

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

CALIBRAÇÃO DE UM MODELO CHUVA-VAZÃO
EM BACIAS SEM MONITORAMENTO
FLUVIOMÉTRICO A PARTIR DE CURVAS DE
PERMANÊNCIA SINTÉTICAS

Viviane Borda Pinheiro

Belo Horizonte

2009

**CALIBRAÇÃO DE UM MODELO CHUVA-VAZÃO EM
BACIAS SEM MONITORAMENTO FLUVIOMÉTRICO A
PARTIR DE CURVAS DE PERMANÊNCIA
SINTÉTICAS**

Viviane Borda Pinheiro

Viviane Borda Pinheiro

**CALIBRAÇÃO DE UM MODELO CHUVA-VAZÃO EM
BACIAS SEM MONITORAMENTO FLUVIOMÉTRICO A
PARTIR DE CURVAS DE PERMANÊNCIA
SINTÉTICAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de Processos Hidrológicos

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG

2009

Página com as assinaturas dos membros da banca examinadora, fornecida pelo Colegiado do Programa

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família pelo apoio incondicional nos momentos difíceis e pelas alegrias compartilhadas.

Ao meu avô Germán, que sei que estará sempre torcendo pelos meus passos.

A Deus, sem O qual nada disso seria possível.

Ao Felipe, companheiro de todas as horas.

Aos meus queridos amigos, que me proporcionam momentos de alegria e conversas cheias de aprendizado.

Ao meu orientador, professor Mauro, pelo apoio e pelas incontáveis horas dedicadas à transmissão de conhecimento para concretização deste trabalho.

Ao Wilson, pelo desenvolvimento dos programas computacionais imprescindíveis à aplicação da metodologia.

Ao Éber, pelo fornecimento de dados e pelo ensino de técnicas computacionais.

Aos amigos, colegas e funcionários do EHR.

À CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, pela concessão de bolsa de estudos.

RESUMO

O conhecimento de variáveis e funções hidrológicas em uma dada seção fluvial, bem como de suas séries temporais de vazões médias diárias, viabilizam o planejamento, o projeto e a operação de estruturas de aproveitamento de recursos hídricos, em bacias hidrográficas monitoradas. Nas bacias desprovidas de registros sistemáticos de cota e descarga, no entanto, faz-se necessário desenvolver metodologias que possibilitem a transferência das informações hidrológicas existentes em outras bacias. O presente estudo propõe e avalia um método para calibração automática de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento hidrométrico, utilizando como paradigma do processo hidrológico a curva de permanência de longo período sintética, obtida a partir de um modelo estatístico regional. Neste contexto, as curvas de permanência de longo período constituem funções características próprias do regime hidrológico da bacia hidrográfica em estudo e são aqui usadas como instrumento para calibração dos parâmetros de um modelo conceitual chuva-vazão. Uma vez obtidos os parâmetros que comandam a síntese hidrológica do modelo em questão, a simulação contínua de descargas, ao longo de um dado período de tempo, viabiliza avaliações hidrológicas diversas, tais como, a análise de frequência de eventos raros, o balanço hídrico de reservatórios, os estudos de amortecimento de cheias e de disponibilidades hídricas, entre outras.

A metodologia aqui apresentada compõe-se basicamente de duas partes. Na primeira delas, é proposto um método para regionalização de curvas de permanência de longo termo, permitindo a transferência dessa função hidrológica a locais não-monitorados, desde que esses se localizem na mesma região homogênea das bacias com dados. Na segunda etapa, é realizada a calibração do modelo chuva-vazão RIO GRANDE, um modelo conceitual baseado na estrutura de balanço de umidade chamada Xinanjiang, amplamente conhecida, tendo como objetivo reproduzir as curvas de permanência sintetizadas a partir do modelo regional. A metodologia elaborada foi aplicada e verificada para as bacias dos rios Pará e Paraopeba, ambas localizadas no estado de Minas Gerais, na Região Sudeste do Brasil. Em ambas as fases, um experimento de validação cruzada de *jack-knife* foi concebido a fim de calcular alguns índices de desempenho, o objetivo dos quais foi avaliar a confiabilidade proporcionada pelos procedimentos envolvidos.

ABSTRACT

The determination of some characteristic values of hydrologic variables and related functions at a given river cross, along with the correct assessment of how the associated streamflow records fluctuate over time, are key elements for planning, designing and operating water resources systems in gauged catchments. However, in catchments with scarce (or even none) at-site streamflow records, resorting to methods that allow transferring hydrological information from gauged to ungauged locations is most needed and absolutely crucial for developing and managing the local water resources. This MSc dissertation proposes and evaluates a novel approach for the automatic calibration of the parameters of a rainfall-runoff model at an ungauged catchment, using the long-term synthetic flow duration curve, estimated on the basis of a statistical regional model, as a paradigm for the local hydrology. In this context, the estimated long-term flow duration curve is regarded as a useful synthesis of the local hydrological regime which may be reasonably approximated from the discharges simulated by an appropriate conceptual rainfall-runoff model with an adequate set of calibrated parameters. Once the set of calibrated parameters is obtained for a given ungauged catchment, the hydrologic model can be used to transform existing daily rainfall series into simulated daily discharges, thus enabling one to perform standard hydrologic studies such as the frequency analysis of floods and droughts, reservoir water balance, flow routing and the assessment of the local water resources, among others.

The approach proposed herein consists basically of two phases. The first relates to the construction of a regional statistical model for estimating the long-term flow duration curve at an ungauged catchment, by spatially transferring hydrological information from existing gauged sites within a hydrologically homogenous region. The second phase refers to the calibration of the parameters of the RIO GRANDE simulation model, a conceptual model largely based on the well known Xinanjiang water balance structure, having the estimated flow duration curve as the paradigmatic object to be mimicked. The proposed approach has been applied and verified for the Pará and Paraopeba river basins, both located in the state of Minas Gerais, in southeastern Brazil. In both phases, a ‘jackknife’ experiment has been devised in order to calculate the associated performance indexes and finally assess the overall reliability attained by the proposed approach.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS.....	X
LISTA DE TABELAS.....	X
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XII
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XII
LISTA DE NOTAÇÕES	XIV
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	5
2.1 OBJETIVO GERAL.....	5
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
3 REVISÃO DA LITERATURA	6
3.1 MODELOS HIDROLÓGICOS CHUVA-VAZÃO E O DESAFIO DE SUA CALIBRAÇÃO EM BACIAS NÃO-MONITORADAS FLUVIOMETRICAMENTE	6
3.1.1 <i>Os modelos chuva-vazão como instrumento de síntese da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica</i>	6
3.1.2 <i>Procedimentos de identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias não-monitoradas</i>	15
3.1.3 <i>Estruturas dos modelos regionais de calibração de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias não-monitoradas</i>	23
3.1.4 <i>A calibração indireta de parâmetros de modelos de simulação chuva-vazão a partir de curvas de permanência sintetizadas por métodos de análise regional</i>	32
3.1.5 <i>Considerações Finais</i>	35
3.2 CURVAS DE PERMANÊNCIA.....	36
3.2.1 <i>Definição</i>	36
3.2.2 <i>Construção e representação de curvas de permanência</i>	37
3.2.3 <i>Histórico e utilização em engenharia de recursos hídricos</i>	40
3.2.4 <i>Considerações Finais</i>	43
3.3 REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA	44
3.3.1 <i>Conceito e aplicações</i>	44
3.3.2 <i>Regiões homogêneas</i>	45
3.3.3 <i>Regionalização das funções hidrológicas conhecidas por curvas de permanência de longo termo</i> 49	49
3.3.4 <i>Seleção e análise de dados</i>	61
3.3.5 <i>A regressão linear múltipla como importante ferramenta para a regionalização hidrológica</i>	62
3.3.6 <i>Considerações finais</i>	66
3.4 O MODELO RIO GRANDE DE SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA.....	66
3.4.1 <i>Descrição geral do modelo Rio Grande</i>	67
3.4.2 <i>Funções do modelo Rio Grande e seus parâmetros</i>	68
3.4.3 <i>O algoritmo de otimização DDS</i>	78
3.4.4 <i>Considerações finais</i>	87
3.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS DA REVISÃO DA LITERATURA.....	87
4 METODOLOGIA.....	89
4.1 O MÉTODO DE CASTELLARIN ET AL. PARA REGIONALIZAÇÃO DE CURVAS DE PERMANÊNCIA	89
4.2 COMPILAÇÃO E ANÁLISE DE DADOS FLUVIOMÉTRICOS E PLUVIOMÉTRICOS.....	92
4.3 OBTENÇÃO DE ÍNDICES FÍSICOS, CLIMÁTICOS, MORFOLÓGICOS E HIDROLÓGICOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS ENVOLVIDAS	94
4.3.1 <i>Índices físicos</i>	95
4.3.2 <i>Índices morfológicos</i>	96
4.3.3 <i>Índice climático</i>	97
4.3.4 <i>Índice hidrológico</i>	98

4.4	DELIMITAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS	99
4.5	ELABORAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO REGIONAL DE CURVAS DE PERMANÊNCIA SEGUNDO ADAPTAÇÃO DO MÉTODO DE CASTELLARIN ET AL.	104
4.5.1	<i>Seleção das distribuições para as amostras de AF e X'</i>	106
4.5.2	<i>Montagem dos modelos regionais</i>	114
4.5.3	<i>Análise de desempenho dos modelos regionais</i>	118
4.5.4	<i>Análise de desempenho em estações fluviométricas que não compuseram os modelos regionais de curvas de permanência</i>	122
4.6	CALIBRAÇÃO DO MODELO RIO GRANDE A PARTIR DAS CURVAS DE PERMANÊNCIA SINTÉTICAS.....	123
4.6.1	<i>Dados de entrada e de saída e avaliações iniciais</i>	123
4.6.2	<i>Avaliação da qualidade da calibração com curvas de permanência sintéticas</i>	128
4.7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	132
5	APLICAÇÃO DA METODOLOGIA: DESCRIÇÃO E ANÁLISE DE RESULTADOS	134
5.1	LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS	135
5.2	CLIMA	141
5.3	VEGETAÇÃO	144
5.4	GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA	145
5.5	HIDROGEOLOGIA	150
5.5.1	<i>Sistema Aquífero Fissurado</i>	153
5.5.2	<i>Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico</i>	154
5.6	SELEÇÃO E ANÁLISE DE DADOS FLUVIOMÉTRICOS, PLUVIOMÉTRICOS E EVAPORIMÉTRICOS	155
5.6.1	<i>Dados fluviométricos</i>	155
5.6.2	<i>Dados pluviométricos</i>	163
5.6.3	<i>Dados evaporimétricos</i>	167
5.7	OBTENÇÃO DE ÍNDICES FÍSICOS, CLIMÁTICOS, MORFOLÓGICOS E HIDROLÓGICOS DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS ENVOLVIDAS	169
5.7.1	<i>Índices físicos</i>	169
5.7.2	<i>Características morfológicas</i>	169
5.7.3	<i>Índice climático e índice hidrológico</i>	170
5.8	DEFINIÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS PARA CURVAS DE PERMANÊNCIA	170
5.9	REGIONALIZAÇÃO DE CURVAS DE PERMANÊNCIA DE LONGO TERMO	176
5.9.1	<i>Séries utilizadas</i>	176
5.9.2	<i>Características físicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas das bacias selecionadas</i>	179
5.9.3	<i>Seleção das distribuições das séries de AF e X'</i>	180
5.9.4	<i>Elaboração dos modelos regionais</i>	187
5.9.5	<i>Análise de desempenho nas estações fluviométricas que se prestaram à montagem dos modelos regionais</i>	190
5.9.6	<i>Análise de desempenho nas estações fluviométricas que não integraram os modelos regionais</i>	203
5.10	CALIBRAÇÃO DO MODELO RIO GRANDE UTILIZANDO AS CURVAS DE PERMANÊNCIA SINTÉTICAS	210
5.10.1	<i>Avaliações preliminares e dados de entrada</i>	210
5.10.2	<i>Resultados</i>	215
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	227
	REFERÊNCIAS	233
	APÊNDICE 1 – POLÍGONOS DE THIESSEN PARA AS BACIAS ESTUDADAS.....	239
	APÊNDICE 2 – DISTRIBUIÇÕES DE EVENTOS MÁXIMOS E MÍNIMOS ANUAIS E DAS MÉDIAS ANUAIS.....	241
	APÊNDICE 3 – ESTATÍSTICAS ENVOLVIDAS NO CÁLCULO DA MEDIDA DE HETEROGENEIDADE H PARA DELIMITAÇÃO DA REGIÃO HOMOGÊNEA	244
	APÊNDICE 4 – VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS, MOMENTOS CONVENCIONAIS E SEUS COEFICIENTES E MOMENTOS-L E SEUS COEFICIENTES PARA AS AMOSTRAS DE AF E X' E DE SEUS LOGARITMOS NATURAIS	246
	APÊNDICE 5 – PARÂMETROS DAS DISTRIBUIÇÕES DE PROBABILIDADES AVALIADAS NO GRUPO DE ONZE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS.....	251
	APÊNDICE 6 – MODELOS REGIONAIS DE JACK-KNIFE	254

APÊNDICE 7 – ANÁLISE DE DESEMPENHO DOS MODELOS REGIONAIS DE CURVAS DE PERMANÊNCIA DE LONGO TERMO	257
APÊNDICE 8 – RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO DO MODELO RIO GRANDE A PARTIR DE CURVAS DE PERMANÊNCIA SINTÉTICAS	267
ANEXO 1 – A SÍNTESE HIDROLÓGICA DO SISTEMA RIO GRANDE PARA SIMULAÇÃO E PREVISÃO DE AFLUÊNCIAS PARA CONTROLE OPERACIONAL (EXTRAÍDO DE NAGHETTINI ET AL., 2006)	289
ANEXO 2 – DIAGRAMA DE CURTOSE-L VERSUS ASSIMETRIA-L DE HOSKING E WALLIS (1997) (EXTRAÍDO DE CPRM, 2001)	309
ANEXO 3 – MAPA DOS COEFICIENTES DE ESCOAMENTO OBTIDOS PARA AS BACIAS HIDROGRÁFICAS CONSIDERADAS NO ESTUDO DE CPRM (2001).....	311

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Procedimento clássico para regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais, conforme indicado por Wagener <i>et al.</i> (2004).	26
Figura 3.2 - Curva de permanência de vazões.....	37
Figura 3.3 – Fluxograma geral do módulo de produção do modelo Rio Grande (adaptado de Queiroga, 2003).	71
Figura 3.4 – Pseudo-código do algoritmo DDS para um problema de minimização. <i>Fonte:</i> Naghettini <i>et al.</i> (2006).	86
Figura 4.1 – Curva de permanência de vazões médias diárias com os trechos contemplados pelas amostras submetidas ao teste da medida <i>H</i>	103
Figura 4.2 - Fluxograma de atividades envolvidas na seleção de distribuições de probabilidades para as amostras de <i>AF</i> e <i>X'</i>	107
Figura 4.3 - Fluxograma de calibração do modelo Rio Grande a partir de curvas de permanência sintéticas.	128
Figura 5.1 - Localização geral das bacias dos rios Pará e Paraopeba no estado de Minas Gerais.	135
Figura 5.2 - Perfil longitudinal do rio Pará com principais tributários, postos fluviométricos ativos e reservatórios.	137
Figura 5.3 - Perfil longitudinal do rio Paraopeba com principais tributários e os postos fluviométricos ativos.	138
Figura 5.4 - Hidrografia das bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001). ..	139
Figura 5.5 - Municípios banhados pelos cursos de água que compõem as bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).	140
Figura 5.6 - Tipos climáticos presentes nas bacias dos rios Pará e Paraopeba, segundo a classificação de Köppen (adaptado de CPRM, 2001).	143
Figura 5.7 – Unidades geomorfológicas das bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).	148
Figura 5.8 – Unidades lito-estratigráficas das bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).	149
Figura 5.9 – Legenda do mapa geológico (adaptado de CPRM, 2001).	150
Figura 5.10 - Aquíferos presentes nas bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).	152
Figura 5.11 – Localização dos 34 postos fluviométricos utilizados nos estudos.	162
Figura 5.12 - Localização dos postos pluviométricos utilizados no traçado dos polígonos de Thiessen.	166
Figura 5.13 - Bacias hidrográficas integrantes da região homogênea definida, agrupadas segundo a utilidade que lhes foi atribuída na aplicação da metodologia.	175
Figura 5.14 - Diagrama de Hosking e Wallis (1997) contendo os pontos amostrais das séries da variável <i>AF</i> nos 17 postos fluviométricos da região homogênea delimitada.	182
Figura 5.15 - Diagrama de Hosking e Wallis (1997) contendo os pontos amostrais das séries da variável <i>X'</i> nos 17 postos fluviométricos da região homogênea delimitada.	182
Figura 5.16 - Estimativas dos parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, obtidas pelos modelos completos (círculos vazios) ou de <i>jack-knife</i> (círculos cheios), em relação às estimativas empíricas.	192
Figura 5.17 - Comparação entre a FDC sintética e a FDC empírica no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000. Nash = 0,568.	193
Figura 5.18 - Comparação entre a FDC sintética e a FDC empírica no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995. Nash = 0,990.	193

Figura 5.19 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs.	195
Figura 5.20 – Erros relativos médios em relação à área de drenagem das 11 bacias hidrográficas usadas nos modelos regionais.....	196
Figura 5.21 – Erros relativos médios das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.	198
Figura 5.22 – Desvios-padrão dos erros relativos das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.....	199
Figura 5.23 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.	199
Figura 5.24 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo método MML.	200
Figura 5.25 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo modelos regionais completos.....	201
Figura 5.26 – Erros relativos médios em relação à área de drenagem, obtidos pelas FDCs geradas a partir de parâmetros calculados por três processos distintos, nas 11 bacias hidrográficas usadas no modelos regionais.	202
Figura 5.27 – Estimativas dos parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, obtidas pelos modelos completos, em relação às estimativas empíricas, para as 17 bacias da região homogênea.	205
Figura 5.28 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo método MML, nas 17 estações fluviométricas integrantes da região homogênea.	206
Figura 5.29 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo modelos regionais completos, nas 17 estações fluviométricas integrantes da região homogênea.	206
Figura 5.30 - Erros relativos médios das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de <i>jack-knife</i>).	208
Figura 5.31 - Desvios-padrão dos erros relativos das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de <i>jack-knife</i>).	208
Figura 5.32 - Coeficiente de Nash-Sutcliffe das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de <i>jack-knife</i>).	209
Figura 5.33 - Erros relativos médios em relação à área de drenagem, obtidos pelas FDCs geradas a partir de parâmetros calculados por dois processos distintos, em 16 bacias hidrográficas estudadas.....	209
Figura 5.34 - Comparação entre as FDCs sintéticas e calibradas quando se altera o número de permanências na avaliação da função-objetivo.	213
Figura 5.35 - Distribuições de pesos usadas nos dois tipos de função-objetivo finalmente selecionadas.	214
Figura 5.36 - Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).	216
Figura 5.37 - Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).	217
Figura 5.38 - Hidrogramas observados e calibrados no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).	219

Figura 5.39 - Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).....	219
Figura 5.40 - Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).	222
Figura 5.41 - Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).	222
Figura 5.42 - Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).	223
Figura 5.43 - Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).	224
Figura 5.44 - Vazões calibradas classificadas <i>versus</i> vazões observadas no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).	224
Figura 5.45 - Vazões calibradas classificadas <i>versus</i> vazões observadas no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).	225

