bacia (ROTUNNO FILHO, 1995).

3.2.1.2 Fluxo na zona não-saturada

O solo é representado no modelo TOPMODEL como possuindo dois reservatórios, correspondentes às zonas saturada e não-saturada do solo.

Após o cálculo da superfície de saturação z_i e do cálculo do déficit atual da zona não-saturada S_{uz} , o fluxo da zona não-saturada para a zona saturada pode ser determinado pela expressão (BEVEN *et al.*, 1995)

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i t_d} \quad (3.39)$$

onde :

S_{uz} - armazenamento na zona não-saturada (m);

S_i - déficit local da zona saturada devido à drenagem por gravidade, função da profundidade da superfície de saturação (m); e

t_d - fator de retardo da frente de umidade (h/m).

Através da Equação (3.39) pode-se notar que a zona não-saturada é representada por um reservatório linear com uma constante $S_i t_d$, que aumenta à medida que se amplia a profundidade da superfície da zona saturada.

O armazenamento da zona não-saturada S_{uz} é calculado em função da precipitação efetiva, isto é, da precipitação obtida após a eliminação do déficit da zona radicular (de interceptação). Esse volume é, então, propagado para a zona saturada, considerando-se um tempo de deslocamento da frente de umidade (t_d). Segundo SCHULER *et al.* (2000), baixos valores de t_d corresponderiam a uma alta permeabilidade do solo, ocasionando a

percolação imediata, em um único passo de tempo, do fluxo da zona não-saturada para a zona saturada. Ainda segundo os autores, um alto valor de To (grande permeabilidade do solo) tornaria necessário um alto valor de t_d para que algum atraso pudesse ser estabelecido no movimento entre as zonas não-saturada e saturada.

BEVEN *et al.* (1995) apresentaram uma segunda forma para a equação de fluxo vertical, com base na lei de Darcy

$$q_v = \alpha K_o e^{-fz_i} \quad (3.40)$$

onde:

α - gradiente hidráulico vertical efetivo;

K_o - condutividade saturada à superfície do solo.

Para considerar o balanço hídrico médio da bacia, deve-se integrar as recargas locais q_v , obtendo-se dessa forma a recarga total Q_v por

$$Q_v = \sum_{i=1}^N q_{v,i} A_i \quad (3.41)$$

onde:

A_i - área percentual associada à classe de índice topográfico i ;

N - número de classes de índice topográfico.

Cabe ressaltar que o fluxo calculado pela expressão (3.41) representa um valor médio para toda a bacia de estudo. Os fluxos calculados para cada classe de índice topográfico são integrados em toda a área da bacia, de acordo com a hipótese de que a recarga da zona saturada é constante em toda a bacia. Essa hipótese foi relaxada no trabalho de WOODS *et al.* (1997), onde a recarga foi considerada variável na área de estudo, sendo calculada como função das condições iniciais de umidade da bacia e da precipitação efetiva, parcela da precipitação total que infiltra no solo, sobre a área de estudo.

3.2.1.3 Fluxo na zona saturada

Após receber o fluxo oriundo da zona não-saturada, o reservatório correspondente à

zona saturada do solo deverá ser deplecionado à taxa Q_b , que constitui a vazão de base calculada pelo modelo através da expressão (BEVEN *et al.*, 1995)

$$Q_b = \sum_{i=1}^m l_i (T_o \operatorname{tg} \beta) e^{-fz_i} \quad (3.42)$$

onde l_i representa a largura do canal i por onde o fluxo será propagado.

Após substituir o valor de z_i , dado pela Equação (3.36), pode-se reescrever a Equação (3.42) como

$$Q_b = \sum_{i=1}^m l_i a_i e^{-\gamma} e^{-f\bar{z}} \quad (3.43)$$

Uma vez que a_i representa a área de drenagem por unidade de contorno, tem-se que

$$\sum_{i=1}^m l_i a_i = A$$

Dessa forma, obtém-se

$$Q_b = A e^{-\gamma} e^{-\frac{S}{m}} \quad (3.44)$$

onde:

γ : índice solo-topográfico médio, dado pela expressão:

$$\gamma = \frac{1}{A} \int_A \ln \left(\frac{a}{T_o \operatorname{tg} \beta} \right) dA \quad (3.45)$$

No caso de transmissividade T_o ser considerada constante para a bacia, a Equação (3.44) pode ser apresentada da forma:

$$Q_b = A T_o e^{-\lambda} e^{-\frac{S}{m}} \quad (3.46)$$

onde :

λ - índice topográfico médio na bacia, dado pela Equação (3.35).

O déficit de armazenamento médio na bacia, em cada passo de tempo, pode ser atualizado ao se subtrair a recarga da zona não-saturada e acrescentar o fluxo de base calculado através da seguinte expressão :

$$\bar{S}_{t+\Delta t} = \bar{S}_t + \frac{\Delta t(Q_{b,t} - Q_{v,t})}{A} \quad (3.47)$$

3.2.1.4 Evapotranspiração

A evapotranspiração é calculada como função da razão entre os déficits atual e máximo da zona radicular, através da expressão:

$$E_a = E_p \left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{r\max}} \right) \quad (3.48)$$

onde :

E_p - evapotranspiração potencial;

S_{rz} - déficit de armazenamento da zona radicular;

$S_{r\max}$ - déficit máximo da zona radicular.

Como bem exposto por FRANCHINI *et al.* (1996), a zona radicular corresponde, na verdade, a um reservatório de interceptação, cuja função fundamental é representar a fração do volume precipitado que estará disponível para a evapotranspiração, englobando tanto a interceptação propriamente dita como o armazenamento na zona radicular.

A evapotranspiração potencial deve ser calculada por algum método, como, por exemplo, o método do balanço hídrico sazonal utilizado neste estudo. A imediata identificação desse processo com a cobertura vegetal da região, em conjunto com a formulação simples da Equação (3.48), torna esse procedimento atraente de ser considerado de forma distribuída na modelagem. Na formulação convencional do

TOPMODEL, a evapotranspiração potencial é considerada constante em toda a bacia, bem como o parâmetro Sr_{max} ; os déficits atuais S_{rz} são calculados para cada classe de índice topográfico. A partir da consideração da cobertura do solo da área em estudo, como, por exemplo, apresentado por KITE e KOUWEN (1992) e por SCHUMANN *et al.* (2000), poder-se-ia introduzir uma nova discretização no modelo, baseada na classificação da cobertura do solo. Nesta, os valores de Sr_{max} seriam calculados em função da classificação do uso do solo, tornando mais realista a representação do processo de evapotranspiração no modelo. Caberia analisar o impacto dessa nova representação nas simulações no modelo; resultados apresentados por NANDAKUMAR e MEIN (1997) sugerem que os resultados obtidos pelo modelo avaliado foram afetados muito mais pelo erro presente na precipitação considerada do que na evapotranspiração potencial.

3.2.1.5 Propagação

A propagação da vazão calculada é feita a partir de uma variante do método tempo-área de Clark. Admitindo-se que o fluxo se propaga à velocidade constante CHV , tem-se que o tempo gasto para a vazão em um ponto i atingir a saída da bacia é igual a

$$\sum_{i=1}^N \frac{x_i}{CHV \times tg\beta_i} \quad (3.49)$$

onde :

x_i - comprimento e declividade do trecho de canal i ;

β_i - declividade do trecho de canal i (min);

N - número de segmentos de fluxo, obtidos a partir da curva área x distância que deve ser fornecida inicialmente.

Através da formulação utilizada, e a partir da hipótese de fluxo à velocidade constante em toda a bacia ou sub-bacia, se a área for dividida em regiões homogêneas, constrói-se uma curva de área percentual *versus* tempo $A\%(t)$, que expressa o percentual da área total considerada que contribui para a vazão na seção exutória no tempo t . Calcula-se ainda o número máximo de intervalos de tempo necessários para que toda a bacia contribua para a vazão na seção exutória N_t . De posse dessa curva, e adotando-se a simplificação de que a área saturada distribui-se uniformemente na área da bacia, tem-se

que:

$$q(t) = q \times A\%(t) \quad (3.50)$$

ou seja, transforma-se a vazão excedente total q , calculada no ponto de controle da bacia, em um intervalo de tempo t qualquer, em uma série de vazões distribuídas, segundo a curva $A\%$, nos N_t intervalos seguintes a t . A hipótese de geração uniforme de escoamento superficial é questionável para grandes bacias; trata-se de uma simplificação metodológica que foi mantida, mas que deve ser revista em formulações futuras do modelo. Por exemplo, poder-se-ia considerar o amortecimento através de um reservatório linear da onda de cheia, e a possibilidade de geração parcial de escoamento superficial (SIVAPALAN *et al.*, 1990).

O parâmetro *ChVel* também deve ser fornecido inicialmente; diversos estudos mostraram que, para bacias pequenas a médias o modelo não se mostra sensível a esse parâmetro. Estudos mais acurados devem, entretanto, ser efetuados visando validar esses resultados para bacias grandes, especialmente para verificar a validade da hipótese de velocidade constante em toda a bacia.

3.2.1.6 Implementação computacional e dados de entrada para o modelo

O programa computacional disponibilizado no site do *Hydrology and Fluid Dynamics Group* da Universidade de Lancaster, na Grã Bretanha é uma versão para *Microsoft Windows*, utilizado didaticamente no curso de graduação em *Environmental Science*, da Universidade de Lancaster¹. Há várias versões computacionais do algoritmo TOPMODEL, no entanto, nenhuma versão definitiva. Como dito no manual do programa, os desenvolvedores do modelo citado acreditam que isso reforce a idéia de que o mais importante não é o programa computacional em si, mas sim o conjunto de conceitos que devem ser usados apropriadamente. Como em toda modelagem hidrológica, é tarefa do usuário verificar se as considerações feitas são razoáveis, apropriadas ao caso estudado.

¹ HFDG Freeware available - http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_top.htm

No programa computacional disponibilizado, não há uma rotina de otimização automática dos seus parâmetros. Os autores justificam essa ausência como um encorajamento para que os usuários analisem os resultados com cuidado, pensando como o modelo está funcionando. Os autores também acreditam que não há um conjunto ótimo de parâmetros, até mesmo em modelos com parametrização tão parcimoniosa como o TOPMODEL.

No entanto, o modelo disponibiliza um módulo gerador de séries pelo método Monte Carlo. Métodos Monte Carlo são uma classe de algoritmos computacionais que se baseiam em amostras aleatórias para calcular resultados. Estes métodos são comumente utilizados para simular sistemas físicos e matemáticos, e tendem a ser usados quando é impossível ou impraticável calcular uma solução exata utilizando um algoritmo determinístico.

Portanto, utilizando-se esta alternativa, pode-se gerar um grande número de modelagens utilizando-se amostras aleatórias dos parâmetros escolhidos para análise. Os valores dos outros parâmetros são mantidos constantes nos valores pré-determinados.

Com os conjuntos de parâmetros aleatórios gerados, foi utilizado o programa GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*), que utiliza os conceitos explicados por BEVEN e BINLEY (1992). Este programa serviu neste estudo como calibração, visto que define um conjunto de parâmetros ótimo segundo uma função objetivo escolhida, de acordo com os resultados de todas as modelagens aleatórias geradas pelo método Monte Carlo.

Os seguintes dados devem ser fornecidos para o modelo :

- (a) parâmetros m , $\ln To$, $ChVel$, e SR_{max} ;
- (b) estado inicial do reservatório de interceptação SR_o ;
- (c) distribuição do índice topográfico na bacia, obtido a partir do modelo numérico do terreno da bacia;
- (d) curva área-distância;
- (e) taxa de evapotranspiração potencial E_a ;

(f) séries de precipitação e vazão.

Tabela 3.2 - Descrição dos parâmetros da versão do TOPMODEL utilizada.

Parâmetro	Descrição	Unidade
m	Decaimento da transmissividade no perfil do solo ou da curva de recessão.	m
lnT0	Logaritmo natural da transmissividade efetiva do solo saturado	m ² h ⁻¹
SRMAX	Armazenamento do perfil do solo disponível para transpiração	m
SR0	Déficit inicial no reservatório de zona de raízes.	m
ChVel	Velocidade do escoamento em canal	m h ⁻¹

3.5.2. Breve relação de modificações sugeridas e implementadas no modelo TOPMODEL

Algumas modificações foram propostas na formulação original do modelo de modo a adaptá-lo a condições específicas. Os trabalhos de WOOD *et al.* (1988), SIVAPALAN *et al.* (1987,1990) representaram passos notáveis nessa direção, ao reformularem o modelo com o objetivo de estudar o problema de escala na modelagem hidrológica, problema já discutido na presente dissertação.

SAULNIER *et al.* (1997a) modificaram a estrutura do modelo TOPMODEL de modo a possibilitar que considerasse a variação espacial da profundidade efetiva da camada de solo (parâmetro m). Após reescrever as equações do modelo, foi obtido o índice solo-topográfico v :

$$v_i = m_i \ln \left(\frac{a_i}{To_i tg \beta_i} \right) \quad (3.51)$$

Esse índice define um novo critério de similaridade hidrológica para os elementos da bacia. Considerando a hipótese de escoamento permanente na zona saturada, e admitindo recarga constante em toda a bacia, pode-se obter a expressão modificada que

relaciona os déficits pontual e médio da zona não-saturada:

$$\frac{\bar{S}}{\bar{m}} - \frac{S_i}{m_i} = \frac{\bar{\psi}}{\bar{m}} - \frac{\psi_i}{m_i} \quad (3.52)$$

onde $\bar{\psi}$ representa a média de $\ln(T_o)$ na bacia. Fazendo-se m constante, a expressão (3.52) reduz-se à Equação (3.37). Foram analisadas duas distribuições hipotéticas da profundidade efetiva; ambas levaram a resultados praticamente idênticos, tanto em termos da vazão calculada como dos parâmetros estimados.

AMBROISE *et al.* (1996a,b) propuseram expressões alternativas para a variação da transmissividade do solo com a profundidade; na formulação clássica do modelo, essa expressão é uma função exponencial (parâmetros m e S_i). Propôs-se nesse trabalho a adaptação do modelo de modo a considerar uma função (1) linear e (2) parabólica, derivando as demais expressões resultantes do modelo para cada uma. No segundo artigo (AMBROISE *et al.*, 1996b), aplicou-se (1) a versão modificada do TOPMODEL com uma função parabólica representando a variação da transmissividade com a profundidade, e (2) a versão com a formulação original do modelo à bacia experimental de Ringelbach.

De forma a considerar a variabilidade espacial do fluxo subsuperficial através do uso de um índice topográfico, WOODS *et al.* (1997) reformularam o modelo de modo a incluir a variabilidade da recarga da zona saturada, tanto espacial, devido aos efeitos da topografia local, quanto temporal, devido aos efeitos de saturação da bacia, obtendo a expressão

$$\bar{r}_i = P \left\{ p_m(\bar{z}) + [1 - p_m(\bar{z})] \frac{\bar{z}_i}{D} \right\} \quad (3.53)$$

onde :

P - precipitação efetiva;

D - espessura da camada de solo;

\bar{z}_i - profundidade média da superfície de saturação, calculada na área de drenagem a_i ;

\bar{z} - profundidade média da superfície de saturação, calculada na bacia;

p_m - função da condição de saturação da bacia, variável entre 0 e 1.

Considerando ainda que a condutividade hidráulica saturada do solo K é constante no perfil de solo em toda a bacia, a partir da hipótese de fluxo uniforme e da integração da lei de Darcy no perfil de solo, tem-se que

$$z_i = \frac{a_i}{s_i} \frac{P}{K} \left\{ p_m(\bar{z}) + [1 - p_m(\bar{z})] \frac{\bar{z}_i}{D} \right\} \quad (3.54)$$

onde :

s_i - gradiente topográfico.

Em sua formulação tradicional, o modelo TOPMODEL calcula, em cada intervalo de tempo, a recarga em um número determinado de posições representativas na bacia; esses valores são, em seguida, somados, de modo a se obter a recarga total da bacia, que é aplicada uniformemente à zona saturada, levando ao cálculo do fluxo subsuperficial total e à conseqüente alteração da posição da superfície de saturação. Na formulação proposta, o modelo modificado forneceria a distribuição espacial do fluxo subsuperficial na bacia.

SCHULER *et al.* (2000) apresentaram uma interessante análise do modelo TOPMODEL em sua formulação clássica ao utilizá-lo para estudar o comportamento de uma bacia do interior do estado de São Paulo. Analisou-se, nesse estudo, a sensibilidade das simulações a conjuntos de parâmetros gerados a partir de intervalos definidos segundo as características físicas da bacia, de modo semelhante ao utilizado por FREER *et al.* (1996) na formulação da metodologia de estimação de incerteza Glue. Analisou-se ainda a sensibilidade a estudos de curto prazo (20 a 80 h) e de médio e longo prazo (15 dias). Mostrou-se que o modelo apresentou grande sensibilidade ao parâmetro T_0 e que é pouco sensível aos demais parâmetros, como demonstrado pela dispersão dos parâmetros aceitos (cujos conjuntos de valores apresentaram eficiência Nash-Sutcliffe maior do que 0,3) nos respectivos intervalos definidos anteriormente. Mais importante, mostrou-se que o modelo não se revelou capaz de simular vazões de pico, especialmente após longos períodos secos; o modelo apresentou resultados

melhores quando o solo estava próximo à situação de saturação. Resultados semelhantes foram reportados por RANZINI e RIGHETTO (2001). Sugeriu-se que a curva de recessão hiperbólica poderia não ser adequada à bacia, e que a hipótese de que o gradiente hidráulico seja paralelo à superfície do terreno pode não ser verdadeira, especialmente para as encostas, o que teria levado à transmissividades muito altas.

Uma outra perspectiva de análise de sensibilidade de parâmetros do modelo TOPMODEL foi conduzida por XAVIER (2002). O autor modificou a estrutura do modelo de modo que fosse possível a representação espacial da chuva, separando campos de precipitação de acordo com as classes de similaridade hidrológica (índice topográfico). XAVIER (2002) teve como objetivo principal analisar o impacto da não consideração dos campos reais de precipitação no risco total associado a um estudo que utilize as vazões simuladas pelo modelo como insumo. Admitiu-se nesse estudo que a formulação do modelo era adequada para a simulação da bacia a ser estudada, isto é, que nenhuma outra modificação deveria ser efetuada em sua estrutura, a não ser, naturalmente, a necessária para permitir ao modelo considerar a chuva espacialmente distribuída em cada intervalo de tempo. Segundo o próprio autor, mesmo que os resultados obtidos permitam apenas uma análise qualitativa da importância da representação adequada da precipitação nos modelos hidrológicos, comprovou-se a idéia intuitiva de que a incerteza das simulações apresenta significativo aumento devido à redução da informação utilizada inicialmente para a derivação de campos de precipitação. Conclui também que à medida que se possui um melhor conhecimento inicial sobre o processo de precipitação, entendido aqui como a qualidade da amostra utilizada inicialmente para a derivação dos mapas por krigagem bayesiana, a hipótese de que a precipitação pode ser considerada constante se revela mais fraca.

3.5.3. Síntese da abordagem do modelo TOPMODEL

Como visto após a breve exposição do modelo e trabalhos que apresentaram modificações na estrutura original proposta, o modelo TOPMODEL, por representar, em sua formulação, o caráter físico dos processos, mostrou-se atraente para a análise do comportamento de bacias hidrográficas. Como bem destacado por BEVEN *et al.* (1995), o modelo não se constitui em um pacote fechado, devendo ser adaptado segundo as condições específicas de cada estudo, observação que deve ser estendida ao uso de quaisquer modelos. Algumas de suas limitações devem ser revistas, como exemplificado a seguir:

- a) consideração dos parâmetros constantes em toda a bacia e, especialmente, da recarga média da zona saturada; essa hipótese é razoável quando se pretende apenas simular o comportamento global de uma bacia, como por exemplo, a vazão na seção exutória; quando se pretende, entretanto, avaliar a dinâmica de saturação da bacia, ou mesmo explorar, ainda que de forma tênue, associação dos níveis calculados z_i com a superfície saturada real, essas hipóteses certamente comprometeriam os resultados obtidos, especialmente a hipótese de recarga constante da zona saturada para toda a bacia; uma reformulação, como a proposta por WOODS *et al.* (1997), poderia tornar os resultados fisicamente mais realistas; o objetivo do estudo definirá o modelo, como dito no início deste trabalho, e as possíveis modificações em sua formulação.
- b) consideração da precipitação e da evapotranspiração potencial constantes, hipótese naturalmente pouco realista para a simulação do comportamento de bacias médias e grandes; relaxar essas hipóteses não levaria a grandes modificações na estrutura do modelo, e o objetivo da análise a ser empreendida dirá se os resultados obtidos serão ou não satisfatórios;
- c) propagação da vazão calculada através de simples translação a velocidade constante; mais uma hipótese pouco defensável para bacias médias e grandes, principalmente ao se considerar que, na formulação usada originalmente no modelo TOPMODEL, todo o volume excedente, que será propagado até a seção de controle, distribui-se uniformemente pela bacia; a incorporação de um modelo mais realista de propagação deveria ser avaliada nessas situações;

- d) a curva de recessão hiperbólica; os trabalhos de AMBROISE *et al.* (1996a,b) representaram importante passo no sentido de relaxar essa hipótese; os resultados obtidos sugeriram que se avalie a validade dessa hipótese ao se utilizar o modelo TOPMODEL para compreender o comportamento hidrológico de uma bacia.

De modo a melhorar a representação dos processos físicos no modelo, diversas modificações podem ser sugeridas. Além de relaxar as hipóteses listadas nos quatro itens anteriores, como já citado anteriormente, é possível associar o parâmetro SR_{max} (capacidade do reservatório da zona radicular) à cobertura do solo, ao tipo do solo e às condições iniciais de umidade da bacia, de forma análoga à utilizada para a derivação do parâmetro CN do modelo do *Soil Conservation Service* (USDA, 1986). Pode-se ainda traduzir, de alguma forma, as condições iniciais de saturação da bacia ao déficit inicial, ou melhor, traduzir em condição de umidade do solo a variável déficit da zona saturada. A utilização de mapas de umidade do solo para a simulação de bacias hidrográficas foi estudada por ROTUNNO FILHO (1995), e sua utilização seria relevante especialmente para a simulação de períodos curtos (alguns dias), como sugerido pelos resultados apresentados por SCHULER *et al.* (2000).

Ainda outros aprimoramentos poderiam ser propostos, visando ao fortalecimento de seu caráter físico, um tanto tênue em sua formulação clássica, como exposto por FRANCHINI *et al.* (1996) e O'CONNELL e TODINI (1996). Mais uma vez, cabe ressaltar que o ritmo das modificações deverá ser ditado pelos objetivos do cientista ou projetista. De qualquer forma, o reconhecimento de BEVEN *et al.* (1995) de que o modelo não deve ser tomado como uma caixa preta, inviolável, e sim adaptado a cada conjuntura. A quantidade e qualidade dos diversos estudos apresentados em quase duas décadas estimulam sua análise e, após as devidas modificações que eventualmente se mostrarem necessárias, seu uso para a simulação de bacias hidrográficas.

3.6. Metodologia de Estimação da Incerteza Glue

Como proposto originalmente por BEVEN e BINLEY (1992), o método de estimação de incertezas Glue (*generalised likelihood uncertainty estimation*) materializa a tese defendida pelos autores sobre o paradigma da equifinalidade. Segundo esse conceito, seria muito difícil, ou mesmo impossível, obter, para sistemas complexos, um conjunto

ótimo de parâmetros; em seu lugar, seria possível unicamente selecionar, segundo um critério específico, um conjunto de modelos, entendidos aqui como conjuntos de parâmetros que caracterizam um modelo hidrológico, igualmente capazes de simular de forma aceitável a resposta do sistema estudado. A dificuldade em se representar perfeitamente qualquer sistema físico, em conjunto com a quase impossibilidade de uma descrição também perfeita das características desse mesmo sistema, e de todos os problemas operacionais relacionados a essa dificuldade (DUAN *et al.*, 1992; SOROOSHIAN *et al.*, 1993; JAKEMAN e HORNBERGER, 1993), tornaria quase impossível a tarefa de se encontrar um conjunto ótimo de parâmetros. Partindo de uma premissa semelhante, SOROOSHIAN *et al.* (1998) descreveram uma metodologia para a análise da incerteza de modelos complexos baseada em uma abordagem multicriterial, utilizada, por exemplo, por GUPTA *et al.* (1998), em uma aplicação do modelo Sacramento (BURNASH, 1995), e por BELDRING (2002), na análise da simulação hidrológica de uma bacia norueguesa.

Conceito exposto e defendido nos trabalhos de BEVEN e BINLEY (1992), FREER *et al.* (1996) e BEVEN e FREER (2001), segundo o paradigma da equifinalidade, para uma dada estrutura ou um dado modelo, existem muitas combinações de parâmetros que podem ser consideradas como igualmente hábeis em reproduzir o comportamento das séries de vazões observadas, segundo uma função objetivo que represente a qualidade do ajuste obtido.

Como destacado pelos autores, a dificuldade ou impossibilidade em se encontrar um conjunto ótimo de parâmetros deve-se à incerteza na representação dos processos pelo modelo e na caracterização da bacia estudada e das condições de contorno, bem como das limitações intrínsecas dos modelos, como também destacado por DUAN *et al.* (1992), SOROOSHIAN *et al.* (1993), SOROOSHIAN *et al.* (1998) e GUPTA *et al.* (1998).

Ao admitir esse novo paradigma, a partir de uma amostra de conjuntos de parâmetros aceitáveis, poder-se-ia simular um conjunto de comportamentos aceitáveis do modelo; na metodologia Glue, esses conjuntos são ponderados de acordo com a sua probabilidade calculada no período de calibração, e os pesos utilizados para construir a

distribuição acumulada das previsões a partir da qual os quantis de incerteza podem ser calculados. Em síntese, em vez de prever uma série de respostas, prever-se-ia um conjunto de séries de respostas possíveis, ponderadas de acordo com a sua verossimilhança, definida durante a etapa de investigação do espaço das soluções do modelo. Através da distribuição dos parâmetros aceitos, pode-se ter noção da sensibilidade do modelo.

As previsões de diferentes modelos são consideradas e ponderadas na avaliação da incerteza da simulação de um modelo, em função de seu nível de aceitabilidade, medido através de uma função de verossimilhança. Diferentes conjuntos de parâmetros são avaliados; esses devem ser gerados a partir de intervalos definidos *a priori*. Cada conjunto de parâmetros representa um ponto no espaço das soluções possíveis, para o caso estudado e para os limites definidos. A habilidade de cada conjunto gerado deve ser, então, avaliada através de um critério de aceitação definido no início do estudo.

A partir desse conceito, BEVEN e BINLEY (1992) propuseram a metodologia de estimação da incerteza Glue, baseada nos seguintes passos:

- (1) definir a função de verossimilhança L e critério de aceitação L^* ;
- (2) gerar, a partir do esquema de amostragem escolhido e dos intervalos definidos, N conjuntos de parâmetros (independentes), $\Theta = [\theta_1, \theta_2, \theta_3, \dots, \theta_N]$;
- (3) avaliar o desempenho de cada conjunto gerado através da função L ;
- (4) seleccionar os N_B conjuntos θ_i aceitáveis, isto é, para os quais $L(M[\theta_i]) > L^*$;
- (5) construir a distribuição de $L(M[\theta_i])$ reescalada;
- (6) caso mais de um período de dados seja disponível, utilizar a expressão de Bayes para atualizar a probabilidade de cada conjunto de parâmetros.

Cada valor $L(M[q_i])$ reflete o desempenho do conjunto de parâmetros possíveis q_i , considerando implicitamente todas as fontes de erro da simulação (dados de entrada, estrutura do modelo, entre outros), bem como a não-linearidade do modelo. Normalizando $L[q]_i$, de forma que

$$\sum_{i=1}^B L[M(\theta_i)] = 1 \quad (3.55)$$

pode-se obter a distribuição da probabilidade de cada simulação Z_t

$$P_t(Z_t < z) = \sum_{i=1}^B L[M(\theta_i | Z_{t,i} < z)] \quad (3.56)$$

condicionada a :

- 1) dados de entrada do modelo;
- 2) respostas do modelo a uma amostra particular de conjuntos de parâmetros;
- 3) medida de verossimilhança adotada;
- 4) critério de aceitação; e
- 5) observações utilizadas.

Como colocado por FREER *et al.* (1996), os pesos associados aos modelos devem ser, então, reescalados de modo que a soma das probabilidades acumuladas seja igual a 1. Os pesos reescalados podem ser, então, aplicados nas vazões previstas respectivas, em cada intervalo de tempo, para fornecer a distribuição acumulada das vazões em cada passo de tempo, a partir do qual podem ser calculados os quantis de vazão para representar a incerteza do modelo.

O uso dessa metodologia exige a escolha de uma medida de verossimilhança e de um critério de aceitação. Usualmente os trabalhos publicados têm utilizado a eficiência de Nash e Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970) como medida; uma lista de funções utilizadas é dada em BEVEN e FREER (2001). Segundo BEVEN e FREER (2001), o critério de aceitação, ou o valor a partir do qual dado conjunto de parâmetros é aceito como possível simulador do sistema em estudo, dependerá da natureza do estudo.

Como exposto em FREER *et al.* (1996) e BEVEN e FREER (2001), a escolha desses dois parâmetros, apesar da subjetividade envolvida, deve levar em consideração os objetivos da análise, devendo para tal ser objeto de discussão antes da utilização da metodologia.

Os conjuntos de parâmetros devem ser gerados a partir dos intervalos definidos para cada um dos parâmetros do modelo; esses intervalos devem ser definidos com base na informação existente inicialmente sobre os parâmetros. Usualmente, admite-se que

os parâmetros são uniformemente distribuídos nesses intervalos, já que não se conhece sua distribuição, além da relativa simplicidade de aplicação (BEVEN e FREER, 2001). Outros esquemas de amostragem mais eficientes podem ser utilizados (KUCZERA e PARENT, 1998).

Caso mais de um período de dados seja disponível, pode-se, através do uso da equação de Bayes, atualizar as probabilidades associadas aos conjuntos de parâmetros, como mostrado na equação

$$L[M(\theta)]_i = \frac{L_o[M(\theta)] \times L_T[M(\theta|Y, Z)]}{C} \quad (3.57)$$

onde :

C : fator de reescalonamento

Como mostrado por FREER *et al.* (1996), a atualização das probabilidades leva à redução do número de conjuntos retidos, isto é, reduz a região viável do espaço de conjuntos de parâmetros.

FREER *et al.* (1996) aplicaram essa metodologia à análise da incerteza das simulações da bacia do rio Ringelbach, Suíça. Foram utilizadas séries de vazões diárias, com 4 anos de extensão. Demonstrou-se, nesse trabalho, a influência da escolha das medidas de verossimilhança e critérios de aceitação nos intervalos aceitáveis obtidos. Resultados interessantes adicionais foram obtidos. Mostrou-se que as distribuições das vazões previstas se mostraram inerentemente não-gaussianas, variando, em forma, no período simulado. Em alguns períodos, as vazões observadas não se apresentaram contidas nos intervalos calculados.

SPEAR e HORNBERGER (1980) propuseram que a análise da sensibilidade do modelo aos parâmetros fosse empreendida através da comparação entre as distribuições acumuladas dos parâmetros aceitos e rejeitados; a existência de distribuições similares sugeriria insensibilidade do modelo ao parâmetro; por outro lado, grandes diferenças revelariam um parâmetro sensível. SCHULER *et al.* (2000) utilizaram esse procedimento em sua análise da calibração do modelo TOPMODEL; a sensibilidade do modelo foi avaliada através do teste de aderência Kolmogorov-Smirnov. Para

complementar essa análise, foram ainda construídos diagramas de dispersão para cada conjunto de parâmetros avaliado, já que o grau de dispersão dos parâmetros aceitos no espaço viável constitui-se em um indicador da sensibilidade do modelo, como apontado, a partir de aplicações diferentes, por FREER *et al.* (1996), SOROOSHIAN *et al.* (1998) e XAVIER (2002).