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Distribuições de probabilidades avaliadas para as amostras de AF e X'	109
Tabela 4.2 - Limites inferior e superior e valores iniciais considerados para calibração do modelo Rio Grande nesta pesquisa.....	125
Tabela 5.1 - Levantamento de falhas e dos principais atributos das estações fluviométricas analisadas (bacia do rio Pará).	158
Tabela 5.2 - Levantamento de falhas e dos principais atributos das estações fluviométricas analisadas (bacia do rio Paraopeba).....	159
Tabela 5.3 – Períodos de dados corrigidos em algumas estações fluviométricas após análise de continuidade de vazões médias mensais.	160
Tabela 5.4 - Atributos das estações pluviométricas selecionadas para traçado de polígonos de Thiessen.	165
Tabela 5.5 - Estações pluviométricas que tiveram falhas diárias preenchidas.	167
Tabela 5.6 - Estações evaporimétricas selecionadas para este estudo.	168
Tabela 5.7 - Dados preenchidos na estação evaporimétrica de Porto Pará.	168
Tabela 5.8 - Tamanho das séries utilizadas no cálculo da medida de heterogeneidade H	172
Tabela 5.9 - Estações fluviométricas integrantes da única região homogênea definida, agrupadas segundo a utilidade que lhes foi atribuída na aplicação da metodologia.	174
Tabela 5.10 - Estações fluviométricas utilizadas na elaboração dos modelos regionais de FDCs, e as respectivas falhas preenchidas.	178
Tabela 5.11 - Estações fluviométricas utilizadas apenas na validação dos modelos regionais de FDCs, e os respectivos períodos considerados.	179
Tabela 5.12 - Atributos físicos, morfológicos, climáticos e hidrológicos das bacias hidrográficas utilizadas nesta pesquisa.	179
Tabela 5.13 - Conjuntos de distribuições de probabilidades mais adequados para explicar as FDCs no conjunto de 11 estações fluviométricas.	184
Tabela 5.14 - Indicadores da qualidade do ajuste às FDCs, e seus valores médios regionais.	185
Tabela 5.15 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros para o conjunto de 6 estações fluviométricas, e o ajuste proporcionado.	187
Tabela 5.16 - Matriz dos coeficientes de correlação linear entre o parâmetro de posição da distribuição Log-normal de 2 parâmetros e os logaritmos naturais das variáveis independentes selecionadas.	188
Tabela 5.17 – Equações obtidas através de regressões lineares entre o parâmetro de posição da distribuição Log-normal de 2 parâmetros e os logaritmos naturais das variáveis independentes selecionadas.	189
Tabela 5.18 - Modelos regionais completos.	189
Tabela 5.19 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais de <i>jack-knife</i>	191
Tabela 5.20 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais completos.	191
Tabela 5.21 – Índices de desempenho dos modelos regionais de curvas de permanência, no grupo de 11 estações fluviométricas.	194
Tabela 5.22 – Índices de desempenho das FDCs geradas por três procedimentos distintos de estimação dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, no grupo de 11 estações fluviométricas.	197

Tabela 5.23 – Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais completos, para o grupo de 6 bacias hidrográficas.....	203
Tabela 5.24 – Índices de desempenho das FDCs geradas por dois procedimentos distintos de estimação dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, no grupo de 6 estações pluviométricas.	204
Tabela 5.25 – Pesos (em porcentagem) das estações pluviométricas nas 11 bacias hidrográficas estudadas, obtidos pelo método dos polígonos de Thiessen.....	212
Tabela 5.26 - Comparação entre índices de desempenho obtidos para FDCs e hidrogramas quando se altera o número de permanências na avaliação da função-objetivo.	213
Tabela 5.27 - Coeficientes da equação polinomial que define a distribuição dos pesos atribuídos às diversas durações avaliadas nas funções-objetivo definidas.....	214
Tabela 5.28 – Índices de desempenho obtidos para a calibração realizada: análise das curvas de permanência de longo termo.....	216
Tabela 5.29 - Índices de desempenho obtidos para a calibração realizada: análise dos hidrogramas calibrados em relação aos observados no grupo de 11 bacias.....	218
Tabela 5.30 - Índices de desempenho para cada ano hidrológico, obtidos para a calibração realizada: análise dos hidrogramas calibrados em relação aos observados no grupo de 11 bacias.	220

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

AFDCs	Annual Flow-Duration Curves – Curvas de Permanência Anuais
ANA	Agência Nacional de Águas
ARS	Adaptive Random Search – Pesquisa Aleatória com Adaptação
BARE	Bayesian Recursive Estimation – Estimação Bayesiana Recursiva
CEMIG	Companhia Energética de Minas Gerais
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CWC	Central Water Commission (Índia) - Comissão Central da Água da Índia
DDS	Dynamically Dimensioned Search
DNAEE	Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica
EG	Exhaustive Gridding Method
EHR/EEUFMG	Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais
FAP	Função Acumulada de Probabilidade
FDC	Flow-Duration Curves - Curvas de Permanência de Longo Termo
FDP	Função Densidade de Probabilidade
GIS	Sistemas de Informações Geográficas
GGs	Global Greedy Search
HEC	Hydrologic Engineering Center (U. S. Army Corps of Engineers)
IAHS	International Association of Hydrological Sciences

MLP	Rede Neural Artificial do Tipo Perceptron Múltiplas Camadas
MOPEX	Model Parameter Estimation Experiment
MVR	Multivariate Regression Analysis
PUB	Prediction in Ungauged Basins (Predição em Bacias sem Dados)
SAC-SMA	Sacramento Soil Moisture Accounting Model
SCE	Shuffled Complex Evolution Algorithm
SCE-UA	Shuffled Complex Evolution Algorithm of University of Arizona
SMAP	Soil Moisture Accounting Procedure
SSURGO	Soil Survey Geographic Database
SWAT2000	Soil and Water Assessment Tool version 2000 Watershed Model
SUR	Seemingly Unrelated Regression
URL	Uniform Resource Locator – Localizador de Recursos Universal

LISTA DE NOTAÇÕES

<i>B</i>	Expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar da água no solo
<i>C</i>	Coefficiente de evapotranspiração profunda
<i>CV-L</i>	Coefficiente de variação-L
<i>CI, CG</i>	Coefficientes de recessão diários do escoamento sub-superficial e subterrâneo no solo, respectivamente
<i>CID</i>	Coefficiente de recessão do fluxo sub-superficial diário
<i>CGD</i>	Coefficiente de recessão do fluxo subterrâneo diário
<i>CIN</i>	Deflúvio total afluente à rede de drenagem
<i>D_i</i>	Duração ou Permanência da Curva de Permanência
<i>E</i>	Evapotranspiração (modelo Rio Grande)
<i>EM</i>	Evapotranspiração potencial (modelo Rio Grande)
<i>ETP</i>	Evapotranspiração
<i>EX</i>	Expoente da curva de distribuição espacial da curva de capacidade de água livre
ε_i	Probabilidade de excedência da i-ésima vazão na curva de permanência
ε_L	Erro ou resíduo da estrutura do modelo local
ε_R	Erro ou resíduo da estrutura do modelo regional
<i>FRC</i>	Área permeável geradora do escoamento
<i>H</i>	Medida de heterogeneidade

HU	Hidrograma Unitário
i	Indexador das vazões ordenadas, sendo o menor valor de i atribuído à maior vazão observada, e, o maior valor, à menor vazão
I	Matriz de variáveis de entrada na estrutura do modelo local
IMP	Fração da área impermeável da bacia
K	Coefficiente de tanque (ajuste da ETP potencial)
KSS, KG	Coefficientes do fluxo diário dos escoamentos sub-superficial e subterrâneo no solo, respectivamente
M_L	Estrutura do modelo local
$M_R(\cdot)$	modelo regional que utiliza um conjunto Φ de atributos fisiográficos e meteorológicos de bacias monitoradas
n	Número de bacias hidrográficas, ou número de permanências avaliadas, ou, ainda, número de observações disponíveis
θ_L	Vetor de parâmetros que atenda à estrutura do modelo local
p	Número de parâmetros da estrutura do modelo local
P	Precipitação
\bar{P}	Precipitação média anual espacializada na bacia hidrográfica
Q	Vazão
QIC, QG	Afluxo do escoamento sub-superficial e subterrâneo, respectivamente
$Q_{50\%}$ e $Q_{95\%}$	Vazões com 50% e 95% de permanência no tempo, respectivamente

$Q_{p_i}^{obs}$	Vazão observada (ou sintética, dependendo de qual curva de permanência for utilizada) correspondente à permanência i
$Q_{p_i}^{sim}$	Vazão simulada correspondente à permanência i
$\hat{\theta}_L$	Estimativa de dado parâmetro em uma bacia não-monitorada (estrutura do modelo regional)
θ_R	Conjunto de parâmetros da estrutura do modelo regional
R	Escoamento
R	Coefficiente de armazenamento de uma sub-bacia
RB	Escoamento proveniente das áreas impermeáveis
RS, RSS, RG	Escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo, respectivamente
R_i^2	Coefficiente de determinação da aplicação do modelo local em uma bacia
R_j^2	Coefficiente de determinação associado à regressão dos modelos regionais
SC	Água livre média espacial
SM	Capacidade média espacial de água livre ou gravitacional
Φ	Matriz de características das bacias hidrográficas
Φ^T	Matriz transposta da matriz Φ
T	Período de retorno em anos
TC	Tempo de concentração da sub-bacia
WC_2, WC_1	Conteúdo de umidade do solo ao início e ao final do intervalo de tempo

WC	Tensão capilar média espacial da água no solo
WUC, WLC, WDC	Quantidade de água armazenada nas camadas superior, inferior e profunda do solo, respectivamente
WM	Capacidade de tensão média espacial da água capilar no solo
Y	Variável dependente ou explicada
X_1, X_2, \dots, X_p	Variáveis explicativas ou independentes
$\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_p$	Coefficientes de regressão
β_0	Intercepto da regressão

1 INTRODUÇÃO

Atualmente, tem-se discutido amplamente a inferência do comportamento hidrológico em bacias hidrográficas com escassez ou ausência de dados. Diversos esforços de profissionais ligados à hidrologia têm sido feitos nesse aspecto, inclusive através de iniciativas de âmbito internacional. Tal é o caso do projeto iniciado pela Associação Internacional de Ciências Hidrológicas (IAHS), chamado de “Predição em Bacias Não-Monitoradas”, tradução livre da terminologia em inglês conhecida por PUB – *Prediction in Ungauged Basins*.

Para que haja a definição do regime hidrológico de um curso de água, as seguintes variáveis ou funções devem ser conhecidas e quantificadas, em certa seção fluvial: (1) vazão média de longo termo, (2) vazões de cheias, sua duração, seu volume e frequência de ocorrência, (3) descargas de estiagem, sua duração e probabilidade de ocorrência, (4) amplitude entre as vazões mínimas e máximas em relação à média de longo termo, (5) permanência das descargas no tempo, e (6) curva de regularização. O intervalo temporal selecionado depende da disponibilidade dos dados, da finalidade do estudo e do porte da bacia hidrográfica, dentre outros fatores.

O conhecimento das variáveis supracitadas não tem apenas importância acadêmica, mas também prática, uma vez que viabiliza uma grande variedade de projetos relacionados aos recursos hídricos. Para obras de condução, de desvios de cursos de água e de controle de cheias é crucial que as vazões máximas sejam conhecidas, geralmente com discretização diária. Para aproveitamentos hidrelétricos é imprescindível que se saiba a permanência temporal das descargas. Por sua vez, as vazões mínimas interessam aos projetos de captação para os mais diversos usos: abastecimento de populações, irrigação de lavouras e beneficiamento industrial. Por outro lado, o estabelecimento do volume útil de reservatórios de regularização é feito a partir de seu balanço hídrico mensal. Finalmente, há projetos que envolvem estruturas diversas que demandam a quantificação de todas as componentes do regime hidrológico.

A obtenção das variáveis e funções mencionadas em bacias hidrográficas sem históricos fluviométricos é possível por meio da aplicação de técnicas diversas, geralmente permeadas pela regionalização, termo amplo que indica a transferência de informações de um local para outro dentro de uma área com comportamento semelhante. Segundo Tucci (2002), em hidrologia é possível realizar a regionalização de variáveis (vazões e precipitações máximas,

médias e mínimas associadas a probabilidades diversas), indicadores, parâmetros de modelos de transformação de chuva em descarga, e funções hidrológicas, tais como curvas de permanência e de regularização. É primordial que haja semelhança hidrológica entre as bacias envolvidas, que pode ser inferida inicialmente a partir de características físicas, geológicas, morfológicas, climáticas, pedológicas e de cobertura vegetal e, posteriormente, de forma mais aprofundada, por aplicação de métodos matemáticos que permitam averiguar a homogeneidade de dado conjunto de áreas.

No presente estudo são propostas a regionalização de curvas de permanência, que permite sua obtenção em locais sem dados fluviométricos, e a verificação da possível aplicação dessas funções hidrológicas na calibração de um modelo de transformação de chuva em vazão em intervalo diário, considerando-as como objetivo alternativo nesse procedimento, no lugar de hidrogramas observados, inexistentes em bacias hidrográficas sem monitoramento hidrométrico sistemático (YU e YANG, 2000). As curvas de permanência, em sua interpretação de longo termo, constituem uma ferramenta gráfica de análise que reproduz o comportamento hidrológico de determinada bacia até a seção fluvial de referência. Ao utilizá-las como objetivo de calibração, a idéia implícita é a de encontrar um conjunto de parâmetros que permita sintetizar as vazões ordenadas ao longo de determinada amplitude, aparentemente sem o compromisso formal de reproduzir sua estrutura serial subjacente. Enfatiza-se, entretanto, que durante o processo de calibração dos parâmetros que determinam a síntese hidrológica dada pelo modelo, a estrutura serial das vazões médias diárias é resgatada de modo indireto, uma vez que o modelo chuva-vazão as simula continuamente na seqüência cronológica estabelecida pelas séries de alturas diárias de precipitação e evaporação, ao longo de determinado período. Uma vez encontrados os parâmetros que determinam a síntese hidrológica desse modelo, pode-se usá-los para simulações de cenários diversos de chuva e evapotranspiração, possibilitando a quantificação das variáveis hidrológicas descritas em parágrafo anterior, e viabilizando estudos que demandam a seqüência temporal de descargas, como é o caso do cálculo do volume útil de reservatórios. Outra utilização em potencial é a previsão de vazões afluentes a certa seção fluvial, a partir de eventos chuvosos observados em tempo real.

A maneira mais usual de se encontrar os parâmetros de um modelo chuva-vazão é por meio da elaboração de equações regionais específicas que os relacionem às características físicas, geológicas, pedológicas e climáticas das bacias hidrográficas. Entretanto, foram constatadas

algumas limitações nessa prática, devido à grande quantidade de parâmetros em alguns modelos e à alta correlação entre alguns deles, à dificuldade de se relacionar parte dos mesmos a índices físicos das áreas de contribuição e à existência de múltiplos conjuntos paramétricos que forneçam resultados satisfatórios (VOGEL, 2006). Por sua vez, o modelo regional para curvas de permanência elaborado durante a presente pesquisa contém número limitado de parâmetros, que as descrevem estatisticamente e são mais facilmente vinculados aos atributos das bacias.

Há ainda formas alternativas para obtenção de parâmetros de modelos hidrológicos chuva-vazão em locais sem dados fluviométricos, baseadas em métodos geoestatísticos, ainda com poucos exemplos de utilização em bacias brasileiras. O estabelecimento de relações empíricas entre os parâmetros e variáveis físicas mensuráveis nas bacias também constitui outra maneira de realizar esse tipo de inferência hidrológica, embora seja mais aplicável aos modelos chuva-vazão fisicamente fundamentados.

O modelo chuva-vazão selecionado para o presente caso é o modelo Rio Grande, conceitual, determinístico, concentrado e contínuo, que consiste em uma adaptação do modelo Xinanjiang (ZHAO *et al.*, 1980) realizada pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, e já aplicado a diversas bacias mineiras com êxito. As bacias hidrográficas eleitas para a aplicação da metodologia proposta correspondem às áreas de drenagem contribuintes aos rios mineiros Pará e Paraopeba, afluentes do Alto rio São Francisco pela margem direita. Sua escolha esteve condicionada à existência de inúmeros trabalhos anteriores de regionalização de variáveis e funções hidrológicas e à disponibilidade e acessibilidade de dados fluviométricos e pluviométricos.

O corpo da presente dissertação encontra-se dividido em 5 capítulos, além deste de introdução. No Capítulo 2, são mencionados os objetivos geral e específicos. No Capítulo 3, é apresentada a revisão bibliográfica, a qual contém os seguintes tópicos principais: (1) modelos hidrológicos chuva-vazão, (2) procedimentos de identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em locais sem monitoramento fluviométrico, (3) curvas de permanência, sua utilização em estudos de recursos hídricos, e métodos de regionalização, e (4) o modelo Rio Grande de simulação hidrológica. No Capítulo 4, são descritas as etapas metodológicas adotadas ao longo do trabalho, tanto para obtenção de curvas de permanência sintéticas em

bacias desprovidas de registros fluviométricos, quanto para a sua utilização como paradigma de calibração do modelo selecionado. No Capítulo 5, é feita uma caracterização física das bacias estudadas, e são sintetizados os resultados da aplicação da metodologia. Finalmente, no Capítulo 6 encontram-se as conclusões do estudo e recomendações para eventuais trabalhos futuros.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Elaborar e aplicar uma metodologia que permita a calibração de parâmetros de um modelo chuva-vazão a partir de curvas de permanência sintéticas obtidas por técnicas de regionalização em locais sem dados fluviométricos. Todos esses procedimentos serão realizados para uma área selecionada *a priori*, a ser descrita posteriormente.

2.2 Objetivos específicos

- Elaborar e verificar um modelo regional que proporcione a obtenção de curvas de permanência de vazões médias diárias em bacias hidrográficas sem dados fluviométricos, desde que essas façam parte da área de estudo;
- Propor e verificar um método para calibração de parâmetros de um modelo hidrológico de transformação de chuva em vazão em intervalo diário a partir das curvas de permanência sintéticas em locais sem históricos de vazões e que integrem a grande área estudada; e
- Avaliar indicadores de desempenho e confiabilidade do modelo regional para curvas de permanência e do método de calibração de parâmetros de um modelo chuva-vazão para as bacias hidrográficas sem dados fluviométricos.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 Modelos hidrológicos chuva-vazão e o desafio de sua calibração em bacias não-monitoradas fluviometricamente

3.1.1 Os modelos chuva-vazão como instrumento de síntese da resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica

Existem atualmente diversos modelos matemáticos utilizados no gerenciamento de recursos hídricos, dentre eles, os modelos de transformação de chuva em vazão, aos quais deu-se ênfase durante a pesquisa aqui relatada. Antes que se discorra sobre esses, são necessários alguns elementos gerais relativos à modelagem matemática voltada para um campo multidisciplinar como é o de recursos hídricos. Segundo Tucci (1998, p. 24), “o planejador necessita reunir todo o processo quantitativo das diferentes fases de forma sucinta e clara, para que sejam tomadas decisões que melhor atendam a sociedade e a proteção dos recursos naturais”. Dessa forma, diferentes modelos matemáticos podem ser aplicados em distintas etapas do gerenciamento do recurso água, considerando que há um grande número de alternativas quanto ao seu uso, sua disponibilidade e sua reservação no meio ambiente.