Como sugerido por FREER *et al.* (1996), o desempenho de cada modelo poderia ser avaliado por outras variáveis além da vazão calculada. Idéia semelhante foi expressa nos trabalhos de BEVEN (1989), SOROOSHIAN *et al.* (1998) e BELDRING (2002); esse último autor utilizou dados de nível de piezômetros para restringir a simulação do modelo, obtendo melhores ajustes, representados por uma menor dispersão dos valores dos parâmetros aceitos no espaço viável definido inicialmente pelo autor.

3.7. Calibração do modelo TOPMODEL

No presente trabalho, foi utilizada a metodologia GLUE, conforme explicitada no item 3.6 da revisão bibliográfica, apenas com o intuito de escolha do melhor conjunto de parâmetros do modelo TOPMODEL; a partir da definição dos intervalos viáveis de cada parâmetros, e admitindo-se que estes se distribuíam uniformemente nos intervalos, gerou-se 1.000 conjuntos de parâmetros. O desempenho de cada um destes foi avaliado através da soma dos quadrados dos resíduos, mesma função objetivo utilizada para calibrar o modelo SMAP. Destaca-se mais uma vez que a escolha dessa função objetivo foi feita pela comum implementação no código computacional de todos os modelos utilizados no presente trabalho.

3.8. 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, mostrados na Tabela 3.3 e descritos na sequência do texto, 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.

Tabela 3.3 – Índices de ajuste

Critério	Equação
Soma de erros absolutos (STEPHENSON, 1979)	$Z = \sum_{i=1}^{NQ} q_o(i) - q_s(i) $
Soma dos quadrados dos resíduos (DISKIN e SIMON, 1977)	$Z = \sum_{i=1}^{NQ} [q_o(i) - q_s(i)]^2$
Eficiência (NASH e SUTCLIFFE, 1970)	$Z = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{NQ} [q_o(i) - q_s(i)]^2}{\sum_{i=1}^{NQ} [q_o(i) - q_o(média)]^2}$
Erro percentual nos picos	$Z = 100 \cdot \left \frac{q_s(pico) - q_o(pico)}{q_o(pico)} \right $
Erro da Raiz média quadrática ponderada pelo pico (USACE, 1998)	$Z = \left\{ \frac{1}{NQ} \left[\sum_{i=1}^{NQ} (q_o(i) - q_s(i))^2 \cdot \left(\frac{q_o(i) + q_o(média)}{2 \cdot q_o(média)} \right) \right] \right\}^{1/2}$

Notas:

¹ Z - função objetivo; NQ - número de ordenadas calculadas; $q_o(t)$ - vazões observadas; $q_s(t)$ - vazões calculadas, com um conjunto de parâmetros do modelo; $q_o(pico)$ - pico observado; $q_o(média)$ - media de vazões; e $q_s(pico)$ - pico de vazões calculadas.

- Soma de erros absolutos - Essa função apenas compara cada ordenada do hidrograma gerado com a observada, 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 - 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.
- Erro percentual nos picos - Esse índice mede apenas a aderência entre as vazões de pico calculadas e as vazões de pico observadas. Ele quantifica o ajuste como o valor absoluto da diferença, expresso como porcentagem, também tratando subestimativas e superestimativas como indesejáveis. Não reflete os erros no volume ou no tempo de pico. Essa função objetivo é uma escolha lógica se a informação necessária para o projeto ou estudo é limitada à vazão de pico ou níveis máximos. Este seria o caso de um estudo de áreas de inundação, que procura o limite de desenvolvimento urbano nas áreas sujeitas à inundação, com vazões e níveis relacionados.
- Erro da raiz média quadrática ponderada pelo pico - 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.

Além de efetuar todos esses testes citados acima, é de grande utilidade a elaboração de gráficos que permitam visualizar o ajuste do modelo. Uma comparação de séries de vazões computadas pode ser feita simplesmente por sobreposição dos fluviogramas,

assim como também pode ser feita por um gráfico de dispersão, construído a partir das vazões observadas nas abscissas e das vazões calculadas nas ordenadas. A inspeção desse gráfico pode ajudar a identificar a tendência das respostas do modelo em consequência dos parâmetros selecionados. Uma reta a 45° no gráfico representaria a igualdade das vazões calculadas e observadas. Se os pontos caem em cima da reta de igualdade, significa que o modelo previu exatamente as vazões observadas. No entanto, se os pontos se situarem acima dessa reta, o significado é que o modelo superestimou a vazão, e, caso se situarem abaixo, encontra-se diante de uma situação em que o modelo subestima as vazões observadas. Portanto, a dispersão dos pontos em torno da linha de igualdade fornece uma indicação do ajuste do modelo. Se a dispersão é grande, o modelo não se ajusta bem às observações, enquanto se a dispersão for pequena, o modelo e os parâmetros escolhidos ajustam-se melhor.

Também é de grande utilidade a análise do gráfico da série de resíduos ao longo do tempo. Os resíduos são as diferenças entre as vazões calculadas e observadas, ajudando a indicar como os erros de predição são distribuídos ao longo do tempo de simulação. Esse tipo de gráfico pode ajudar na identificação de parâmetros que requerem mais atenção na estimação. Por exemplo, se os maiores resíduos estão agrupados no começo de um evento de cheia, algum parâmetro de perda ou retenção inicial pode estar sendo mal estimado.

3.9. Avaliação do efeito de escala na modelagem hidrológica distribuída

No presente estudo, explorou-se preliminarmente o efeito da resolução da escala espacial na modelagem distribuída, degradando-a a partir da resolução original do modelo digital do terreno (MDT). A metodologia para essa análise foi a comparação entre as séries simuladas do modelo TOPMODEL, alimentado com as mesmas séries de evapotranspiração e precipitação, além de mesmo conjunto de parâmetros, porém com a distribuição do índice topográfico definida a partir de modelos digitais com resoluções diferentes.

Essa comparação foi feita com intuito de testar o ganho da informação espacialmente distribuída, visto que, quanto maior a degradação da resolução espacial do modelo semi-distribuído, mais esse tipo de abordagem assimila-se a um modelo concentrado.

No tocante à esta linha de investigação acima citada, faz-se necessário ressaltar algumas limitações impostas pelo código computacional utilizado, explicitado no item 3.2.1.6. As limitações são:

1. O mapa de índice topográfico utilizado pelo programa para mapear a saturação das células de área ao longo do tempo tem a limitação de aceitar mapas de no máximo 100 por 100 células;
2. O programa limita a discretização da distribuição do índice topográfico em até 30 classes.

Portanto, para análise da sensibilidade do modelo frente à resolução espacial do MDT, variou-se a resolução da imagem de índice topográfico agrupando células vizinhas em um único valor, valor que representa o valor médio de todas as células agrupadas. Esse agrupamento resulta em um domínio mais estreito de valores de índices topográficos, com menos valores únicos. O domínio de valores de índice topográfico resultante deverá, segundo a limitação computacional descrita acima, ser representado em no máximo 30 classes de valores..

Como exemplos da diferença de distribuição do índice topográfico segundo diferentes resoluções, abaixo estão mostradas distribuições espaciais e em histograma de valores de índice topográfico para duas resoluções, sendo a Figura 3.9 para uma resolução de 290m x 290m e a Figura 3.10 para uma resolução de 1000m x 1000m, ambas aplicadas ao mapa de índice topográfico da sub-bacia de Pedro do Rio.

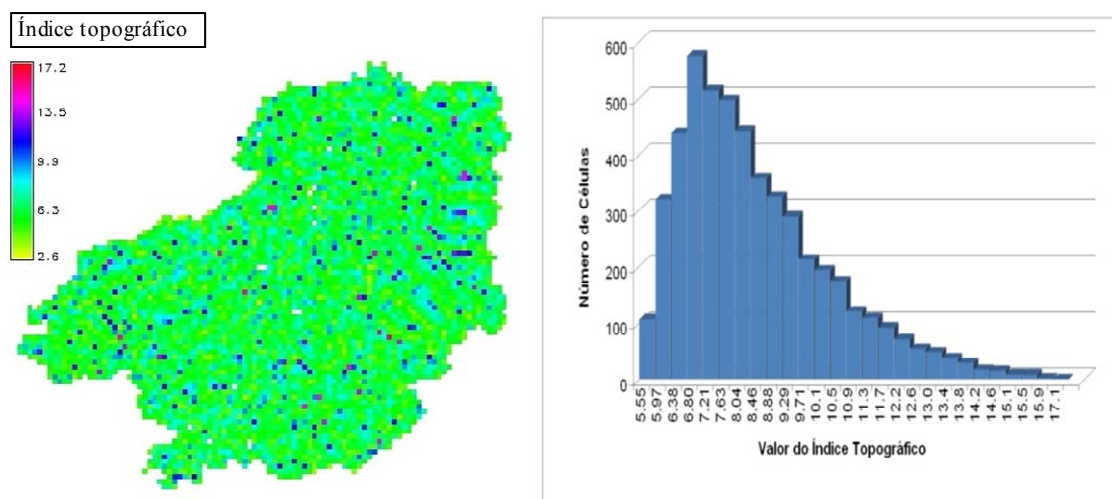


Figura 3.9 – Distribuição do índice topográfico – resolução 290m x 290m

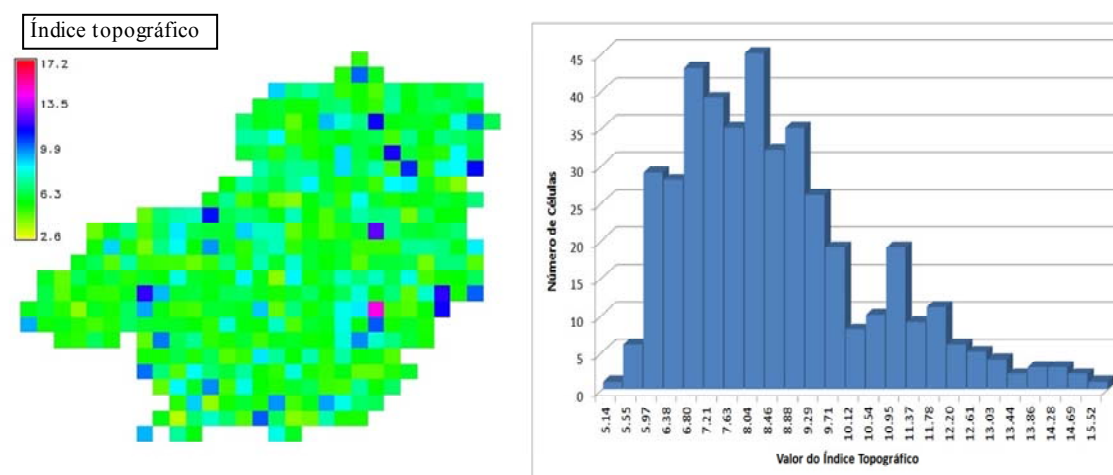


Figura 3.10 – Distribuição do índice topográfico – resolução 1000m x 1000m

De acordo com as figuras acima, é possível perceber a diferença de distribuição do índice topográfico de acordo com a resolução adotada. Quanto maior a degradação, menor quantidade de informação é extraída do mapa de índice topográfico, resultando em uma promediação dos valores. A degradação da resolução espacial, portanto, faz com que as regiões da bacia se tornem cada vez mais homogêneas hidrologicamente, pois passam a ter os processos relacionados ao índice topográfico iguais.

3.10. Regionalização dos parâmetros

Neste trabalho, procurou-se também empregar criticamente os resultados obtidos para a sub-bacia delimitada pelo posto pluviométrico de Pedro do Rio para a sub-bacia delimitada pelo posto de Moura Brasil, posto esse que compreende quase toda a bacia do rio Piabanha, totalizando 2.049 km² de área de drenagem.

Para isto, utilizou-se, como metodologia inicial, a reprodução de todos os parâmetros obtidos para a sub-bacia de Pedro do Rio, tanto para o modelo SMAP quanto para o modelo TOPMODEL. Apenas foram modificadas as áreas de drenagem. Para o TOPMODEL, foi atualizada a base do índice topográfico, utilizando-se o mapa de índice topográfico e sua distribuição referente à nova bacia.

A seleção do período para aplicação dos parâmetros regionalizados foi escolhida como o período de validação empregado nas modelagens de Pedro do Rio – de 2002 a 2004.

4. Estudo de Caso

4.1. Contextualização

A bacia de estudo de caso desta dissertação é a bacia do rio Piabanha. Esta bacia insere-se 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 divisão hidrográfica nacional é definida por esta resolução como o espaço territorial brasileiro compreendido por uma bacia, grupo de bacias ou sub-bacias hidrográficas contíguas com características naturais, sociais e econômicas homogêneas ou similares, com vistas a orientar o planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos.

A região hidrográfica Atlântico Sudeste é conhecida nacionalmente pelo elevado contingente populacional e pela importância econômica de sua indústria. O grande desenvolvimento da região, entretanto, é motivo de problemas em relação à disponibilidade de água. Isso ocorre porque, ao mesmo tempo em que apresenta uma das maiores demandas hídricas do País, a bacia também possui uma das menores disponibilidades relativas. Esses problemas da região hidrográfica são diretamente refletidos na bacia de estudo, como veremos ao desenrolar do capítulo.

A seguir estão descritos as características específicas da bacia do rio Piabanha.

4.2. Localização e caracterização da bacia

A bacia do rio Piabanha tem uma área de drenagem de 2.065 km², abrangendo 4 municípios fluminenses – Areal, Petrópolis, Teresópolis e São José do Vale do Rio Preto, com população total de 590.000 habitantes. A Figura 4.1 mostra a localização da bacia.

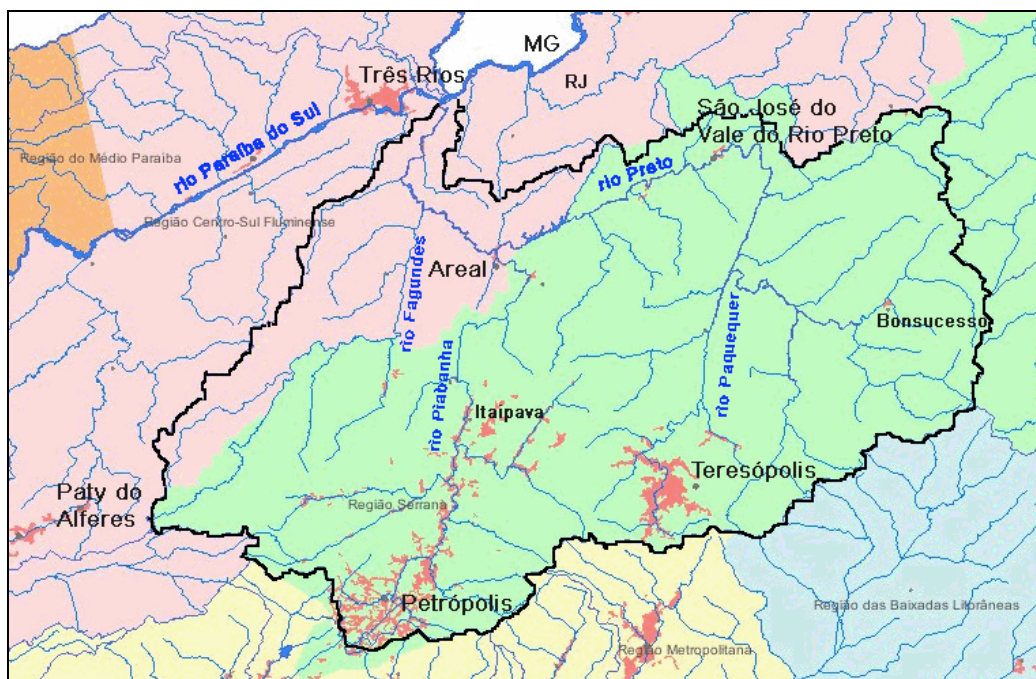


Figura 4.1 – Localização da Bacia do rio Piabanha no mapa de regiões político-administrativas do Estado do Rio de Janeiro. (Fonte: Fundação CIDE, LabGeo)

O rio Piabanha, com 80 km de extensão, banha os municípios de Petrópolis, Areal e Três Rios. Seu principal afluente é o rio Paquequer, de 75 km de curso, que banha Teresópolis e São José do Vale do Rio Preto. A bacia do rio Piabanha é uma das bacias entre as grandes sub-bacias formadoras do rio Paraíba do Sul que apresenta a maior cobertura florestal, estimada em mais de 20% de suas terras, onde estão os mais expressivos remanescentes da Mata Atlântica. Destaca-se também que a sub-bacia do rio Paquequer apresenta o maior percentual de cobertura florestal (46%) entre todas as sub-bacias individualizadas do Paraíba do Sul (COPPE/UFRJ, 2002)

4.2.1. Fisiografia da bacia

A bacia apresenta relevo montanhoso, muito acidentado de modo geral, no curso médio e superior, com afloramentos rochosos e altitudes que ultrapassam os 2.000m. As fortes restrições à ocupação dadas pelo relevo são a principal razão do nível relativamente alto de cobertura florestal natural da bacia do Piabanha (mais de 30%), se comparado com a média das sub-bacias do Paraíba do Sul (11%). Apesar da expressiva cobertura florestal, as condições de relevo e solos e a elevada pluviosidade resultam em alta vulnerabilidade à erosão na maior parte da bacia do Piabanha. Os intensos processos erosivos da sub-bacia do rio Preto se refletem no assoreamento do reservatório situado entre Areal e São

José do Rio Preto (represa Morro Grande, utilizada para abastecimento de água e geração de energia Ampla S/A). Estudos realizados há 10 anos atrás pelo DRM-RJ indicavam que o reservatório (na época com cerca de 40 anos de existência) já havia perdido mais de 50% de sua capacidade de armazenamento.

Geomorfologicamente a região está situada na Unidade Serra dos Órgãos (RADAMBRASIL, 1983). O reverso deste conjunto topográfico é definido por seu aspecto morfoestrutural, caracterizado por lineações de vales estruturais de cristas serranas, maciços graníticos, morros com desníveis altimétricos acentuados e alvéolos intermontanos. Essas feições refletem áreas de dobramentos remobilizados sob forma de blocos justapostos. A drenagem da Serra dos Órgãos se desenvolve sob o controle lito-estrutural, apresentando padrões paralelos e sub-paralelos.

Os reversos da Serra do Mar, pela sua localização, extensão e posição geográfica, apresenta formas de uso e ocupação inadequados como desmatamentos e desenvolvimento de atividades agropecuárias e urbanas em núcleos intermontanos, expandindo-se às vertentes íngremes. A região tem expressiva amplitude topográfica, vertentes predominantemente retilíneas a côncavas e escarpadas com topos e cristas. A vegetação predominante é composta de Floresta Ombrófila Densa Montana, Alto Montana, Campos de Altitude e Floresta Estacional Semidecidual para NE, adaptada às estações úmidas e secas.

O ambiente de Formação Montana se estende sobre litologia pré-cambriana, em formação de Latossolos, Podzólicos, Cambissolos e subordinadamente Litossolos com afloramentos rochosos nas vertentes mais íngremes, normalmente ocupando locais de difícil acesso, quase sempre constituindo áreas de preservação ambiental.

4.2.2. Uso do solo e ocupação da bacia

A sua ocupação remonta ao período colonial do início do século XIX. Os principais núcleos urbanos, Petrópolis e Teresópolis (que, juntos têm mais de 350.000 habitantes) instalaram-se em regiões intermontanas, em fundo de vales nos exíguos terraços fluviais, por vezes atingindo as encostas íngremes expandindo-se pelos vales dos rios

Piabanha e Preto, respectivamente.

A proximidade com o Rio de Janeiro induz a um crescimento urbano acentuado e inadequado para as condições ambientais da bacia.

Além dos conhecidos problemas com situações de risco de erosão das encostas e de inundação na calha dos rios, a qualidade dos recursos hídricos é prejudicada pelo lançamento de esgotos *in natura*. Não há tratamento dos esgotos e as vazões naturais dos rios são muito baixas para a diluição das cargas lançadas, resultando em altos índices de poluição. Esses problemas puderam ser verificados nas visitas de campo efetuadas em junho de 2008.

A bacia do Piabanha destaca-se também pelo uso industrial (mais de 50 indústrias de alto potencial poluidor) e pelo uso agrícola, co-responsáveis pela erosão dos solos e degradação das águas, juntamente com o uso urbano. Predominam as culturas de ciclo curto (verduras e legumes) e não se verifica o uso de técnicas de conservação de solo, como terraceamento e plantio em curva de nível, apesar das fortes declividades e do potencial de erosão hídrica da região. Em geral, as áreas cultivadas se localizam nas margens dos rios e córregos, ocupando áreas de preservação permanente (APP). Uso abusivo de agrotóxicos, lançamento de esgotos de origem doméstica e animal (currais e pocilgas) e erosão das margens são problemas comuns aos cursos d'água nessas áreas, comprometendo a qualidade das águas utilizadas para a irrigação das culturas e abastecimento doméstico. Ressalta-se que a captação de água para abastecimento de Teresópolis situa-se no rio Preto, a jusante de diversas áreas agrícolas.

O nível de ocupação e a intensidade de uso das terras e das águas da bacia do rio Piabanha situam-na entre as sub-bacias do Paraíba do Sul de alta prioridade para a realização de ações de proteção e recuperação de florestas, solos e águas, sendo recomendadas medidas rigorosas de restrição de uso, especialmente no curso superior do rio Piabanha e de seu afluente Preto, que devem receber prioridade máxima na proteção das florestas, na recuperação de áreas degradadas, no planejamento e controle do parcelamento do solo urbano e dos usos da água, em geral, e do uso agrícola em especial (COPPE/UFRJ, 2002).

4.2.3. Clima e regime pluviométrico

A localização da bacia em região tropical e a proximidade da superfície oceânica não explicam por si só a elevada pluviosidade da região. A esses fatores, que criam pré-condições à alta pluviosidade, estão associados mecanismos dinâmicos, de massas de ar polares e oceânicas e linhas de instabilidade, e fatores estáticos orográficos proporcionados pela orientação SO/NE da Serra do Mar.

Esse posicionamento expõe a região ao fluxo meridional de ar frio, oriundo do Pólo Sul sobre as águas quentes oceânicas, assegurando-lhe ainda maior frequência de invasão de frentes frias e de linhas de instabilidade tropical. A sua topografia bastante acidentada, que é proporcionada por rochas cristalinas do Escudo Brasileiro, aumenta a turbulência do ar pela ascendência orográfica, favorecendo as precipitações.

Os fatores dinâmicos e estáticos determinam para a bacia o clima tropical de altitude úmido na região serrana, com altos índices pluviométricos e temperaturas médias a baixas. A região mais baixa, tanto pelo efeito adiabático como pela continentalidade, está condicionada a amplitudes térmicas distintas de inverno e verão de um clima sub-úmido.

Nas encostas íngremes a pluviosidade média anual ultrapassa os 2.500mm, como nas cidades de Petrópolis e Teresópolis. Nas vertentes mais íngremes e elevadas, acima dos 2000m, identificam-se formações rupestres e campos de altitude como nas proximidades dos campos do Sino e do Açu, onde podem ocorrer temperaturas negativas, inclusive com geada. Nas proximidades dos municípios de Areal e São José do Rio Preto, a média pluviométrica decresce abruptamente para 1.300mm, com períodos secos e déficits hídricos bastante pronunciados. Observando-se o mapa de isoietas da bacia hidrográfica (BRANDÃO *et al*, 2000) sobre o mapa topográfico, constata-se a influência do relevo na distribuição pluviométrica total. O relevo acidentado condiciona também a variação das temperaturas.

A distribuição das precipitações ao longo do ano está representada nas Figuras 4.2, 4.3 e 4.4, podendo-se identificar o período chuvoso de novembro a março. Verifica-se que o mês mais seco é julho e que as chuvas têm início no mês de agosto.

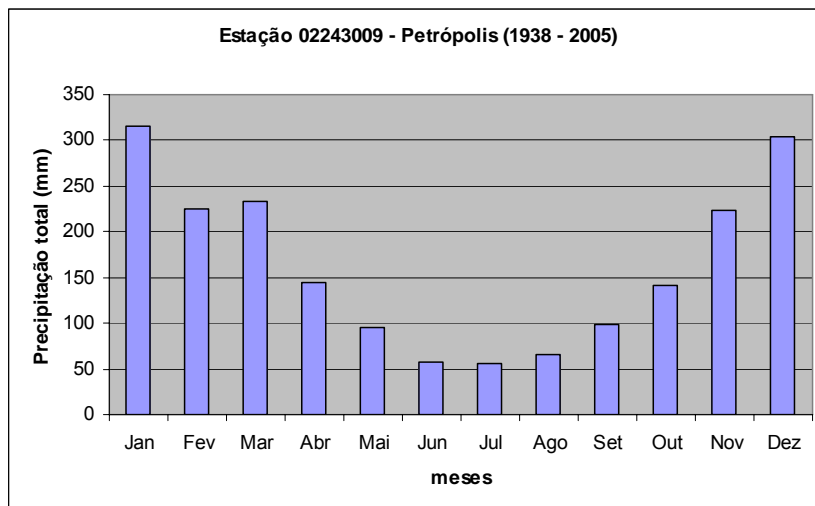


Figura 4.2 - Totais de precipitação mensal em Petrópolis/ RJ

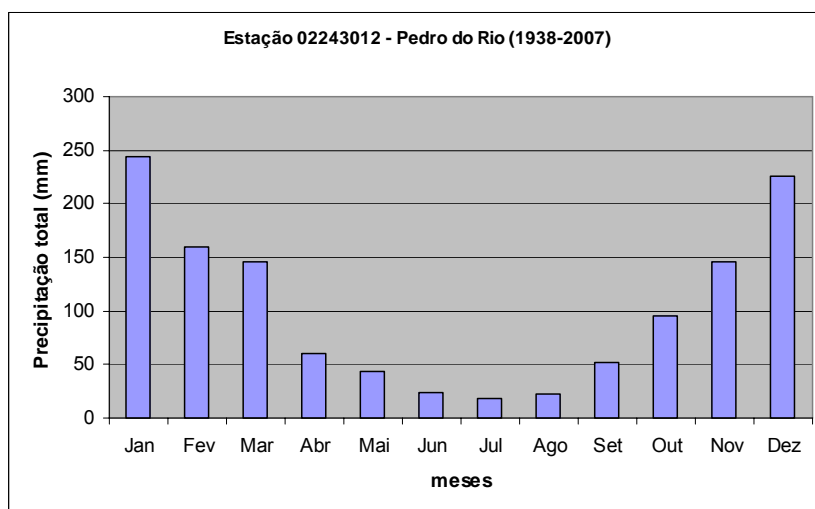


Figura 4.3 - Totais de precipitação mensal em Pedro do Rio

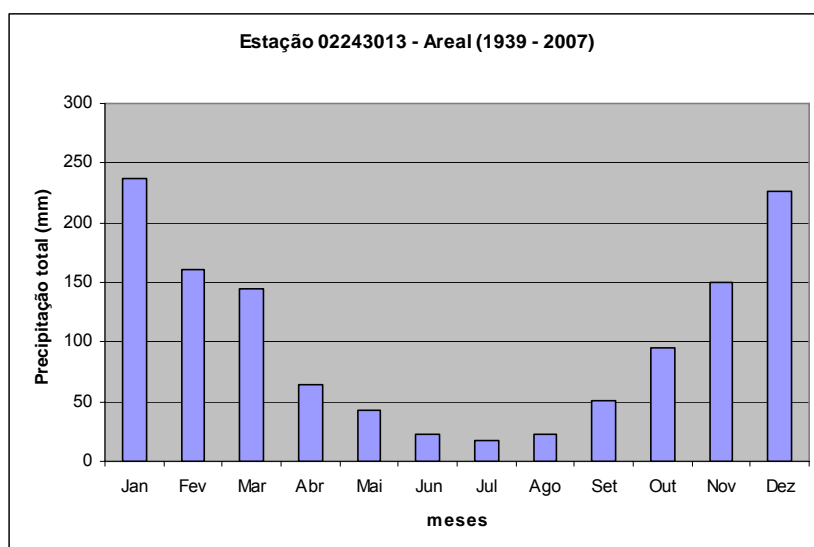


Figura 4.4 - Totais de precipitação mensal em Areal/ RJ

4.2.4. Caracterização do regime hidrológico

O ano hidrológico na bacia do Piabanha 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 mensais médias de longo período, em Pedro do Rio (Figura 4.5).

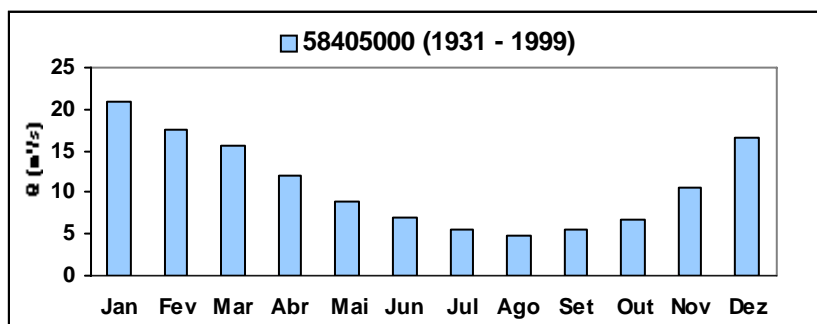


Figura 4.5 - Vazões médias mensais do rio Piabanha em Pedro do Rio

Nos estudos de regionalização de vazões para a bacia do rio Paraíba do Sul (CPRM, 2002) a bacia do rio Piabanha mostrou ser uma região hidrológicamente homogênea e para ela foram definidas equações de regionalização e curvas regionais de probabilidades. As Tabelas 4.1 e 4.2 a seguir apresentam um resumo das características regionais.

Tabela 4.1 – Características médias de precipitação e vazão nas sub-bacias do Piabanha

Código	Nome da estação	Nome do rio	Área (km²)	Q_{MLT} (m³/s)	Precipitação anual média (mm)	C= Q_{MLT}/P	Vazão Específica (l/s.km²)
58400000	PETROPOLIS	RIO PIABANHA	41	2,31	1.936	0,93	56,93
58405000	PEDRO DO RIO	RIO PIABANHA	411	11,00	1.704	0,49	26,75
58409000	AREAL-RN	RIO PIABANHA	511	12,62	1.612	0,48	24,68
58420000	FAZENDA SOBRADINHO	RIO PRETO	718	17,24	1.613	0,47	24,00
58425000	MORELI (PARADA MORELI)	RIO PRETO	927	19,43	1.549	0,43	20,96
58427000	TRISTAO CAMARA	RIO PRETO	1.030	21,17	1.521	0,43	20,55
58434000	FAGUNDES	RIO FAGUNDES	259	3,89	1.352	0,35	15,01
58440000	MOURA BRASIL	RIO PIABANHA	2.050	36,73	1.477	0,38	17,92

Tabela 4.2 – Características de vazões máximas e mínimas nas sub-bacias do Piabanha

Código	Nome da estação	Nome do rio	Q_{MC} obs. (m³/s)	Q_{mín,7} obs. (m³/s)	Q_{mín,7,10} obs. (m³/s)	Q₉₅ obs. (m³/s)	Q₉₅/Q_{mín,7,10}
58400000	PETROPOLIS	RIO PIABANHA	30,35	0,78	0,50	0,78	1,56
58405000	PEDRO DO RIO	RIO PIABANHA	114,67	3,09	1,98	3,10	1,57
58409000	AREAL-RN	RIO PIABANHA	107,65	3,75	2,41	3,69	1,53
58420000	FAZENDA SOBRADINHO	RIO PRETO	138,66	5,93	3,81	5,75	1,51
58425000	MORELI (PARADA MORELI)	RIO PRETO	158,15	6,97	4,48	6,60	1,47
58427000	TRISTAO CAMARA	RIO PRETO	128,41	-	-	-	-
58434000	FAGUNDES	RIO FAGUNDES	38,94	1,47	0,94	1,26	1,34
58440000	MOURA BRASIL	RIO PIABANHA	240,57	10,76	6,91	8,65	1,25

Os dados fluviométricos utilizados correspondem às séries históricas até o ano de 1999. A precipitação média nas sub-bacias foi calculada com as isoietas totais anuais médias (BRANDÃO *et al.*, 2000), correspondentes aos dados do período de 1968 a 1995, para as estações da rede ANA/CPRM, e de 1961-1990 para as estações do INMET – Normais Climatológicas (INMET, 1992).

4.3. Histórico do projeto da bacia experimental da região serrana do estado do Rio

A COPPE/UFRJ coordena um projeto de bacias experimentais, havendo a participação

da CPRM, órgão que monitora estações meteorológicas e hidrológicas em todo Brasil, dentre outras instituições. O projeto de Bacia Experimental consiste na execução de campanhas de medição em campo intensivas, para medição de diversos parâmetros naturais hidrometeorológicos e do solo, para posterior processamento e parametrização dos processos físicos dessa bacia.

O projeto visa à construção de uma base de dados e o desenvolvimento de ferramentas de análise integráveis a um sistema de apoio à decisão voltado à gestão de recursos hídricos superficiais e subterrâneos. O enfoque dessa proposta concentra-se na geração e consolidação de informação temática básica, desenvolvimento e avaliação de metodologias na escala da bacia hidrográfica com base na implementação de áreas especialmente monitoradas na bacia do rio Paraíba do Sul. Finalmente, objetiva-se o aumento da precisão das estimativas de vazões, conferindo maior segurança ao processo de concessão de outorgas de direitos de uso da água e à previsão de cheias.

Os resultados de modelagem hidrológica contidos nesta dissertação podem subsidiar decisões quanto à localização de postos de medição de vazões e precipitações do projeto, além de, pelo estudo das características da bacia, subsidiar também a escolha dos instrumentos de medição mais apropriados.

4.4. Dados utilizados

As bacias utilizadas como estudo de caso no presente trabalho são delimitadas pelos postos fluviométricos de Moura Brasil e de Pedro do Rio, integrantes do sistema de informações hidrológicas HIDROWEB, disponibilizado pela Agência Nacional de Águas (ANA). Os postos fluviométricos e suas localizações estão descritos na Tabela 4.3.

Tabela 4.3 – Estações fluviométricas utilizadas

Código	Nome do posto	Localização (Latitude e Longitude)	
58405000	PEDRO DO RIO	-22°19'56''	-43°08'01''
58442000	MOURA BRASIL	-22°08'32''	-43°08'57''

O posto de Pedro do Rio situa-se no distrito de Pedro do Rio, localizado no município de Petrópolis – RJ. A série histórica que consta do sistema HIDROWEB contém dados de vazões desde o ano de 1932 até o ano de 2006. As Figuras 4.6 e 4.7 mostram as réguas que se encontram instaladas na seção de Pedro do Rio.



Figura 4.6 – Réguas na seção de Pedro do Rio



Figura 4.7 – Seção de Pedro do Rio – vista para jusante

O posto de Moura Brasil situa-se no município de Três Rios. A série histórica disponível no sistema HIDROWEB lista vazões de 1933 até 2005. É importante ressaltar que consta da HIDROWEB um posto ainda a jusante de Moura Brasil, denominado Fazenda da Barreira. No entanto, preferiu-se não trabalhar com esse posto, visto que o posto encontra-se desativado, e a série histórica disponível possui diversas falhas de medições no período estudado nesta dissertação. A localização dos postos fluviométricos utilizados neste estudo está mostrada na Figura 4.8, conjuntamente com a hidrografia da região.

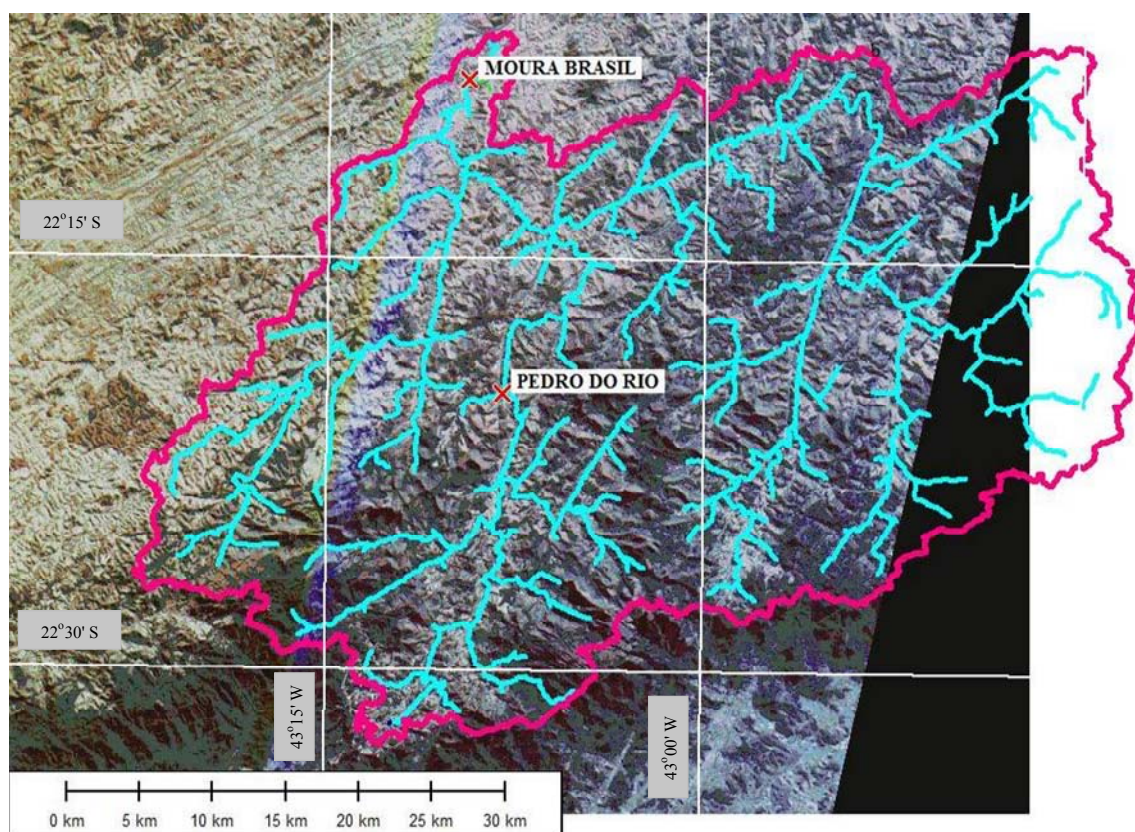


Figura 4.8 – Localização dos postos fluviométricos.

Os postos pluviométricos utilizados foram os que estão situados dentro da bacia de estudo, e constam também da base de dados HIDROWEB. Os postos pluviométricos utilizados e suas respectivas localizações estão mostrados na Tabela 4.4 e na Figura 4.9.

Tabela 4.4 – Estações pluviométricas utilizadas

Código	Nome do posto	Localização (Latitude e Longitude)	
2243009	PETRÓPOLIS	-22°30'42"	-43°10'15"
2243010	ITAMARATI - SE	-22°29'7"	-43°08'57"
2243011	RIO DA CIDADE	-22°26'17"	-43°10'13"
2243012	PEDRO DO RIO	-22°19'57"	-43°08'10"
2243013	AREAL (GRANJA GABI)	-22°14'31"	-43°06'16"
2242027	FAZENDA SOBRADINHO	-22°12'4"	-42°54'
2242026	BOM SUCESSO	-22°16'17"	-42°47'41"
2243015	MOURA BRASIL	-22°07'38"	-43°09'08"

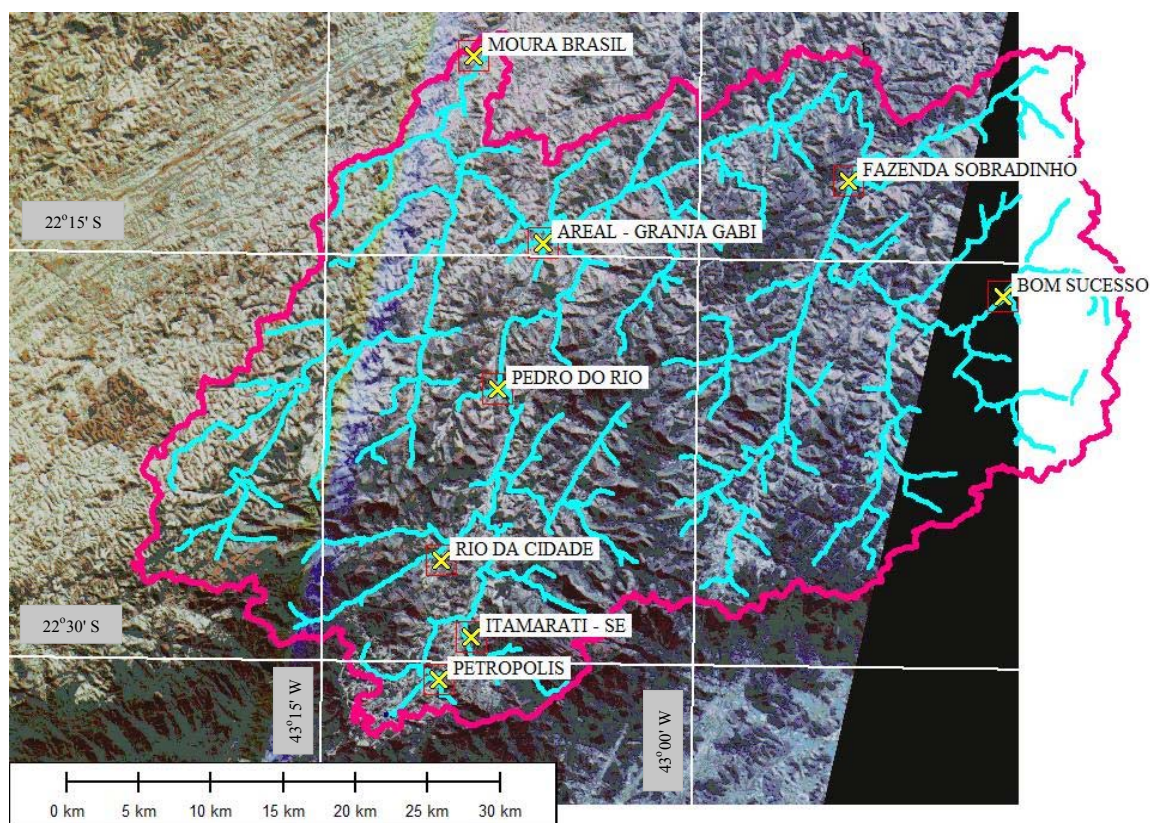


Figura 4.9 – Localização dos postos pluviométricos

4.4.1. Dados fisiográficos

Tendo sido definida a seção exutória das bacias, sua área foi delimitada segundo modelo digital do terreno, de resolução 20 x 20 metros, gerado automaticamente por intermédio do software ARCGIS segundo metodologia “Topo to Raster”, método especificamente definido para a criação de modelos de elevação hidrologicamente adequados. Esse procedimento é baseado no programa ANUDEM como explicado por HUTCHINSON (1993). A base da modelagem do terreno foram cartas do IBGE com curvas de nível digitalizadas, de escala 1:2000. Nas Figuras 4.10 e 4.11 estão ilustrados os modelos digitais de terreno gerados.

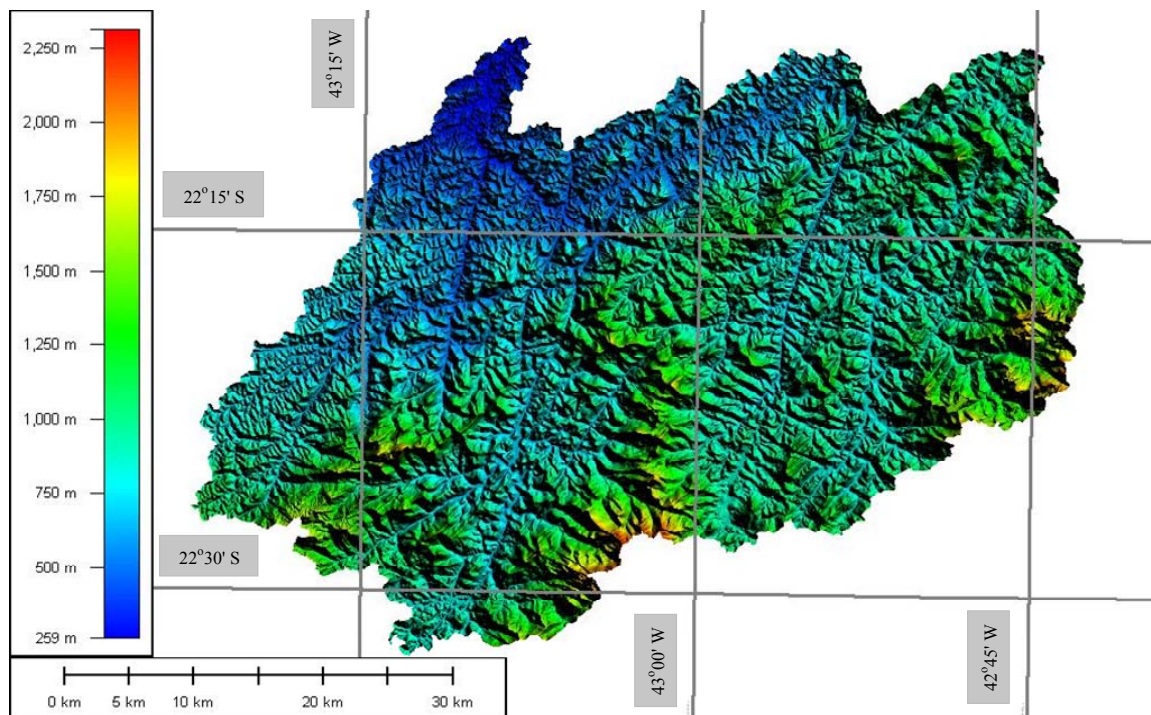


Figura 4.10 – MDT – Bacia do Rio Piabanha - resolução 20x20m

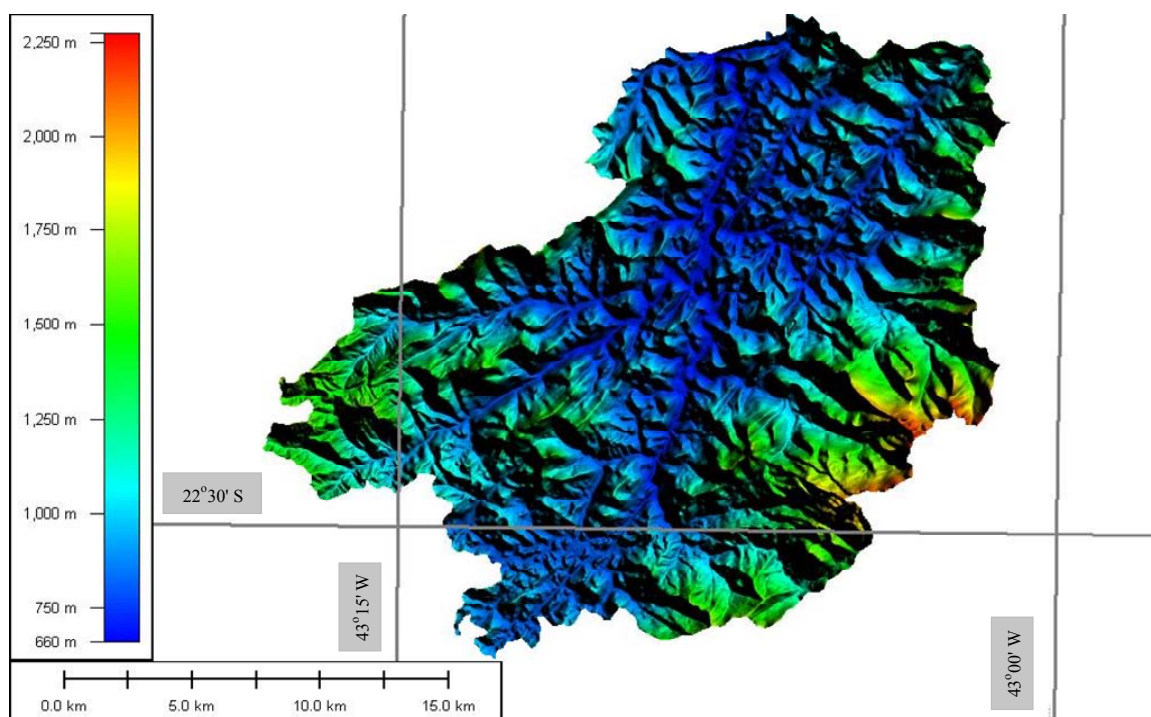


Figura 4.11 – MDT de Pedro do Rio – resolução 20x20m

Com a geração do modelo digital do terreno (MDT), foi possível delimitar as bacias de estudo, além de gerar mapas com a rede de drenagem. Para identificação dos maiores talwegues da Bacia do Piabanha, estudaram-se talwegues que tinham contribuição maior

do que 10.000 células de 20x20 metros. Isso equivale a assinalar os talwegues que possuem uma área de drenagem maior do que 4 quilômetros quadrados. O resultado é a hidrografia já mostrada nas Figuras 4.8 e 4.9. O perfil do maior talvegue até o posto de Pedro do Rio está mostrado na Figura 4.12, enquanto que o perfil do maior talvegue até o posto de Moura Brasil está mostrado na Figura 4.13.

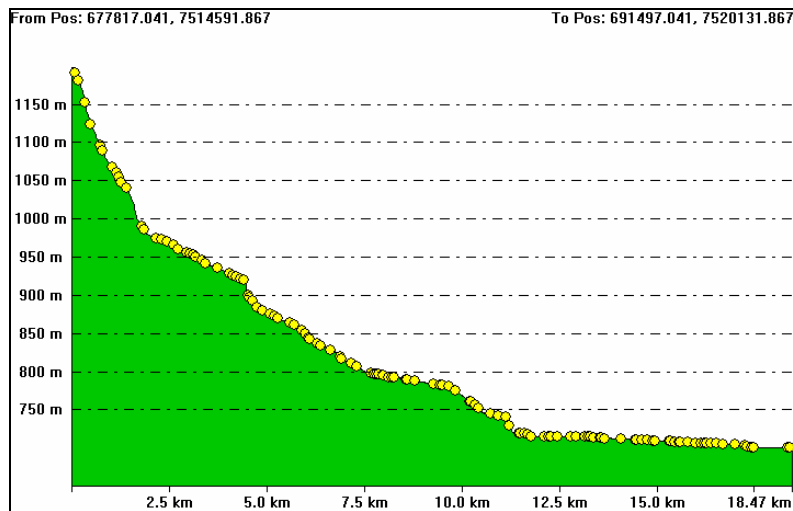


Figura 4.12 – Perfil do maior talvegue – Pedro do Rio

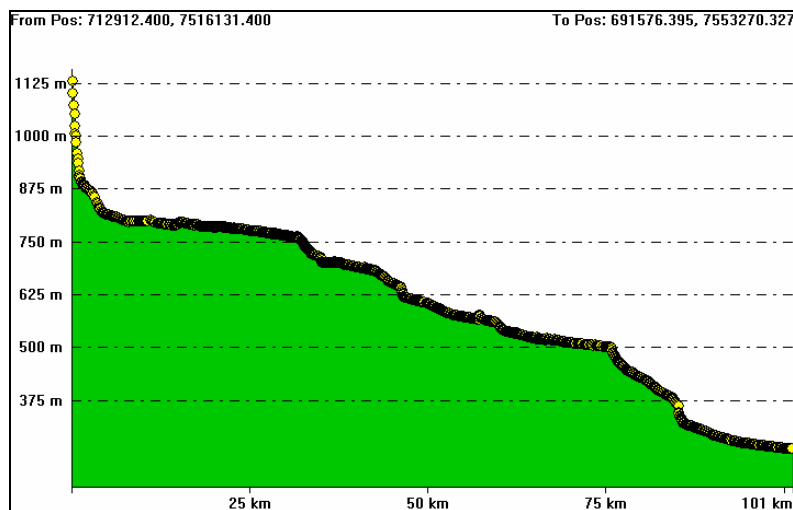


Figura 4.13 – Perfil do maior talvegue – Moura Brasil

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

O tempo de concentração calculado para o maior talvegue da bacia de Moura Brasil foi

de aproximadamente 20 horas, compatíveis 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 sub-bacia de Pedro do Rio foi de aproximadamente 11 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 estudar 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.

Uma imagem do satélite CBERS, disponibilizada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)², montada com as bandas 1, 2 e 3 e abrangendo a delimitação das bacias de estudo, gerada pelo MDT, está mostrada nas Figuras 4.14 e 4.15.

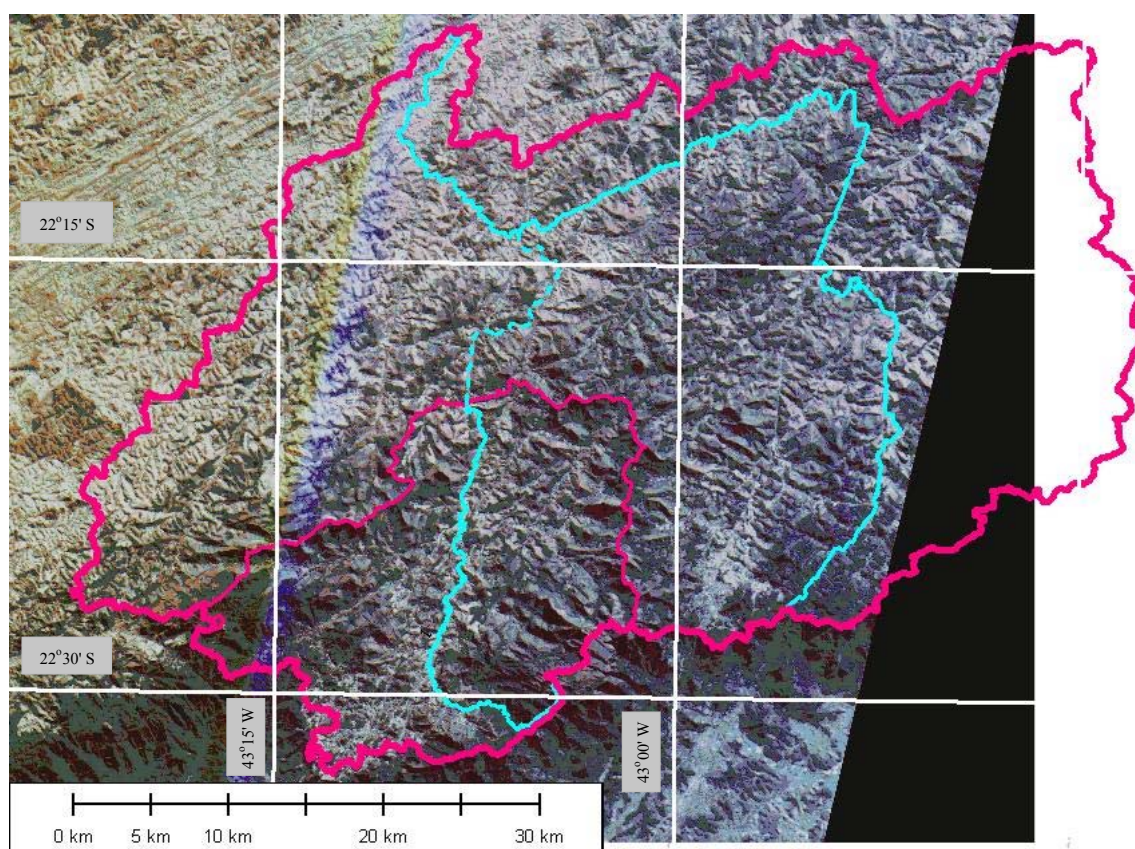


Figura 4.14 – Imagem de Satélite da bacia do rio Piabanha e a bacia de Pedro do Rio

² Banco de Imagens da DGI/INPE - <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>

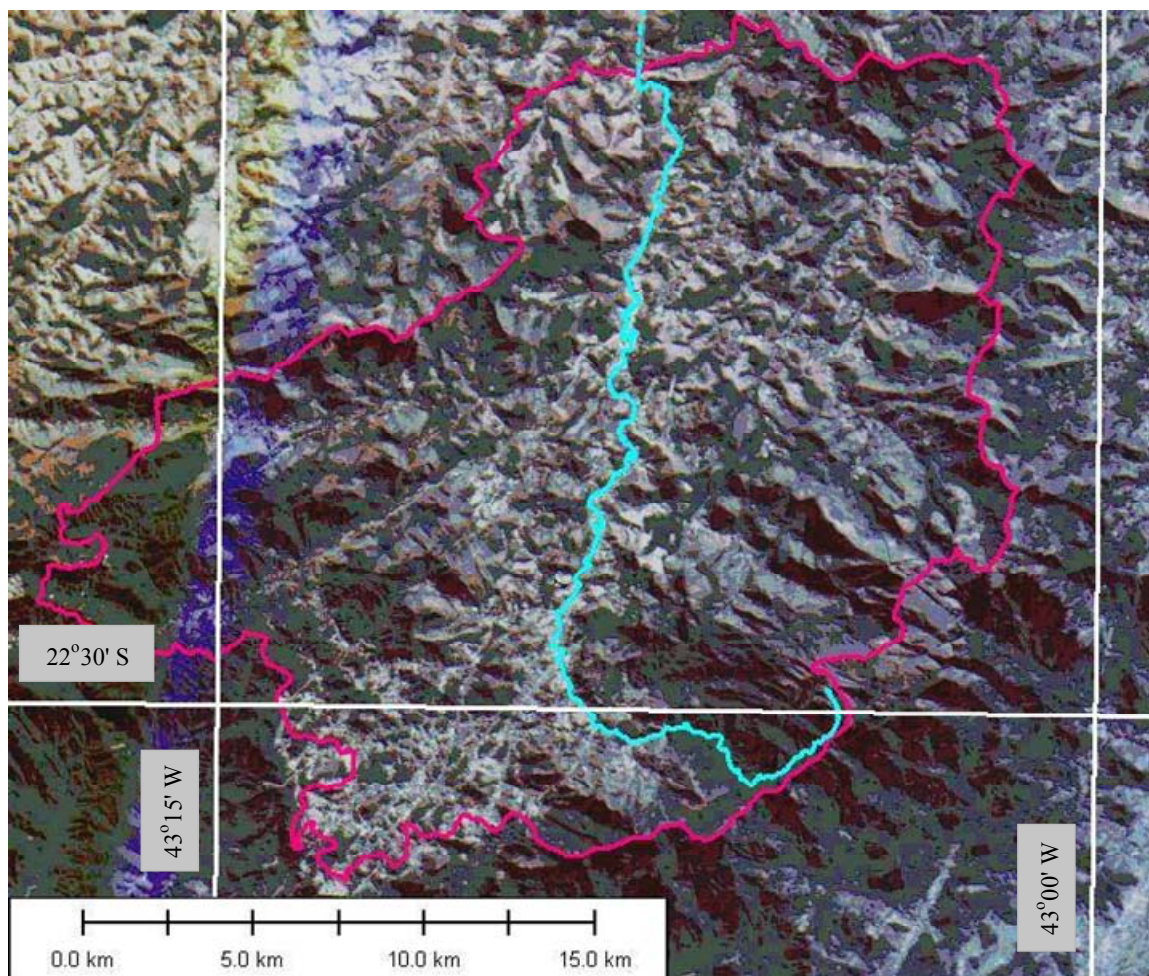


Figura 4.15 – Imagem de Satélite da sub-bacia de Pedro do Rio

Nas imagens de satélite acima (Figuras 4.14 e 4.15), é importante ressaltar que se nota frequentemente uma coloração alaranjada nas cumeadas internas da bacia delimitada pelo posto de Pedro do Rio. Esta informação, associada ao mapa de curvas-número apresentado no item 4.4.2, mostra a grande quantidade de afloramentos rochosos na bacia de estudo. Esta característica representa por si um desafio à modelagem hidrológica com o modelo SMAP utilizado nesta dissertação, por ser usualmente utilizado em bacias sedimentares, com camadas de solos de profundidade média a profunda, como em LOPES *et al.* (1981), BUCHIANERI (2004), DI BELLO (2005) e LIBOS (2008).

4.4.2. Mapeamento da Cobertura do Solo

Como já citado no item 3.2.2 da metodologia, utilizou-se dados de curvas-número (CN) da bacia de Pedro do Rio (MOREIRA *et al.*, 2007). O mapeamento dessa informação

encontra-se na Figura 4.16, enquanto as descrições das classes e suas respectivas áreas encontram-se na Tabela 4.5.

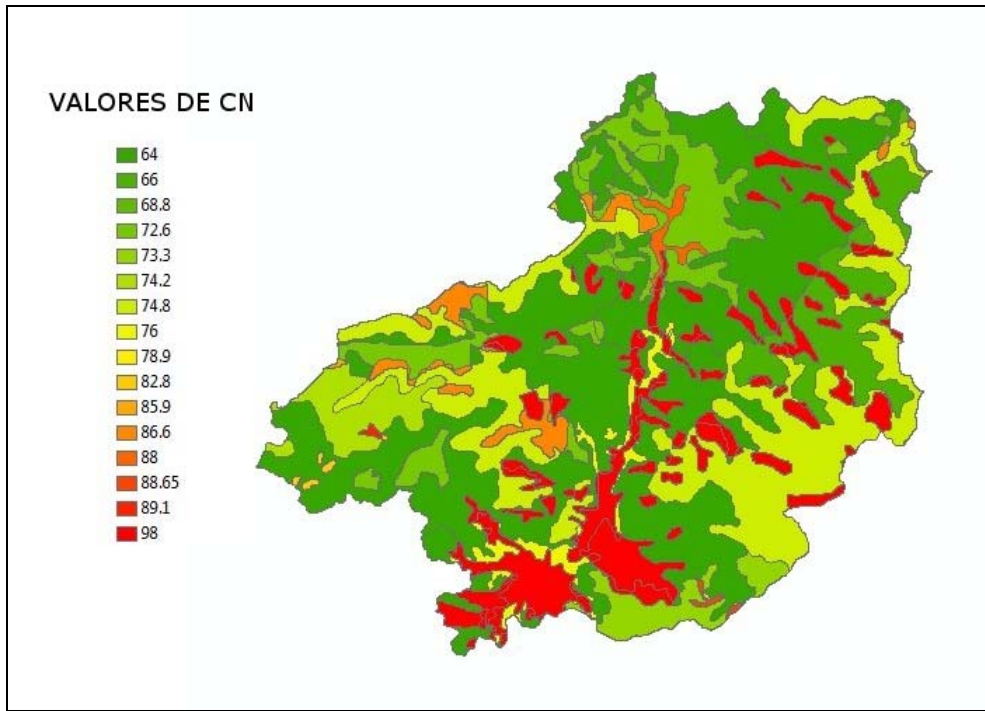


Figura 4.16 – Mapa de curvas-número (CN) – sub-bacia Pedro do Rio

Tabela 4.5 – Curvas-Número e áreas correspondentes

CN	Descrição	Porcentagem da área	CN	Descrição	Porcentagem da área
98,00	Afloramento de Rocha	14,34%	76,00	Mata	1,88%
89,10	Solo Exposto	0,07%	74,80	Mata	19,77%
88,65	Solo Exposto	0,14%	74,20	Mata	3,00%
88,00	Pastagem	0,62%	73,30	Mata	2,53%
86,60	Pastagem	2,30%	72,60	Pastagem	9,56%
85,90	Pastagem	0,04%	68,80	Mata	0,10%
82,80	Solo Exposto	0,19%	66,00	Mata	5,99%
78,90	Pastagem	0,01%	64,00	Mata	39,44%

Verificou-se que a maior parte é de floresta tropical de altitude, aparecendo cobertura urbana pontual e também significativo afloramento rochoso no pico dos divisores de bacias. O valor de curva número ponderado pela área encontrado foi de 73,49.