Tucci (1998) classificou os modelos matemáticos usados no gerenciamento de recursos hídricos em três grandes blocos, de acordo com os fins para os quais eles podem se prestar: (1) modelos de comportamento, utilizados para descrever e quantificar a resposta de um sistema sujeito a diferentes entradas e a variações em suas características; (2) modelos de otimização, voltados para a busca das melhores soluções em nível de projeto, de comportamento de um sistema específico; e (3) modelos de planejamento, os quais simulam condições globais de um sistema maior, envolvendo geralmente os dois primeiros tipos de modelos de diferentes áreas, buscando ações e investimentos.

Singh (1995) defende que o gerenciamento de recursos hídricos, para que seja feito de forma integrada, requer a conexão de componentes físicos, biológicos, químicos, sociais, econômicos, ecológicos, de saúde e do meio ambiente. Sendo assim, para atingir esse objetivo, modelos matemáticos devem ser desenvolvidos e aplicados e, dentre eles, aqueles voltados para os processos que ocorrem no âmbito das bacias hidrográficas, que, na visão do supracitado autor, podem ser de natureza hidrológica, de hidráulica fluvial, de transporte de sedimentos, de reservação, e de qualidade da água.

Wurbs (1998 apud SINGH e WOOLHISER, 2002), por sua vez, avaliou a disponibilidade e o papel de “pacotes” de modelos computacionais voltados para os recursos hídricos e classificou-os em (1) modelos de bacias hidrográficas; (2) modelos de hidráulica fluvial; (3) modelos de qualidade da água em cursos de água e reservatórios; (4) modelos de operação de sistemas de cursos de água e reservatórios; (5) modelos de escoamento subterrâneo; (6) modelos hidráulicos de sistemas de distribuição de água; e (7) modelos de previsão de demanda.

Para Singh e Woolhiser (2002), os modelos matemáticos voltados para os estudos envolvendo os recursos hídricos podem ser usados no planejamento, dimensionamento e operação de projetos, na conservação da água e do solo e na proteção de sua qualidade. Na escala de campo, tais modelos se prestam para elaboração e planejamento de práticas de conservação do solo, gerenciamento de planos de irrigação, restauração de áreas alagáveis e de canais fluviais, e controle do lençol freático. Em escala mais ampla, para projetos de proteção contra cheias, reabilitação de barragens, gerenciamento de planícies de inundação, avaliação da qualidade da água e estudo de disponibilidades hídricas.

De acordo com Wurbs (1998 apud SINGH e WOOLHISER, 2002), os modelos voltados para recursos hídricos são fundamentais para quantificar as vazões nos cursos de água, avaliar sua qualidade, planejar e operar reservatórios, proteger e explorar águas subterrâneas, gerenciar o uso conjunto de águas subterrâneas e superficiais, e dimensionar e operar sistemas de distribuição de água.

Quando utilizados em escala regional e global, os modelos de recursos hídricos, sobretudo os voltados para a hidrologia de bacias hidrográficas, também se prestam à compreensão das interações dinâmicas entre o clima e a hidrologia superficial. Nesse caso, pode-se avaliar o impacto de mudanças climáticas sobre os recursos hídricos e até mesmo sobre a produtividade agrícola (SINGH e WOOLHISER, 2002), desde que sejam considerados também modelos atmosféricos e hidrosféricos na estrutura do sistema como um todo, que nesse caso recebe o nome genérico de modelo hidrológico global ou regional, já que ultrapassa a escala da bacia.

Finalmente, os modelos matemáticos de gerenciamento de recursos hídricos, seguindo a denominação de Tucci (1998), podem servir para quantificar os impactos das atividades humanas e das mudanças no uso e ocupação do solo sobre a qualidade da água e a

disponibilidade hídrica, permitindo a elaboração de estratégias de controle e planejamento na utilização e alocação do recurso água.

Qualquer que seja o modelo utilizado para modelagem de processos envolvendo os recursos hídricos, é comum encontrar na literatura sua classificação segundo alguns critérios: (1) escala temporal e espacial; (2) descrição dos processos; (3) estrutura do modelo; (4) técnica de solução; e (5) linearidade. O tipo de modelo segundo essa classificação depende principalmente das necessidades do projeto, do processo hidrológico e/ou hidráulico a ser estudado e da disponibilidade e natureza dos dados de entrada.

Quanto à escala temporal, um modelo pode ser considerado como contínuo ou de eventos isolados. Um exemplo para o primeiro caso são os modelos chuva-vazão que trabalham com séries temporais contínuas de precipitação e evapotranspiração, seja em intervalo mensal, diário ou menor do que um dia, fornecendo séries contínuas de vazões. Já para o segundo caso, têm-se os modelos que simulam a resposta de bacias hidrográficas a chuvas de projeto, para períodos de retorno definidos, com durações geralmente inferiores a 24 horas. Apesar de essa classificação ser clara, deve-se atentar para o fato de que, mesmo que um modelo possa ser considerado como contínuo, o intervalo temporal no qual ele trabalha é sempre discreto, condicionado pela forma pela qual as observações das variáveis hidrológicas e hidráulicas são realizadas e compiladas (TUCCI, 1998).

No que diz respeito à escala espacial, os modelos podem ser concentrados ou distribuídos. Como geralmente são requeridos métodos numéricos para resolução das equações matemáticas descritoras dos fenômenos modelados, a formulação mais generalizada envolve equações diferenciais parciais no tempo e nas dimensões espaciais. No caso dos modelos concentrados, a variabilidade espacial é descartada, e as derivadas espaciais são ignoradas (SINGH e WOOLHISER, 2002). Caso contrário, o modelo é distribuído, e a solução é uma função do tempo e do espaço.

Para o terceiro critério, quanto à natureza dos processos, e, conseqüentemente, quanto à forma como eles são descritos, os modelos podem ser estocásticos, determinísticos ou mistos. Chow (1964 apud TUCCI, 1998) aponta que, se o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, então tanto o processo quanto o modelo são ditos estocásticos. Caso contrário, o modelo segue uma lei definida que não a lei das probabilidades, sendo seus processos e ele próprio considerados como determinísticos. Para Singh (1995), se todos os

componentes do modelo são determinísticos, então ele pode ser chamado de determinístico. Por outro lado, se os componentes forem todos estocásticos, também o será o modelo. Os modelos mistos, ou híbridos, são, portanto, aqueles que misturam ambos os tipos de componentes no que concerne à natureza de seus processos (SINGH, 1995).

A classificação mais corrente encontrada na literatura para os modelos aplicados a recursos hídricos é aquela quanto à sua estrutura. Dessa forma, eles podem ser empíricos, conceituais (paramétricos), ou fisicamente fundamentados. Os primeiros são aqueles nos quais os valores simulados são ajustados aos dados observados, por meio de funções que não guardam nenhuma relação com os processos físicos envolvidos (TUCCI, 1998). Tais modelos comumente usam séries temporais disponíveis para derivar tanto a estrutura do modelo quanto os parâmetros correspondentes, sem que seja necessário nenhum conhecimento *a priori* a respeito do comportamento das bacias hidrográficas, daí o nome de “caixa-preta” dado a tais modelos (WAGENER *et al.*, 2004). Os segundos, ditos conceituais, na visão de Tucci (1998, p. 23) são aqueles que “relacionam características do processo, embora mantenham razoável empirismo nos parâmetros das equações envolvidas”. Por sua vez, os modelos fisicamente fundamentados são os que se baseiam nas equações de conservação de massa, de quantidade de movimento e de energia, sendo os parâmetros aqueles que mais se aproximam da realidade física do sistema.

Em quarto lugar, relativamente à técnica de solução, os modelos podem ser analógicos, analíticos e numéricos (SINGH, 1995). A não ser em circunstâncias bem específicas e simples, métodos numéricos são requeridos para resolução das equações matemáticas envolvidas nos processos hidrológicos, apesar de essas serem contínuas no tempo e no espaço (SINGH e WOOLHISER, 2002). A maioria dos modelos matemáticos utilizados em recursos hídricos necessita de tais métodos de solução.

Finalmente, os modelos podem ser classificados como lineares ou não-lineares, seja quanto à teoria de sistemas, seja do ponto-de-vista estatístico. Segundo o primeiro critério, um modelo será linear quando o princípio da superposição é respeitado. Dessa forma, se $y_1(t)$ e $y_2(t)$ são variáveis de saída de um modelo, produzidas pelas entradas $x_1(t)$ e $x_2(t)$, respectivamente, então a resposta do sistema a uma entrada $x_1(t) + x_2(t)$ será $y_1(t) + y_2(t)$. Por sua vez, no sentido estatístico, o modelo é dito linear se uma variável de saída encontra-se relacionada a

uma variável de entrada por meio de uma equação linear do primeiro grau (QUEIROGA, 2003).

Feitas as considerações iniciais acerca dos modelos matemáticos empregados na área de recursos hídricos, pode-se discorrer especificamente sobre os de transformação de chuva em vazão, já que o modelo escolhido para dar seqüência aos estudos enquadra-se nesse grupo.

Tucci (1998, p. 227) caracterizou os modelos precipitação-vazão da seguinte maneira:

Os modelos precipitação-vazão representam a parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão. Esses modelos devem descrever a distribuição espacial da precipitação, as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo, e fluxo através do solo pela infiltração, percolação e água subterrânea, escoamento superficial, subsuperficial e no rio.

Dessa forma, tais modelos integram diferentes algoritmos que descrevem diversos processos hidrológicos entre a precipitação e a vazão nos cursos de água.

Para Wagener *et al.* (2004, p. 1, tradução nossa), “modelos chuva-vazão são ferramentas-padrão usadas atualmente para investigações hidrológicas em engenharia e na ciência do meio ambiente”. Ainda segundo uma compilação realizada por esses autores, tais modelos são aplicados para extensão de séries temporais de vazão no espaço e no tempo, para avaliar estratégias de gerenciamento de recursos hídricos, a resposta de bacias hidrográficas a variações climáticas e no uso e ocupação do solo, para o cálculo de cheias de projeto, para previsão de cheias em tempo real e para fornecer condições de contorno para modelos de circulação atmosférica.

Como fica explicitado pelo parágrafo anterior, os modelos chuva-vazão por si só viabilizam diversos usos em engenharia de recursos hídricos. Em outros casos, fazem parte de uma estrutura mais completa, como é o caso dos modelos hidrológicos regionais e globais e dos modelos de bacias hidrográficas que realizam a modelagem de outros processos superficiais, tais como a produção e transporte de sedimentos, a simulação de perfis de escoamento em canais e cursos de água, a operação de reservatórios e a simulação da qualidade da água (SINGH e WOOLHISER, 2002).

A modelagem hidrológica de bacias hidrográficas subsidia uma série de trabalhos envolvendo os recursos hídricos, seja em nível de projeto, planejamento ou gerenciamento, tendo como

principal saída as vazões nos cursos de água, em resposta a séries contínuas de precipitação e evapotranspiração, ou a eventos isolados de chuva. Dentre os desafios que se impõem à hidrologia desde meados do século XX, um dos mais importantes é a obtenção das referidas vazões em bacias sem monitoramento fluviométrico. Dessa forma, a regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão tem sido uma das formas encontradas para contornar a ausência de dados para calibração nessas bacias. A idéia principal é calibrar um modelo específico para quantas bacias for possível e então derivar relações estatísticas entre os parâmetros daquele modelo e características das bacias hidrográficas envolvidas (WAGENER *et al.*, 2004), mas há outros procedimentos diferentes em relação a esse, os quais serão descritos oportunamente.

Atualmente, mais especificamente após entrada dos anos 2000, a discussão a respeito da inferência do comportamento hidrológico em bacias hidrográficas com escassez ou ausência de dados tornou-se mais ampla. Diversos esforços de profissionais ligados à hidrologia têm sido feitos nessa direção, inclusive através de iniciativas de âmbito internacional, como por exemplo, o projeto começado em 2003 pela IAHS – International Association of Hydrological Sciences, chamado PUB – Prediction in Ungauged Basins (Predição em Bacias sem Dados). Sivalapan *et al.* (2003) afirmam que as pesquisas a serem conduzidas no contexto do PUB devem obrigatoriamente considerar a calibração de parâmetros de modelos como ferramenta para maior compreensão da resposta do comportamento hidrológico de bacias não-monitoradas, junto a outras áreas temáticas ligadas à hidrologia, tais como o sensoriamento remoto, a descrição de processos físicos, o desenvolvimento de novas teorias, a validação dos modelos e o estudo das incertezas geradas pelos mesmos.

Dentre as diversas frentes de investigação que se impõem relativamente ao desenvolvimento e à compreensão de modelos matemáticos voltados para recursos hídricos e a sua aplicação em bacias hidrográficas não-monitoradas, o foco da pesquisa ora apresentada deu-se sobre a calibração de parâmetros de um modelo chuva-vazão em locais sem dados observados. Antes porém que se discorra a respeito das metodologias disponíveis para calibração de parâmetros de modelos hidrológicos e a sua extrapolação espacial, é importante reduzir o escopo da pesquisa aos modelos chuva-vazão determinísticos e conceituais, uma vez que o modelo selecionado para prosseguir com os estudos pertence a essa categoria.

De acordo com a categorização já mostrada para os modelos matemáticos voltados para a utilização em recursos hídricos, os modelos chuva-vazão podem ser: (1) estocásticos ou determinísticos; (2) contínuos ou de eventos isolados; (3) concentrados, distribuídos, ou semidistribuídos; e (4) conceituais, empíricos ou fisicamente fundamentados.

Embora haja grande desenvolvimento dos modelos fisicamente fundamentados e empíricos voltados para a transformação de chuva em vazão desde as décadas de 1980 e 1990, respectivamente (WAGENER *et al.*, 2004), prevalecem na literatura as referências aos modelos chuva-vazão conceituais e determinísticos, sejam eles concentrados, distribuídos ou semidistribuídos, contínuos ou de eventos isolados.

Segundo compilação realizada por Singh e Woolhiser (2002) para os pacotes computacionais de modelos hidrológicos de bacias hidrográficas disponíveis atualmente, a maioria deles é de base conceitual e determinística. Para Wagener *et al.*(2004), esse tipo de estrutura prevalece entre os modelos utilizados em aplicações práticas de recursos hídricos.

Por outro lado, Wagener *et al.* (2004) apontam que os modelos empíricos, ou “caixa-preta”, ainda apresentam restrições para extrapolação espacial, isto é, para sua aplicação em bacias sem monitoramento fluviométrico. Isso se deve ao fato de que tais modelos dependem em tese exclusivamente de dados observados, tanto para deduzir a sua estrutura, quanto para calibrar seus parâmetros. Essa limitação pode ser contornada parcialmente através do uso de modelos fisicamente fundamentados, que diminuem os graus de liberdade dos modelos empíricos nas suas estruturas passíveis de interpretação física, o que exige a compreensão dos hidrólogos quanto à natureza do sistema modelado (YOUNG, 2001 apud WAGENER *et al.*, 2004) e impõe ainda restrições à calibração em locais sem dados.

Quanto aos modelos fisicamente fundamentados, esperava-se que o grau de realismo físico sobre o qual eles se baseiam fosse suficiente para relacionar seus parâmetros, como valores de umidade do solo para caracterizar o escoamento subsuperficial e coeficientes de rugosidade para o escoamento superficial, às características físicas das bacias hidrográficas, eliminando assim a necessidade de calibração (TODINI, 1988 apud WAGENER *et al.*, 2004). Entretanto, alguns impasses são impostos por algumas características desses modelos, tais como: a necessidade de grande quantidade de dados, pois a estrutura demanda a discretização espacial da bacia; as diferenças entre as escalas dos dados medidos e a dos processos e parâmetros; e a superparametrização (O’CONNELL e TODINI, 1996). Uma das conseqüências de tais

problemas é que os parâmetros não podem ser deduzidos diretamente de medidas de campo. Dessa forma, os modelos fisicamente fundamentados ainda requerem calibração, geralmente de alguns parâmetros-chave, ainda que aplicados a um grande número de elementos (REFSGAARD, 1997 apud WAGENER *et al.*, 2004).

Tendo em vista os aspectos sucintamente mencionados no parágrafo acima, é de se esperar que a aplicação dos modelos fisicamente fundamentados em bacias sem dados ainda não tenha tido o mesmo alcance que os modelos conceituais, conforme mostram alguns poucos estudos (PARKIN *et al.*, 1996; REFSGAARD e KNUTSEN, 1996 apud WAGENER *et al.*, 2004). Apesar disso, os modelos fisicamente fundamentados estão em franco processo de desenvolvimento e aprimoramento, sendo apropriados quando um alto grau de discretização espacial for importante, como ocorre nos estudos para estimação de efeitos locais de erosão do solo, ou para avaliação de poluição de águas superficiais e subterrâneas (TUCCI, 1998; REFSGAARD e ABBOTT, 1996 apud WAGENER *et al.*, 2004).

Wagener *et al.* (2004) ponderam que, quando o principal interesse na utilização de um modelo chuva-vazão recai sobre a estimação da resposta hidrológica na escala da bacia hidrográfica, os modelos conceituais e concentrados são suficientes, e não é necessária a utilização dos modelos fisicamente fundamentados e mesmo de modelos conceituais distribuídos, devido à sua complexidade. Tucci (1998) afirma que, quando se pretende ter conhecimento distribuído dos fenômenos na bacia, podem ser utilizados os últimos dois tipos de modelos mencionados, sendo que, dependendo do objetivo do estudo, um modelo conceitual semidistribuído, isto é, distribuído por bacias, já é suficiente.

Feitas essas considerações acerca dos modelos, pode-se introduzir o tema da obtenção de parâmetros de modelos chuva-vazão determinísticos e conceituais em bacias sem dados fluviométricos, via calibração, como instrumento para o conhecimento do comportamento hidrológico de tais bacias.

Segundo Sorooshian e Gupta (1995, p. 23, tradução nossa), “o processo pelo qual os parâmetros são selecionados chama-se calibração”. Para realizá-la, é necessário escolher algum aspecto relativo ao comportamento hidrológico da bacia hidrográfica estudada a fim de que o modelo se adapte a ele e o reproduza. Usualmente, são selecionados hidrogramas observados em um ou mais pontos no curso de água de interesse, de modo que os hidrogramas

simulados no processo de calibração sejam o mais parecido possível com os obtidos por monitoramento sistemático.

Existem dois tipos de calibração: manual e automática (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995). No primeiro caso, o processo é do tipo tentativa-e-erro, sendo que após cada ajuste de um ou mais parâmetros, os hidrogramas observados e simulados são justapostos a fim de serem comparados visualmente. Devido à falta de critérios objetivos, isto é, de medidas de comparação para os desempenhos obtidos a cada tentativa, esse procedimento caracteriza-se pela subjetividade e pela dificuldade de se definir quando o processo deve ser terminado. Além disso, requerem-se experiência e conhecimento aprofundado do modelo por parte do usuário, a fim de não encontrar valores irreais para os parâmetros, mesmo que produzam respostas satisfatórias. De qualquer forma, a calibração manual pode ser interessante para que se estabeleçam valores iniciais para os métodos automáticos (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

A calibração automática, por sua vez, vale-se de técnicas computacionais de otimização para seleção de parâmetros (TUCCI, 1998), baseadas em uma função-objetivo e nos dados observados. A função-objetivo é uma equação que é usada para computar a medida numérica da diferença entre a saída do modelo, que no caso dos modelos chuva-vazão costumam ser um ou mais hidrogramas, e nas informações de monitoramento, que constituem o paradigma do processo de calibração. O propósito da calibração automática de parâmetros é, portanto, “descobrir os valores dos parâmetros que otimizem (minimizem ou maximizem, conforme for apropriado para a equação escolhida) o valor numérico da função-objetivo” (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995, p. 27, tradução nossa).