4.5. Preparação dos dados Pluviométricos

Após a preparação de dados dos postos, 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 para as bacias de Pedro do Rio e de Moura Brasil, respectivamente.

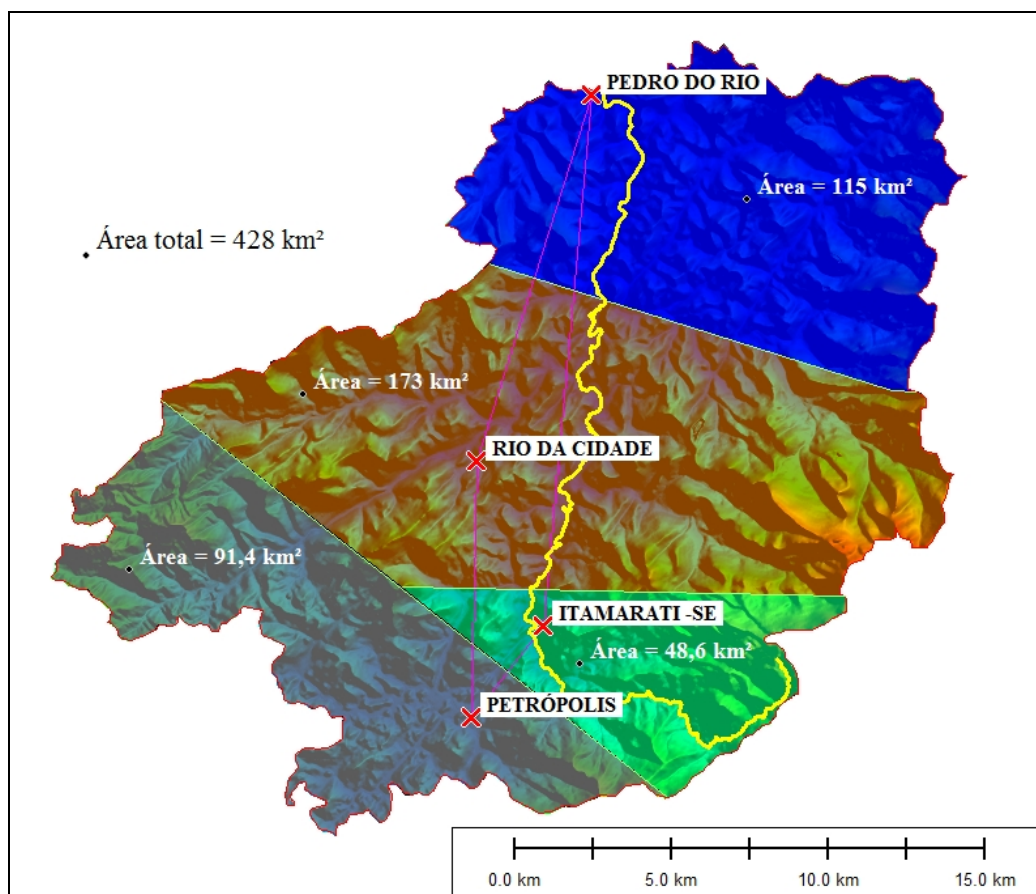


Figura 4.17 – Áreas de influência dos postos pluviométricos – Método de Thiessen – Pedro do Rio

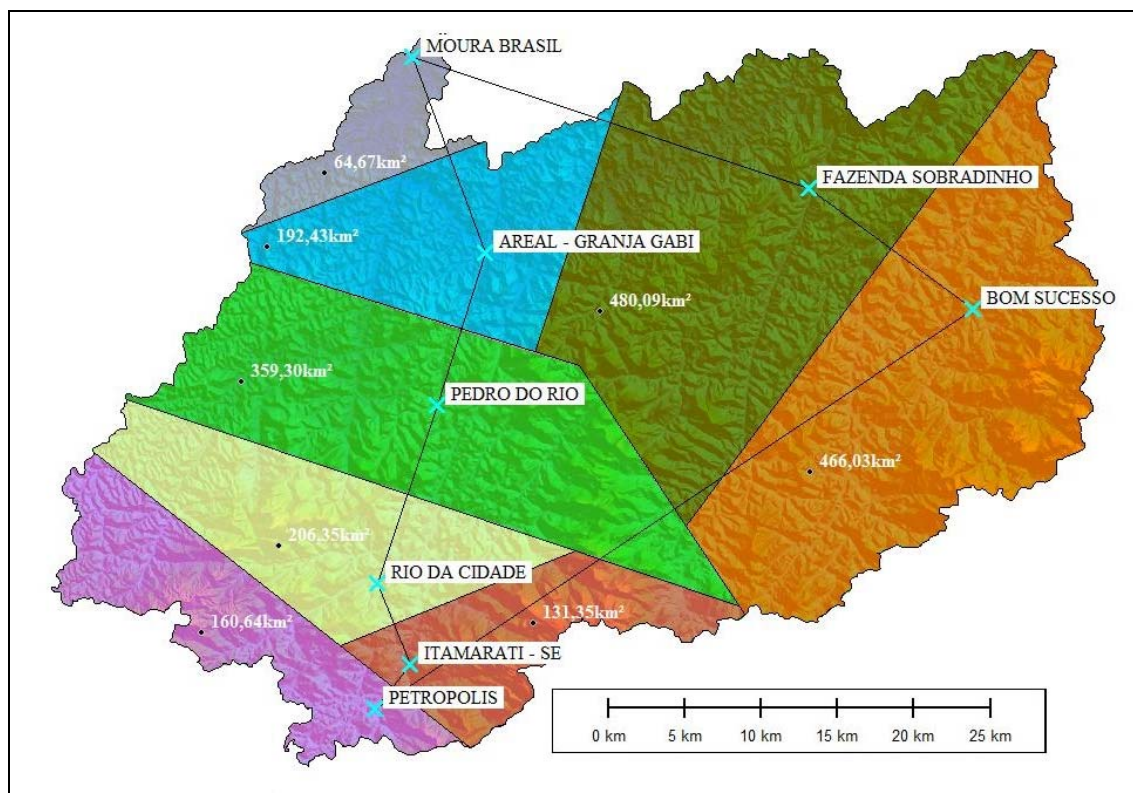


Figura 4.18 – Áreas de influência dos postos pluviométricos – Método de Thiessen – Moura Brasil

A Figura 4.19 mostra uma interessante comparação entre as duas séries de chuva geradas, mostrando que a variabilidade espacial do fenômeno de precipitação gera diferenças consideráveis de dados de entrada, mesmo para bacias interseccionadas. No caso do ano de 2002, pode-se constatar que a série de precipitação calculada para Pedro do Rio tem valores maiores do que a série calculada para Moura Brasil.

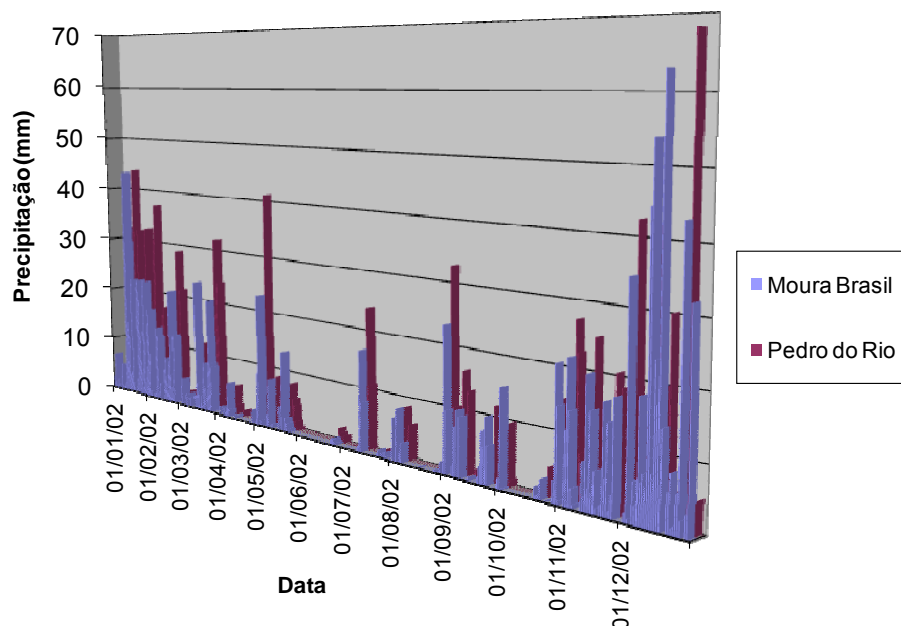


Figura 4.19 – Comparação das séries de precipitação promediadas pelo Método de Thiessen – Pedro do Rio e Moura Brasil – ano de 2002.

4.6. Dados de Vazão – Período de 1998 a 2003

De posse de todos os dados acima, analisou-se visualmente os dados de vazão disponíveis no sistema HIDROWEB. Os dados de vazão referentes à estação fluviométrica de Pedro do Rio estão apresentados na Figura 4.20, enquanto a Figura 4.21 mostra o mesmo tipo de gráfico para o posto fluviométrico de Moura Brasil.

Os gráficos mostram que as vazões por unidade de área (mm/dia) em Pedro do Rio (bacia com área de 409 km²) são maiores do que as vazões de Moura Brasil (área de 2.049 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, como acontece nos reservatórios existentes na bacia, e fugas, de acordo com o aumento de complexidade da bacia estudada.

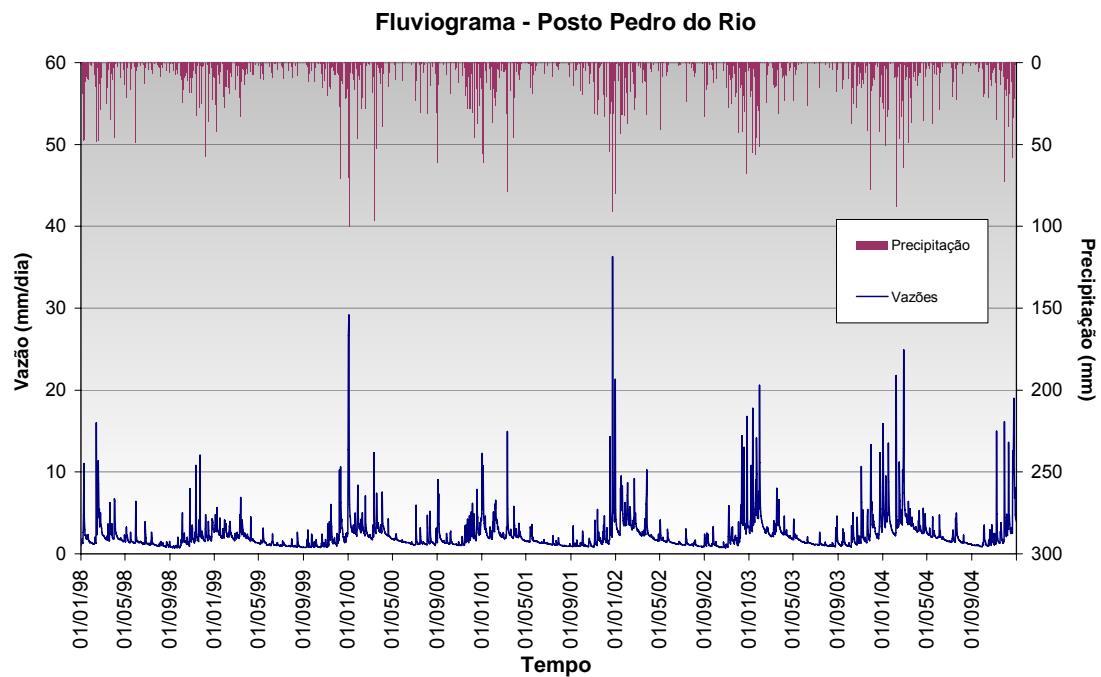


Figura 4.20 – Fluviograma do posto Pedro do Rio– 1998 a 2004.

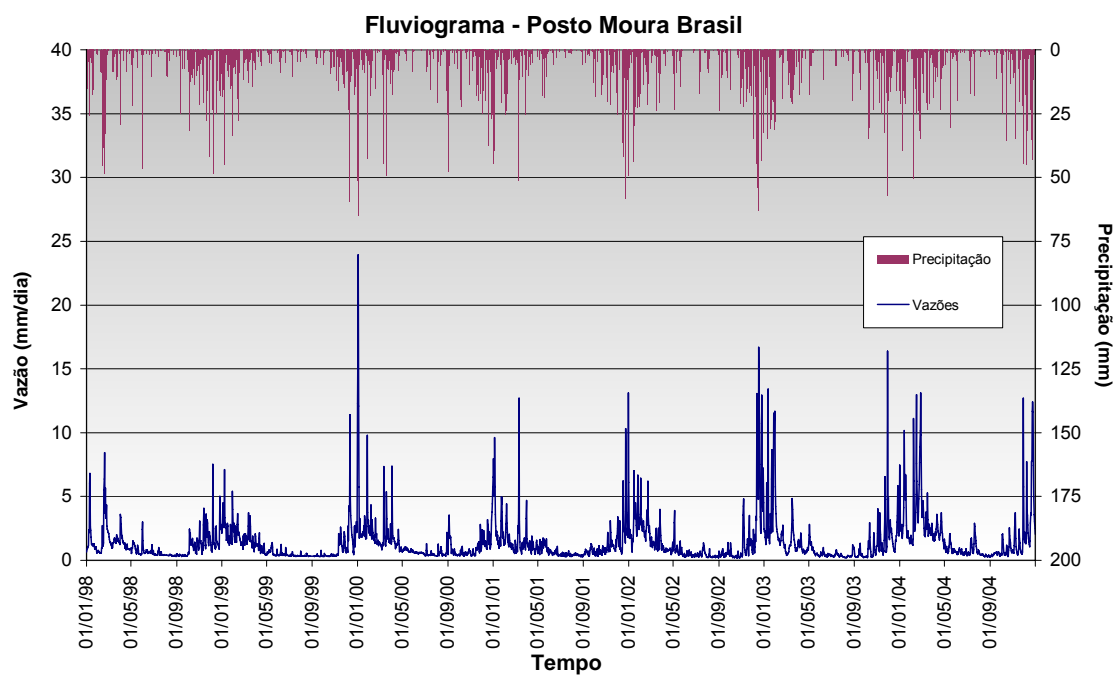


Figura 4.21 – Fluviograma do posto de Moura Brasil – 1998 a 2004.

5. Resultados

Neste capítulo, serão expostos os resultados obtidos, processando-se os dados apresentados no capítulo anterior de acordo com a metodologia descrita no Capítulo 3. Após cada resultado gerado, adicionam-se, quando pertinentes, discussões, críticas ou mesmo observações sobre os próprios resultados. A ordem de apresentação dos resultados segue a ordem citada na metodologia. Primeiramente, extraiu-se a série de evapotranspiração, seguindo-se, então, a aplicação dessa série conjuntamente com os demais dados de entrada na modelagem hidrológica da bacia de Pedro do Rio. Posteriormente, apresentam-se os resultados da tentativa de regionalização da modelagem hidrológica de Pedro do Rio para a bacia de Moura Brasil, e ainda o resultado da resposta do TOPMODEL à degradação da imagem de índice topográfico.

O resultado do balanço hídrico sazonal está discutido no item 5.1. Os itens 5.2 e 5.3 mostram os resultados dos modelos hidrológicos SMAP e TOPMODEL no período de calibração, enquanto os itens 5.4 e 5.5 ilustram a aplicação da parametrização obtida durante a calibração no período de validação. O item 5.6 apresenta o procedimento de regionalização via modelagem hidrológica, enquanto, finalmente, o item 5.7 permite avaliar o efeito da degradação do modelo digital do terreno na geração de séries de vazão com o modelo TOPMODEL.

5.1. Geração de série de evapotranspiração

De acordo com o método do balanço hídrico sazonal, geraram-se 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 Pedro do Rio assumiu o valor aproximado de 0,9908, correspondendo assim a uma constante T igual a 109 dias. O gráfico supracitado encontra-se na Figura 5.3, onde também será utilizado para estimação preliminar dos parâmetros do TOPMODEL.

A Figura 5.1 mostra os valores de evapotranspiração resultantes da aplicação do método do balanço hídrico sazonal para a bacia de Pedro do Rio, no período de 1998 até 2004, compreendendo todo o período modelado nesta dissertação.

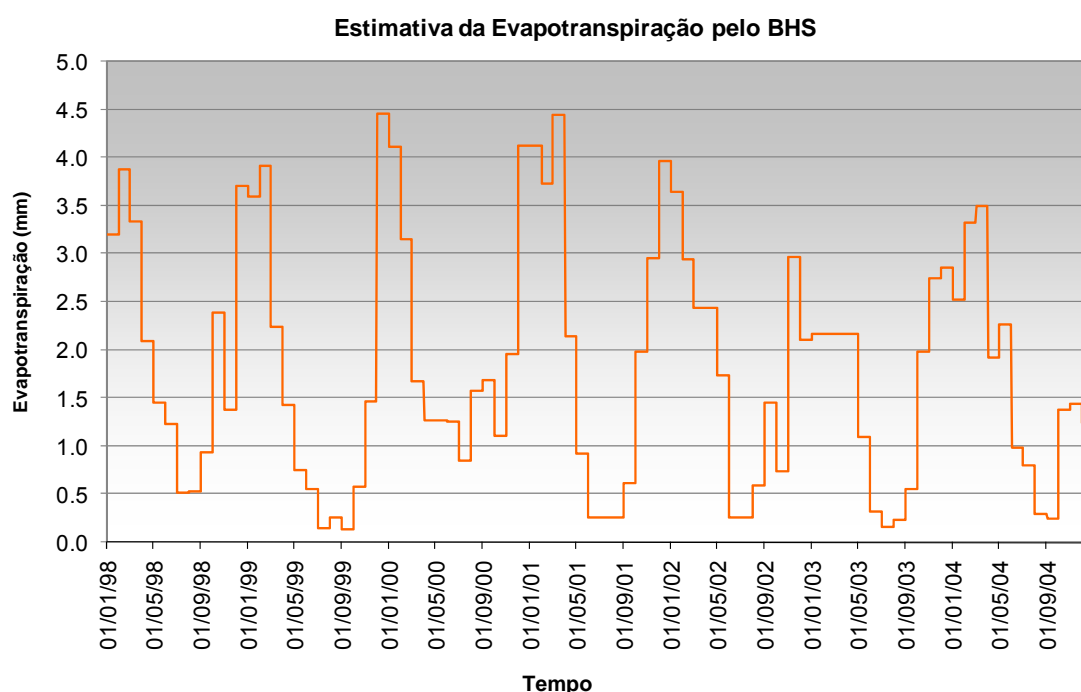


Figura 5.1 - Resultado do cálculo da evapotranspiração – Pedro do Rio

Uma análise crítica mais apurada sobre o desempenho do método BHS pode ser realizada através da verificação do balanço de massa acumulado realizado pelo modelo. Para tal, a Figura 5.2 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 o posto de Pedro do Rio.

Para esse posto, os resultados foram razoáveis, uma vez que se verifica pequeno distanciamento entre as curvas, com tendência de superestimativa da evapotranspiração. Nessa tendência 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 de ter também influência a representação linear da recessão. Contudo, os resultados podem ser considerados aceitáveis dentro da margem de erros admitida na modelagem hidrológica a que os dados se destinam, como explicado por ANDRÉ ASSIAN (2004).

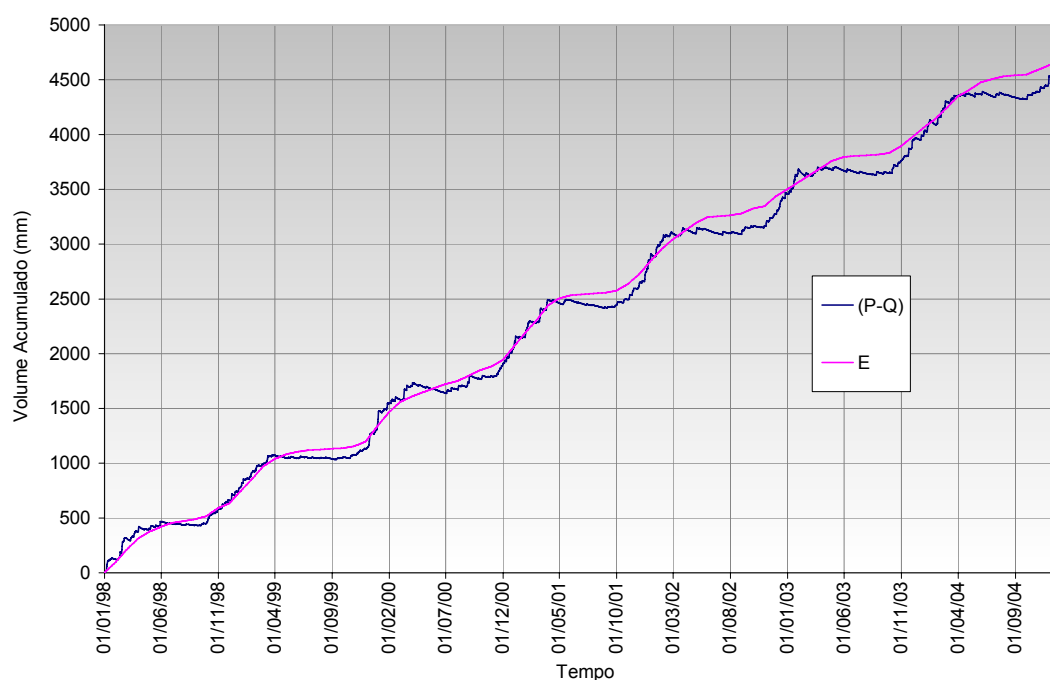


Figura 5.2 - Evapotranspiração BHS acumulada comparada a [P-Q] acumulada

Nos itens a seguir, serão apresentados os resultados da modelagem hidrológica para Pedro do Rio. Estão separados em período de calibração e em período de validação. Dentro dessa divisão, encontram-se apresentados os resultados separadamente por modelo, mostrando gráficos de vazões geradas e índices de análise de desempenho como já citado na metodologia.

5.2. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – Período de calibração - Modelo SMAP

Para o início da modelagem hidrológica com o modelo SMAP, já reunidos todos os dados de entrada necessários, fez-se necessária a estimativa inicial dos parâmetros. Essa estimativa está explicitada no item 5.2.1. Após a estimativa dos parâmetros com base física, procedeu-se à calibração do modelo (item 5.2.2) com os métodos automáticos

Rosenbrock e suavizado.

5.2.1. Estimativa inicial dos parâmetros do modelo SMAP

Como já citado na metodologia, 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). Na Figura 5.3, está ilustrada a obtenção dos parâmetros KSUB e KSUP para a bacia de Pedro do Rio, de valores calculados 0,992 e 0,566, respectivamente.

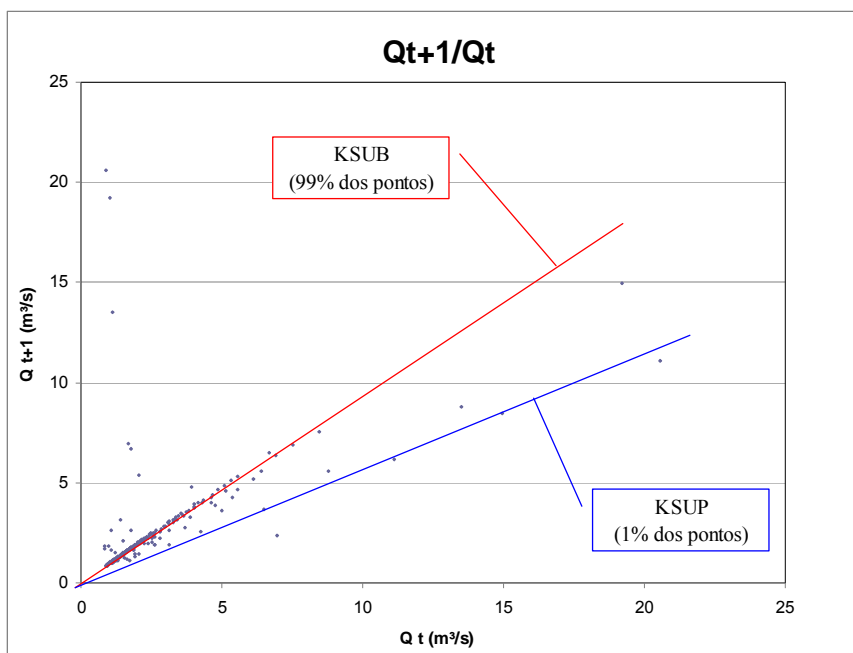


Figura 5.3 – Estimativa de KSUP e KSUB através da análise das recessões – Pedro do Rio

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.

A variável ABSI, calculado de acordo com USDA (1986), foi igual a 18,33 mm, utilizando-se o valor de curva número (CN) médio de 73,49, extraído com base no mapa de curvas número apresentado na Figura 4.16, e detalhado no item 4.4.2 da metodologia.

Para inicializar a operação do modelo, considerou-se nulo o nível inicial do reservatório superficial (NSUP). Para a inicialização dos níveis dos reservatórios do solo (NSOL) e subterrâneo (NSUB), foi feita uma modelagem inicial para o ano de 1997, utilizando os parâmetros estimados acima (KSUB, KSUP, CPER, KPER e ABSI). De posse dos resultados dessa modelagem sem calibração, verificou-se a evolução dos níveis NSOL e NSUB, e adotaram-se os valores encontrados para essas variáveis ao fim desse período de treinamento. O valor de NSUB encontrado foi igual a 256 milímetros, enquanto o de NSOL foi igual a 34 milímetros. Portanto, 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, portanto, não ficaram sujeitas ao processo de calibração automática.

5.2.2. Calibração do modelo SMAP

Durante a análise das séries históricas de vazão e de precipitação em todas as estações do estudo, verificou-se que os postos pluviométricos e o posto fluviométrico de Pedro do Rio têm períodos comuns disponíveis até o ano de 2005. Assim, optou-se pela modelagem para o período mais recente comum entre os postos. Foi adotado o período entre 1998 até 2004, sendo que, entre 1998 a 2001, o registro de dados foi destinado para calibração, enquanto, entre 2002 e 2004, 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 SMAP, conforme mencionado anteriormente, foram utilizados dois métodos de calibração: o método Rosenbrock de busca direta descrita por ROSENBROCK (1960) e o método de suavização hiperbólica - SMAP versão suavizada, exposta em sua forma mais recente por XAVIER *et al.* (2005). Na Tabela 5.1 estão mostrados os parâmetros ao fim da calibração automática pelo método de Rosenbrock.

Tabela 5.1 – Parâmetros no início e no fim da calibração pelo método de Rosenbrock

	Entrada - Estimados	Saída - Calibrados
KSUP	0,5660	0,5652
KSUB	0,9924	0,9911
KPER	0,5000	0,5576
ABSI	18,3300	0,0000
CPER	0,5000	0,6623
NSAT	300,0000	663,9916

Segundo esses parâmetros encontrados, a Figura 5.4 mostra as séries de vazões geradas e observadas ao longo do tempo, enquanto a Figura 5.5 mostra o gráfico de dispersão das vazões geradas e observadas. A Figura 5.6, por sua vez, mostra a distribuição temporal dos resíduos.

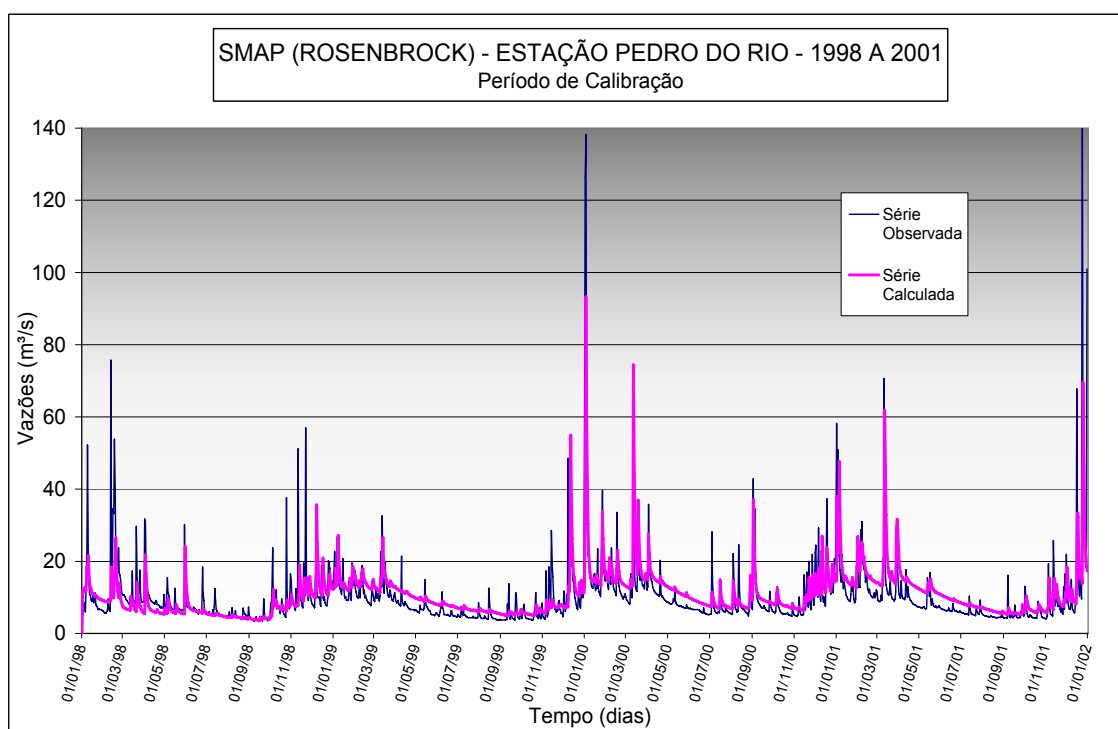


Figura 5.4 – Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP Rosenbrock

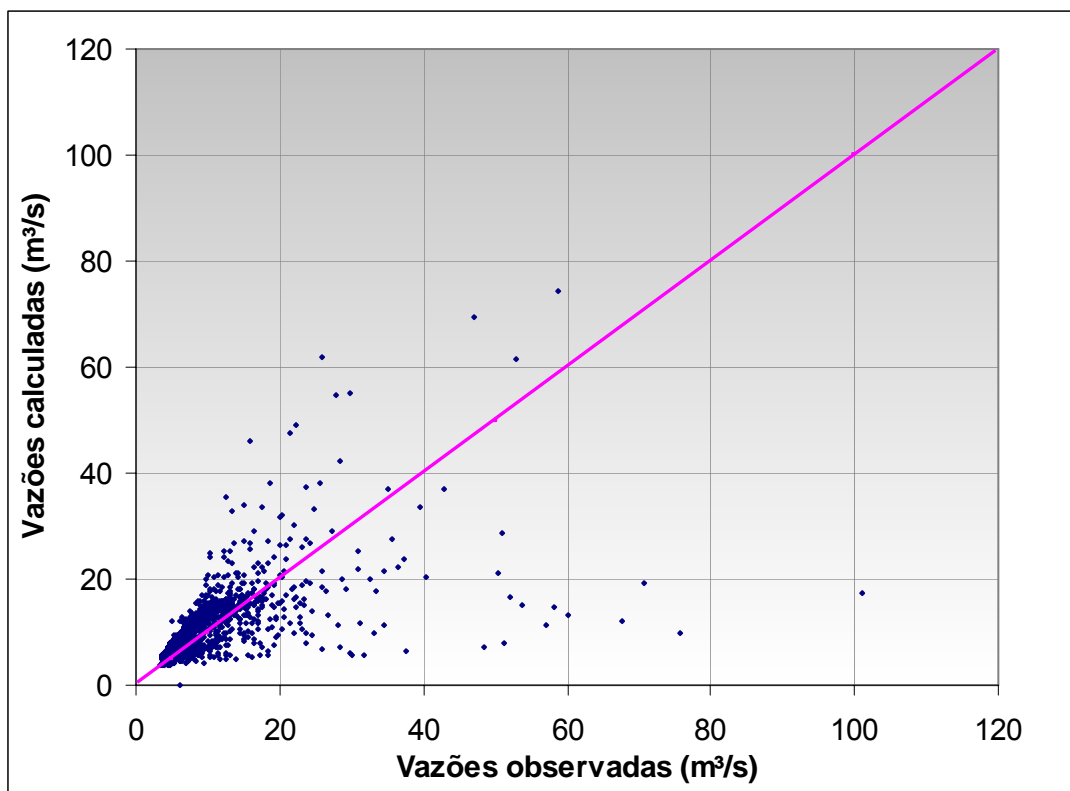


Figura 5.5 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP Rosenbrock

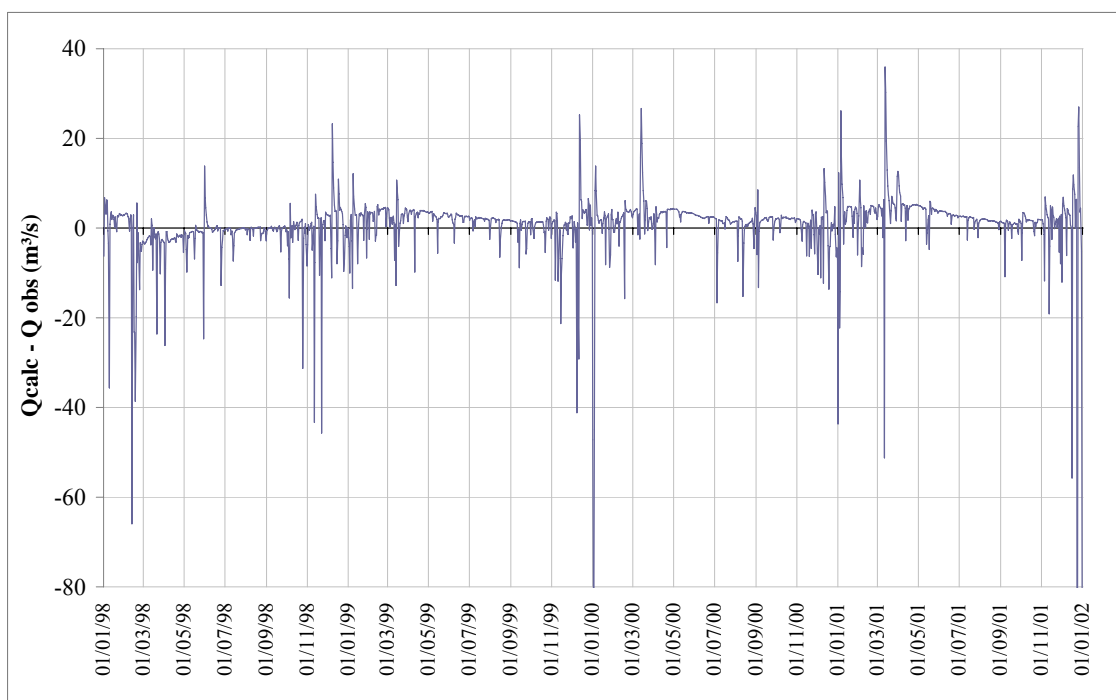


Figura 5.6 – Distribuição temporal dos resíduos – período de calibração – SMAP Rosenbrock

Verifica-se, analisando as figuras 5.4, 5.5 e 5.6, que essa modelagem, além de superestimar a vazão de base observada, subestimou mais do que superestimou a série

de vazões de modo geral, como verificado no gráfico de dispersão mostrado na Figura 5.4. Percebe-se que houve eventos de cheia em que houve erro de subestimação em até 150 m³/s, como verificado na Figura 5.6. Esses erros, embora pontuais, mostram a incapacidade do modelo representar corretamente os períodos de vazão observada em períodos de cheias.

Na Tabela 5.5, ao fim da apresentação dos resultados de todos os modelos para o período de calibração, estão mostrados os índices de desempenho aplicados à série de vazões geradas pelo SMAP – Rosenbrock, juntamente com os índices do SMAP suavizado e TOPMODEL, para o período de calibração.

Na Tabela 5.2, estão mostrados os parâmetros ao fim da calibração automática pelo método suavizado. É importante observar a diferença entre esse conjunto de parâmetros em relação aos encontrados pelo método de Rosenbrock (Tabela 5.1).

Tabela 5.2 – Parâmetros no início e no fim da calibração pelo método suavizado

	Entrada - Estimados	Saída - Calibrados
KSUP	0,5660	0,3587
KSUB	0,9924	0,9893
KPER	0,5000	0,1994
ABSI	18,3300	0,0000
CPER	0,5000	0,5050
NSAT	300,0000	447,6927

Todos os parâmetros calibrados pelo método suavizado encontraram valores mais baixos do que os calibrados pelo método de Rosenbrock. Isto quer dizer que, dado o significado físico dos parâmetros explicado no Capítulo 3, o método suavizado, em relação ao SMAP Rosenbrock, representou a bacia tendo um menor reservatório do solo (NSAT), e maiores vazões de transferência entre os reservatórios da estrutura do modelo, visto que são inversamente proporcionais aos coeficientes de transferência.

Segundo esses parâmetros encontrados, apresenta-se nas Figuras 5.7, 5.8 e 5.9 os resultados obtidos para o período de calibração utilizando-se o SMAP suavizado. A

Figura 5.7 mostra as séries de vazões geradas e observadas ao longo do tempo, enquanto a Figura 5.8 mostra o gráfico de dispersão das vazões geradas e as observadas. A Figura 5.9 mostra a distribuição temporal dos resíduos. Verifica-se visualmente, em todos os gráficos, o melhor ajuste às vazões observadas, em relação ao SMAP Rosenbrock.

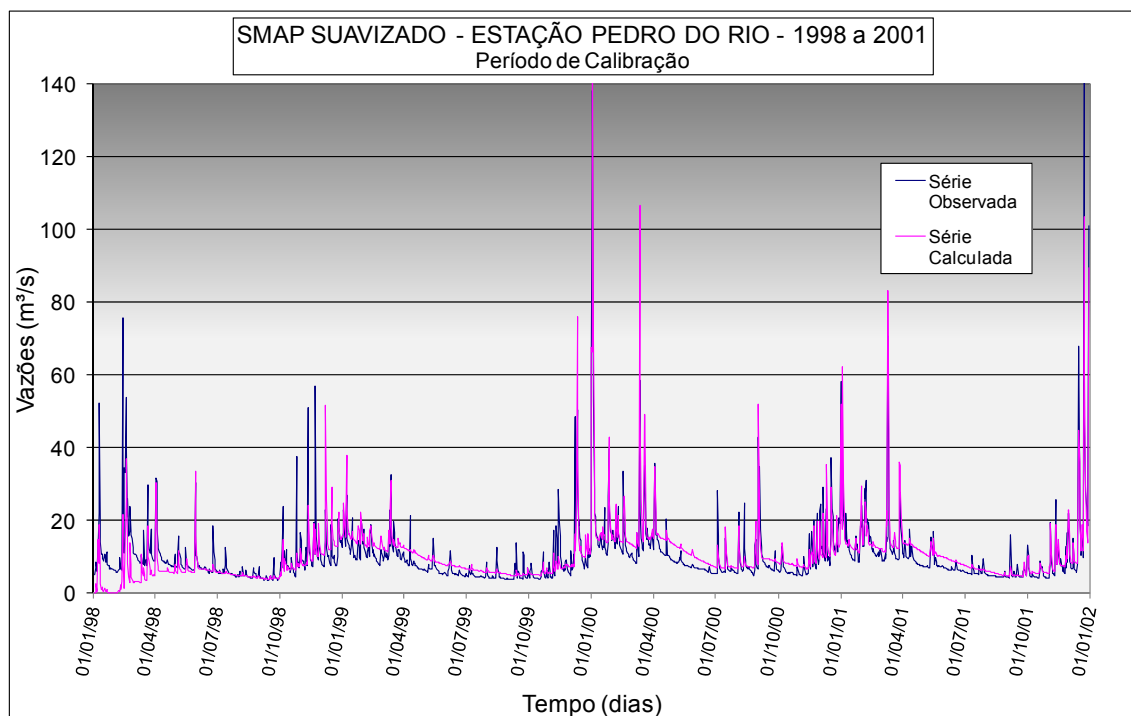


Figura 5.7 - Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP suavizado

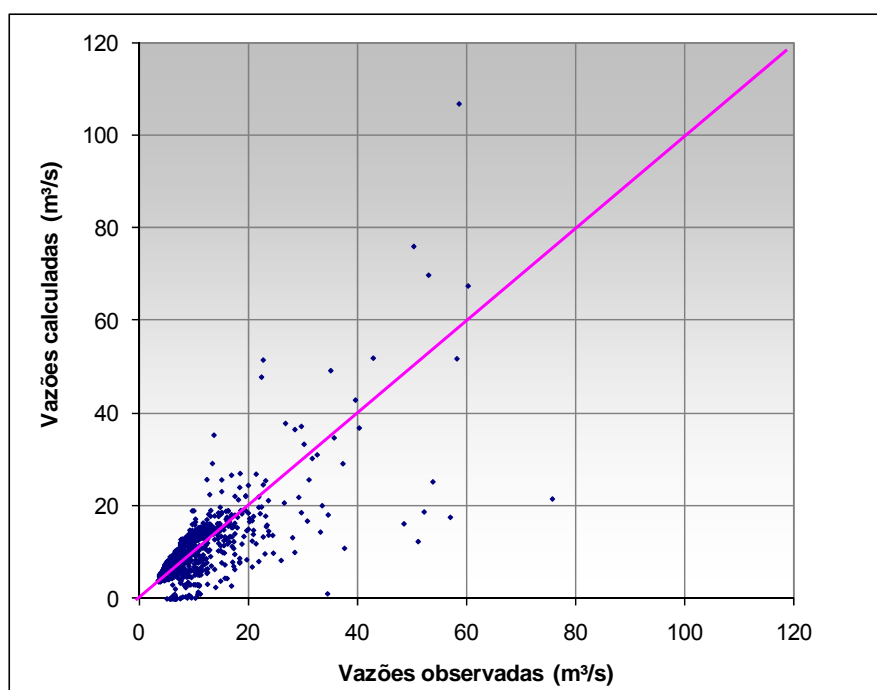


Figura 5.8 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de calibração – SMAP suavizado

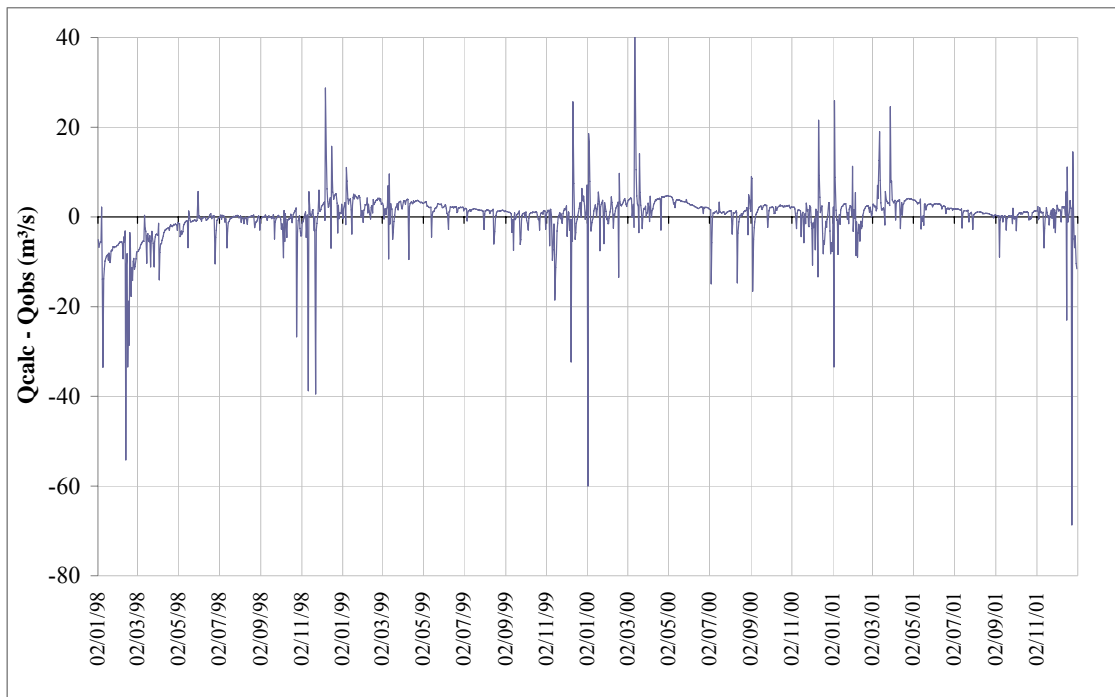


Figura 5.9 – Distribuição temporal dos resíduos – período de calibração – SMAP suavizado

Mesmo obtendo um ajuste bem mais satisfatório do que a calibração por Rosenbrock, ainda acontecem superestimativas da vazão de base, e também grandes erros em eventos extremos, chegando a diferenças máximas de 60 m³/s. Esses erros em eventos extremos, por persistirem em diferentes modelagens e por ocorrerem em vazões de grande magnitude, mostram uma probabilidade de serem causados por medições imprecisas de precipitação ou vazão na ocasião de eventos extremos, já que esses eventos oferecem dificuldades aos observadores para efetuarem medidas precisas.

5.3. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de calibração - modelo TOPMODEL

Para o início da modelagem hidrológica com o modelo TOPMODEL, já reunidos os dados de vazão e evapotranspiração necessários, procedeu-se com o cálculo do índice topográfico. Para o cálculo do índice topográfico, é necessário apenas o modelo digital do terreno. O cálculo do índice topográfico foi executado com auxílio do programa computacional de código aberto (*open-source*) GRASS GIS³. O resultado da espacialização do índice topográfico é mostrado na Figura 5.10, em planta e em

³ GRASS GIS - The World Leading Free Software GIS - <http://grass.itc.it/>

histograma de frequência.

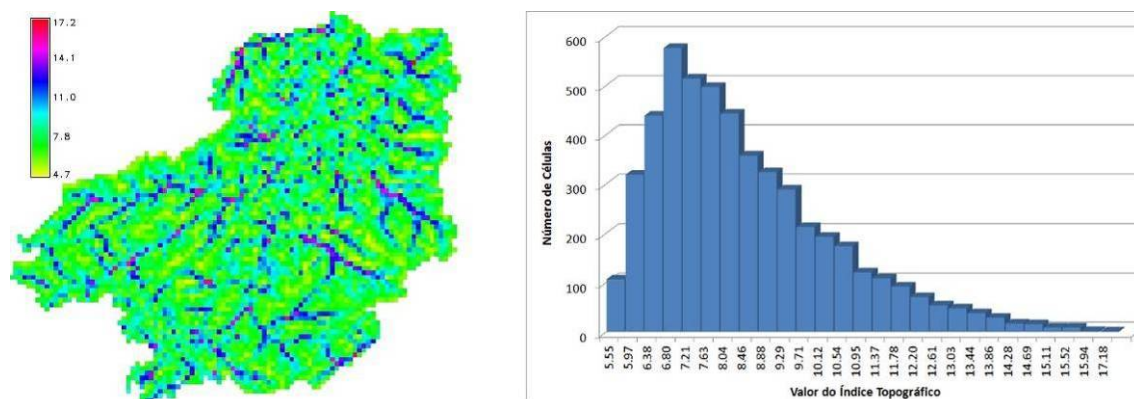


Figura 5.10 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 290m x 290m

Também se fez necessária a definição dos limites inferiores e superiores dos parâmetros, como explicado no item 5.3.1. Após a estimativa dos parâmetros, procedeu-se à calibração do modelo (item 5.3.2).

5.3.1. Estimativa inicial dos parâmetros do modelo Topmodel

Os intervalos válidos dos parâmetros, utilizados para geração de séries pelo método de Monte Carlo e posteriormente analisados pela metodologia GLUE, foram determinados com suporte em BEVEN (1997), como descritos no Capítulo 3 e apresentados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3 – Valores de parâmetros do TOPMODEL usados recomendados por BEVEN (1997)

m [m]	ln T0 [m ² h ⁻¹]	ChVel [m h ⁻¹]	SRMAX [m]	SR0 [m]
0,003 – 0,10	-10 – 10	300 – 2000	0 – 0,25	0 – SRMAX

Com valor qualitativo neste processo, utilizaram-se as informações conceituais obtidas pelo mapa pedológico e de cobertura do solo, que mostram que, além de haver áreas de afloramento de rochas e ocupação urbana, o solo existente é argiloso, induzindo à estimação de baixos valores de transmissividade do solo. Também foram analisados valores de parâmetros com base em outras bacias do Brasil, segundo a Tabela 2.1, mostrada no Capítulo 2, item 2.12.

5.3.2. Calibração do modelo TOPMODEL

Neste trabalho, utilizou-se, como subsídio à calibração do TOPMODEL, a geração de mil simulações aleatórias (Monte Carlo), segundo os limites de variação dos parâmetros descritos na Tabela 5.3. Com essas simulações, utilizou-se o pacote *GLUE* disponibilizado no sítio de internet do *Hydrology and Fluid Dynamics Group* da Universidade de Lancaster⁴. Esse código computacional efetua análise de sensibilidade e de incerteza associado a cada parâmetro. Uma das opções do programa apresenta as simulações que obtiveram melhores valores quanto à função objetivo escolhida. Neste estudo, utilizou-se a mesma função de calibragem do modelo SMAP, ou seja, a função da soma dos quadrados dos resíduos. A Tabela 5.4 mostra as melhores simulações, ordenadas por essa função, e a Tabela 5.5 lista os parâmetros adotados ao fim da calibração.

Tabela 5.4 – Melhores conjuntos de parâmetros segundo a função de soma do quadrado dos resíduos.

Ordem	M	LnTo	Srmax	1/(Soma do quadrado dos Erros)
1	0,006	-2,938	0,094	3,31E+05
2	0,005	-2,744	0,103	3,24E+05
3	0,01	-3,234	0,037	3,24E+05
4	0,008	-3,322	0,188	3,19E+05
5	0,012	-3,262	0,083	3,16E+05
6	0,013	-3,253	0,115	3,14E+05
7	0,01	-3,413	0,207	3,09E+05
8	0,015	-3,279	0,2	3,08E+05
9	0,013	-3,418	0,061	3,07E+05
10	0,008	-2,725	0,176	3,04E+05
11	0,011	-2,941	0,079	3,01E+05
12	0,02	-3,299	0,013	2,98E+05
13	0,018	-3,348	0,235	2,98E+05
14	0,022	-3,389	0,203	2,92E+05
15	0,018	-3,476	0,205	2,92E+05
16	0,014	-3,533	0,098	2,91E+05
17	0,021	-3,422	0,222	2,91E+05
18	0,011	-3,569	0,198	2,91E+05
19	0,005	-2,244	0,041	2,90E+05
20	0,029	-3,371	0,008	2,85E+05

⁴ HDFG Freeware available - http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_glue.htm

Tabela 5.5 – Parâmetros do TOPMODEL ao fim da calibração

m [m]	ln T ₀ [m ² h ⁻¹]	SRMAX [m]	SR0 [m]	ChVel [m h ⁻¹]
0,006	-2,938	0,094	0	1075

Segundo o conjunto de parâmetros com melhor desempenho, apresentam-se nas Figuras 5.11, 5.12 e 5.13 os resultados obtidos para o período de calibração utilizando-se o TOPMODEL. A Figura 5.11 mostra as séries de vazões geradas e observadas, enquanto a Figura 5.12 mostra o gráfico de dispersão das vazões geradas contra as observadas. A Figura 5.13, por sua vez, ilustra a distribuição temporal dos resíduos.

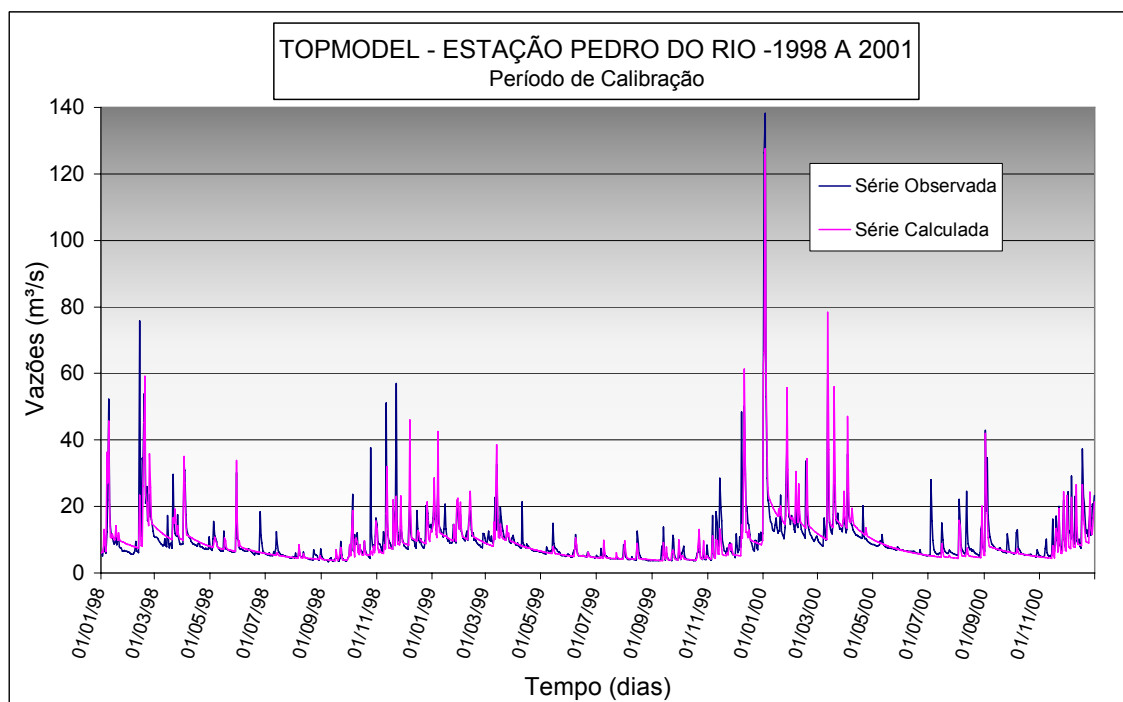


Figura 5.11 - Séries de vazões geradas e observadas – período de calibração – TOPMODEL

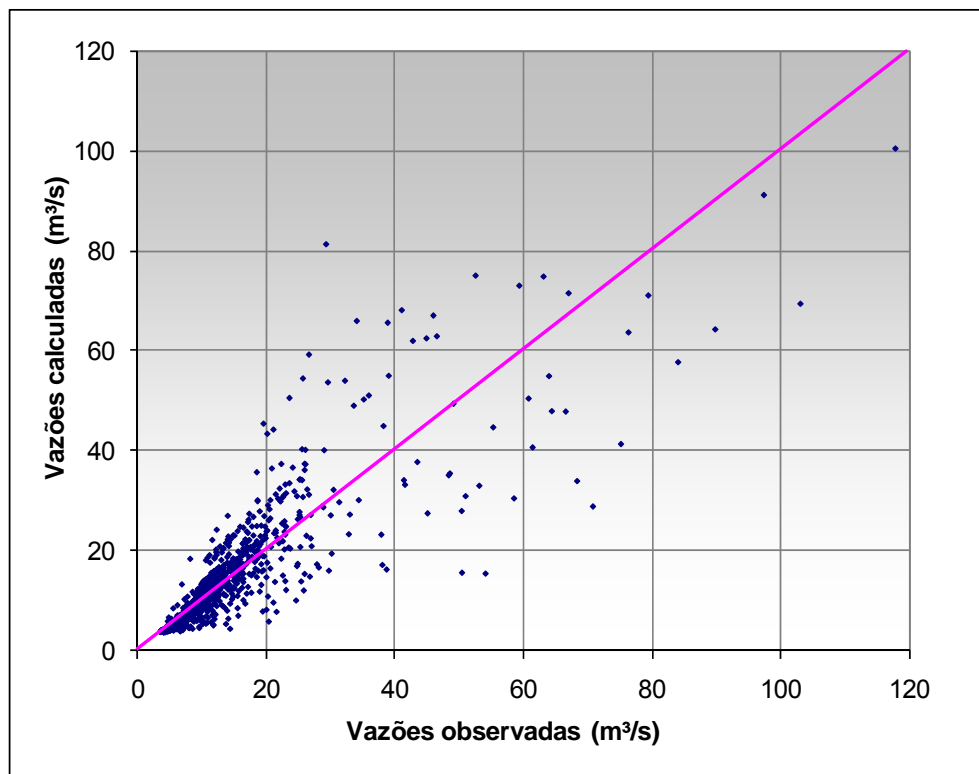


Figura 5.12 – Dispersão das vazões geradas e observadas – Período de calibração – TOPMODEL

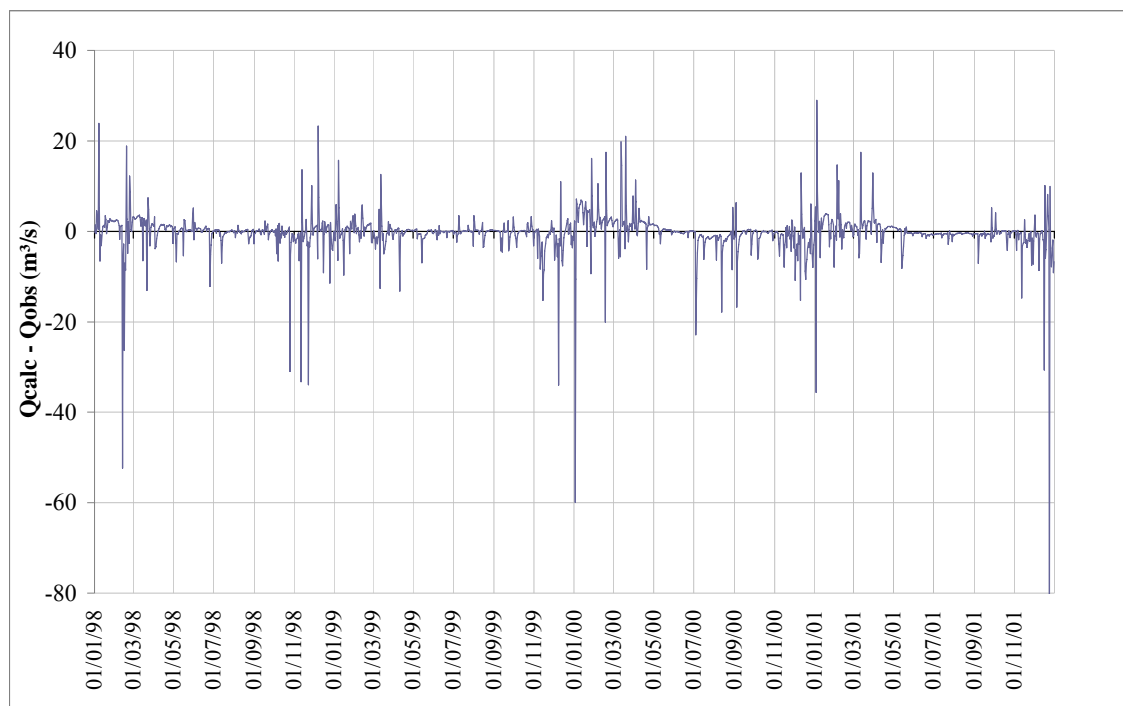


Figura 5.13 – Distribuição temporal dos resíduos – Período de calibração – TOPMODEL

A análise dos resultados acima gerados pelo TOPMODEL (Figuras 5.11, 5.12 e 5.13) apresenta uma calibração bem satisfatória em relação às demais (SMAP Rosenbrock e suavizado). Visualmente, houve uma melhor representação das vazões de base e do

formato das recessões. Os erros em eventos extremos ainda persistem, reiterando a hipótese de serem falhas de medição. Esses erros em eventos extremos guardam alguma semelhança com o SMAP calibrado pelo método Rosenbrock por predominantemente subestimar as vazões de pico. No entanto, a subestimativa do TOPMODEL apresentou magnitude muito menor do que a do SMAP quando calibrado pelo método de Rosenbrock.

Ainda como resultado do TOPMODEL, apresenta-se, na Figura 5.14, o mapa de espacialização do índice topográfico e o mapa de tempo de saturação na bacia de Pedro do Rio. No mapa de tempo de saturação, as cores representam o número de passos de tempo em que a saturação de um pixel é prevista.

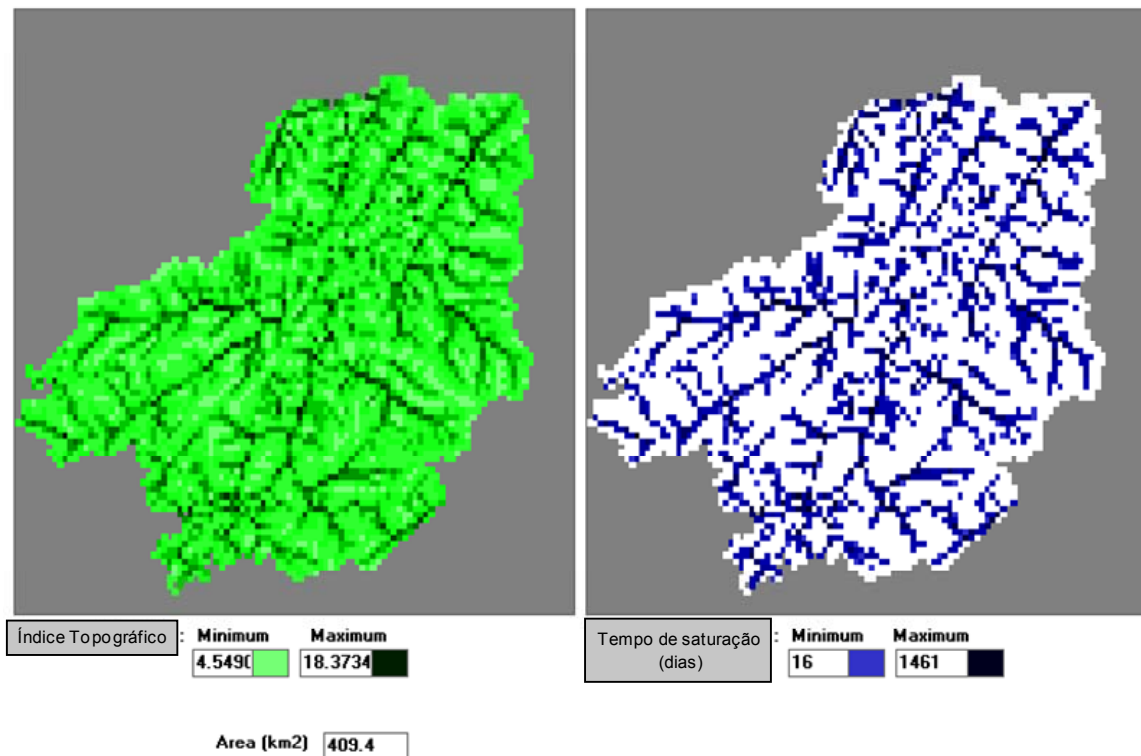


Figura 5.14 – Mapas de índice topográfico e de tempo de saturação – Período de calibração – TOPMODEL

A figura mostra que, de acordo com o que realmente acontece na bacia de estudo segundo verificação de campo e estudos anteriores, as áreas contíguas aos talvegues naturais contribuem de maneira mais rápida e inicial. Com o passar do tempo, durante o evento chuvoso, essa área vai aumentando gradativamente, englobando as células adjacentes.

5.4. Comparação entre as modelagens via SMAP e TOPMODEL no período de calibração

Conforme mencionado anteriormente, a comparação entre as séries de vazões geradas no período de calibração está mostrada na Tabela 5.6. Nessa Tabela estão listados os resultados das modelagens para o período de calibração segundo os índices explicados no item 3.7 - índices de ajuste – contido no Capítulo 3 desta dissertação.