Embora as diversas técnicas e algoritmos de otimização tenham evoluído bastante nas últimas décadas a fim de viabilizar e aprimorar a calibração automática, Sorooshian e Gupta (1995) alertam que elas ainda não amadureceram o suficiente para substituir completamente o processo manual. Mesmo que tais métodos forneçam soluções rápidas, eles ainda requerem conhecimento do usuário e recomenda-se que sejam utilizadas em conjunto com os procedimentos manuais. Os diversos métodos automáticos de otimização de parâmetros de modelos chuva-vazão têm sido modificados ou aperfeiçoados a fim de contornar alguns impasses verificados em muitos estudos, como: a falta de identificabilidade dos parâmetros, isto é, a inabilidade de convergência para um único conjunto ótimo de parâmetros ao se

utilizarem os dados observados, e a obtenção de diferentes conjuntos ótimos de parâmetros dependendo da escolha da função-objetivo (WAGENER *et al.*, 2004).

Outros aspectos acerca da calibração automática de parâmetros são tratados em um item à parte dentro deste capítulo.

Em se tratando de bacias sem monitoramento fluviométrico, a calibração com enfoque local, isto é, realizada tendo como paradigma as séries temporais ou eventos observados de vazão no exutório da bacia, não é possível, o que exige metodologias alternativas para obtenção dos parâmetros do modelo chuva-vazão em questão (WAGENER *et al.*, 2004). Tais técnicas são tratadas nos itens subseqüentes.

3.1.2 Procedimentos de identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias não-monitoradas

A identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão tem sido objeto de diversos estudos nos últimos anos. Novamente, o foco da revisão deu-se sobre os modelos conceituais, sejam eles distribuídos ou concentrados, com ênfase a esses últimos. A partir da compilação de muitos trabalhos e pesquisas voltados para a extrapolação espacial dos parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais, visando sua obtenção em bacias sem monitoramento fluviométrico sistemático, pode-se dizer que os métodos se enquadram em três categorias: (1) métodos baseados na relação física; (2) regionalização propriamente dita ou generalização de parâmetros; e (3) métodos de interpolação espacial. Os dois primeiros foram apontados por Wagener *et al.* (2004) e o terceiro foi visto em poucos trabalhos, os quais serão mencionados oportunamente.

3.1.2.1 A identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem dados via relação física

De acordo com Wagener *et al.* (2004), os métodos baseados na relação física englobam aqueles que derivam os parâmetros a partir de propriedades das bacias hidrográficas, seja diretamente, seja por meio de equações empíricas.

Vários autores têm promovido a idéia de que modelos chuva-vazão conceituais podem ter seus parâmetros estimados diretamente a partir das características das bacias, sobretudo das relativas ao solo. Koren *et al.* (2000 apud WAGENER *et al.*, 2004), por exemplo, sugeriram

esse tipo de procedimento para o modelo Sacramento (*Sacramento Soil Moisture Accounting Model – SAC-SMA*), usado pelo *National Weather Service* dos Estados Unidos da América, e cuja estrutura é de base conceitual, podendo ser aplicada de forma distribuída ou concentrada. O conceito básico de Koren *et al.* (2000 apud WAGENER *et al.*, 2004) foi obter estimativas iniciais para os parâmetros a fim de subsidiar a calibração manual subsequente, aplicando o procedimento também em bacias sem dados e na modelagem semidistribuída. A hipótese assumida foi a de que é possível obter os parâmetros relativos ao armazenamento de umidade no solo a partir de propriedades do próprio, como a capacidade de campo ou o ponto de murchamento permanente, os quais seriam deduzidos de pontos amostrais analisados em escala de laboratório.

A definição de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias com e sem dados fluviométricos diretamente a partir de propriedades físicas das bacias ou por equações empíricas tem sido chamada de estimação *a priori*, cujos procedimentos também se prestam para esquemas de parametrização de superfície terrestre para uso em modelos atmosféricos (DUAN *et al.*, 2006). Esforços em âmbito internacional têm sido feitos para aprimorar essas técnicas, através do MOPEX (“*Model Parameter Estimation Experiment*”), que é um trabalho integrado de diversos hidrólogos que lidam com diferentes modelos conceituais, distribuídos ou concentrados. Segundo a compilação realizada por Duan *et al.* (2006), as pesquisas feitas até então sugeriram que os procedimentos existentes são problemáticos e necessitam de melhorias. Geralmente, a informação disponível sobre os solos (textura, na maioria dos casos), e sobre a vegetação (tipo de vegetação, por exemplo) se relacionam somente indiretamente aos parâmetros de modelos, como as propriedades hidráulicas do solo e a altura de raízes da vegetação, não havendo ainda como estabelecer ligação direta entre as características mensuráveis das bacias hidrográficas e os parâmetros de modelos. Além disso, ainda não está claro como a heterogeneidade associada às características espaciais da superfície afeta as mesmas na escala da bacia ou das células de discretização espacial (no caso de modelos distribuídos). Dessa forma, persiste um grau considerável de incertezas associadas aos parâmetros de modelos obtidos por procedimentos *a priori*.

Os primeiros procedimentos de estimativas *a priori* de parâmetros de modelos referem-se a trabalhos nos quais as propriedades físicas dos solos encontram-se relacionadas às classes texturais de solos na forma tabular (CLAPP e HORNBERGER, 1978 apud DUAN *et al.*, 2006; COSBY *et al.*, 1984 apud DUAN *et al.*, 2006). Duan *et al.* (2001 apud DUAN *et al.*,

2006) apontaram que tal prática era questionável, já que as relações tabulares eram estabelecidas a partir de análises de amostras de solos analisadas em laboratório. Dessa forma, tais relações poderiam não condizer com a situação real, especialmente no caso de elementos discretizados espacialmente. Para muitos modelos hidrológicos, é comum que as relações entre parâmetros e características da superfície terrestre não sejam óbvias. Uma solução para esse dilema é o desenvolvimento de relações *a priori* entre as variáveis mencionadas em bacias nas quais o modelo utilizado já tenha sido calibrado, de modo a comparar o desempenho obtido utilizando-se conjuntos de parâmetros estabelecidos das duas formas diferentes, e melhorar as relações estabelecidas *a priori* – esse é uma das estratégias do MOPEX (DUAN *et al.*, 2006).

Com o advento de Sistemas de Informações Geográficas (GIS), o estabelecimento e desenvolvimento de metodologias de estimação *a priori* de parâmetros ganharam mais impulsos, notadamente para os modelos chuva-vazão distribuídos.

O trabalho mais importante efetuado até o momento provavelmente é o de Duan *et al.* (2006), o qual compilou os estudos de comparação entre o desempenho de 8 modelos, sendo 4 deles modelos do tipo chuva-vazão conceituais concentrados ou distribuídos e os outros 4 constituem esquemas de parametrização de superfície terrestre para modelos atmosféricos. Eles verificaram que, de modo geral, o desempenho das simulações medido pelo critério de Nash-Sutcliffe utilizando os parâmetros calibrados foi maior do que o encontrado quando foram considerados parâmetros estimados *a priori*. Na opinião de Duan *et al.* (2006), esse comportamento só não foi observado em todos os modelos pois alguns deles foram calibrados a partir de diferentes enfoques, não utilizando as vazões observadas, por exemplo. Apesar de considerarem a aplicação das metodologias de estimação *a priori* de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem dados, os estudos compilados pelos referidos autores não testaram essa possibilidade.

No caso específico de modelos chuva-vazão conceituais e distribuídos, Zhang *et al.* (2006) buscaram aprimorar as estimativas *a priori* para os parâmetros do modelo Sacramento (*Sacramento Soil Moisture Accounting Model* – SAC-SMA), utilizando uma base de dados georreferenciada com maior resolução espacial, quando comparada à usada até então. Observou-se uma melhoria na performance do modelo, aplicado a diversas bacias estadunidenses, comparando-se os parâmetros obtidos antes e depois da aplicação de uma

escala espacial maior. Os autores acreditam que esse avanço pode diminuir os custos da calibração do modelo, já que as estimativas obtidas *a priori* servem como valores iniciais para o procedimento automático, e até mesmo permitir a utilização das relações *a priori* entre características e parâmetros para obtenção dos mesmos em bacias não-monitoradas. Zhang *et al.* (2006) defendem o procedimento de estabelecimento *a priori* de parâmetros via relações com as propriedades físicas como instrumento para manutenção da consistência espacial na estimação de parâmetros e para realização de ajustes por calibração que sejam consistentes com o modelo conceitual.

Segundo Anderson *et al.* (2006), a utilização de Sistemas de Informação Geográfica (GIS) com maior detalhamento espacial apresenta potencial para refinar e melhorar as estimativas *a priori* de parâmetros de modelos conceituais e para aperfeiçoar o desempenho de modelos distribuídos a partir de tais estimativas, de modo que a obtenção de parâmetros não dependa somente da calibração baseada nos fluviogramas observados. O procedimento de calibração torna-se impossível de aplicar quando se requer uma resolução mais fina, e quando os processos dentro da bacia hidrográfica devem ser conhecidos. O artigo produzido por esses autores relata com maiores detalhes o estudo retratado no parágrafo anterior, também apresentado por Zhang *et al.* (2006). Anderson *et al.* (2006) explicam, por exemplo, como foram definidos *a priori* os parâmetros do modelo Sacramento (SAC-SMA). Inicialmente, foram obtidas as porcentagens médias de argila e areia de 11 camadas de solo retratadas em um GIS que abrange todos os solos dominantes nos Estados Unidos da América, chamado de SSURGO (*Soil Survey Geographic Database*). Tais porcentagens serviram para obter diversas propriedades do solo – capacidade de campo, ponto de murchamento permanente, condutividade hidráulica no solo saturado, produção específica e porcentagem de umidade no solo saturado – seja através de equações de regressão de Cosby *et al.* (1984 apud ANDERSON *et al.*, 2006), seja a partir de dados experimentais ou formulações empíricas de Armstrong (1978 apud ANDERSON *et al.*, 2006). As referidas propriedades, aliadas a profundidades de certas camadas do solo, foram utilizadas em equações empíricas próprias do referido modelo a fim de encontrar os diversos parâmetros relativos aos componentes de reservação de água no solo.

Os trabalhos mencionados têm mostrado mais sucesso e aplicabilidade dessa metodologia de estimação *a priori* em se tratando de modelos chuva-vazão conceituais e distribuídos. Para utilização nos modelos concentrados, devem ser assumidos valores médios das propriedades

do solo a fim de se obterem estimativas *a priori* dos parâmetros. Nota-se também que, embora as pesquisas venham avançando bastante, nenhuma delas avaliou em profundidade a utilização da metodologia em bacias sem monitoramento fluviométrico, embora muitos autores considerem que esta poderá ser uma importante aplicação desse procedimento de estimação de parâmetros.

Finalmente, ressalta-se que esse tipo de enfoque não pressupõe que os parâmetros do modelo sejam independentes, o que geralmente ocorre no caso da regionalização (WAGENER *et al.*, 2004).

3.1.2.2 A identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem dados via regionalização

Dentre os métodos existentes para identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem dados fluviométricos, o mais relatado e estudado é a regionalização, ou generalização de parâmetros (WAGENER *et al.*, 2004; VOGEL, 2006), sobretudo se o modelo for conceitual e concentrado ou semi-distribuído.

Segundo Wagener *et al.* (2004), a idéia básica na regionalização consiste em se calibrar um modelo específico para quantas bacias hidrográficas for possível, para em seguida deduzir relações estatísticas regionais entre os parâmetros do modelo e características físicas das bacias. A preferência em relação a tais caracteres físicos é que estes sejam facilmente obtidos para as áreas de drenagem sem monitoramento, geralmente por meio de mapas temáticos. Dessa forma, são utilizados para montagem das relações regionais: área de drenagem, comprimento, declividade e desnível total do talvegue principal, densidade de drenagem, precipitação média anual, e coeficientes de forma e compacidade. Nota-se, portanto, que a regionalização de parâmetros difere da análise física quanto à natureza da relação entre as variáveis explicativas e explicadas e quanto às propriedades envolvidas – que no caso do segundo procedimento referem-se principalmente a dados do solo predominante nas bacias.

As relações estatísticas mencionadas acima podem ser então aplicadas em bacias sem monitoramento, desde que essas tenham comportamento hidrológico semelhante ao das envolvidas na montagem das equações regionais. Sendo assim, um procedimento típico para regionalização de parâmetros contém as seguintes etapas: (1) seleção de bacias hidrográficas monitoradas com comportamento hidrológico semelhante; (2) seleção do modelo e calibração local em cada uma das bacias com dados fluviométricos; (3) seleção e calibração da estrutura

regional – montagem das relações estatísticas; e (4) obtenção dos parâmetros em áreas de drenagem sem monitoramento, e posterior predição de vazões. Vogel (2006) afirma que, embora diversos estudos voltados para a regionalização de parâmetros de modelos o façam para diferentes modelos chuva-vazão, a maioria deles segue o procedimento-padrão supracitado.

Wagner *et al.* (2004) ponderam que a regionalização foi realizada com algum sucesso para modelos conceituais de eventos que contêm número reduzido de parâmetros (DYER *et al.*, 1994 apud WAGENER *et al.*, 2004). O mesmo não pode ser afirmado para os modelos com maior número de parâmetros, muito dos quais são contínuos e com discretização temporal diária. Nesse caso, os resultados ainda são variados (VOGEL, 2006), devido à falta de identificabilidade de alguns parâmetros, à existência de vários conjuntos ótimos de parâmetros que conduzem a respostas hidrológicas semelhantes, aos diferentes algoritmos de otimização usados na calibração automática, e à correlação entre alguns parâmetros, que nem sempre é levada em conta no preparo dos modelos regionais, isto é, das relações estatísticas. Kuczera e Mroczkowski (1998) viram nesses fatores a impossibilidade de se regionalizarem parâmetros de modelos para fins de aplicação em bacias hidrográficas sem dados.

No intuito de contornar os impasses apresentados, diversos estudos foram e vêm sendo conduzidos, muitos deles empenhados na elaboração de procedimentos alternativos às etapas (1) a (4) mencionadas. Wagner *et al.* (2004) fornecem uma compilação dessas metodologias, sendo que a que foi aplicada à pesquisa ora relatada, que busca calibrar parâmetros de um modelo chuva-vazão a partir de curvas de permanência sintéticas, enquadra-se nesse conjunto de práticas. Apesar do florescimento desse tipo de trabalho, Vogel (2006) lembra que ainda é cedo para escolher a melhor opção de regionalização, já que poucos estudos realizam uma comparação entre as metodologias e estruturas regionais. Dentre esses, pode ser citada a pesquisa realizada por Fernandez *et al.* (2000), que propuseram a realização da calibração local junto com a da estrutura regional, conforme será explicado oportunamente, e a compararam com o procedimento-padrão. Por sua vez, Vandewiele e Elias (1995), Merz e Blöschl (2004), e Skøien e Blöschl (2007) confrontaram em seus trabalhos o desempenho de métodos de regionalização com outras práticas de identificação de parâmetros em bacias sem dados, notadamente as de interpolação espacial.

As metodologias de regionalização de parâmetros de modelos conceituais e concentrados constituem objeto de revisão detalhada no item 3.1.3.

3.1.2.3 A identificação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem dados por meio da interpolação espacial

Uma alternativa para estimação de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico é aquela composta pelas diversas técnicas de interpolação espacial, que levam em conta a distribuição espacial das amostras da variável em questão. Segundo Camargo (1998), há os métodos convencionais (ou determinísticos) de interpolação espacial, e os abarcados pela geoestatística.

A geoestatística é uma abordagem probabilística da modelagem, que engloba um conjunto de métodos estatísticos para análise e mapeamento de dados distribuídos no espaço. Ela envolve três etapas, quais sejam: (1) análise, (2) inferência, e (3) simulação. A primeira objetiva descrever a variabilidade espacial do fenômeno em estudo, a partir da modelagem do semivariograma. A segunda visa a estimar valores de uma variável distribuída no espaço em locais não-amostrados, técnica que recebe o nome genérico de krigagem. A terceira, por sua vez, se presta à construção de um conjunto de realizações equiprováveis ou igualmente representativas do fenômeno em estudo, englobando a construção de cenários e de mapas de incertezas.

Para realização da krigagem, tem-se como ponto inicial a determinação do semivariograma a partir de dados amostrais no espaço. O semivariograma é definido como a metade da esperança matemática (E) do quadrado da diferença entre os valores de pontos no espaço separados pelo vetor de distância h . Uma vez determinada a forma dessa função, aplicam-se modelos teóricos para ajuste, a fim de que se possa realizar a estimativa da variável em pontos não-amostrados e definir os erros de tais estimativas.

Dessa forma, a krigagem baseia-se na estimação de uma matriz de covariância espacial (semivariância) que determina os pesos atribuídos às diferentes amostras de uma mesma variável, e que permite também o tratamento da redundância dos dados, a definição da vizinhança a ser considerada no procedimento inferencial e o erro associado ao valor estimado. Além disso, segundo Camargo (1998) e Vieira (2000 apud MELLO *et al.*, 2003), a

krigagem fornece estimadores exatos com propriedades de não-tendenciosidade e eficiência, quando comparados a outros estimadores por interpolação espacial.

Existem diversas técnicas de krigagem, dependendo da construção teórica envolvendo a semivariância dos dados amostrais a fim de definir os pesos atribuídos a cada ponto. Sendo assim, têm-se: a krigagem simples, a ordinária, a universal, a co-krigagem e a disjuntiva, dentre outras (CAMARGO, 1998).

O conceito de geoestatística surgiu a partir de estudos realizados por Krige (1951 apud CAMARGO, 1998) para concentrações de ouro em jazidas, quando ele concluiu que a média e a variância dos dados amostrais seriam insuficientes para explicar a variabilidade estatística do fenômeno em questão. Dessa forma, seria necessário agregar a distância entre as observações. Sendo assim, a geoestatística leva em conta a localização geográfica das amostras de determinada variável, e a dependência espacial entre as mesmas.

A geoestatística tal como conhecida atualmente ainda agregou outros conceitos a partir do proposto por Krige. A contribuição mais significativa deveu-se a Matheron (1963, 1971 apud CAMARGO, 1998), que, baseado nos estudos daquele, desenvolveu a teoria das variáveis regionalizadas, possibilitando a incorporação de hipóteses e a elaboração de equações que hoje constituem a base da geoestatística. Entretanto, a revisão de literatura acerca do tema não tratará de detalhes, já que o foco da pesquisa é a obtenção de parâmetros de modelos chuva-vazão por regionalização, de acordo com a classificação inicialmente indicada no presente item.

A geoestatística apresenta trabalhos de aplicação em diversas áreas do conhecimento: ciências da Terra, dos solos e da atmosfera, agricultura, hidrologia, e, mais recentemente, epidemiologia. Em diversos estudos, tem-se realizado a comparação entre as estimativas de variáveis obtidas pelas várias técnicas de krigagem e pelos métodos determinísticos de interpolação espacial.

Em hidrologia, a geoestatística tem sido aplicada com frequência em estudos acerca da análise espacial da precipitação, prestando-se à determinação da precipitação média sobre dada bacia hidrográfica, à otimização de redes de monitoramento pluviométrico, ao traçado de isoietas (OLIVEIRA e CHAUDRHY, 1995), à estimativa da precipitação média máxima para

aplicação em métodos indiretos de cálculo de vazões de cheias (MENDONÇA *et al.*, 1997), e à interpolação de parâmetros de equações de chuvas intensas (MELLO *et al.*, 2003).