Tabela 5.6 – Comparação entre simulações – Período de calibração – 1998 a 2001

	Soma de erros absolutos	Soma dos quadrados dos resíduos	Eficiência	Erro percentual nos picos			RMS ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - obs.
				Média	Máxima Superest.	Máxima Subest.		
SMAP - ROSENBROCK	-1.068,76	100.316,65	0,299	7,10%	74,67%	-78,31%	18,06	7,27%
SMAP - SUAVIZADO	-452,63	46.655,08	0,674	5,26%	213,72%	-100,00%	10,22	3,08%
TOPMODEL	490,56	39.044,57	0,727	-5,57%	192,46%	-64,54%	10,46	-3,34%

Pela análise dos resultados da calibração, a melhor simulação hidrológica no período de calibração para a área de estudo foi apresentada pelo modelo TOPMODEL. Embora alguns índices do modelo SMAP suavizado apresentassem desempenho semelhante ao do TOPMODEL, 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 o modelo TOPMODEL. Quanto ao volume gerado, o SMAP suavizado superestimou o volume em 3%, enquanto o TOPMODEL subestimou o volume em mesma ordem de grandeza (-3,34%). Esse fato mostra que para utilizações de modelos hidrológicos para previsão de volumes o SMAP suavizado e o TOPMODEL teriam desempenho semelhante. O modelo SMAP acoplado ao método de Rosenbrock apresentou o pior desempenho em todos os índices, indicando a limitação desse tipo de calibração automática aplicada no presente estudo de caso.

Quanto à parametrização obtida, houve divergência quanto ao tamanho do reservatório do solo. O modelo SMAP parametrizou o solo superficial com armazenamento de aproximadamente 660 e 400 milímetros, para os métodos Rosenbrock e suavizado,

respectivamente. O valor do parâmetro SRMAX do TOPMODEL apontou um valor de 94 milímetros, representando um volume de armazenamento muito menor. 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, com baixa variação de transmissividade com a profundidade (parâmetro m – TOPMODEL). Esses resultados confirmam as informações qualitativas verificadas por imagens de satélite e mapas pedológicos, que indicam que o solo é argiloso e de baixa espessura. A baixa profundidade do solo também pode ser verificada pela grande quantidade de afloramentos rochosos, como foram identificados nas Figuras 4.15 e 4.16.

Conclui-se também que a vazão de base do rio Piabanha tem importante controle nessa área, com vazões aproximadas de $7 \text{ m}^3/\text{s}$, representando um considerável armazenamento no reservatório NSUB do SMAP.

5.5. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de validação - modelo SMAP

Já definidos os parâmetros pela aplicação dos modelos hidrológicos ao período de calibração, passou-se ao teste desses mesmos modelos no período de validação escolhido (2002 a 2004). A aplicação da parametrização obtida pelo método Rosenbrock está mostrada no item 5.5.1, enquanto a aplicação dos parâmetros obtidos pelo SMAP suavizado está ilustrada no item 5.5.2.

5.5.1. Validação dos parâmetros encontrados pelo modelo SMAP - Rosenbrock

Segundo os parâmetros encontrados na calibração pelo método Rosenbrock, mostrados anteriormente na Tabela 5.1, apresenta-se nas Figuras 5.15, 5.16 e 5.17 o resultado obtido para o período de validação. A Figura 5.15 mostra as séries de vazões geradas e observadas, enquanto a Figura 5.16 mostra o gráfico de dispersão das vazões geradas contra as observadas. A Figura 5.17 apresenta a distribuição temporal dos resíduos.

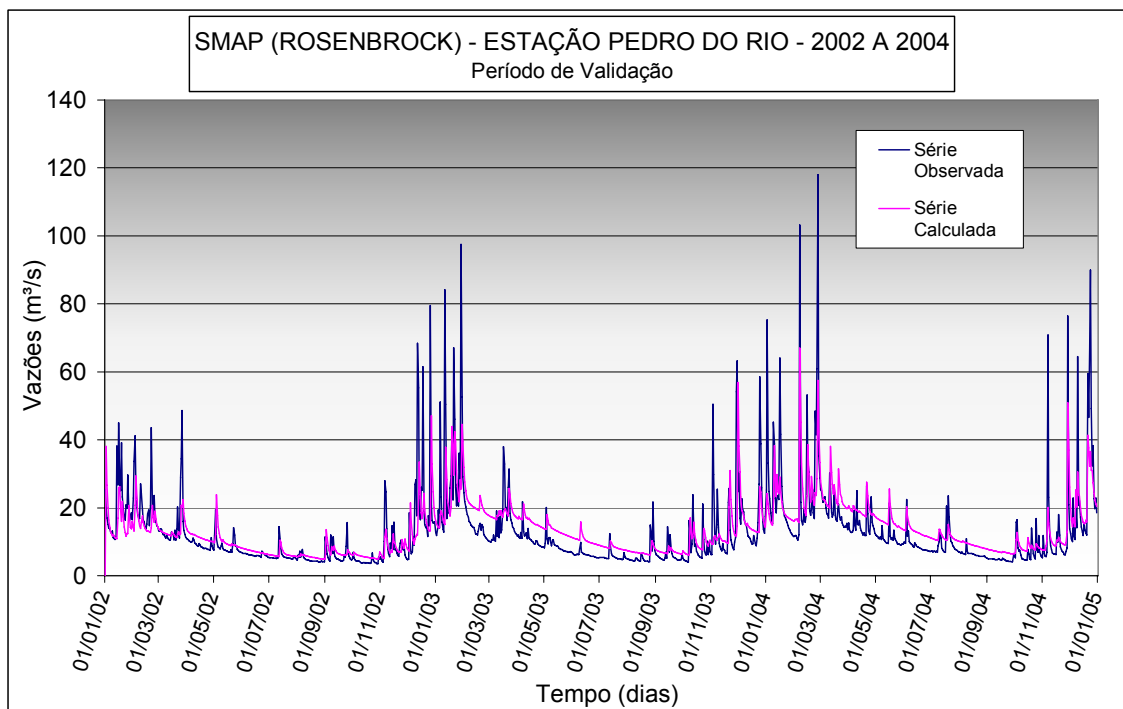


Figura 5.15 – Séries de vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Rosenbrock

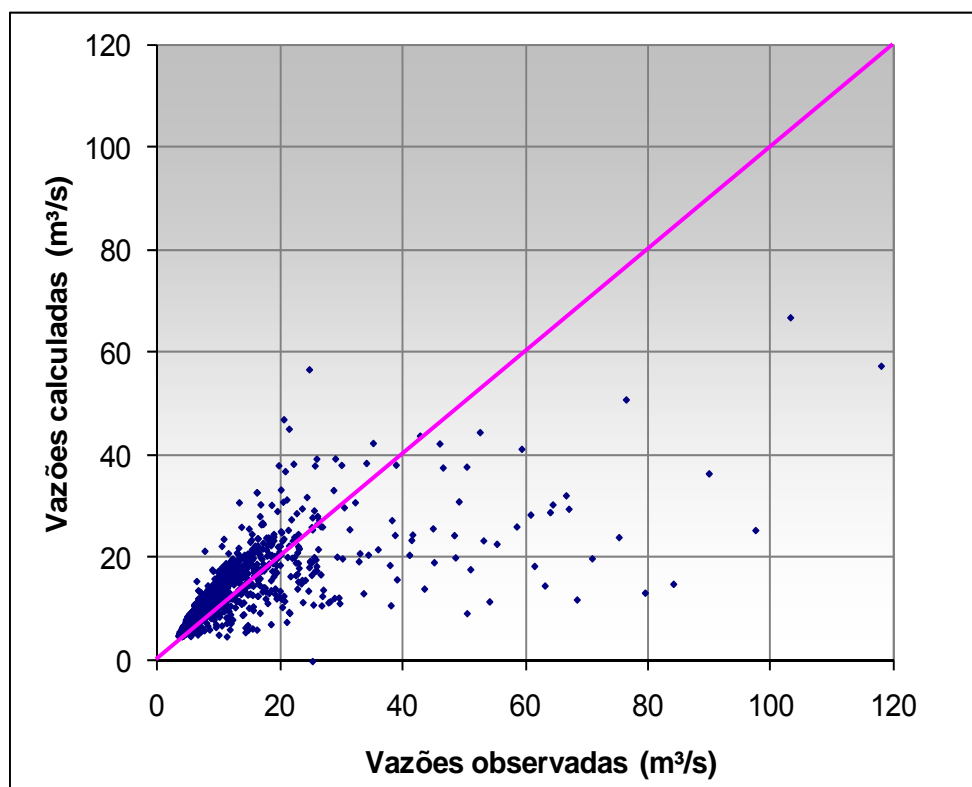


Figura 5.16 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Rosenbrock

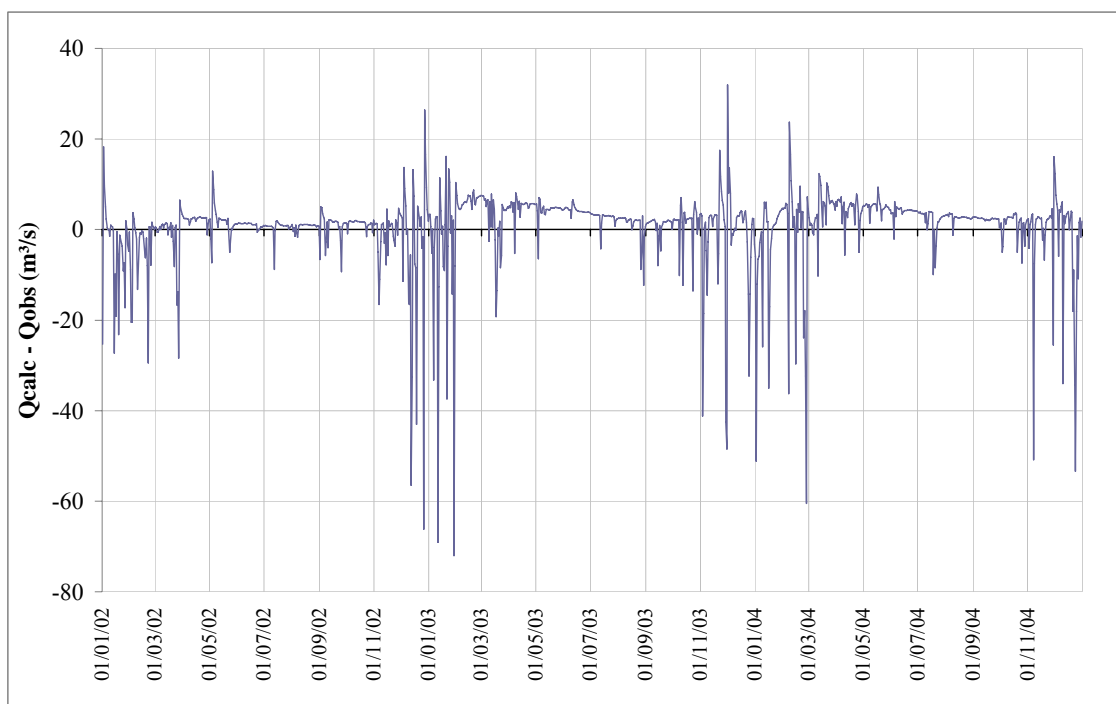


Figura 5.17 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – SMAP Rosenbrock

A modelagem com o SMAP Rosenbrock reproduz o comportamento já obtido no período de calibração, embora apresentando, na validação, menor magnitude de erros pontuais e de outro lado apresentando menor aderência geral à série observada em relação ao período de calibração. O comportamento semelhante é traduzido na superestimativa da vazão de base de maior parte do período e na subestimação das vazões de cheias.

Na Tabela 5.7, ao fim da apresentação da saída de todos os modelos para o período de validação, estão mostrados os índices de desempenho aplicados à série de vazões geradas pelo SMAP – Rosenbrock, juntamente com os índices do SMAP Suavizado e TOPMODEL, assim como uma discussão sobre os resultados obtidos nessa fase da modelagem.

5.5.2. Validação dos parâmetros encontrados pelo modelo SMAP suavizado

Apresenta-se, nas Figuras 5.18, 5.19 e 5.20, o resultado obtido para o período de validação utilizando-se o SMAP suavizado. De mesma maneira que todas as análises já feitas, a Figura 5.18 mostra as séries de vazões geradas e observadas, enquanto a Figura 5.19 mostra o gráfico de dispersão das vazões geradas contra as observadas. A Figura

5.20 mostra a distribuição dos resíduos ao longo do período.

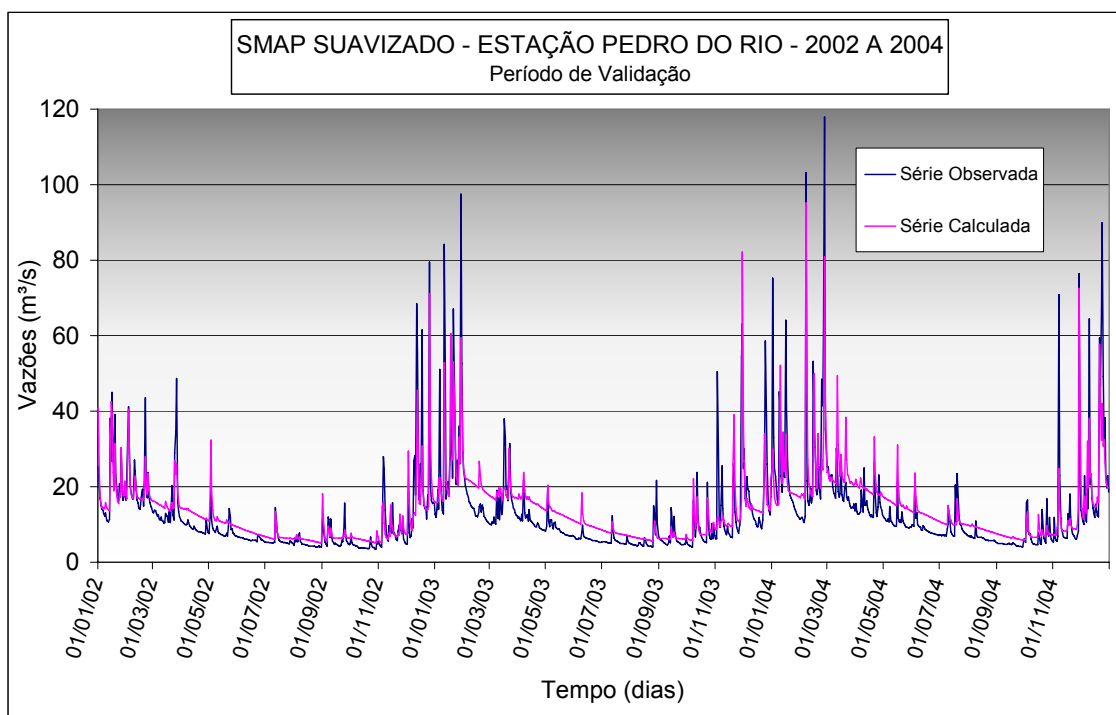


Figura 5.18 - Séries de vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Suavizado

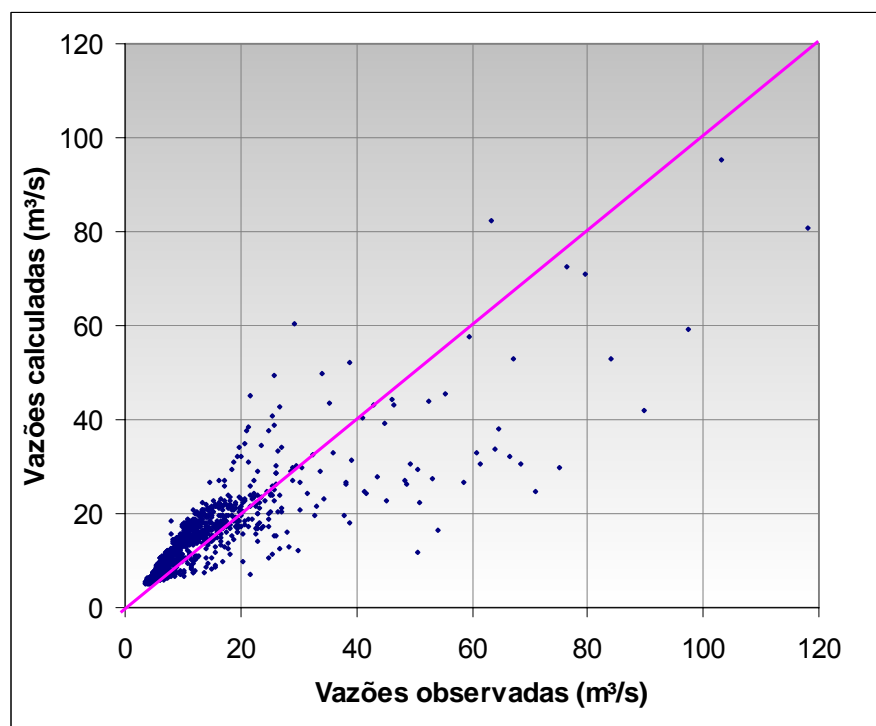


Figura 5.19 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – SMAP Suavizado

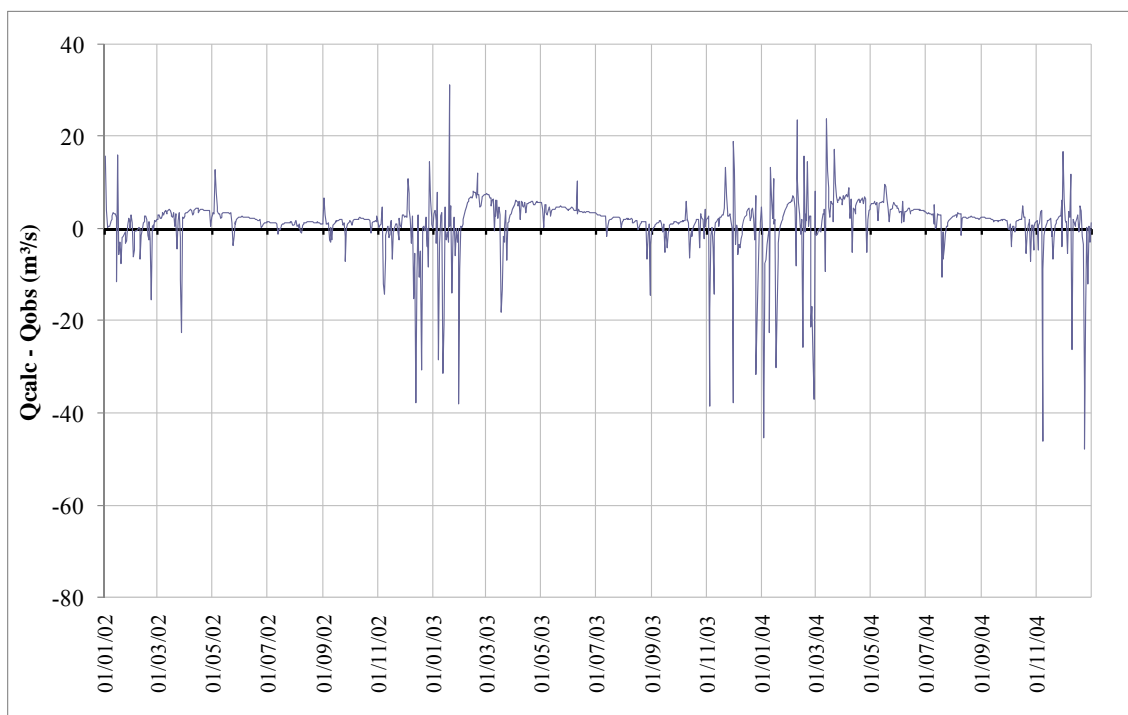


Figura 5.20 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – SMAP Suavizado

A modelagem no período de validação com o SMAP suavizado apresentou, nas Figuras 5.18, 5.19 e 5.20, erros em eventos de cheia de magnitude menores do que as respostas desse modelo para o período de calibração. Verifica-se, analisando-se os gráficos, que a tendência de superestimativa da vazão de base é presente em todas as modelagens feitas com o SMAP, independente do método de calibração e do período aplicado, sendo possivelmente uma limitação da própria estrutura do modelo de representar esse estudo de caso, podendo ser também problemas do tipo de modelagem feita ou dos erros nos dados de entrada. Também são notadas mais uma vez as falhas ao se representarem as vazões de pico.

5.6. Resultados da modelagem para Pedro do Rio – período de validação - modelo TOPMODEL

Segue-se com a modelagem hidrológica do modelo TOPMODEL para o período de validação. Nas Figuras 5.21, 5.22 e 5.23 são mostradas as séries de vazões observadas e geradas ao longo do tempo (Figura 5.21), o gráfico de dispersão das vazões e observadas (Figura 5.22), e a distribuição temporal dos resíduos (Figura 5.23).

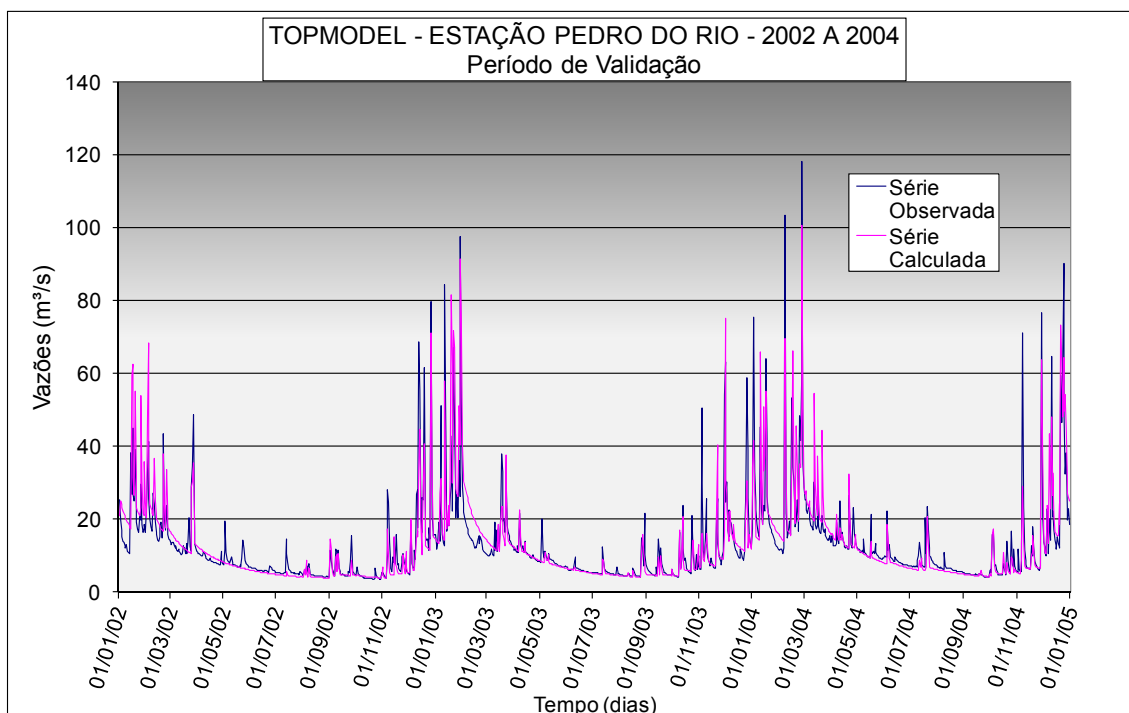


Figura 5.21 - Série de vazões geradas e observadas – período de validação – TOPMODEL

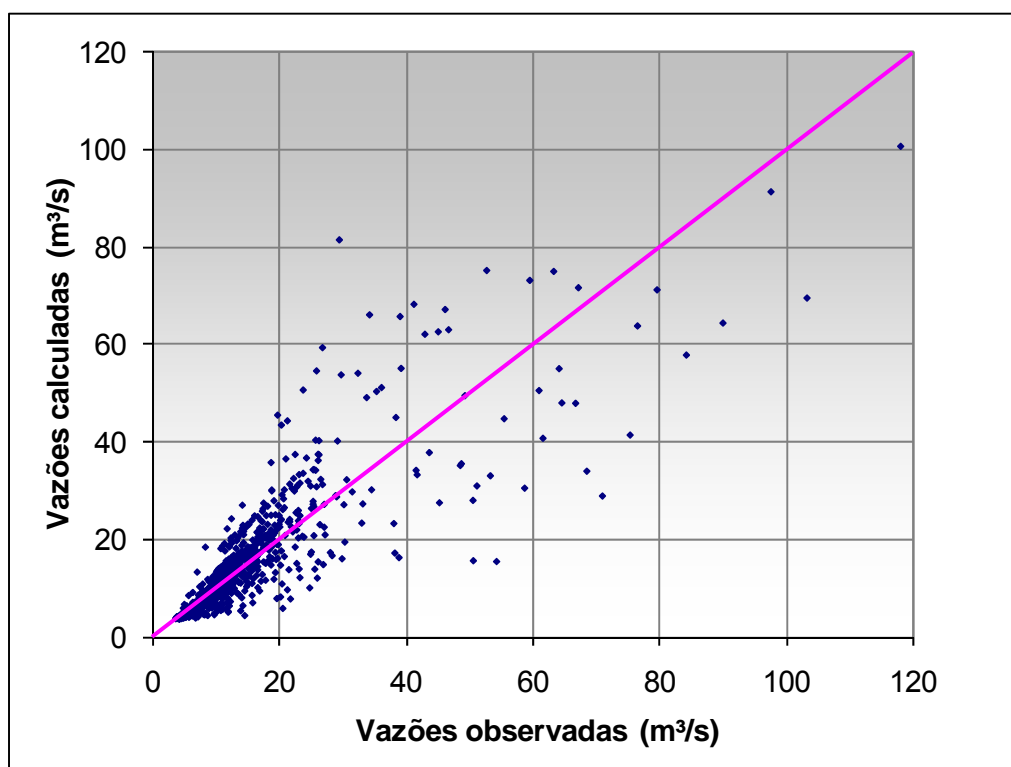


Figura 5.22 – Dispersão das vazões geradas e observadas – período de validação – TOPMODEL

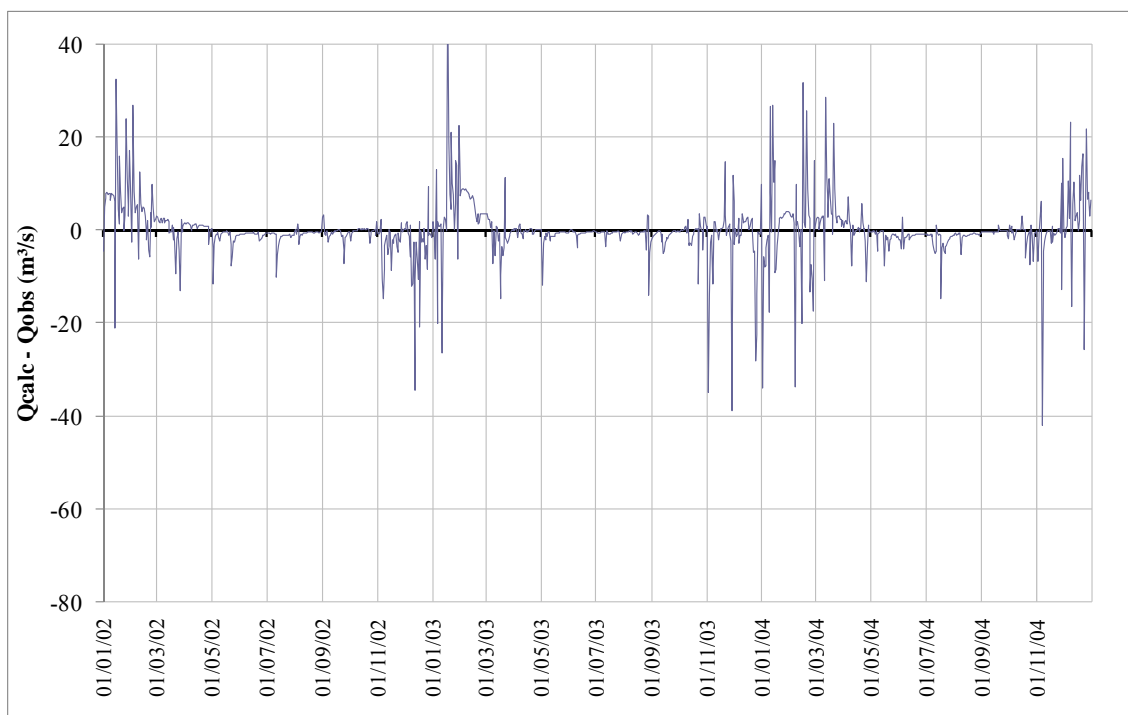


Figura 5.23 – Distribuição temporal dos resíduos – período de validação – TOPMODEL

O TOPMODEL obteve bons resultados, como é possível verificar nas Figuras 5.21, 5.22 e 5.23. As vazões de período seco, em geral, especialmente conseguiram ser muito bem representadas, como demonstrado nas Figuras 5.23, que mostra a proximidade dessas vazões ao erro nulo (eixo das abcissas).

5.6.1. Comparação entre as simulações no período de validação

A comparação entre as séries de vazões observadas e geradas, no período de validação, está mostrada na Tabela 5.7.

Tabela 5.7 – Comparação entre simulações – período de validação – 2002 a 2004

	Soma de erros absolutos	Soma dos quadrados dos resíduos	Eficiência	Erro percentual nos picos			RMS ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - obs.
				Média	Máxima Superest.	Máxima Subest.		
SMAP - ROSENBROCK	-848,12	81.916,13	0,460	6,58%	74,57%	-78,56%	14,19	5,92%
SMAP - SUAVIZADO	-1.488,34	46.606,47	0,693	19,60%	128,74%	-69,94%	9,96	3,08%
TOPMODEL	29,32	41.800,31	0,725	2,05%	176,98%	-71,59%	8,96	-0,21%

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, confirma-se a adequada representação do comportamento hidrológico da bacia de Pedro do Rio pelos índices expostos, resguardadas as estruturas individuais dos modelos, além do método de obtenção dos parâmetros.

Pela análise dos resultados, a melhor simulação hidrológica, no período de validação, para a área de estudo, foi apresentada também pelo modelo TOPMODEL, quanto à aderência da série de vazões geradas em relação às observadas. Esse modelo, em princípio, teria um desempenho bem satisfatório para estimativa de volumes a serem gerados a partir de séries de chuvas, visto que alcançou uma diferença de volume gerado em relação ao observado de apenas -0,21% para esse período de 3 anos de validação. Também seria, em princípio, o modelo mais apropriado para prever vazões representativas e quaisquer efeitos de alterações antrópicas ou climáticas na bacia de estudo.

No entanto, observou-se que o erro na previsão das vazões de pico é menor na modelagem com o SMAP calibrado pelo método suavizado. O SMAP calibrado pelo método Rosenbrock apresentou sempre uma tendência de subestimar as vazões de pico.

Portanto, a modelagem com calibração pelo método suavizado apresentou-se mais adequada para casos em que o objetivo do uso do modelo hidrológico seja a geração de séries para análise de eventos máximos (cheias). Para efeito de comparação entre os métodos de calibração do SMAP, o SMAP suavizado apresentou um valor da soma dos quadrados dos erros menor (43%) do que o calibrado pelo método Rosenbrock.

O SMAP calibrado pelo método Rosenbrock, por sua vez, apresentou o desempenho mais pobre entre todas as simulações feitas. No entanto, suas maiores superestimativas apresentaram menor magnitude do que os outros modelos. Considera-se pouco importante essa vantagem obtida, visto que o indicador raiz média quadrática ponderada pelo pico ainda assim é muito maior do que as demais modelagens, notando-se que valores baixos desse indicador indicam melhor ajuste. Os resultados obtidos com a calibração pelo método Rosenbrock mostraram que há necessidade de refinamento desse método automático para a análise de bacias como a estudada.

5.7. Resultados da regionalização para Moura Brasil

A regionalização dos parâmetros para a bacia delimitada pelo posto de Moura Brasil foi feita na tentativa de reprodução das condições hidrológicas da bacia de Pedro do Rio. A tentativa foi feita utilizando-se a mesma parametrização obtida para Pedro do Rio, no mesmo período de validação - de 2002 a 2004. Também foram utilizados os dados de evapotranspiração de Pedro do Rio, também com o intuito de regionalização admitindo-se as mesmas condições. O resultado do uso do modelo SMAP, nesta situação, está mostrado nas Figuras 5.24, 5.25 e 5.26. Os dados de desempenho estão descritos, mais adiante, na Tabela 5.8.

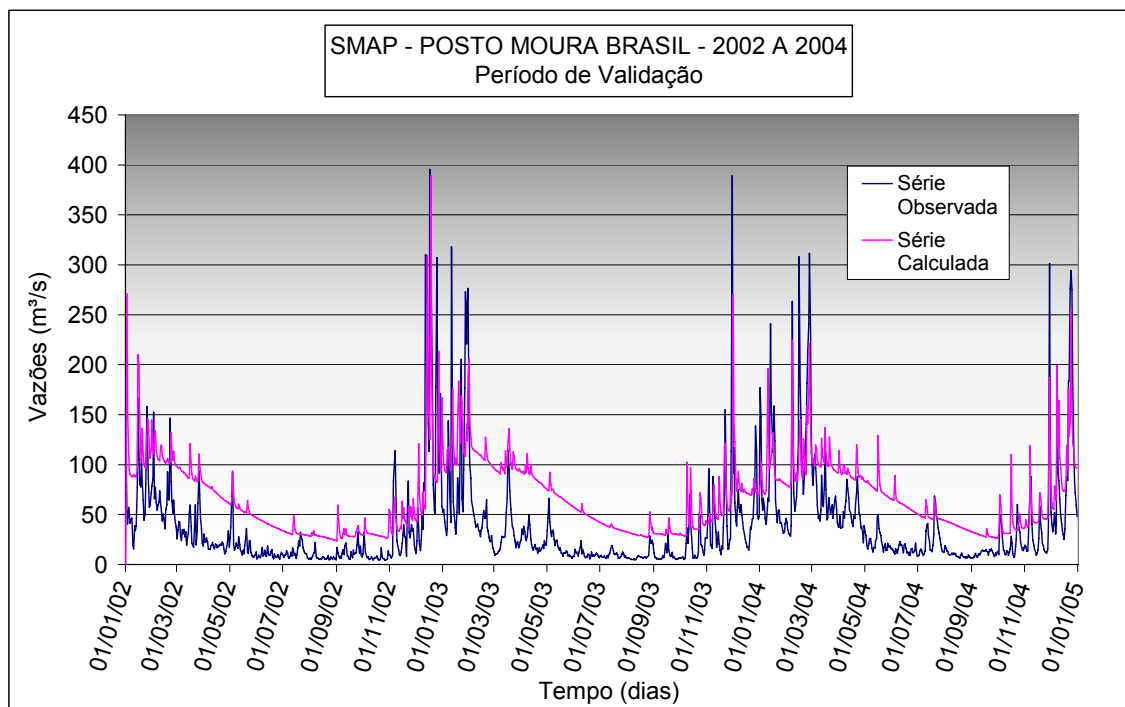


Figura 5.24 – Séries de vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado

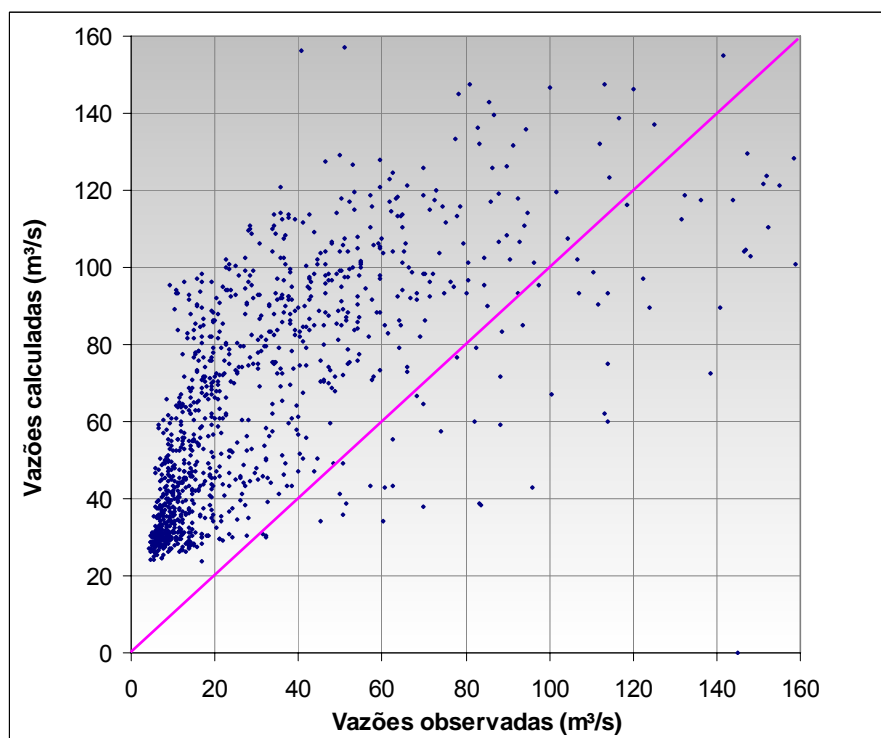


Figura 5.25 – Dispersão das vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado

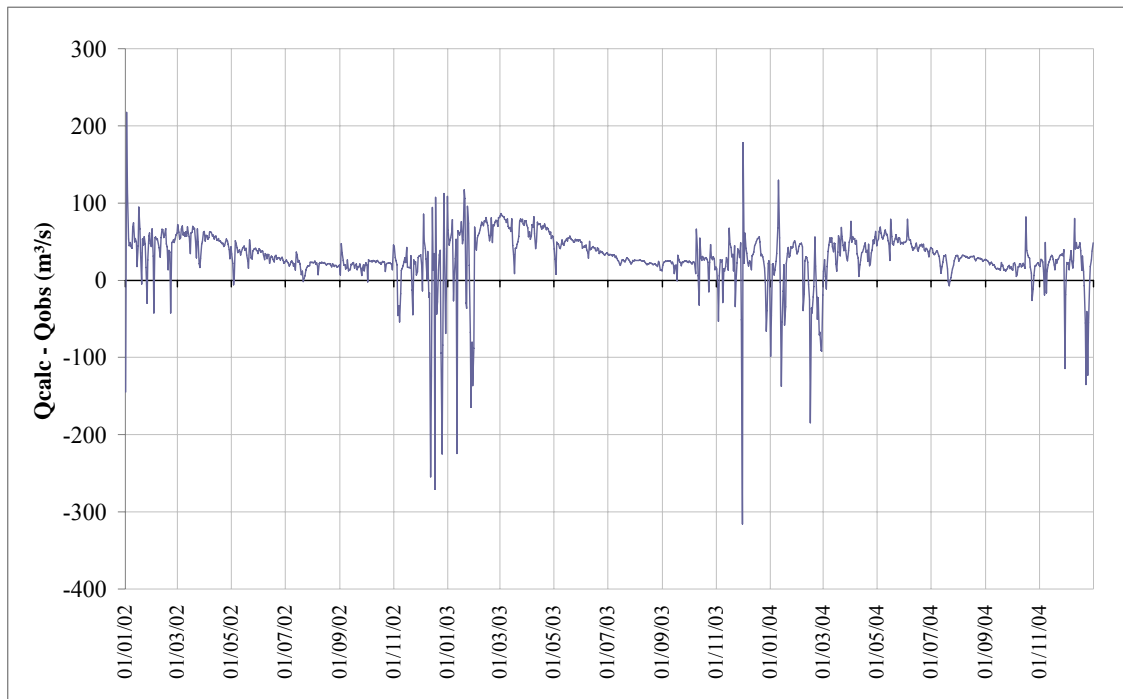


Figura 5.26 – Distribuição temporal dos resíduos – regionalização dos parâmetros SMAP suavizado

Os resultados obtidos com a regionalização dos parâmetros do SMAP obtidos pelo método suavizado revelaram um resultado muito insatisfatório. A primeira observação é 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. Esse efeito é bem demonstrado na Figura 5.25, onde é mostrado o deslocamento da nuvem de pontos do eixo de 45°, eixo que representa a igualdade das vazões observadas com as geradas. A Figura 5.26 mostra que, além dos problemas supracitados, mesmo assim há problemas na representação de eventos de cheia, sendo os eventos de cheia gerados menores do que os eventos de cheias observados.

Mostra-se, então, a tentativa de regionalização via modelo TOPMODEL. O resultado do uso desse modelo está caracterizado nas Figuras 5.27, 5.28 e 5.29. Os dados de desempenho estão mostrados na Tabela 5.8.

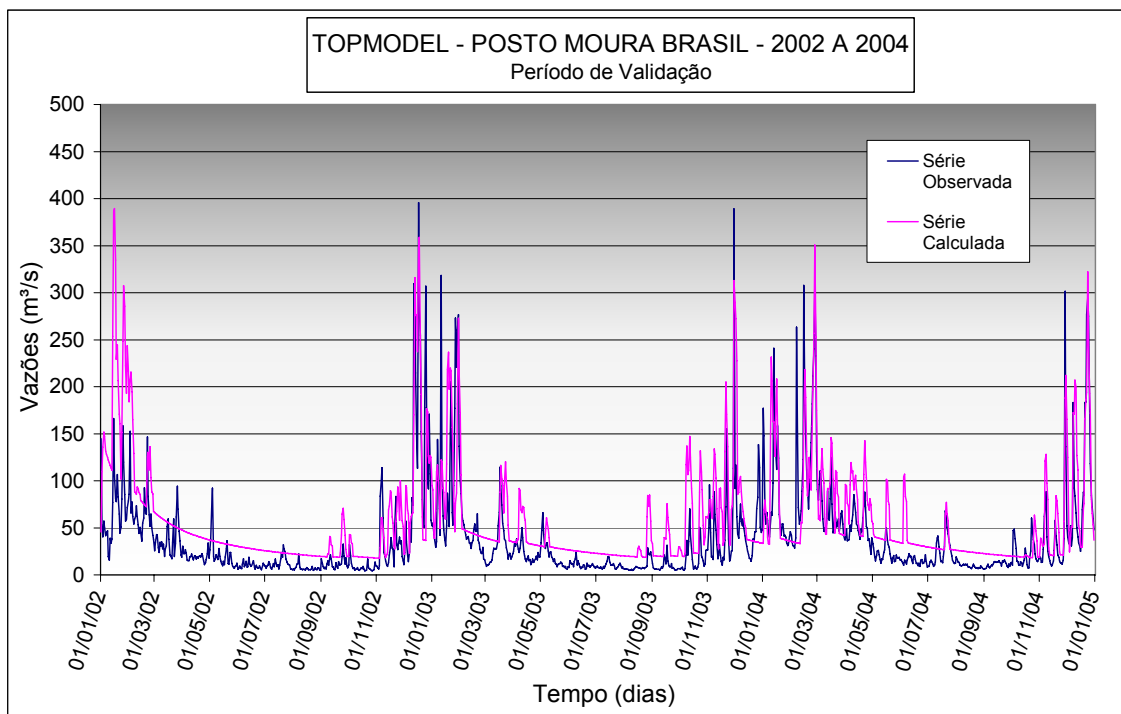


Figura 5.27 – Séries de vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros TOPMODEL

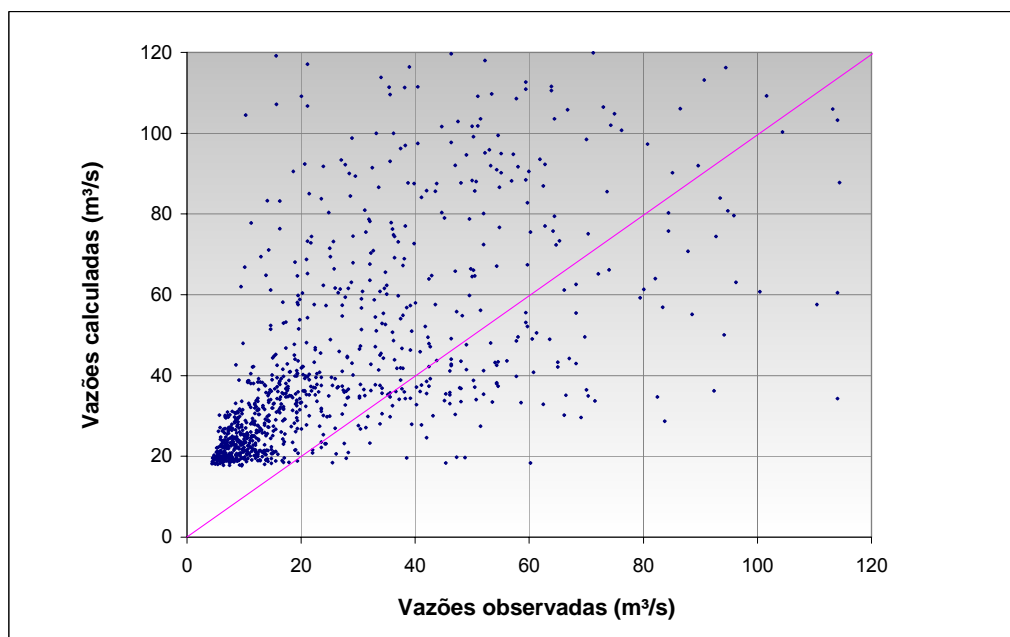


Figura 5.28 – Dispersão das vazões geradas e observadas – regionalização dos parâmetros - TOPMODEL

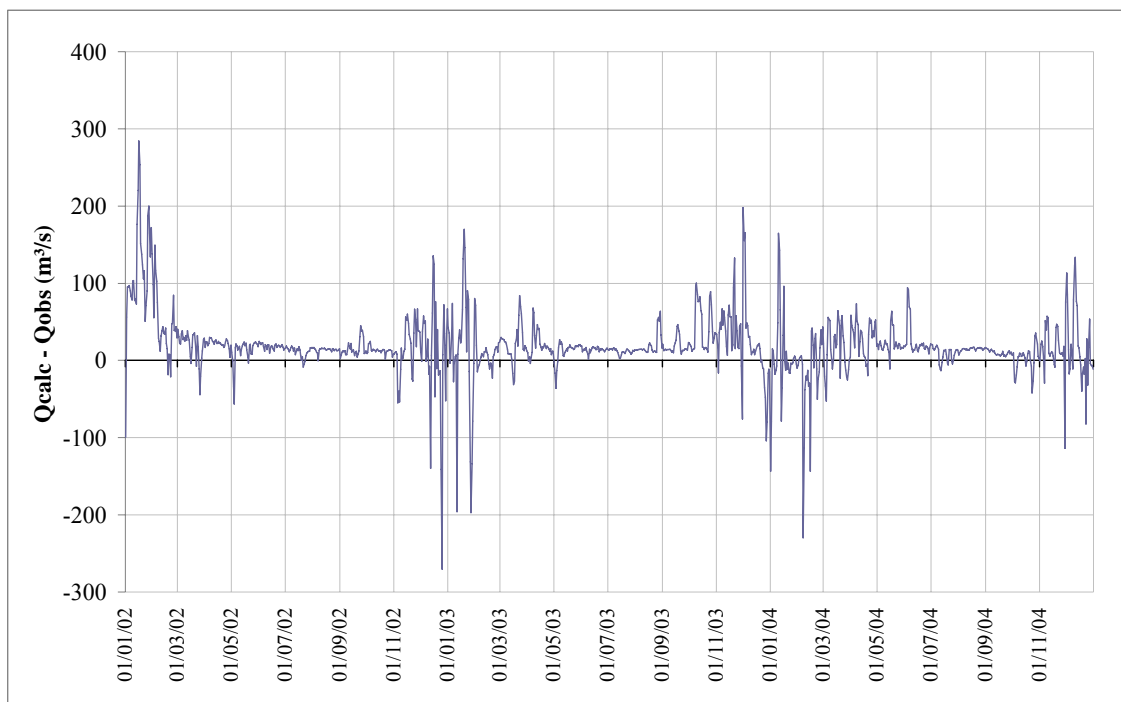


Figura 5.29 – Distribuição temporal dos resíduos – regionalização dos parâmetros – TOPMODEL

Obteve-se um desempenho relativamente limitado, mesmo com a utilização do TOPMODEL, nessas condições. É importante ressaltar que se utilizaram todos os parâmetros de maneira idêntica aos calibrados para a sub-bacia de Pedro do Rio, somente gerando novas classes de índice topográfico para a nova área de aplicação. Uma conclusão inicial ao se analisarem os gráficos é que as vazões geradas foram superiores no início do período. No entanto, esse tipo de erro foi diminuindo gradualmente ao longo do período. Ainda na modelagem com o TOPMODEL persistiu o erro na representação das vazões de base, como é evidenciado pelo deslocamento da nuvem de pontos mostrada na Figura 5.28. Verifica-se que a vazão observada em período seco tem trechos quase horizontais, o que representa uma regulação da vazão por reservação de água. Portanto, a deficiência da representação da vazão de base via modelagem hidrológica está ligada a barramentos e regulação de vazão na bacia. Para obter um resultado coerente com essa realidade, é necessário mudar a estrutura dos modelos de modo que sejam incorporadas as funções de armazenamento *versus* descarga dos reservatórios existentes.

Por outro lado, o estudo da modelagem hidrológica sem levar em conta os reservatórios pode ser um dos elementos em uma linha de pesquisa com enfoque de restituição das

vazões naturais de um rio, caso não exista fuga ou outro tipo de armazenamento de água. Esta dissertação somente questionou esses pontos, não tendo como escopo desenvolver qualquer dessas hipóteses.

Os índices de desempenho das modelagens hidrológicas efetuadas para a bacia delimitada pelo posto de Moura Brasil estão descritas na Tabela 5.8.

Tabela 5.8 – Resultados da regionalização– Indicadores de desempenho

	Soma de erros absolutos	Soma dos quadrados dos resíduos	Eficiência	Erro percentual nos picos			RMS ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - obs.
				Média	Máxima Superest.	Máxima Subest.		
SMAP - SUAVIZADO	-32.939,89	2.515.157,31	0,071	197,56%	738,83%	-54,30%	65,03	78,13%
TOPMODEL	-21.258,34	2.125.824,45	0,506	102,85%	554,25%	-79,31%	59,91	-50,64%

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 modelo TOPMODEL no presente estudo de caso, ao fazer essa transposição, implicitamente admitiu-se que, além de tudo, as transmissividades medias (T_o) das duas bacias serem idênticas.

Outra questão importante do TOPMODEL, por exemplo, diz respeito à consideração do índice topográfico como um índice de similaridade hidrológica. Esse índice pode mostrar que as bacias analisadas neste estudo de regionalização possuem classes de similaridades hidrológicas internas diferentes. Essa análise pode ser ilustrada pela Figura 5.30, que mostra a distribuição em histograma das classes de índice topográfico da bacia de Pedro do Rio e de Moura Brasil.

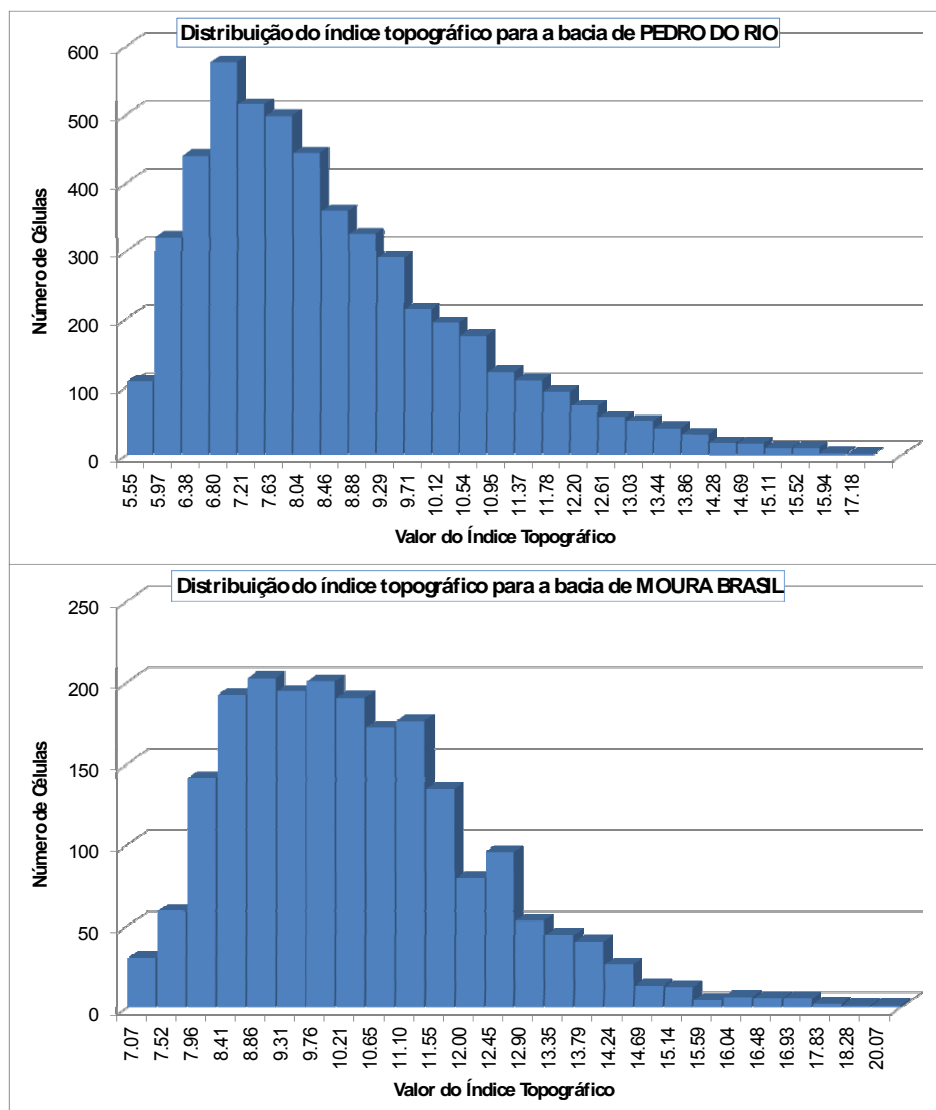


Figura 5.30 – Distribuições do índice topográfico para Pedro do Rio e Moura Brasil

5.8. Estudo das consequências de degradação do mapa de índice topográfico do TOPMODEL

O modelo TOPMODEL, segundo todos os resultados mostrados ao longo deste capítulo, mostrou-se um modelo com melhor desempenho segundo os índices de ajuste. Este fato logo leva à conclusão de que existem considerações intrínsecas ao modelo que potencialmente podem representar melhor a área estudada.

Uma das considerações mais relevantes do modelo é a utilização do índice topográfico como guia para o cálculo de saturação das células, além de controlar as transmissividades correspondentes. Como já discutido, esse cálculo é feito com base no modelo digital do terreno, ou seja, de acordo com as características topográficas da área

de estudo. Os resultados do modelo TOPMODEL mostram que os processos hidrológicos da bacia do rio Piabanha sofrem grande influência das variações ou gradientes topográficos.

Como já discutido na metodologia, é notório que o efeito de escala influencia na classificação da bacia por índices topográficos. Para avaliar a hipótese da importância da classificação do índice topográfico na modelagem de Pedro do Rio, decidiu-se diminuir a quantidade de informações topográficas alimentadas, verificando-se a diferença na resposta do modelo. Portanto, neste item, estão mostrados os resultados da degradação dos dados espaciais do modelo TOPMODEL, de modo que se assemelhasse a um modelo concentrado como o SMAP, mostrando o resultado para a bacia delimitada pelo posto fluviométrico de Pedro do Rio, para o período de validação, utilizando-se os parâmetros calibrados e mostrados anteriormente.

A resolução espacial da imagem de modelo digital do terreno utilizada para todas as modelagens relacionadas à bacia de Pedro do Rio feitas nos itens anteriores foi de 290 por 290 metros, resolução alcançada para obter uma malha menor do que 100 por 100 células, restrição imposta pela versão computacional do TOPMODEL empregada. A degradação do modelo será mostrada para duas resoluções: para células de 1.500 x 1.500 metros e ainda para células de 10.000 x 10.000 metros. As resoluções degradadas foram obtidas pela média dos valores existentes nas células da imagem com maior resolução.

Os resultados para a resolução de 1.500 x 1.500 metros estão mostrados a seguir. A Figura 5.31 mostra o mapa de índice topográfico e a distribuição em histograma das classes de índice topográfico encontradas. A Figura 5.32 mostra a série de vazões geradas nessas circunstâncias.

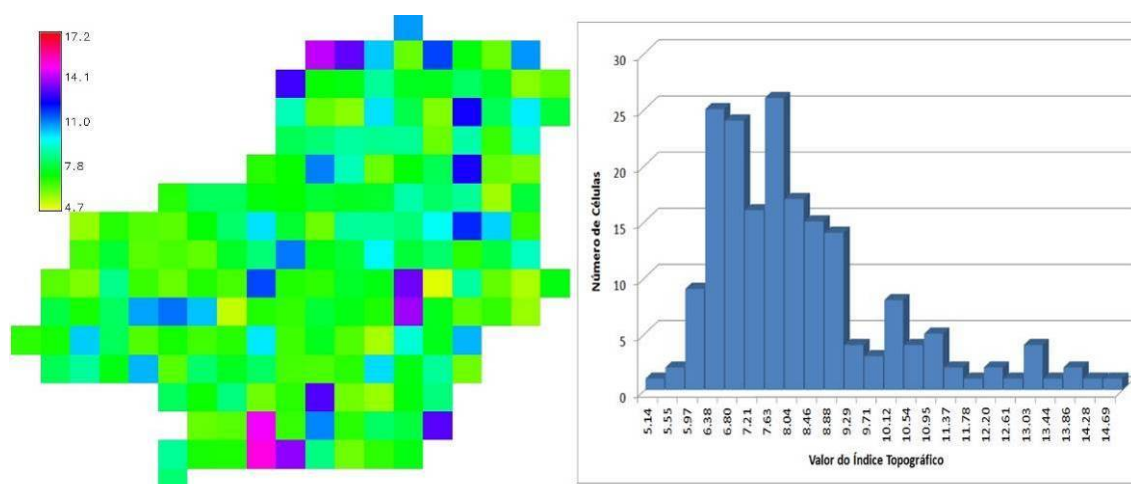


Figura 5.31 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 1.500m x 1.500m

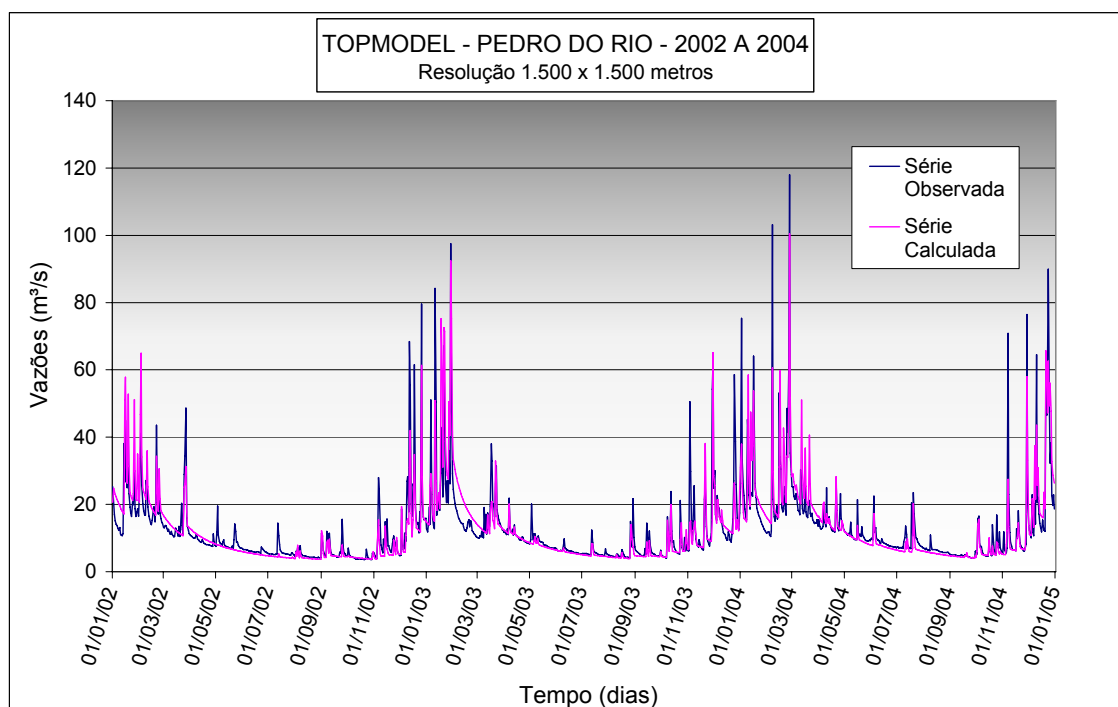


Figura 5.32 - Série de vazões geradas e observadas – resolução 1.500m x 1.500m – TOPMODEL

Os resultados mostram que não houve mudanças significativas na aderência entre as séries geradas e observadas. Os índices de ajuste estão mostrados na Tabela 5.9. A semelhança entre as saídas do modelo deve-se à restrição do número de classes de índice topográfico imposta pela versão computacional utilizada do modelo, que é de 30 classes. Com a resolução espacial de 1.500 x 1.500 metros, ainda existe mais informação do que se possa quantificar nessa limitação de classes. Portanto, a redução da resolução do índice topográfico alterou pouco os limites da classificação, não

havendo grandes diferenças quando contrastados os resultados obtidos com a modelagem original, que utilizou a resolução 290 x 290 metros.

Com intuito de melhor avaliar a hipótese do valor da informação topográfica distribuída espacialmente, decidiu-se degradar quase que completamente a resolução da imagem do índice topográfico. Os resultados para a resolução de 10.000 x 10.000 metros estão mostrados a seguir. A Figura 5.33 mostra o mapa de índice topográfico e a distribuição em histograma das classes de índice topográfico encontradas. A Figura 5.34 mostra a série de vazões geradas nessas circunstâncias.