No que diz respeito aos demais métodos de interpolação espacial, as chamadas técnicas determinísticas, sua diferença básica em relação à krigagem é que os pesos dos pontos amostrais são definidos sem levar em conta a correlação espacial entre os mesmos (CAMARGO, 1998). Dessa forma, o método da média simples atribui pesos iguais a todos os pontos, igual ao inverso do número de amostras disponíveis. Já as médias ponderadas pelo inverso da distância com expoentes 2, 3 e 4 calculam o peso em função do inverso da distância entre os pontos elevada à segunda, à terceira e à quarta potência, respectivamente. Há ainda a técnica do vizinho mais próximo, a qual revela a área de influência de cada ponto de observação, e outros métodos, que não serão discutidos devido à falta de trabalhos em hidrologia que os apliquem.

Algumas pesquisas mais recentes têm-se dedicado à utilização de técnica de interpolação espacial determinísticas e estocásticas para estimação de parâmetros de modelos em bacias sem dados (VANDEWIELE e ELIAS, 1995; GOOVAERTS, 2000; SKØIEN e BLÖSCHL, 2007).

Uma das restrições que se impõe à aplicação de técnicas de interpolação espacial à estimação de parâmetros de modelos conceituais chuva-vazão refere-se à necessidade de redes de monitoramento fluviométrico de alta densidade. Esta é a razão para haver maior utilização de tais técnicas para análise de dados pluviométricos dentro do campo da hidrologia. Essa condição é particularmente válida para o Brasil.

3.1.3 Estruturas dos modelos regionais de calibração de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias não-monitoradas

Este item é dedicado a apresentar formalmente as características da regionalização de parâmetros de modelos do tipo chuva-vazão conceituais e concentrados, a partir dos preceitos introduzidos no item 3.1.2.2. A regionalização pode ser aplicada também aos modelos chuva-vazão distribuídos, feitas algumas adaptações, mas esses não constituíram o foco da pesquisa sobre o tema.

Segundo Wagener *et al.* (2004), a forma mais comum de se obter parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais, de preferência parcimoniosos (com poucos parâmetros), é relacionando-se estatisticamente tais parâmetros a atributos físicos das bacias hidrográficas envolvidas, método chamado por esses autores de regionalização ou generalização espacial de parâmetros. A metodologia básica consiste em calibrar um modelo de estrutura específica, referenciado como *estrutura do modelo local*, para quantas bacias for possível, e em seguida obter relações estatísticas entre os parâmetros locais e as características das bacias. Tais relações são denominadas nesta dissertação como *estrutura do modelo regional*, seguindo nomenclatura proposta por Wagener *et al.* (2004), e podem ser utilizadas para se obterem estimativas dos parâmetros locais em bacias sem monitoramento fluviométrico.

O objetivo da modelagem matemática chuva-vazão é o cálculo do escoamento como uma função da chuva e de outras variáveis meteorológicas (evaporação, temperatura, umidade relativa do ar), operação que pode ser representada pela equação que se segue, tal como prescrito por Wagener *et al.* (2004):

$$Q = M_L(\theta_L | I) + \varepsilon_L \quad (3.1)$$

na qual:

Q = vazão simulada ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

I = matriz de variáveis de entrada (precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, evaporação)

M_L = estrutura do modelo local

θ_L = vetor de parâmetros que atenda a estrutura do modelo local

ε_L = erro ou resíduo.

Os parâmetros do modelo são usualmente estimados através da calibração – manual ou automática – quando houver disponibilidade de séries temporais de vazão para um período suficientemente longo, ou seja, representativo do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica considerada. Essa observação é válida quando forem utilizados modelos contínuos. Sefton e Howarth (1998) indicam uma janela temporal de três anos caso a estrutura do modelo seja simples, enquanto Yapo *et al.* (1996) apontam uma década como sendo o tempo ideal para calibração de estruturas locais mais complexas.

Para obtenção dos parâmetros locais em bacias onde não há monitoramento fluviométrico, via regionalização, deve-se calibrar o modelo local para o maior número possível de bacias

hidrográficas com dados, desde que essas apresentem comportamento hidrológico semelhante, e encontrar uma relação funcional para cada parâmetro e atributos físicos das mesmas. Dessa forma, a *estrutura do modelo regional* pode ser representada pela equação a seguir, elaborada por Wagener *et al.* (2004):

$$\hat{\theta}_L = M_R(\theta_R | \Phi) + \varepsilon_R \quad (3.2)$$

na qual:

$\hat{\theta}_L$ = estimativa de dado parâmetro na bacia não-monitorada

$M_R(.)$ = relação funcional para $\hat{\theta}_L$ que utiliza um conjunto Φ de atributos fisiográficos e meteorológicos das bacias monitoradas

θ_R = conjunto de parâmetros da *estrutura do modelo regional*

Φ = características das bacias hidrográficas envolvidas no procedimento regional

ε_R = erro ou resíduo da *estrutura do modelo regional*.

Não há consenso quanto ao melhor procedimento para se realizar a regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais e concentrados. De qualquer forma, Wagener *et al.* (2004) apontam os seguintes passos como diretrizes formais para tal prática, baseando-se nas equações 3.1 e 3.2 mostradas:

- 1 – Seleção de um grupo de bacias hidrográficas que podem ser representadas por um único *modelo local* M_L e por uma única *estrutura regional* M_R com um grupo específico de parâmetros θ_R , já que os processos hidrológicos dominantes podem variar entre bacias, determinando diferentes estruturas, sobretudo as locais, para explicação e modelagem dos mesmos;
- 2 – Coleta e cálculo de um conjunto de atributos fisiográficos e climáticos Φ com possível relação com a resposta hidrológica das bacias selecionadas. Exemplos são: área de drenagem, coeficientes de forma e compacidade, densidade de drenagem, uso do solo e propriedades do solo;
- 3 – Aplicação da *estrutura do modelo local* M_L para cada uma das bacias escolhidas e com dados fluviométricos disponíveis e estimação do conjunto ótimo de parâmetros (ou populações de conjuntos ótimos) em cada uma delas;

- 4 – Cálculo da relação entre os valores θ_{Li} dos parâmetros e as características das bacias hidrográficas Φ usando a *estrutura do modelo regional* M_{Ri} . Dessa forma, diferentes *modelos regionais* podem ser necessários para diferentes parâmetros dos *modelos locais*;
- 5 – Aplicação do *modelo regional* $M_{Ri}(\theta_{Ri} | \Phi)$ para estimar cada parâmetro $\hat{\theta}_{Li}$ para cada uma das bacias sem monitoramento fluviométrico, supondo-se que tenham o mesmo comportamento hidrológico que aquelas utilizadas na montagem da *estrutura do modelo regional*;
- 6 – Predição de séries de vazões em cada uma das bacias sem dados usando os conjuntos de parâmetros $\hat{\theta}_L$ específicos.

A metodologia básica descrita nos tópicos acima se encontra ilustrada na Figura 3.1, conforme adaptação de esquema presente em Wagener *et al.* (2004).

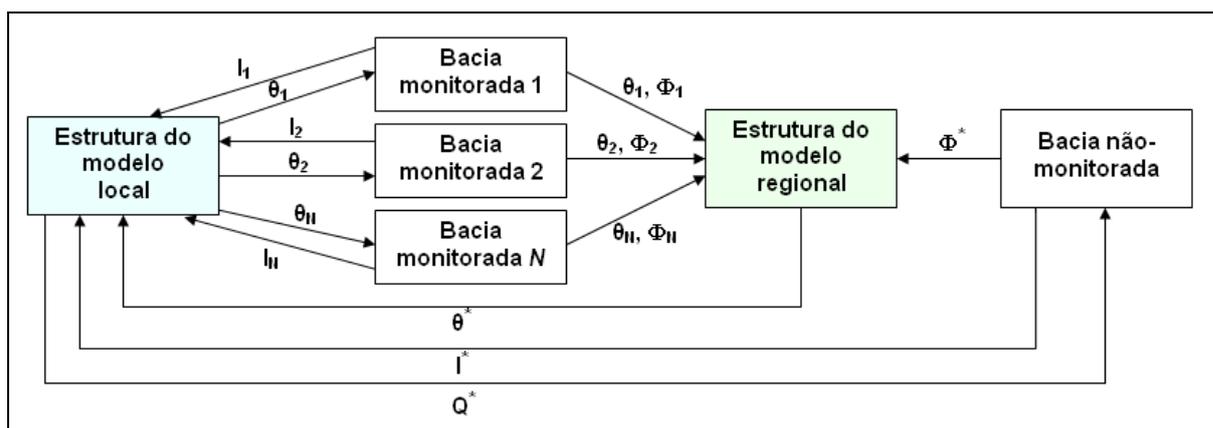


Figura 3.1 – Procedimento clássico para regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais, conforme indicado por Wagener *et al.* (2004).

O procedimento regional indicado acima pode variar, conforme será mostrado mais adiante. Por exemplo, é possível solucionar conjuntamente as etapas 3 e 4, otimizando-se, ao mesmo tempo, o desempenho do *modelo local* e das relações que compõem os *modelos regionais* (VOGEL, 2006). Da mesma forma, estes podem ser elaborados a partir de diversos métodos. De qualquer modo, os componentes relevantes para regionalização de parâmetros estão descritos nas seis etapas enumeradas. Esses aspectos são elucidados nos próximos subitens.

Wagener *et al.* (2004) advertem que há incertezas em todas as etapas definidas na regionalização de parâmetros, e que se propagam nos resultados finais, isto é, nas séries

temporais de vazões simuladas. Tais incertezas se devem principalmente à seleção das características físicas das bacias, à escolha da *estrutura do modelo local* e à identificabilidade dos parâmetros locais, à seleção e à identificação da *estrutura regional* e seus parâmetros, e à decisão e possível elaboração de um procedimento regional, que não precisa ser exatamente igual ao indicado anteriormente. A respeito deste último, diversos pesquisadores têm-se dedicado a propor e validar diferentes procedimentos regionais; muitos desses estudos, entretanto, não se aprofundam no cálculo e na avaliação de incertezas e tampouco na comparação de suas propostas com a metodologia clássica já mostrada. Há ainda a dificuldade imposta pela aplicação da regionalização de parâmetros para diferentes *modelos locais*, em diferentes regiões do planeta, tornando impossível o confronto entre as metodologias novas que têm surgido (VOGEL, 2006).

A seguir, são discutidos aspectos sobre os métodos disponíveis para preparo dos *modelos regionais* e de metodologias alternativas ao procedimento de regionalização clássico definido pelas seis etapas expostas. Não se discorrerá a respeito dos *modelos locais*, já que foram realizadas no item 3.1.1 a revisão e a classificação dos modelos hidrológicos, assim como foram apontadas as dificuldades encontradas em sua utilização, calibração e até mesmo em sua aplicação em bacias sem dados fluviométricos. É importante lembrar que, ao longo desta dissertação, dá-se ênfase aos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão conceituais e concentrados.

3.1.3.1 Métodos para elaboração da estrutura do modelo regional

Este subitem apresenta, de forma sucinta, alguns dentre os métodos utilizados até o momento para preparo da *estrutura do modelo regional*, isto é, das relações funcionais entre os parâmetros da *estrutura do modelo local*, e os atributos fisiográficos e climáticos das bacias hidrográficas com disponibilidade de dados fluviométricos. Não se pretende esgotar o tema, sobretudo porque a maior parte das práticas foi pouco aplicada à regionalização e também devido à escolha do método selecionado para a pesquisa, que dispõe de maior número de trabalhos a seu respeito e que será apresentado em detalhes no Capítulo de Metodologia.

A regressão múltipla sob hipótese de independência entre os parâmetros constitui o método mais aplicado para elaboração de equações lineares ou não-lineares entre os mesmos e as características físicas das bacias (POST e JAKEMAN, 1996; TUNG *et al.*, 1997; POST *et al.*, 1998; SEFTON e HOWARTH, 1998; MERZ e BLOSCHL, 2004; VOGEL, 2006).

A estrutura desse tipo de regressão pode ser escrita sob a seguinte forma matricial (MONTGOMERY e PECK, 1992):

$$\theta_L = \Phi \cdot \theta_R + \varepsilon_R \quad (3.3)$$

na qual:

θ_L = vetor dos valores de um parâmetro da *estrutura do modelo local*, de tamanho $n \times 1$, sendo n o número de bacias hidrográficas com dados, em se tratando da regionalização

Φ = matriz de características físicas das bacias hidrográficas, que deve conter uma coluna de números 1 para estimação do intercepto da regressão

θ_R = vetor dos coeficientes de regressão

ε_R = vetor de erros ou resíduos.

A solução dada pelo método dos mínimos quadrados pode ser representada da seguinte maneira (MONTGOMERY e PECK, 1992):

$$\hat{\theta}_R = (\Phi^T \cdot \Phi)^{-1} \cdot \Phi^T \cdot \theta_L \quad (3.4)$$

na qual:

$\hat{\theta}_R$ = estimativa do vetor θ_R dos coeficientes de regressão

Φ^T = matriz transposta da matriz Φ

A análise de regressão múltipla representada pelas equações 3.3 e 3.4 permite que se calculem intervalos de confiança para os parâmetros e que se apliquem testes de hipóteses para avaliação dos coeficientes de regressão, possibilitando de certa forma a verificação de incertezas associadas ao método.

Embora o método mais tradicional seja o indicado, muitos pacotes computacionais de estatística fornecem outras possibilidades mais sofisticadas para se encontrar a solução da equação 3.3 (WAGENER *et al.*, 2004).

A não-linearidade pode ser adotada na regressão múltipla sob hipótese de independência entre os parâmetros desde que se transformem as variáveis dependentes e independentes utilizadas na *estrutura do modelo regional*.

A hipótese de independência constitui uma limitação desse método, uma vez que é comum haver parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais (*modelos locais*, portanto) que

apresentem forte dependência entre si, principalmente devido à estrutura e à organização do próprio modelo (TUNG *et al.*, 1997).

Uma alternativa a esse tipo de regressão é a regressão múltipla sob a hipótese de dependência entre as variáveis explicadas, isto é, entre os parâmetros do *modelo local* selecionado. Tung *et al.* (1997) apontam duas possibilidades para se considerar a correlação entre os parâmetros: a análise de regressão multivariada (MVR – “*multivariate regression analysis*”) e a “*seemingly unrelated regression*” (SUR). Ambas permitem estimar os coeficientes da regressão a partir do método dos mínimos quadrados generalizado e considerando a correlação entre as variáveis dependentes. A diferença que ocorre deve-se a que o método MVR exige que todas as variáveis explicadas sejam relacionadas exatamente às mesmas variáveis explicativas, o que não é obrigatório para o método SUR. Uma ressalva a esses dois métodos de regressão múltipla que consideram a correlação entre as variáveis explicadas decorre do fato de o trabalho de Tung *et al.* (1997) ter sido dedicado à regionalização de um modelo de eventos baseado em apenas dois parâmetros, o que facilitou a dedução de equações para encontrar a solução. Para aplicação em *estruturas locais* mais complexas, as equações ainda não foram elaboradas (WAGENER *et al.*, 2004) e não há registro de trabalhos. Para o caso estudado por Tung *et al.* (1997), a predição fornecida pela regionalização foi melhorada tanto pelo MVR quanto pelo SUR, em comparação com a regressão múltipla tradicional, que não leva em conta a dependência entre os parâmetros.

Wagener *et al.* (2004) apontam a regressão generalizada feita através do chamado “treinamento” de redes neurais como possível ferramenta alternativa para estabelecer relações entre os parâmetros do *modelo local* e as características físicas das bacias. Nesse caso, não é preciso estabelecer *a priori* qual deve ser a forma analítica do modelo de regressão. Entretanto, as redes neurais ainda apresentam três desvantagens para a regionalização de parâmetros, apontadas pelos supracitados pesquisadores: (1) a relação funcional não pode ser estabelecida explicitamente, já que as redes funcionam como uma espécie de “caixa-preta”; (2) permanece difícil incorporar incertezas nas predições; e (3) é necessário um grande número de dados para treinamento das redes. Em estudo para o modelo SMAP (“*Soil Moisture Accounting Procedure*”) em 14 bacias do Nordeste brasileiro, Diniz e Clarke (2001 apud ALEXANDRE *et al.*, 2005) estabeleceram uma relação entre os parâmetros, calibrados automaticamente pelo algoritmo SCE, e as características físicas das bacias através do uso de uma rede neural artificial do tipo Perceptron Múltiplas Camadas (MLP). Os resultados

encontrados na fase de treinamento da rede mostraram uma variabilidade muito grande no processo de validação cruzada, entre 32% e 95,6%. Os autores atribuíram essa amplitude ao fato de as bacias provavelmente pertencerem a regiões com comportamento hidrológico diferente.

Há a ainda a possibilidade de aplicação da regressão simbólica através da programação genética, e da regressão múltipla ponderada, sob a hipótese de independência dos parâmetros, segundo atestam Wagener *et al.* (2004). Entretanto, há escassas utilizações dessas duas metodologias na simulação hidrológica de bacias hidrográficas, e, portanto, elas não serão discutidas aqui.

3.1.3.2 Procedimentos regionais alternativos

Nos últimos 10 anos, surgiram procedimentos regionais alternativos ao descrito por Wagener *et al.* (2004) e constituído pelas seis etapas mostradas no início do item 3.1.1.

Tais práticas foram idealizadas a fim de solucionar, em parte, os impasses revelados na regionalização clássica de parâmetros de modelos chuva-vazão, que separa a calibração da *estrutura do modelo local* da realizada para a *estrutura do modelo regional*. Esses problemas já foram mencionados e surgem devido à falta de identificabilidade de alguns parâmetros dos modelos chuva-vazão, à existência de múltiplos conjuntos de parâmetros que geram respostas hidrológicas satisfatórias e semelhantes, e à existência de diversas funções-objetivo, que podem indicar também diferentes conjuntos paramétricos. Outro fator que levou à busca de alternativas foi a descoberta de que um desempenho ótimo para a *estrutura local* não implica necessariamente no mesmo para a *estrutura regional*, segundo Wagener *et al.* (2004). As metodologias que são apresentadas recebem a nomenclatura atribuída por estes autores, já que os idealizadores de cada um delas não lhes deram um nome específico. Dessa forma, há os procedimentos denominados como (1) combinados; (2) seqüenciais; (3) de atualização; e (4) indiretos. Vogel (2006), por sua vez, compilou alguns dos trabalhos envolvendo esses novos métodos e os chamou de híbridos, por não seguirem a estruturação comumente utilizada.

Dentre os procedimentos combinados, destaca-se o preconizado por Fernandez *et al.* (2000 apud VOGEL, 2006) e aplicado ao modelo chuva-vazão *abcd*, conceitual, concentrado e contínuo de intervalo mensal. A idéia central baseia-se no ajuste simultâneo dos parâmetros do modelo *abcd* e dos coeficientes de regressão múltipla entre aqueles e as características das bacias hidrográficas. Segundo Vogel (2006, p. 6, tradução nossa), a meta dessa metodologia é

“minimizar os resíduos do modelo chuva-vazão e maximizar o ajuste das relações entre seus parâmetros e os atributos das bacias, simultaneamente”. A função-objetivo elaborada para esse fim pode ser representada pela equação abaixo:

$$FO = \text{Max} \left\{ \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n R_i^2 + \frac{1}{p} \cdot \sum_{j=1}^p R_j^2 \right\} \quad (3.5)$$

na qual:

n = número de bacias hidrográficas

R_i = coeficiente de determinação da aplicação do *modelo local* em cada bacia

p = número de parâmetros da *estrutura do modelo local*

R_j = coeficiente de determinação associado à regressão dos *modelos regionais*, isto é, que relacionam cada parâmetro local às características das áreas de drenagem.

O que se observou do estudo conduzido nesse contexto por Fernandez *et al.* (2000 apud VOGEL, 2006) foi a obtenção de relações regionais com coeficientes de determinação muito superiores aos obtidos ao se calibrarem as duas estruturas separadamente. Entretanto, o desempenho do modelo *abcd* em bacias não-monitoradas foi similar ao encontrado utilizando-se o procedimento regional padrão.

Como procedimento seqüencial, pode-se citar o sugerido por Lamb *et al.* (2000 apud WAGENER *et al.*, 2004), voltado principalmente para resolver a questão da falta de identificabilidade de alguns parâmetros e para abrandar a premissa de independência entre os mesmos para elaboração dos *modelos regionais*. A prática proposta inicia-se pela calibração da *estrutura local* em cada uma das bacias monitoradas, separadamente. Em seguida, faz-se a estimação de um *modelo regional* para o parâmetro que revelar maior impacto sobre o desempenho da *estrutura local*, considerando-se a performance em todas as bacias. Depois, esse parâmetro específico tem seu valor fixado de acordo com a relação regional preparada, ainda para cada uma das bacias hidrográficas com informações disponíveis. Posteriormente, é refeita a calibração local a fim de definir o próximo parâmetro a ser fixado, e assim repetidamente, tornando os parâmetros restantes cada vez mais identificáveis e reduzindo o problema produzido pela seleção de um valor ótimo local para a análise regional. Segundo seus preconizadores, os resultados são mais satisfatórios em relação aos encontrados através da regressão múltipla tradicional, considerando-se que o modelo chuva-vazão utilizado prestou-se para análise de frequência de cheias.

Wagener *et al.* (2004) apontam o procedimento regional de atualização como sendo aplicável ao caso de bacias hidrográficas que receberam monitoramento fluviométrico recente, e que, portanto, dispõem de poucos registros. Thiemann *et al.* (2001 apud WAGENER *et al.*, 2004) introduziram esse procedimento com abordagem Bayesiana, atribuindo distribuições de probabilidades aos parâmetros à medida que novos dados tornavam-se progressivamente disponíveis. Sua metodologia, chamada de estimação Bayesiana recursiva (“*Bayesian Recursive Estimation*” – BARE), inicia-se com uma estimação inicial da região na qual estão localizados valores razoáveis para os parâmetros. Os dados mais recentes são então incorporados ao método, produzindo novas estimativas, e a predição é feita a cada vez que há uma atualização no banco de informações. O estudo de Thiemann *et al.* (2001 apud WAGENER *et al.*, 2004) mostrou que as estimativas de cada parâmetro acabam por convergir em um único ponto, o que indica que não há mais incertezas para as mesmas. Tal fato pode ser adequado ou não à modelagem hidrológica, dependendo de sua aplicação. De qualquer forma, essa metodologia não pode ser aplicada a bacias desprovidas de monitoramento.

Finalmente, e seguindo-se a classificação proposta por Wagener *et al.* (2004), há ainda o procedimento regional indireto para regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão. O único trabalho compilado até o momento, representante dessa categoria, é o de Yu e Yang (2000), no qual foram utilizadas curvas de permanência sintéticas como paradigma do processo de calibração automática, para obtenção dos parâmetros em bacias sem dados fluviométricos. Essa prática é descrita à parte no subitem seguinte, já que a idéia a ela subjacente é análoga à pesquisa ora relatada.

3.1.4 A calibração indireta de parâmetros de modelos de simulação chuva-vazão a partir de curvas de permanência sintetizadas por métodos de análise regional

O procedimento chamado de indireto por Wagener *et al.* (2004) é exemplificado pela metodologia proposta por Yu e Yang (2000). Sua estratégia englobou dois componentes principais: (1) desenvolvimento de método de análise regional para sintetizar curvas de permanência sintéticas em bacias sem dados fluviométricos, e (2) calibração de um modelo chuva-vazão utilizando-se as referidas curvas como paradigma desse processo, no lugar de hidrogramas, ausentes no caso dessas bacias. Seu estudo é apresentado nos próximos parágrafos em maior detalhe.

A bacia hidrográfica estudada por Yu e Yang (2000) foi a do rio Gao-Ping, localizado no sudeste de Taiwan, totalizando 3257 km² de área de drenagem. Estiveram envolvidas no trabalho 10 estações fluviométricas, 9 pluviométricas e 4 evaporimétricas, com históricos variáveis. A distribuição heterogênea da chuva ao longo do ano é um dos fatores que explicam a sazonalidade e a variabilidade presentes nos hidrogramas registrados.

O modelo chuva-vazão selecionado foi o HBV, desenvolvido pelo Instituto Hidrológico e Meteorológico da Suécia, e inicialmente aplicado apenas a bacias da península escandinava. No entanto, esse modelo mostrou-se adequado também para áreas tropicais e subtropicais, sendo atualmente empregado em diversos países, daí a sua utilização ao caso das bacias taiwanesas. Sua estrutura baseia-se em rotinas para acumulação e fusão de neve, cômputo da umidade no solo, escoamento superficial e propagação de vazões por canais. O intervalo temporal é diário, apesar de os dados evaporimétricos poderem ser inseridos com discretização mensal. O modelo é, portanto, conceitual, contínuo e concentrado, embora também possa haver divisão de cada bacia em sub-bacias. Yu e Yang (2000) aplicaram a versão do HBV elaborada por Zhang e Lindström (1997 apud YU e YANG, 2000), que conta com algumas alterações em relação à estrutura original, eliminando as rotinas de acumulação e fusão de neve, restando, assim, nove parâmetros a serem calibrados.

Como algoritmo de otimização para calibração automática dos parâmetros, selecionou-se o SCE – *Shuffled Complex Evolution*, introduzido por Duan *et al.* (1992 apud YU e YANG, 2000), e que realiza uma pesquisa do conjunto ótimo global baseado em mecanismos de seleção e genética natural.

O modelo regional de curvas de permanência foi elaborado a partir dos registros diários de oito estações fluviométricas – as duas restantes prestaram-se para sua validação. Foram montadas as curvas empíricas de cada uma delas, e selecionadas as vazões correspondentes a 10 (dez) permanências notáveis. Essas descargas serviram para o preparo de 10 (dez) equações de regressão, válidas para cada permanência, e tendo como variável independente a área de drenagem. Dessa forma, as curvas sintéticas podem ser obtidas por uma família de 10 (dez) permanências e suas respectivas descargas, calculadas em separado por cada equação. É importante advertir que os autores do trabalho aplicaram esse método de regionalização apenas à bacia do rio Gao-Ping, definida em estudos anteriores como uma região homogênea quanto às curvas de permanência, a partir de análise de *clusters* e de componentes principais.

Para a calibração dos nove parâmetros do modelo HBV via algoritmo SCE, utilizou-se a seguinte função-objetivo:

$$FO = \text{Min} \left\{ \sum_{i=1}^n \frac{|Q_{p_i}^{obs} - Q_{p_i}^{sim}|}{Q_{p_i}^{obs}} \right\} \quad (3.6)$$

na qual:

n = número de permanências avaliadas

$Q_{p_i}^{obs}$ = vazão observada (ou sintética, dependendo de qual curva de permanência for utilizada) correspondente à permanência i

$Q_{p_i}^{sim}$ = vazão simulada correspondente à permanência i .

Para avaliar a utilização das curvas de permanência como paradigma do processo de calibração automática, Yu e Yang (2000) inicialmente testaram sua metodologia em apenas uma estação fluviométrica, que teve seu histórico dividido em um período de calibração e outro para validação. Nesse caso, a curva de permanência utilizada foi a empírica, obtida a partir dos dados realmente observados durante todo o histórico de registros. Nessa fase, os pesquisadores constataram a aplicabilidade de seu procedimento regional.

Em seguida, foi efetuada a calibração dos nove parâmetros do modelo HBV nas duas bacias que não se prestaram à elaboração do modelo regional de curvas de permanência. Dessa maneira, foram utilizadas as curvas sintéticas, obtidas por regionalização. Os resultados foram analisados a partir da visualização de hidrogramas observados e simulados (resultantes da calibração), das curvas de permanência observadas de fato e as simuladas, da relação entre o volume simulado e observado em cada ano hidrológico, e do coeficiente de determinação entre as descargas diárias observadas e simuladas, também em base anual. Constatou-se que a predição proporcionada pela aplicação da metodologia é aceitável para fins de avaliação de volumes. Além disso, segundo os pesquisadores, os coeficientes de determinação anuais mostraram que quase todas as tendências dos hidrogramas puderam ser reproduzidas. Entretanto, em alguns anos observaram-se erros importantes no caso das vazões de cheias, em contraposição à boa qualidade na reprodução das estiagens. Yu e Yang (2000) atribuíram esse problema às incertezas associadas aos dados coletados, e à função-objetivo escolhida, que não acentua as grandes descargas.

A metodologia proposta por Yu e Yang (2000), apesar de algumas deficiências, obteve resultados promissores para uma bacia hidrográfica com baixa densidade da rede de monitoramento, seja fluviométrico, seja pluviométrico. O procedimento regional elaborado pode ser aplicado a diversos estudos em recursos hídricos, desde que se avaliem as incertezas geradas pelo modelo regional de curvas de permanência e pela calibração, e que se obedecem as restrições impostas pela capacidade preditiva da prática como um todo. No caso das bacias taiwanesas, viu-se que os resultados não seriam adequados para realização de uma posterior análise de frequência de quantis máximos anuais de vazões médias diárias. Wagener *et al.* (2004) ponderaram que o método de Yu e Yang (2000) deve ser utilizado somente em países com número limitado de postos fluviométricos.

Não foram encontrados registros de trabalhos semelhantes ao de Yu e Yang (2000) até a finalização desta pesquisa, apesar de haver referências a ele em alguns estudos. Alexandre *et al.* (2005), por exemplo, realizaram a regionalização de dois dos parâmetros do modelo chuva-vazão SMAP, a partir do procedimento clássico descrito no item 3.1.3. Para a calibração da *estrutura local* em cada uma das 22 bacias com disponibilidade de dados, foi usada como função-objetivo a minimização do erro entre as curvas de permanência de vazões observadas e calculadas. Na fase de elaboração dos modelos regionais, foram empregados e confrontados três métodos distintos: valor médio da série de parâmetros calibrados nas bacias, “*regression trees*”, e regressões lineares múltiplas. Os referidos pesquisadores apontaram como alternativa à sua metodologia a calibração local tendo como paradigma as curvas de permanência sintéticas obtidas por métodos regionais em bacias desprovidas de dados, mas não a aplicaram em seu estudo.

As curvas de permanência e os métodos disponíveis para sua regionalização constituem o objeto dos dois próximos itens deste capítulo.

3.1.5 Considerações Finais

O item 3.1 da Revisão da Literatura foi dedicado a apresentar aspectos relativos aos modelos hidrológicos, com ênfase aos do tipo chuva-vazão, e a discorrer a respeito das técnicas existentes para obtenção dos parâmetros destes em bacias hidrológicas sem monitoramento fluviométrico.

Uma vez mostrado o tipo de procedimento regional escolhido para esse fim no âmbito da pesquisa de mestrado ora relatada, passa-se ao tema das curvas de permanência e às metodologias para sua regionalização nos dois próximos itens, 3.2 e 3.3.

3.2 Curvas de permanência

3.2.1 Definição

A curva de permanência de vazões indica, ao longo de um período de observação, a porcentagem do tempo em que dada descarga foi igualada ou superada durante o histórico registrado em dada seção fluvial, pois mostra graficamente a relação entre a magnitude e a frequência da variável em questão (VOGEL e FENNESSEY, 1994). Sua discretização geralmente é feita em intervalos diários, mas qualquer outra discretização temporal pode ser adotada. Esta curva pode ser interpretada também como o complemento da função acumulada de probabilidade das vazões em certo ponto em um curso de água, caso estas sejam consideradas como variáveis aleatórias (CASTELLARIN *et al.*, 2007).

As curvas de permanência podem ser construídas com base em todo o período histórico disponível, recebendo o nome de curvas de permanência de longo termo, cuja sigla em inglês é FDC – *flow-duration curves*. Já as curvas de permanência anuais, ou AFDCs (*annual flow-duration curves*), são montadas para cada ano hidrológico. A escolha por um dos tipos de curvas depende do objetivo do estudo em questão, conforme será apresentado oportunamente.

O aspecto de uma curva de permanência genérica, sem predileção pelo intervalo temporal e pela abordagem – se anual ou de longo termo – pode ser conferido na Figura 3.2.

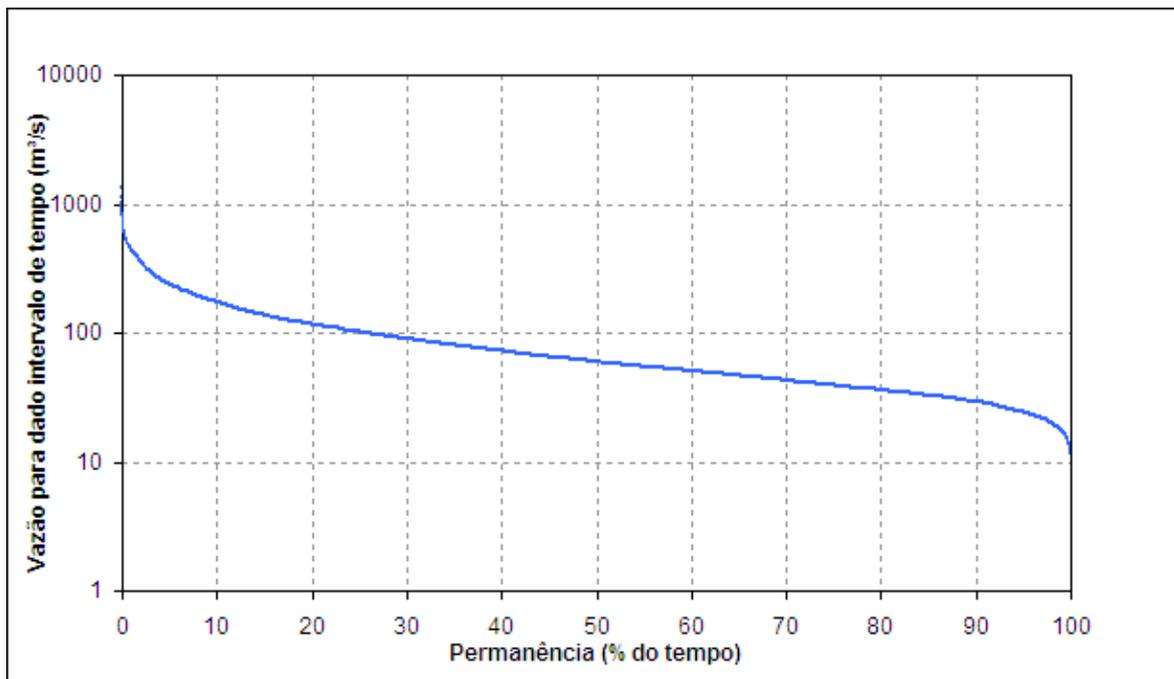


Figura 3.2 - Curva de permanência de vazões.

3.2.2 Construção e representação de curvas de permanência

A curva de permanência de longo termo pode ser construída a partir do enfoque não-paramétrico descrito por Vogel e Fennessey (1994). Primeiramente, deve-se ordenar de forma decrescente toda a série de vazões disponível, não importando o intervalo de tempo dos registros. Em seguida, plota-se cada observação ordenada *versus* sua duração ou excedência correspondente. A duração geralmente é expressa em porcentagem, e coincide com a estimativa da probabilidade de excedência, ε_i , da i -ésima observação na amostra ordenada. Caso ε_i seja estimada pela posição de plotagem de Weibull, a duração D_i é dada por:

$$D_i = 100 \cdot (\varepsilon_i) = 100 \cdot \left(\frac{i}{n+1} \right) \quad (3.7)$$

na qual:

n = número de observações disponíveis

i = indexador das vazões ordenadas, sendo o menor valor de i atribuído à maior vazão observada, e, o maior valor, à menor vazão

ε_i = probabilidade de excedência da i -ésima vazão.

Considerando-se que o intervalo de tempo dos registros fluviométricos seja o diário, outras posições de plotagem podem ser aplicadas, já que o tamanho da amostra as torna indistinguíveis (VOGEL e FENNESSEY, 1990). De qualquer forma, a posição de plotagem

de Weibull fornece uma estimativa não-enviesada para o complemento da função acumulada de probabilidade, sem que seja necessário especificar a distribuição de probabilidades associada à curva de permanência de longo termo. Outras aproximações não-paramétricas podem ser utilizadas para construção de tais curvas, tal como elaborado por Vogel e Fennessey (1994).

Antes do advento do computador, recomendava-se que construção de FDCs fosse realizada separando-se as vazões observadas em 20 ou 30 intervalos de classe e definindo-se a FDC como o histograma acumulado de descargas observadas devidamente categorizadas nesses intervalos. Searcy (1959), por exemplo, propôs uma série de diretrizes para o preparo de intervalos de classe direcionados à finalidade de montagem de FDCs, as quais poderiam ser obtidas plotando-se a frequência acumulada de cada intervalo *versus* o seu limite superior de vazão e conectando-se os pontos assim formados. Atualmente, essa abordagem quase não é utilizada devido à possibilidade de aplicação de procedimentos mais eficientes para estimação de quantis (VOGEL e FENNESSEY, 1994).

Como as curvas de permanência de longo termo representam a porcentagem do tempo em que dada descarga foi igualada ou excedida durante o período utilizado para sua construção, o ideal é que o histórico selecionado para sua montagem seja longo o suficiente para representar a distribuição-limite das vazões na discretização escolhida. Caso a FDC sirva como ferramenta de avaliação do comportamento hidrológico de um curso de água em dada seção fluvial tendo em vista a vida útil ou o horizonte de planejamento de um empreendimento, os registros fluviométricos devem corresponder ao período requerido para tais fins (VOGEL e FENNESSEY, 1994).

As curvas de permanência anuais (AFDCs), por sua vez, são preparadas para cada ano civil ou hidrológico do histórico disponível, e o procedimento para sua montagem é o mesmo que o utilizado para as FDCs, caso se considere o enfoque não-paramétrico proposto por Vogel e Fennessey (1994), e cuidando-se para que a discretização dos dados seja preferencialmente diária, de modo a se ter uma quantidade razoável de vazões por ano considerado, e uma estimativa mais suave para os quantis de cada curva anual. Sendo assim, o número de observações utilizado na equação 3.7 deve ser 365 ou 366.

A interpretação anual dada às curvas de permanência permite que se construam as curvas média e mediana de vazões e intervalos de confiança para cada um dos quantis anuais dessa

última, além de que se montem curvas anuais associadas a períodos de retorno específicos (VOGEL e FENNESSEY, 1994). A curva mediana representa a probabilidade de excedência de vazões médias diárias em um ano hidrológico hipotético típico, e, apesar de se assemelhar à curva de permanência de longo termo, sua forma, sobretudo nos extremos, não é afetada pelas observações de períodos excepcionalmente secos e úmidos, ao contrário da FDC (CASTELLARIN *et al.*, 2007). Uma das desvantagens no uso de FDCs para diversas interpretações reside no fato de elas serem sensíveis aos eventos extremos associados ao período selecionado para sua montagem, sendo inadequadas para demonstrar a variabilidade interanual de vazões médias diárias em um ano hidrológico típico. Outro ponto a favor das curvas de permanência anuais deve-se à montagem de AFDCs para períodos de retorno diversos, possibilitando uma descrição da frequência e da magnitude de uma série de vazões médias diárias que abranja desde o máximo anual, até o mínimo anual, ambos com T anos de retorno (VOGEL e FENNESSEY, 1994).