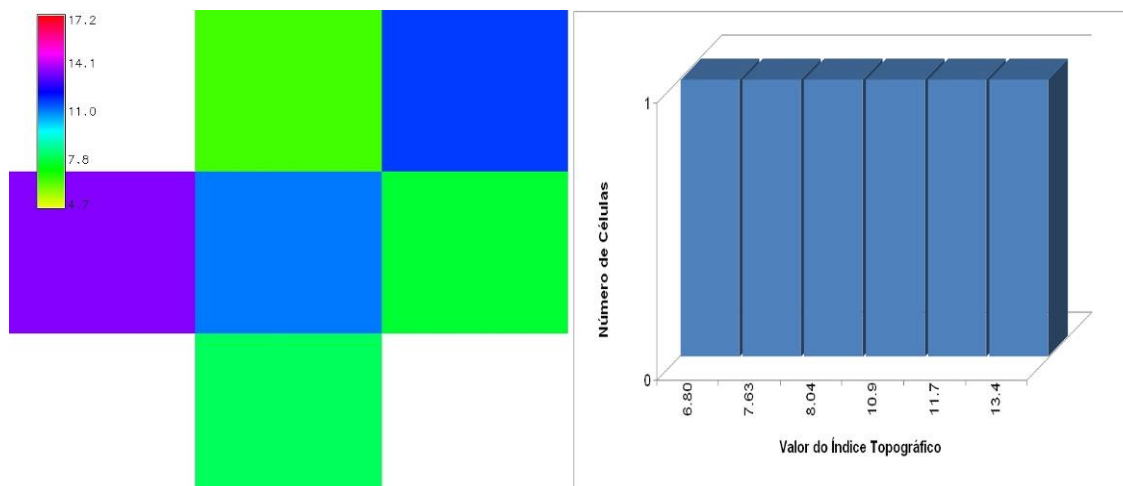


Figura 5.33 – Distribuição do índice topográfico para Pedro do Rio – resolução 10.000m x 10.000m

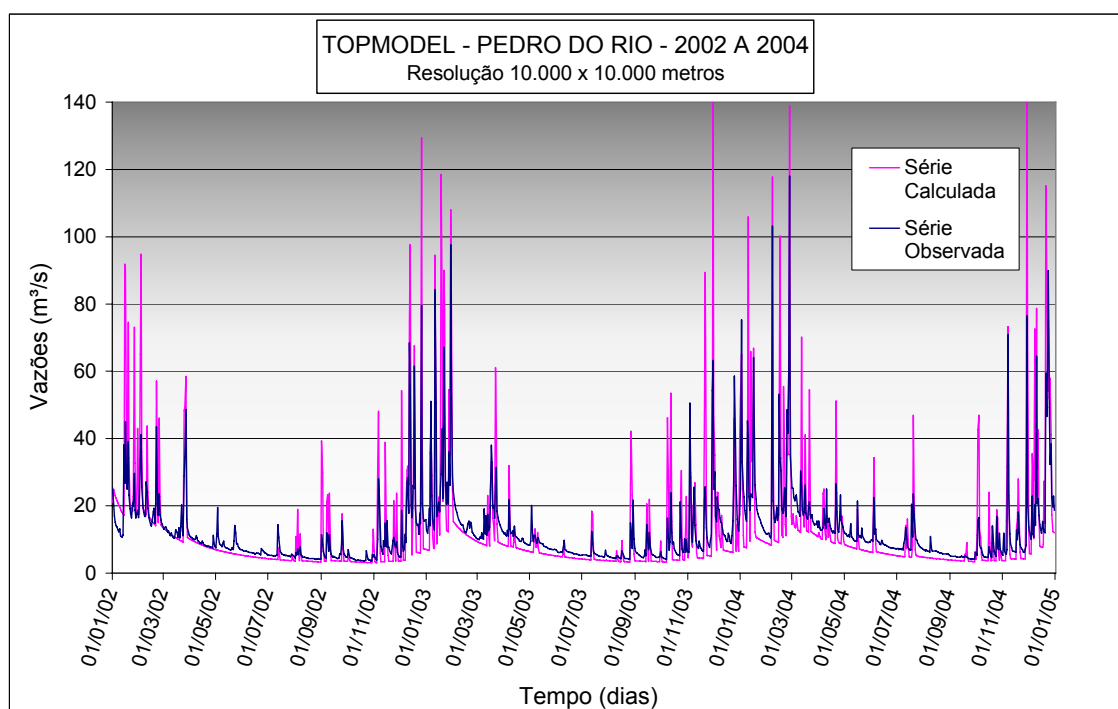


Figura 5.34 - Séries de vazões geradas e observadas – resolução 10.000m x 10.000m – TOPMODEL

A resposta do modelo a tão grande degradação foi um abatimento da vazão de base do modelo e superestimativa das vazões de pico. Isso é resultado direto da agregação das células de índice topográfico, levando a valores mais altos de transmissividade de grupos de células. A Tabela 5.9 contém os índices de ajuste das modelagens mostradas neste item.

Tabela 5.9 – Resultados das modelagens segundo MDT's degradados – índices de desempenho

Resolução	Soma de erros absolutos	Soma dos quadrados dos resíduos	Eficiência	Erro percentual nos picos			RMS ponderada pelo pico	Diferença no volume gerado - obs.
				Média	Máxima Superest.	Máxima Subest.		
1.500x1.500m	67,95	42.514,45	0,870	0,94%	156,02%	-71,58%	9,32	-0,49%
10.000x10.000m	-456,48	116.271,52	0,645	11,97%	353,24%	-64,27%	14,03	3,28%

Portanto, a análise dessas saídas leva à conclusão que a degradação da resolução espacial da informação de índice topográfico só começa a influenciar negativamente nas modelagens efetuadas quando, em uma imagem de determinada resolução, a variabilidade espacial do índice topográfico contiver informações que possam ser representadas em menos classes do que o limite do modelo computacional.

Logo, para obter uma melhor resposta em relação à influência da informação do índice topográfico na modelagem hidrológica, recomenda-se relaxar a limitação de 30 incrementos de classes do índice topográfico $\ln(a/\tan\beta)$.

6. Conclusões e recomendações

O desafio principal deste trabalho consistiu em realizar uma modelagem hidrológica em uma bacia de média proporção, com problemas de defasagem das medições quanto à velocidade dos processos hidrológicos, aplicando modelos operacionalmente viáveis e comparando as saídas dos mesmos, de modo que se analisasse o potencial de representar adequadamente o ciclo hidrológico da bacia. Reitera-se que a metodologia adotada teve como base de dados apenas o modelo digital do terreno e os dados diários de vazão e precipitação.

Partindo de um breve histórico, realizado por meio de uma revisão bibliográfica sobre os temas ciclo hidrológico, modelagem hidrológica e análise de desempenho dos modelos, elaborou-se uma metodologia condizente com o objetivo e fundamentada em uma criteriosa caracterização hidrológica da região. A metodologia traçada, que se baseou no meio de obtenção dos parâmetros hidrológicos e avaliação dos valores encontrados para os mesmos, enfocando o comportamento hidrológico real da bacia pela busca do valor físico das variáveis, mostrou-se suficientemente adequada, visto que apresentou índices de ajuste satisfatórios face às dificuldades de aplicação dos modelos a medições reais e de frequência diária, enquanto os processos hidrológicos possam ocorrer com maior velocidade.

Os resultados apresentados por este trabalho demonstram a importância da aplicação de mais de um tipo de modelagem hidrológica conceitual em bacias com poucas medições, para que se verifique qual enfoque melhor representa o ciclo hidrológico da bacia. Nesse aspecto, verificou-se que na bacia de estudo, a estrutura de representação do ciclo hidrológico representado pelo modelo TOPMODEL assemelha-se à condição real das bacias estudadas. Esta estrutura considera os aspectos topográficos, configuração exponencial da umidade do solo e demais aspectos da estrutura do solo, o que causou melhores valores dos índices de ajuste obtidos às saídas desse modelo. No entanto, para a bacia de Pedro do Rio, recomenda-se que, no âmbito do projeto da bacia experimental serrana, sejam instalados aparelhos que efetuem medições com frequência inferior à

diária, dado que o tempo de escoamento superficial à seção de medição seja significativamente menor, o que certamente influenciou nos erros obtidos em períodos de cheia pelas modelagens hidrológicas efetuadas. Após a coleta e processamento dos novos dados de chuva e vazão em frequência temporal adequada, recomenda-se como continuação desta linha de pesquisa um novo teste de validação dos parâmetros obtidos neste trabalho utilizando-se as novas medições. Os modelos hidrológicos deverão então ser modificados em sua estrutura para comportarem simulações em passos de tempo inferior à escala diária.

Adicionalmente, este trabalho mostrou que a calibração do modelo SMAP com o método suavizado apresenta resultados melhores do que o método Rosenbrock, confirmando 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. Nem mesmo o fato de ser o SMAP um modelo concentrado, que por definição, uniformiza as características físicas da bacia, acarretou problemas incontornáveis para a modelagem. De acordo com esses resultados, podem ser feitas algumas reflexões no tocante às recomendações para melhor calibração dos modelos. Por exemplo, um método simples como o de Rosenbrock, mesmo não obtendo os melhores resultados, poderia ser utilizado para a obtenção de estimativas iniciais dos parâmetros, ou para inicializar o modelo em um período de aquecimento. Essa pré-calibração subsidiaria uma nova calibração, desta vez com um método mais sofisticado como o método suavizado, utilizado também na presente dissertação. Este tipo de sinergia pode ser útil em problemas maiores ou mais complexos do que os apresentados neste estudo.

Os parâmetros obtidos por ambos os modelos, concentrado e semi-distribuído, por apresentarem estruturas diferentes, mostraram um aspecto complementar ao caracterizarem a bacia de estudo como uma bacia de solo de baixa profundidade, alta transmissividade de escoamento superficial, baixa transmissividade sub-superficial e importante participação da topografia na caracterização hidrológica. A alta capacidade de escoamento superficial da bacia, traduzida por altos parâmetros de transmissividade superficial e baixo armazenamento do solo, pôde ser validada pela análise de estudos existentes de curvas-número para a área de estudo, além da verificação em campo e em

imagens de satélite da grande quantidade de afloramentos rochosos da área.

Os resultados mostraram, ainda, que a parametrização encontrada para a bacia de Pedro do Rio, embora represente satisfatoriamente o ciclo hidrológico desta bacia, não representa bem a realidade das vazões da bacia maior delimitada pelo posto fluviométrico de Moura Brasil, bacia esta que engloba a bacia de Pedro do Rio. A comparação das vazões observadas com as vazões geradas, na circunstância de regionalização dos parâmetros, mostrou que as vazões em Moura Brasil sofrem efeito de regularização de vazões por reservatórios, embora também esteja agregada no mal desempenho obtido a incerteza associada às diferenças físicas do ciclo hidrológico de cada bacia.

Também foi apresentada nesta dissertação uma análise preliminar da influência do parâmetro distribuído denominado índice topográfico, do modelo TOPMODEL, na resposta de geração de vazões da bacia de Pedro do Rio. Concluiu-se, então, que a informação degradada de índice topográfico só começa a influenciar negativamente nas modelagens efetuadas quando, em uma imagem de determinada resolução, a variabilidade espacial do índice topográfico começa a conter informações que possam ser representadas em menos classes do que o limite do modelo computacional. Para modelagens com resolução grosseira de mapa de índice topográfico (10.000 por 10.000 metros), houve uma piora significativa de resultados em comparação com as modelagens efetuadas com entrada de dados com resolução 290 x 290 metros e 1.500 por 1.500 metros, tendo essas duas últimas resoluções citadas desempenho semelhantes e bem satisfatórios. Este resultado relaciona intimamente o modelo dito semi-distribuído com o tipo concentrado, visto que o parâmetro de índice topográfico foi tão agregado que os valores dos índices assemelharam-se a parâmetros concentrados da bacia, não guardando mais informação espacial relevante. Recomenda-se que o modelo TOPMODEL, para bacias com grande variabilidade de declividades, seja modificado em sua estrutura para comportar o cálculo de um número maior do que 30 classes de índice topográfico, de modo que se possa avaliar efetivamente o papel da escala da informação topográfica na saída.

Um outro subproduto interessante do presente trabalho foi a cuidadosa caracterização

hidrológica e preparação dos dados para a bacia de Pedro do Rio, integrante da bacia do rio Piabanha. A reunião de dados básicos de precipitação e de vazão, seguida de sua análise de consistência e preenchimento de falhas, a geração de dados de evapotranspiração pelo método do Balanço Hídrico Sazonal e a geração de modelo digital do terreno tornam esta dissertação uma interessante referência àqueles que pretendam desenvolver pesquisas na região, que possui problemas de inundação, crescimento desordenado, erosão das encostas, impermeabilização do solo (que já possui baixa capacidade de infiltração) e problemas de qualidade de água e assoreamento do rio Piabanha.

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. Dessa forma, como recomendação à pesquisas futuras que sigam a linha de pesquisa apresentada nessa dissertação, os trabalhos devem ser conduzidos em maior grau de profundidade, no sentido de agregar conhecimento e contribuir para um refinamento contínuo dos modelos aplicados de forma operacional, onde a informação contida nos dados de entrada para calibração deve ser transferida apropriadamente para os parâmetros do modelo e destes para os resultados finais, durante as fases de validação e aplicação do modelo.

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 incomparável 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. A modelagem hidrológica é a ferramenta que subsidia as respostas quanto ao efeito das alardeadas mudanças climáticas na qualidade e quantidade de nosso recurso hídrico, tão valioso e estratégico para nosso país.

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 coletados nas estações do projeto de bacias experimentais;
- Instalação de posto de medição de vazão com aquisição de registros em frequência maior do que a diária, na seção de Pedro do Rio. Recomenda-se frequência no mínimo horária, e após coleta de dados suficientes nesta escala de tempo, deve-se tentar a validação dos parâmetros obtidos nessa 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°, 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 estes 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. Para tal, poderia ser utilizada como ponto de partida a metodologia proposta por XAVIER (2002), que precisaria ser aperfeiçoada com o uso de um algoritmo de “set-covering” (cobertura), como usado para outras finalidades em BRITO e XAVIER (2006).

Conclui-se, por fim, que todas as análises e estudos empreendidos por esta dissertação, mesmo encontrando diversas limitações, fornecem um arcabouço bibliográfico, metodológico e de resultados, úteis para não apenas os trabalhos a serem desenvolvidos na área de estudo de caso (Bacia do Rio Piabanha), como em todas as bacias que têm características e dificuldades de modelagem semelhantes e também para trabalhos de comparação entre modelagens hidrológicas.

Referências Bibliográficas

ABBOTT, M., BATHRUST, J., CUNGE, J., O'CONNELL, P., RASMUSSEN, J., 1986, "An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: history and philosophy of a physically-based, distributed modelling system", *Journal of Hydrology*, 87, 45-59.

ALLEN, R. G., JENSEN, M. E., WRIGHT, J. L., BURMAN, R. D., 1989, "Operational estimates of reference evapotranspiration", *Agronomy Journal*, v. 81, pp. 650 – 662.

ANA, 2005, *HIDRO- Banco de Dados Hidrológicos*. Acesso em janeiro/2007, a partir de <http://hidroweb.ana.gov.br/>

ANDRADE FILHO, M. C., 1992, *Funções objetivo de mínimos quadrados generalizados nos modelos conceituais chuva-vazão*, Tese M. Sc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

ARAÚJO, A. A. M, 2006, *Um novo esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre com redistribuição lateral da água no solo*, Tese D. Sc., COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

ARAÚJO, A. A. M., ROTUNNO FILHO, O. C. R., XAVIER, L. N. R., 2001, "Análise de sensibilidade de modelos hidrológicos na perspectiva de SVATS de modelos atmosféricos", *XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos – IV Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Oficial Portuguesa*, Aracajú, SE., Brasil.

AREND FILHO, L. A., 2008, "Teorias do Conhecimento e Hidrológicas de Platão.", Trabalho Final da disciplina Teoria do Conhecimento I, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

BENETI, C., CALVETTI, L., PEREIRA FILHO, A.J., 2003, "Integração do radar meteorológico Doppler do SIMEPAR e uma rede de pluviômetros para estimativa da

precipitação”. In: *Anais XI SBSR*, pp. 1137-1144, Belo Horizonte, M.G., Brasil, Abril.

BEVEN, K. J., KIRBY, M. J., 1979, “A physically-based variable contributing area model of basin hydrology”, *Hydrol. Sci. Bull.*, v. 24 (1), pp. 43-69.

BEVEN, K. J., BINLEY, A., 1992, “The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction”, *Hydrological Processes*, v. 6, pp. 279-298.

BEVEN, K. J., LAMB, R., QUINN, P., et al., 1995, “TOPMODEL”, In: Singh, V. P. (Ed). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado, USA., pp. 627-668.

BEVEN, K. J., 1997, “TOPMODEL: a critique”, *Hydrological Processes*, vol. 11, pp 1069-1085

BEVEN, K. J., 2001, *Rainfall-runoff modelling: The primer*. 1 ed. New York: John Wiley&Sons.

BISWAS, A.K., 1970, *History of Hydrology*, 1 ed. New York: American Elsevier Pub. Co..

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*, v. 36 (12), pp. 3663-3674.

BRANDÃO, A. M. P. M.; SILVEIRA JUNIOR, D. R.; TAVARES, J. C. ,DANTAS, M. E., 2000, “*Mapa de Isoietas do Estado do Rio de Janeiro. Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro*”, Brasília, CPRM-DEGET, mapa.

BRUNEAU, P., et al., 1995, “Sensitivity to space at time resolution of a hydrological model using digital elevation data”, *Hydrological Processes*, v.9, p.69-81.

BRUTSAERT, W., 1986, "Catchment scale and the atmospheric boundary layer.", *Water Resource Research*, v.23, n.9, p.395-455.

BRITO, J. A. de M., XAVIER, A. E., 2006, "*Modelagens min-max-min para o problema de localização de estações de rádio base*", Pesquisa Operacional vol.26, no.2, Rio de Janeiro, Mai/Ago.

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*, Tese de M. Sc., Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"/ USP, Piracicaba, S.P., Brasil.

CANEDO, P.M., 1979, *The reliability of conceptual catchment model calibration*, Ph.D. dissertation, University of Lancaster, United Kingdom.

CANEDO, P.M., 1989, "Hidrologia Superficial".ABRH. UFRJ 281 – 289

CHOW, V. T., 1964, *Handbook of Applied Hydrology*, 1 ed., New York, N.Y., McGraw Hill.

CLARKE, R. T., 1973, "A review of some mathematical models used in hydrology with observations on their calibration and use", *Journal of Hydrology*, 19, 1-20.

COLLISHON, W., 2001, *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*, Tese de D.Sc., IPH/UFRGS, Porto Alegre, R.S., Brasil.

COOPER, V. A., NGUYEN, V. T. V., NICELL, J. A., 1997, "Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration", *Water Sci. Tech*, v. 36 (5), pp. 53-60.

COPPE/UFRJ, 2002, "*Propostas para a Criação de Áreas Sujeitas a Restrição de Uso, com Vistas à Proteção dos Recursos Hídricos*", elaborado como parte dos documentos

que compõem o Plano de Recursos Hídricos da Bacia do Paraíba do Sul, ANA, LabHid COPPE/UFRJ, Fundação COPPETEC.

COPPE/UFRJ, 2007, “Projeto – EIBEX-I - Estudos Integrados de Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro – Relatório 1”, COPPE/UFRJ, Fundação COPPETEC.

COPPE/UFRJ (coordenação) e outras universidades, 2008, “Proposta para o Instituto Nacional de Hidrologia da Amazônia – INHAM”, submetida no âmbito do edital Nº 15/2008 - MCT/ CNPq/ FNDCT/ CAPES/ FAPEMIG/ FAPERJ/ FAPESP – Institutos Nacionais de Tecnologia.

CPRM, 2002, “*Regionalização de Vazões da Sub-Bacia 58 – rio Paraíba do Sul*” – Convênio ANEEL/CPRM. Rio de Janeiro.

CRAWFORD, N. H., LINSLEY, R. K., 1966, *Digital simulation in hydrology, Stanford Watershed Model IV*, Technical Report 39 – Department of Civil Engineering, Stanford University, USA.

DAWDY, D. R., O'DONNELL, T., 1965, “Mathematical models of catchment behavior”, *Journal of Hydraulic Division American Society of Civil Engineering*, 91, 123-137.

DETTINGER, M. D., WILSON, J. L., 1981, “First order analysis of uncertainty in numerical models of groundwater flow, Part I. Mathematical development”, *Water Resources Research*, 17, 1, 149-161.

DIAS, N. L., KAN, A., 1999, “A hydrometeorological model for basin-wide seasonal evapotranspiration”, *Water Resources Research*, v. 35 (11), pp. 3409-3418.

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.

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.

DIB, K. R., 1994, *Utilização de função de penalização hiperbólica na suavização e otimização de um modelo chuva-vazão: modelo SWMS*, Tese de D. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., Brasil.

DISKIN, M.H., SIMON, E., 1977, "A procedure for the selection of objective functions for hydrologic simulation models." *Journal of Hydrology*, 34, 129-149

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K., 1992, "Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models", *Water Resources Research*, v. 28 (4), pp. 1015-1031.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., GUPTA, V. K., 1994, "Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models", *Journal of Hydrology*, v. 158, pp. 265-284.

ECUYER, R., 2003, "Application de Topmodel à différents bassins versants", *Rapport de stage*, ENSEEIHT, INPT, U.P.S. Toulouse, LMTG (UMR 5563), 30p.

FERREIRA, L., 2004, *Simulação Hidrológica utilizando o modelo TOPMODEL em bacias rurais, estudo de caso na bacia do ribeirão dos Marins – Seção Monjolinho – SP*, Tese de Mestrado, UNICAMP, Campinas, S.P., Brasil.

FRANCHINI, M., WENDLING, J., OBLED, C., et al., 1991, "Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL", *Journal of Hydrology*, 175, pp 293-338.

FRANCHINI, M., GALEATI, G., BERRA, S., 1998, "Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall-runoff models", *Hydrol. Sci. Journal*, v. 43(3),

pp.443-458.

GAN, T. Y., BIFTU, G. F., 1996, "Automatic Calibration of conceptual rainfall-runoff models: optimization algorithms, catchment conditions and model structure", *Water Resources Research*, v. 32 (12), pp. 3513-3524.

GILL, P., MURRAY, W., WRIGHT, M. M., 1981, *Practical Optimization*. Princeton University Press, N. Y., USA.

GUPTA, V.K., SOROOSHIAN, S., 1983, "Uniqueness and Observability of Conceptual Rainfall-Runoff Model Parameters: The Percolation Process Examined", *Water Resources Research*, 19(1): 269-276.

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.

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.

HUTCHINSON, M. F., 1996, "A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models". In *Proceedings, Terceira Conferência Internacional de Integração de SIG e modelagem Ambiental*. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis.

IBBITT, R. P., 1970, *Systematic parameter fitting for conceptual models of catchment hydrology*, Ph. D Thesis, 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.

IORGULESCU, I., JORDAN, J. P., 1994, "Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment", *Journal of Hydrology*, 159, pp 255-273.

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.

KALMA, J. D., SIVAPALAN, M., 1996, *Scale Issues in Hydrological Modelling*. 1 ed. Wiley.

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.

KIRKBY, M. J., 1997, "TOPMODEL: a personal view", *Hydrological Processes*, vol. 11, pp 1087-1097

KOUWEN, N., 1988, "WATFLOOD: a micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar", *Canadian Water Resources Journal*, v. 13 (1), pp. 62-77.

KUCZERA, G., 1982, "On the relationship between the reliability of parameter estimates and hydrologic time series data used in calibration", *Water Resources*

research, v. 18 (1), pp. 146-155.

KUCZERA, G., 1983 a, "Improved parameter inference in catchment models, 1 Evaluating parameter uncertainty", *Water Resources Research*, v. 19 (5), pp 1151-1162.

KUCZERA, G., 1983 b, "Improved parameter inference in catchment models, 2: Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility", *Water Resources Research*, v. 19(5), pp. 1163-1172.

KUO, W.-L., T. S. STEENHUIS, C. E. MCCULLOCH, C. L. MOHLER, D. A. WEINSTEIN, S. D. Degloria, D. P. SWANEY, 1999, "Effect of Grid Size on Runoff and Soil Moisture for a Variable-Source-Area Hydrology Model", *Water Resour. Res.*, 35(11), 3419–3428.

LARSEN, J.E., SIVAPALAN, M., COLES, N.A., 1994, "Similarity analysis of runoff generation processes in real-world catchments", *Water Resources Research*, 30, 6, 1641-1652.

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.

LINDSTROM, G., 1997, "A simple automatic calibration routine for the HBV model", *Nordic Hydrol.*, v. 28 (3), pp. 153-168.

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.

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.

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.

MANNING, J. C., 1997, *Applied principles of hydrology*, 1 ed., Prentice Hall, New Jersey, USA.

MASTERS, R. D., 1999, *Da Vinci e Maquiavel: um sonho renascentista: de como o curso de um rio mudaria o destino de Florença*, 1 ed, Jorge Zahar Ed., Rio de Janeiro, Brasil.

MCCULLOCH, J. S. G., ROBINSOO, M., 1993, “History of forest hydrology”, *Journal of Hydrology*, v. 150, pp. 189-216.

MINE, M. R. M., CLARKE, R. T., 1996, “O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: Resultado preliminar”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, p. 89 –115.

MOORE, I. D., NORTON, T. W.; WILLIAMS, J. E., 1993, “Modelling environmental heterogeneity in forested landscape”, *Journal of Hydrology*, n.150, p.717-747.

MOREIRA, D. M., ARAÚJO, L. M. N. , ALMEIDA, I.S, ROTUNNO FILHO, O. C., 2007, “Apoio cartográfico a estudos hidrológicos utilizando ferramentas de geoprocessamento”, *XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, São Paulo, SP, 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.

NATIONAL ACADEMY OF ENGINEERING, 2008, *Grand Challenges for Engineering in the 21st Century*, www.engineeringchallenges.org.

NELDER, J. A., MEAD, R., 1965, “A simplex method for function minimization”, *Computer Journal*, v. 7 (4), pp. 308-313.

O’DONNELL, T., CANEDO, P. M., 1980, “The reliability of conceptual calibration”, Hydrological forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium, *IAHS Publication*, v. 129.

PENMAN, H. L., 1948, “Natural evaporation from open water, bare soil and grass”, *Proc. Roy. Soc. A. London*, v. 193, pp. 120-143.

POSTEL, S., DAILY, G. C., EHRLICH, P. R., 1996, “Human Appropriation of Renewable Fresh Water”, *Science* 271, Feb. 9, pp.785-788.

QUINN, P., BEVEN, K. J., LAMB, R., 1995, “The $\ln(a/tg(\beta))$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework”, *Hydrological Processes*, v. 9, pp. 161-182.

RADAMBRASIL (PROJETO), 1983, “*Levantamento de Recursos Naturais do Brasil*”, folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória, vol. 32. 775p.

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.

ROTUNNO FILHO, O. C., 1989, *Comparação de dois métodos de otimização em*
167

modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, Tese de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, R.J., 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.

SANTOS, I., 2001, *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR*, Dissertação de Mestrado em Agronomia – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.

SAULNIER, G. M., BEVEN, K., OBLED, C., 1997, “Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL”, *Journal of hydrology*, 202, pp. 158-172.

SCHULER, A. E., MORAES, J.M., MILDE, 2002, “Análise da representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio Corumbataí, São Paulo”, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 5, 2, 5-25.

SEE L., SOLOMATINE D., ABRAHART R., TOTH E., 2007, “Hydroinformatics: computational intelligence and technological developments in water science applications”, *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques - Special issue: Hydroinformatics*, 52(3) June, Editorial.

SEG - SUPORTE ESPECIALIZADO DE ENGENHARIA LTDA, 2004, *Aplicação do modelo IPH-II à região do lago de Sobradinho*, Relatório Final.

SHERMAN, L.W., 1932, “Streamflow from rainfall by the unit-graph method”, *Engineering News-Record*, 108.

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, R. V., 2005, “*Análise comparativa de três formulações do Topmodel na bacia do rio Pequeno – PR*”. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, S.C., Brasil.

SIVAPALAN, M., 2003, “*Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection?*”, *Hydrological Processes*, 17, pp. 1037-1041.

SIVAPALAN, M., BEVEN, K., WOOD, E., 1987, “On hydrologic similarity 2. A scaled model of storm runoff production”, *Water Resources Research*, 23 (12), pp. 2266-2278.

SIVAPALAN, M., WOOD, E., BEVEN, K., 1990, “On hydrologic similarity 3. A dimensionless flood frequency model using a generalized geomorphologic unit hydrograph and partial area runoff generation”, *Water Resources Research*, 26 (1), pp. 43-58.

SOROOSHIAN, S., ARFI, F., 1982, “Response surface parameter sensitivity analysis methods for postcalibration studies”, *Water Resources Research*, v. 18 (5), pp. 1531-1538.

SOROOSHIAN, S., e DRACUP, J.A., 1980, “Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases”, *Water Resources Research*, 16, 430-442.

SOROOSHIAN, S., DUAN, Q., GUPTA, V. K., 1983, “Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model”, *Water Resources Research*, v. 29, pp. 1185-1194.

SOROOSHIAN, S., Gupta, V.K., 1983, "Automatic Calibration of Conceptual Rainfall-Runoff Models: The Question of Parameter Observability and Uniqueness", *Water Resources Research*, 19(1): 260-268

STEPHENSON, D., 1979, "Direct optimization of Muskingum routing coefficients.", *Journal of Hydrology*, 41, 161-165.

SUMMER, N. R., FLEMING, P. M., BATES, B. C., 1997, "Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing", *Journal of Hydrology*, v. 197, pp. 166-188.

TAO, T., KOUWEN, N., 1989, "Remote sensing and fully distributed modeling for flood forecasting", *Journal of Water Resources Planning and management*, 115 (6), 809-823.

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.

THYER, M., KUCZERA, G., BATES, B. C., 1999, "Probabilistic optimization of conceptual rainfall – runoff models: a comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms", *Water Resources Research*, v. 35 (3), pp. 767-773.

THOMPSON, J. C., MOORE, R. D., 1996, "Relations between topography and water table depth in a shallow forest soil.", *Hydrological Processes*, v.10, p.1513-1525.

TUCCI, C. E. M., CLARK, R. T., 1998, "Environmental issues in the plata basin", *Water Resources Development*, v. 14 (2), pp. 157-173.

TUCCI, C. E. M., 2004, *Hidrologia – Ciência e Aplicação*, terceira edição, Porto Alegre, Editora da UFRGS/ABRH.

US Army Corps of Engineers, USACE, 1998, *HEC-1 flood hydrograph package user's manual*. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, USA.

USACE, 2000, *HEC-HMS hydrologic modeling system user's manual*. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, USA.

USDA - United States Department of Agriculture, 1986, "*Urban Hydrology for Small Watersheds - TR-55*", 164p.

VARELLA, R.F., CAMPANA, N.A., 2000, "Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: Estudo do modelo TOPMODEL", *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 5, p. 121 – 139.

WANG, Q. J., 1991, "The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rainfall-runoff models", *Water Resources research*, v. 27 (9), pp. 2467-2471.

WOLOCK, D. M., PRICE, C. V., 1994, "Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topographic- based watershed model", *Water Resources Research*, 30 (11), pp. 3041-3052.

WOLOCK, D. M., McCABE Jr, G. J., 1995, "Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL", *Water Resources Research*, 31 (5), pp. 1315-1324.

WOOD, E.F., 1976, "An analysis of the effects of parameter uncertainty in deterministic hydrologic models", *Water Resources Research*, 12,3,925-932.

WOOD, E.F., HEBSON, C.S., 1986, "On hydrologic similarity 1. Derivation of the dimensionless flood frequency curve", *Water Resources Research*, 22,11,1549-1554.

WOOD, E.F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K. et al., 1988, "Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologically modeling", *Journal of Hydrology*, 102,29-

WOOD, E.F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., 1990, "Similarity and scale in catchment storm response", *Rev. of Geophysics*, v.28, n.1, 1-18.

WOODS, R.A, SIVAPALAN, M., ROBINSON, J.S., 1997, "Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index", *Water Resources Research*, 33,5,1061-1073.

XAVIER, A. E., 1982 a, "Penalização Hiperbólica", *In: Anais do I Congresso Latino Americano de Pesquisa Operacional e Engenharia de Sistema*, pp. 468-482, Rio de Janeiro, R. J., Brasil.

XAVIER, A. E., 1982 b, *Penalização Hiperbólica: Um novo método para resolução de problemas de otimização*, Tese 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, 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, A. E., ROTUNNO FILHO, O. C., CANEDO, P. M., 2005, "A new deterministic approach in calibration of rainfall-runoff models: The hyperbolic smoothing method", trabalho submetido à *Water Resources Research*.

YAPO, P. O., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., 1998, "Multi-objective global optimization for hydrological models", *Journal of hydrology*, v. 204, pp. 83-97.

YEVJEVICH, V., 1974, "Determinism and stochasticity in hydrology", *Journal of*

Hydrology, v. 22, pp.225-238.

ZAKIA, M. J. B, 1998, *Identificação e caracterização da zona ripária em uma microbacia experimental: implicações no manejo de bacias hidrográficas e na recomposição de florestas*, Tese de Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental, Escola de Engenharia de São Carlos – USP, São Carlos, S.P., Brasil.

ZHANG, W., MONTGOMERY, D. R., 1994, “Digital elevation model grid size landscape representation and hydrologic simulations”, *Water Resources Research*, 30 (4), pp. 1019-1028.