Se por um lado o enfoque não-paramétrico (equação 3.7) permite a construção de curvas de permanência de longo termo e anuais em seções fluviais monitoradas sistematicamente, por outro é comum que essas mesmas curvas sejam representadas pelo complemento de funções acumuladas de probabilidade ou por equações polinomiais e exponenciais, sobretudo para fins de regionalização.

LeBoutillier e Waylen (1993a) propuseram a representação de FDCs pela distribuição log-normal mista a fim de obterem a AFDC média e a variância de cada um dos seus 365 quantis via aproximações envolvendo a referida distribuição.

Por sua vez, Castellarin *et al.* (2004a) elaboraram um modelo estocástico para curvas de permanência de longo termo e anuais, considerando as vazões médias diárias como o produto de duas variáveis aleatórias e independentes entre si, quais sejam, a vazão média da cada ano hidrológico e a vazão média diária dividida pela respectiva média anual. Para representação das primeiras, os mencionados autores sugeriram a distribuição logística e, para as segundas, a distribuição generalizada de Pareto. O propósito de seu modelo foi reproduzir FDCs, assim como as AFDCs média, mediana e a variância de todo o conjunto de curva anuais, sem recorrer a hipóteses relativas à sazonalidade e à persistência das séries de vazões médias diárias, como tiveram de fazer LeBoutillier e Waylen (1993a).

Os dois trabalhos supracitados se prestaram posteriormente à regionalização (LeBOUTILLIER e WAYLEN 1993b apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b; CASTELLARIN *et al.*, 2007). Os estudos conduzidos a partir de uma sistemática paramétrica para curvas de permanência, e voltados para sua obtenção em bacias sem dados fluviométricos são mencionados e tratados em um item à parte do presente Capítulo.

3.2.3 Histórico e utilização em engenharia de recursos hídricos

Foster (1934 apud VOGEL e FENNESSEY, 1994) atribui o primeiro uso de uma curva de permanência de longo termo a Clemens Herschel, na década de 1880, sem no entanto explicitar a sua finalidade. Vogel e Fennessey (1994) escreveram uma breve história sobre a utilização de curvas de permanência em engenharia de recursos hídricos. Ao longo de sua compilação, esses autores mencionam que o emprego de tais curvas foi muito difundido durante a primeira metade do século passado, fato evidenciado pelo grande número de estudos conduzidos a seu respeito, sobretudo nos Estados Unidos. Em sua opinião, os trabalhos mais relevantes sobre curvas de permanência foram publicados anteriormente ao advento das tecnologias computacionais. Figuram na lista de documentos levantados por Vogel e Fennessey (1994) os manuais de Mitchell (1957) e Searcy (1959), os quais contêm técnicas para construção, interpretação e aplicação de FDCs, e os livros de Warnick (1984) e Gordon *et al.* (1992), nos quais constam discussões considerando as FDCs como ferramentas gráficas de análise indispensáveis para a engenharia de recursos hídricos.

De acordo com Searcy (1959), cujo trabalho a respeito das aplicações de curvas de permanência de longo termo é considerado como referência, tais curvas representam um meio conveniente para o estudo do regime hidrológico de cursos de água, além de constituírem importante e sucinta ferramenta gráfica para comparação do comportamento de bacias hidrográficas distintas. Apesar de restringir seu trabalho às FDCs, esse autor já apontava a possibilidade de construção de curvas de permanência de base anual, e da AFDC média, tendo atribuído essa interpretação anual a Saville e Watson (1933) e a Barrows (1943).

Quanto à obtenção de FDCs em locais sem monitoramento fluviométrico, Smakhtin (2001) atribui a Lane e Lei (1949) a primeira tentativa de construção de FDCs regionais. Esses estudiosos elaboraram um índice de variabilidade calculado como o desvio-padrão dos logaritmos das descargas com 5%, 15%, 25%, ..., 85% e 95% de excedência, em relação à média dos logaritmos. Searcy (1959) afirma que Lane e Lei (1949) discutem em seu trabalho

a utilização desse índice de variabilidade, em conjunto com uma estimativa da vazão média de longo termo para elaboração de FDCs sintéticas. Anos depois, Mitchell (1957 apud SEARCY, 1959) avaliou o mesmo índice para diversas bacias no estado de Illinois, Estados Unidos, e produziu um mapa mostrando valores regionais para essa variável, a fim de que fossem usados para deduzir curvas de permanência sintéticas em locais sem monitoramento fluviométrico.

Seja qual for a finalidade apregoada para as curvas de permanência, diversas pesquisas foram conduzidas desde seu surgimento, em 1880. Chow (1964) apregoou seu uso em hidrologia para estudos hidroenergéticos, de disponibilidade hídrica e planejamento de irrigação. Por sua vez, Mitchell (1957 apud VOGEL e FENNESSEY, 1994) e Searcy (1959) descreveram aplicações adicionais para alocação de despejos de efluentes domésticos e industriais, e para outros problemas associados à qualidade da água. Para Vogel e Fennessey (1990), as FDCs também são ferramentas cruciais no gerenciamento de cursos de água, principalmente por poderem ser modificadas a fim de avaliar o impacto de retiradas e aportes sobre a frequência e a magnitude de toda a amplitude de vazões. Para Searcy (1959), como a forma da curva de permanência é determinada por uma combinação de características climáticas, geológicas, pedológicas e de cobertura vegetal da área de drenagem em questão, a FDC pode ser usada para estudar o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas. Assim, uma curva com inclinação acentuada denota um regime de vazões altamente variável, dominado pelo escoamento superficial. Já uma curva mais suave demonstra que há armazenamento temporário de água nas camadas subsuperficiais e profundas do solo, causando menores variações nas vazões que aportam aos cursos de água.

A Vogel e Fennessey (1995) pertence um importante artigo que analisa as aplicações das curvas de permanência à engenharia de recursos hídricos, saneamento e meio ambiente, dentro das seguintes áreas: (1) mapeamento de planícies de inundação, (2) transporte e deposição de sedimentos em rios, lagos e reservatórios, (3) análise de viabilidade de projetos de geração de energia elétrica, (4) gerenciamento de qualidade da água, (5) descarga de águas residuárias, (6) alocação e avaliação do impacto de retiradas e aportes a cursos de água, (7) análise de frequência de vazões máximas, (8) avaliação de prejuízos causados por inundações, e (9) seleção da alternativa otimizada de projetos voltados para recursos hídricos. Ao longo de seu documento, os autores observam que para algumas dessas finalidades, as AFDCs – mediana ou associadas a uma probabilidade de ocorrência - também podem ser utilizadas, ou

são até mais adequadas que as FDCs, já que estas estão sujeitas aos eventos hidrológicos extremos.

É importante ressaltar que, apesar de poderem ser utilizadas para diversos fins nas áreas do conhecimento supracitadas, as curvas de permanência não servem diretamente aos estudos que demandam a seqüência temporal das vazões, como aqueles relacionados ao controle de cheias, à operação de reservatórios e à geração de energia elétrica (VOGEL e FENNESSEY, 1990).

Se até meados da década de 1970 parte dos estudos de curvas de permanência dedicaram-se à sua aplicações em recursos hídricos, a tendência que se observou depois desse período foi a das pesquisas voltadas principalmente para sua regionalização e para a busca de representações analíticas e probabilísticas para essas curvas. Smakhtin (2001) observa que FDCs regionais foram elaboradas para diversas áreas dos Estados Unidos (SINGH, 1971; DINGMAN, 1978), para as Filipinas (QUIMPO *et al.*, 1983), para a Grécia (MIMIKOU e KAEMAKI, 1985), para a região norte da Irlanda (WILCOCK e HANNA, 1987).

Há ainda os trabalhos de regionalização realizados pelos seguintes estudiosos, e que foram avaliados durante a elaboração da presente dissertação: Vogel e Fennessey (1990), para o estado de Massachusetts, Estados Unidos; Claps e Fiorentino (1997), para a região de Basilicata, na Itália; Smakhtin *et al.* (1997), para a província do Cabo Leste, África do Sul; Post (2004), para uma grande bacia na região de North Queensland, Austrália; Yu e Yang (2000), para uma bacia de porte médio na porção sul de Taiwan; CPRM (2001), para as sub-bacias brasileiras 40 (Alto São Francisco) e 41 (rio das Velhas); Euclides *et al.* (2001), para bacias da porção alta do rio São Francisco, na região sudeste do Brasil; Singh *et al.* (2001), para 1200 pequenas bacias indianas que drenam a cordilheira do Himalaia; Holmes *et al.* (2002), para 653 bacias no Reino Unido; Yu *et al.* (2002), para uma grande bacia na área central de Taiwan; Krasovskaia *et al.* (2006), para toda a Costa Rica; Pinto (2006), para a bacia do rio das Velhas, Minas Gerais, Brasil; Castellarin *et al.* (2007), para 18 áreas de drenagem nos montes Apeninos, na Itália; e Archfield *et al.* (2007 apud ARCHFIELD e VOGEL, 2008), para 66 bacias da porção sul da região estadunidense conhecida por Nova Inglaterra.

Alguns dos estudos mencionados nos parágrafos anteriores e ainda outros, não voltados necessariamente para a regionalização, ressaltaram a relevância das curvas de permanência

anuais (AFDCs), justificada pelas possibilidades que elas oferecem em relação às FDCs, conforme foi apresentado no item anterior. Dentre os benefícios proporcionados pela interpretação anual dada às curvas de permanência, destacam-se: (1) insensibilidade da AFDC mediana aos extremos hidrológicos, tornando-a adequada para representar o comportamento de dada bacia em um ano hidrológico típico, e (2) derivação de índices de vazões mínimas e máximas anuais, com dado tempo de retorno (VOGEL e FENNESSEY, 1994); (3) possibilidade de cálculo de intervalos de confiança para a AFDC mediana, (4) atribuição de períodos de retorno a AFDCs individuais, e (5) desenvolvimento de um modelo estocástico de vazões médias diárias que relacione as AFDCs às FDCs (CASTELLARIN *et al.*, 2004a, 2007).

Pesquisas recentes a respeito de curvas de permanência mostraram aplicações exclusivas das FDCs à engenharia de recursos hídricos, sem que tenha sido feita uma análise da utilização das AFDCs. Smakhtin e Hughes (1996) procederam à extensão e ao preenchimento de séries temporais de vazão média diária por meio de curvas de permanência de longo termo. Smakhtin *et al.* (1997) e Archfield e Vogel (2008) geraram hidrogramas diários em bacias sem monitoramento fluviométrico usando FDCs sintéticas elaboradas a partir de um modelo regional. Yu e Yang (2000) obtiveram os parâmetros de um modelo chuva-vazão conceitual, contínuo e semi-distribuído em bacias desprovidas de dados fluviométrico servindo-se de FDCs regionalizadas como paradigma do processo de calibração, técnica descrita detalhadamente no item 3.1.4 do presente documento. Bache *et al.* (2006), por sua vez, desenvolveram séries de descargas diárias com longa duração para estações fluviométricas que dispõem de curto histórico, a partir de FDCs sintéticas.

3.2.4 Considerações Finais

O item 3.2 da Revisão de Literatura dedicou-se a discorrer sobre aspectos gerais das curvas de permanência, já que essas constituem peça fundamental para a calibração de um modelo chuva-vazão de forma indireta em bacias sem monitoramento fluviométrico, de acordo com a metodologia escolhida para realização da pesquisa de mestrado ora apresentada. O próximo item, 3.3, expõe tópicos relativos à regionalização hidrológica, com ênfase para as curvas de permanência de longo termo (FDCs), já que um dos objetivos centrais foi a elaboração de um modelo regional para as mesmas.

3.3 Regionalização hidrológica

3.3.1 Conceito e aplicações

Segundo Tucci (2002), “o termo regionalização tem sido utilizado em hidrologia para denominar a transferência de informações de um local para outro dentro de uma área com comportamento hidrológico semelhante”. Ainda conforme este autor, os dados hidrológicos passíveis de serem regionalizados são: (1) variáveis, como a vazão média de longo termo, a precipitação média anual e a evapotranspiração potencial e real, (2) indicadores, que representam o valor médio de dada variável ou uma proporção entre variáveis, (3) funções, como o são as curvas de permanência e de regularização e as distribuições de probabilidades empíricas e teóricas de chuva e descarga diárias máximas e mínimas anuais, e (4) parâmetros, sejam eles de modelos ou representantes de características das bacias hidrográficas.

Seja qual for a informação de cunho hidrológico a ser regionalizada, é ideal que o procedimento de análise regional siga as etapas preconizadas por Tucci (2002): (1) definição dos limites da área a ser estudada, (2) determinação das variáveis dependentes e explicativas envolvidas na regionalização, (3) seleção dos dados e cálculo de todas as variáveis, (4) elaboração das relações regionais e definição das regiões com comportamento hidrológico semelhante. Ressalta-se que esta última etapa, relativa ao estabelecimento de regiões hidrológicas homogêneas, não é necessariamente realizada junto ao cálculo das funções regionais, devido à multiplicidade de métodos existentes para aquele fim.

Embora existam diversas técnicas para regionalização hidrológica, o objetivo central é permitir a obtenção de informações em locais sem monitoramento fluviométrico e/ou climatológico sistemático. Alguns avanços mais recentes permitem que tais procedimentos sejam também utilizados para outros fins. Por exemplo, CPRM (2001) aponta que os estudos de regionalização podem se prestar à identificação de regiões com carência de postos de observação, à verificação da consistência de séries hidrológicas e à otimização da estimativa dos parâmetros de uma distribuição de probabilidades teórica, nesse caso especificamente quando for realizada a análise de frequência regional de vazões médias diárias máximas, médias ou mínimas anuais.

O conceito de regionalização está atrelado ao de regiões homogêneas, isto é, que apresentam comportamento hidrológico semelhante, que por sua vez, é definido pela conjugação de fatores climáticos, geológicos, geomorfológicos, pedológicos e de cobertura vegetal. Em

termos estatísticos, pressupõe-se que dado agrupamento de bacias é homogêneo caso suas amostras da variável analisada obedeam à mesma distribuição de frequência a menos de um fator de escala, função das características locais. Do mesmo modo como foram criadas diversas técnicas para análise regional, desenvolveram-se inúmeros métodos para definição e delimitação de regiões homogêneas, a maior parte deles de caráter subjetivo, conforme será mostrado no item 3.3.2. Naghettini e Pinto (2007) providenciaram uma compilação dos mesmos, mostrando que não há consenso quanto à sua utilização.

Uma vez que as curvas de permanência de longo termo constituem objeto de regionalização na pesquisa ora descrita, será dado enfoque sobre as metodologias desenvolvidas até o momento para este fim, muitas delas contempladas e classificadas de acordo com o enfoque matemático e confrontadas no trabalho conduzido por Castellarin *et al.* (2004b). O item 3.3.3 é destinado à apresentação e discussão desses métodos.

3.3.2 Regiões homogêneas

A delimitação de regiões hidrologicamente homogêneas constitui etapa essencial para a análise regional de frequência de variáveis hidrológicas (DALRYMPLE, 1960; BOBÉE e RASMUSSEN, 1995; TUCCI, 2002; NAGHETTINI e PINTO, 2007). Embora a maior parte dos relatos a respeito da definição dessas regiões esteja relacionada à análise de frequência de eventos extremos anuais, os métodos aplicados podem ser estendidos a outras variáveis e funções estudadas em hidrologia, conforme atestam alguns trabalhos.

Do ponto-de-vista estatístico, “uma região é homogênea se existem evidências suficientes de que as diferentes amostras do grupo possuem a mesma distribuição de frequências, a menos, é claro, do fator de escala local” (NAGHETTINI e PINTO, 2007, p. 404).

Um fator complicador para a tarefa de agrupar bacias hidrográficas em regiões com comportamento hidrológico semelhante deve-se à existência de diversos métodos para essa finalidade, a maioria de caráter subjetivo, dificultando a escolha por um deles e a comparação entre os mesmos. Além disso, o desempenho de qualquer estimativa de cunho regional depende fortemente do agrupamento de bacias em regiões homogêneas (BOBÉE e RASMUSSEN, 1995), explicando a relevância que se deve dar a essa etapa nos estudos regionais.

Antes que se mencionem algumas metodologias desenvolvidas até o momento para a definição de regiões homogêneas, é importante que se diferenciem os tipos de dados locais a serem utilizados. Segundo Naghettini e Pinto (2007), existem as estatísticas locais e as características locais. As primeiras concernem a estimadores das medidas de dispersão e assimetria, calculados diretamente a partir das informações que constituem objeto da análise de frequência regional. Por sua vez, as segundas referem-se a quantidades previamente conhecidas e não-estimadas a partir das amostras pontuais. Tal é o caso da latitude, da longitude, da altitude, e de outras propriedades físicas relativas a certo local específico, assim como dos atributos indiretamente relacionadas à amostra em questão, como a altura média de precipitação anual. O que se vê comumente em hidrologia é o uso de apenas um dos dois tipos de dados supracitados aos métodos existentes.

Naghettini e Pinto (2007) prepararam uma compilação de métodos existentes para delimitação de regiões hidrologicamente homogêneas, categorizados em cinco grupos, conforme disposto: (1) métodos de acordo com a conveniência geográfica; (2) agrupamentos subjetivos; (3) agrupamentos objetivos; (4) análise de agrupamentos, ou de *clusters*; e (5) outras técnicas. Uma avaliação detalhada da descrição das metodologias mencionadas pelos dois autores permite concluir que todos esses grupos, à exceção do de número (3), apresentam certo grau de subjetividade. Nota-se também que a maior parte dos exemplos de aplicação desses procedimentos refere-se à análise de frequência de vazões de cheias. Como esse não é o interesse da pesquisa de mestrado ora relatada, tratou-se de enquadrar as técnicas observadas nos artigos relativos à regionalização de curvas de permanência nas categorias mencionadas.

Dentre os métodos que delimitam regiões homogêneas segundo a conveniência geográfica figuram todos os procedimentos que se baseiam no agrupamento subjetivo e/ou conveniente dos postos de monitoramento, de preferência contíguos, em áreas administrativas ou em zonas definidas em função de limites arbitrários. Não foram encontrados exemplos de utilização de tais critérios ao caso de curvas de permanência regionais.

Por sua vez, os agrupamentos chamados de subjetivos por Naghettini e Pinto (2007) englobam as técnicas que reúnem estações de observação de variáveis hidrológicas de acordo com a similaridade de algumas características locais, como classificação climática, relevo ou conformação de isoietas anuais. Singh *et al.* (2001) adotaram em seu estudo de regionalização de FDCs na região indiana do baixo Himalaia uma classificação para regiões

hidrometeorologicamente homogêneas baseada em critérios geológicos, climáticos, e morfológicos, disponibilizada pela Comissão Central da Água (CWC) daquele país. Smakhtin *et al.* (1997) aplicaram uma metodologia gráfica para elaboração de um modelo regional de curvas de permanência a uma das 22 regiões de drenagem primárias da África do Sul, cuja divisão foi realizada segundo bases semelhantes às do estudo indiano.

No caso das metodologias classificadas como objetivas, regiões homogêneas são formadas a partir da reunião de postos de monitoramento em um ou mais grupos de forma que uma dada estatística local exceda ou não um valor limite, arbitrado de modo a minimizar algum critério de heterogeneidade intra-grupal. Os agrupamentos iniciais podem ser subdivididos em um processo iterativo, até que um conjunto de regiões aceitavelmente homogêneas seja obtido. Por exemplo, Pearson (1991 apud HOSKING e WALLIS, 1997) empregou a variabilidade intra-grupal de estatísticas amostrais, notadamente os coeficientes de variação-L e assimetria-L, calculados pela teoria de momentos-L (HOSKING e WALLIS, 1997).

Dentro de critérios objetivos para definição de regiões homogêneas, merece destaque a medida de heterogeneidade H , proposta por Hosking e Wallis (1997), e que permite que se avalie por meio de um número se um conjunto de bacias hidrográficas pode ser considerado como um grupo homogêneo, no qual é de se esperar que todas as áreas contribuintes tenham os mesmos momentos-L populacionais, embora seus momentos-L amostrais sejam diferentes, devido à variabilidade natural. O cômputo de H fundamenta-se nesse conceito, pois compara o coeficiente de variação-L (CV-L) amostral observado com o esperado para um grupo homogêneo, que é simulado pelo método de Monte Carlo, considerando-se que a distribuição de probabilidade adequada é a Kapa, de quatro parâmetros.

Os preconizadores da medida de heterogeneidade H defendem seu uso posteriormente à definição prévia de regiões homogêneas através de algum critério subjetivo, de modo a refiná-la ou mesmo verificá-la. Hosking e Wallis (1997) defendem que seja utilizada previamente a análise de *clusters*, como método subjetivo, e fazem em sua obra uma série de recomendações para sua aplicação à análise de frequência regional.

Castellarin *et al.* (2007) aplicaram em separado a medida de heterogeneidade H de Hosking e Wallis (1997) às três amostras formadas por 18 seqüências de vazão máxima diária anual, de vazão média anual e de descarga anual com 95% de permanência no tempo, de forma a avaliar o comportamento hidrológico das curvas de permanência em 18 bacias italianas.

A análise de agrupamentos, ou de *clusters*, representa um método de estatística multivariado, “no qual se associa a cada posto um vetor de dados contendo as características e/ou estatísticas locais. Em seguida, os postos são agrupados e reagrupados de forma que seja possível identificar a maior ou menor similaridade entre os seus vetores de dados” (NAGHETTINI e PINTO, 2007, p. 406). Deve-se selecionar algum critério, distância ou medida de dissimilaridade, e uma regra de aglomeração, a qual define quando um posto ou conjunto de postos podem se reunir a outro(s). Dessa forma, podem ser empregadas diversas metodologias específicas de análise de *clusters*, em função dessas escolhas.

Yu e Yang (1996 apud YU e YANG, 2000) e LeBoutillier e Waylen (1993a) aplicaram métodos de análise de agrupamentos para definição de regiões homogêneas em Taiwan e na região da Colúmbia Britânica, no Canadá, respectivamente, para posterior elaboração de modelos regionais de FDCs e AFDCs.

Dentre as demais técnicas levantadas por Naghettini e Pinto (1997) para definição de regiões homogêneas, figuram: (1) análise de resíduos de regressão, conforme preconizado por Tasker (1982 apud NAGHETTINI e PINTO, 2007); (2) análise de componentes principais; (3) análise fatorial; (4) correlação canônica; (5) análise discriminante; e (6) análise de formas das funções densidade de probabilidades. À exceção de (2), não foi encontrado nenhum exemplo de aplicação desses procedimentos para fins de regionalização de curvas de permanência. Yu e Yang (1996 apud YU e YANG, 2000) aplicaram a teoria de componentes principais para definição de regiões homogêneas em Taiwan, comparando os resultados com os obtidos pela análise de *clusters*.

Finalmente, são citadas as metodologias constantes em Tucci (2002), que também podem ser classificadas como subjetivas, embora parte delas seja de cunho estatístico. Inicialmente, considera-se a possibilidade de se agruparem bacias hidrográficas de acordo com seu porte, ou segundo os rios principais que as drenam, ou ainda conforme a similaridade das características geográficas. Em seguida, o autor sugere que sejam refinadas as delimitações prévias a partir de critérios mais rigorosos, matemáticos.

Dessa forma, os métodos de caráter estatístico mencionados por Tucci (2002) e passíveis de serem aplicados às curvas de permanência são: (1) média dos resíduos da equação de regressão regional (TASKER, 1982 apud TUCCI, 2002), de validade para certa região supostamente homogênea, com aplicação de um teste de hipóteses para averiguar se a média

pode ser considerada nula; (2) verificação das tendências das curvas adimensionais dos postos monitorados, que podem ser curvas de frequência de eventos extremos anuais, ou uma função hidrológica, como as curvas de permanência e de regularização.

Essa última metodologia é especialmente aplicável à regionalização de curvas de permanência, pois se pode reunir bacias hidrográficas cujas curvas adimensionalizadas – pela média de longo termo, por exemplo – seguem a mesma tendência na forma e nos pontos de inflexão existentes. Tucci (2002) aconselha que, após a delimitação das regiões homogêneas a partir desse critério, seja reavaliada a compatibilidade geográfica das bacias agrupadas, principalmente quando se trabalha com diversas estações de monitoramento. Como a curva de permanência contempla desde as vazões de cheias até as de estiagem, é importante também que se verifique a semelhança de fatores morfológicos (densidade de drenagem, forma das calhas e dos vales), geológicos e climáticos.

Castellarin *et al.* (2004b) utilizaram o critério da tendência das FDCs adimensionalizadas pela média de longo termo para divisão de bacias em regiões homogêneas, para em seguida definirem curvas adimensionais regionais para cada uma delas.

CPRM (2001) e Euclides *et al.* (2001) definiram regiões homogêneas para regionalização de FDCs a partir da análise das tendências apresentadas nos gráficos das vazões $Q_{50\%}$ e $Q_{95\%}$, consideradas como notáveis e objeto de elaboração de modelos regionais, em relação às áreas de drenagem das bacias hidrográficas envolvidas. Esse critério é diferente de todos anteriormente mencionados. Foram consideradas também as características climáticas e físicas, com ênfase nos sistemas aquíferos existentes e nos aspectos geológicos das regiões.

3.3.3 Regionalização das funções hidrológicas conhecidas por curvas de permanência de longo termo

Uma vez que as curvas de permanência de longo termo serão objeto de regionalização na pesquisa ora descrita, será dada ênfase às metodologias desenvolvidas até o momento para esse fim, muitas delas contempladas e classificadas de acordo com o enfoque matemático e confrontadas no trabalho conduzido por Castellarin *et al.* (2004b). Segundo os autores, há dois grandes grupos de procedimentos: o dos modelos estatísticos de FDCs, que as considera como complemento da função acumulada de probabilidade – FAP, e o das abordagens gráfica e paramétrica, que não fazem conexão alguma entre essas curvas e a teoria de probabilidades.

No primeiro caso, é escolhida uma distribuição de probabilidades teórica adequada para representar a FAP de certa região homogênea, para em seguida seus parâmetros serem estimados para cada bacia hidrográfica com monitoramento fluviométrico. Finalmente, elabora-se um modelo regional que relacione estes parâmetros a índices físicos, climáticos, geológicos e geomorfológicos das áreas de contribuição. Por sua vez, o segundo conjunto de métodos abrange aqueles que reproduzem as FDCs por relações analíticas, sendo que os parâmetros destas compõem os modelos regionais, e os que usam uma FDC média adimensionalizada de validade regional, representada graficamente, e cuja variável-índice, a ser obtida por regressão com atributos das bacias, é geralmente a vazão média de longo termo.

Como uma das prioridades desta pesquisa foi elaborar um modelo regional de curvas de permanência de longo termo confiável para a área estudada, foram reunidos inúmeros estudos anteriores que permitissem avaliar as possibilidades existentes para a regionalização de FDCs, seja qual fosse a abordagem matemática dada a essas curvas. No trabalho conduzido por Castellarin *et al.* (2004b), foram compilados diversos métodos propostos até então para regionalização de curvas de permanência de longo termo. Em seguida, foram confrontados os desempenhos de três dessas metodologias para uma região definida, as quais foram selecionadas como representantes de cada uma das três categorias criadas pelos próprios autores. A partir de uma análise minuciosa dos resíduos, concluiu-se que os três métodos considerados proporcionavam confiabilidade semelhante, fato que explica a não-preferência inicial a nenhum modelo específico. Estudo semelhante, mas de alcance menor, de comparação entre metodologias de enfoques distintos foi o realizado por Archfield *et al.* (2007 apud ARCHFIELD e VOGEL, 2008), que avaliaram o desempenho de um método paramétrico e de um estatístico, aplicados a 66 bacias da região da Nova Inglaterra, nos Estados Unidos. Concluiu-se que o primeiro forneceu erros quadráticos menores, e, portanto, maior confiabilidade para estimação de FDCs, sobretudo no ramo inferior da curva.

Alguns métodos compilados durante a revisão bibliográfica demonstram a incorporação de idéias e preceitos aplicados à análise de frequência regional de precipitação e vazão diárias máximas e mínimas anuais, mais desenvolvida e estudada até então, conforme também atestam Castellarin *et al.* (2004b). Exemplo disso pode ser visto nos trabalhos de Castellarin *et al.* (2007), e em Archfield *et al.* (2007), que aplicaram os momentos-L (HOSKING e WALLIS, 1997) para estimativa da distribuição de probabilidades teórica que melhor se ajusta aos complementos de FDCs de certa região homogênea e dos seus parâmetros. Do

mesmo modo, a medida de heterogeneidade, proposta pelos dois últimos autores mencionados, foi utilizada para verificar agrupamentos prévios de bacias com comportamento supostamente homogêneo na pesquisa de Castellarin *et al.* (2007).

Há ainda outras classificações dadas aos métodos de regionalização de FDCs, como a dada por Yu *et al.* (2002) e seguida por outros estudiosos, como Archfield *et al.* (2007) e Archfield e Vogel (2008). Nesse caso, as diversas metodologias disponíveis são divididas em dois grupos. O primeiro deles usa equações matemáticas ou distribuições de probabilidades para ajustar FDCs construídas para bacias com dados fluviométricos. Em seguida, são elaboradas funções regionais entre os coeficientes ou parâmetros calculados nesses locais e as características físicas das áreas de drenagem, ou são gerados mapas que representem a variabilidade dos variáveis dependentes, sendo esses produtos utilizados para estimação de parâmetros nas bacias sem monitoramento. O segundo grupo representa os métodos que relacionam diretamente determinados quantis da FDC – vazões associadas a certas probabilidades de excedência – aos atributos fisiográficos e climáticos das bacias envolvidas. Assim, a FDC sintética é formada pela ligação entre as várias descargas obtidas separadamente por uma equação de regressão.

A classificação adotada por Castellarin *et al.* (2004b) foi a adotada para dar seqüência à revisão dos métodos de regionalização de curvas de permanência de longo termo, devido à abrangência do estudo e à consideração também à metodologia gráfica. Além disso, essa categorização é a que mais se assemelha àquela que consta em Naghettini e Pinto (2007) voltada especificamente para a análise regional de frequência de variáveis hidrológicas. Nesse caso, destacam-se: (1) métodos que regionalizam os quantis associados a um risco previamente definido, (2) métodos que regionalizam os parâmetros das distribuições de probabilidades, (3) métodos que regionalizam uma curva de quantis adimensionais e o fator de adimensionalização, geralmente a vazão média da variável em questão.

Seguem, portanto, os principais trabalhos levantados obedecendo-se às duas categorias preconizadas por Castellarin *et al.* (2004b).

3.3.3.1 Regionalização com enfoque estatístico

A regionalização de curvas de permanência de longo termo seguindo o enfoque estatístico é aquela que as considera como complemento da função acumulada de probabilidade – FAP (Castellarin *et al.*, 2004b, 2007). Dessa forma, escolher uma distribuição de probabilidades

adequada à região estudada, cujo complemento de sua FAP se ajuste bem a todas as curvas empíricas dos postos de monitoramento que a compõem, torna-se tarefa fundamental para a aplicação dessa técnica.

Na visão de LeBoutillier e Waylen (1993a), a escolha de uma distribuição de probabilidades, por essa governar a forma e a magnitude das vazões da FDC, representa um ponto crítico na regionalização dessas curvas. Como a distribuição de descargas diárias apresenta em muitos casos uma sazonalidade e é assimétrica positiva, os referidos estudiosos recomendam as distribuições log-normal e gama, ambas em suas expressões com 3 parâmetros, e a generalizada de valores extremos, também com o mesmo número de parâmetros. Para Vogel e Fennessey (1990), como as curvas de permanência destacam-se por exibir contornos complexos, três ou mais parâmetros são requeridos para descrever a posição, a escala e a forma da distribuição de probabilidades selecionada para representá-las.

Dentre os estudos analisados que seguem a linha estatística para regionalizar curvas de permanência de longo termo, notou-se que os elementos que os diferem entre si são basicamente os seguintes: (1) distribuição de probabilidades escolhida para representá-las; (2) método selecionado para estimação de parâmetros da distribuição; (3) intervalo de permanências considerado; (4) adimensionalização das descargas por algum fator, ou utilização dos valores originais das mesmas; e (5) integração da interpretação anual à de longo termo, ou apenas avaliação dessa última. Tais elementos são evidenciados nos próximos parágrafos.

Vogel e Fennessey (1990) aplicaram a distribuição log-normal de 2 parâmetros para elaboração de um modelo regional para o estado de Massachusetts, Estados Unidos. A utilização de uma distribuição com menor número de parâmetros, calculados via um algoritmo de otimização, deveu-se à escolha por modelar somente a metade inferior das FDCs, suficiente para estudos de avaliação do impacto de exploração de água subterrânea e superficial nas bacias hidrográficas envolvidas. Ademais, foram calculados intervalos de confiança aproximados, associados aos quantis estimados em locais sem dados, levando-se em conta os erros causados pelos modelos de regressão para os dois parâmetros da log-normal. Os autores do trabalho advertiram, no entanto, que a confiabilidade do modelo só poderia ser completamente conhecida caso todos os fatores geradores de resíduos pudessem

ser mensurados, tais como as próprias relações regionais, os curtos históricos usados para o ajuste de distribuições, e os erros oriundos das medições de descarga líquida.

LeBoutillier e Waylen (1993a), após analisarem o ajuste das distribuições log-normal-3p, gama-3p, generalizada de valores extremos e log-normal mista de 5 parâmetros através do teste de aderência de Kolmogorov-Smirnov, optaram por essa última para representação de FDCs de bacias da província da Colúmbia Britânica, no Canadá. Os parâmetros de cada uma dessas distribuições foram estimados pelo método de máxima verossimilhança. A escolha de uma distribuição para a curva de permanência de longo termo subsidiou a obtenção da AFDC média e da sua variância a partir de aproximações de primeira e segunda ordem envolvendo os parâmetros daquela curva. Dessa forma, introduziu-se um modelo estocástico que relacionava as FDCs às AFDCs (CASTELLARIN *et al.*, 2004a). As estimativas foram confrontadas com os respectivos valores encontrados empiricamente, e viu-se que a variância era subestimada pelo método. Os seus preconizadores argumentaram que isso ocorrera como consequência da rejeição pela metodologia da estrutura de correlação serial que marca as séries de vazões médias diárias, e propuseram uma correção baseada em uma equação de regressão não-linear entre a variância e a posição de plotagem.

O trabalho de Claps e Fiorentino (1997) voltou-se para a regionalização de curvas de permanência anuais de diversas frequências. Os autores consideraram 14 bacias localizadas no sul da Itália e, para cada uma delas, ajustaram uma distribuição log-normal de 2 parâmetros a cada uma das AFDCs adimensionalizadas pela média de longo termo, verificando em seguida que cada um desses parâmetros era normalmente distribuído. O desvio-padrão e a média que regem essas duas distribuições normais foram relacionados às características físicas dos locais monitorados, permitindo que os dois parâmetros da log-normal das vazões adimensionais fossem calculados em áreas de drenagem sem informações hidrométricas. Finalmente, foi preparado um modelo regional para a Q_{MLT} , a fim de completar o cálculo de AFDCs sintéticas.

Como exemplo de aplicação da metodologia de Claps e Fiorentino (1997) no território brasileiro, menciona-se o trabalho de Pinto (2006), que avaliou a confiabilidade do referido método para regionalização da AFDC mediana na bacia do rio das Velhas, afluente pela margem direita do rio São Francisco, em Minas Gerais.

Singh *et al.* (2001) elaboraram um modelo regional para FDCs de vazões registradas em intervalos de 10 dias, baseado na transferência de dados entre bacias de uma mesma região homogênea, na normalização estatística e em relações regionais empíricas. O modelo é relativamente simples devido à escassez de dados fluviométricos, mesmo nas seções fluviais monitoradas, e foi utilizado para obtenção de informações importantes para o planejamento de projetos de microcentrais hidrelétricas em 1200 bacias sem dados em 13 estados indianos da região conhecida como baixo Himalaia. Devido à preocupação principal do trabalho, foi dado enfoque às vazões de alta probabilidade de ocorrência no tempo, ou seja, do ramo inferior da curva de permanência. Este fator, obviamente, influenciou os procedimentos de calibração e de validação do modelo, realizados para as durações iguais ou maiores a 25% do tempo.

O método de Singh *et al.* (2001) pode ser sintetizado em quatro etapas básicas: (1) definição de regiões homogêneas segundo divisão hidrometeorológica vigente na Índia; (2) construção de FDCs empíricas de vazões de 10 dias, adimensionalizadas por sua média, nas bacias com dados, e obtenção de uma curva de longo termo adimensional por região homogênea; (3) normalização dos quantis adimensionais por transformação logarítmica ou de potência (BOX e COX, 1964 apud SINGH *et al.*, 2001), a fim de que se possa aplicar a distribuição normal, cujos parâmetros foram calculados pelo método de máxima verossimilhança, aos quantis da curva finalmente obtida; e (4) preparo de um modelo de regressão não-linear por região, relacionando a vazão média de adimensionalização pela área de drenagem das bacias envolvidas. Para obtenção da FDC nos locais não-monitorados, aplicam-se as transformações inversas, observando a qual região homogênea as mesmas pertencem.

Krasovskaia *et al.* (2006) adotaram uma abordagem semelhante à descrita anteriormente. Os mencionados estudiosos prepararam um modelo regional para curvas de permanência de longo termo para todo o território da Costa Rica, a partir de 74 postos fluviométricos com históricos maiores do que 40 anos. A estratégia consiste dos procedimentos a seguir: (1) adimensionalização das vazões médias diárias da FDC pela respectiva vazão média de longo termo; (2) aplicação da distribuição log-normal de dois parâmetros às FDCs adimensionalizadas, cuja expressão foi manipulada matematicamente a fim de resultar em uma equação dependente somente do coeficiente de variação das séries de descargas médias diárias; (3) mapeamento do coeficiente de variação e da média de longo termo para aquele país, através da técnica de interpolação espacial conhecida por “*block kriging*”.

Para obtenção da FDC adimensional em bacias sem dados fluviométricos, toma-se o valor do coeficiente de variação em seu mapa, o qual é em seguida aplicado à equação da função inversa de quantis da distribuição log-normal. Finalmente, todos os valores calculados são multiplicados pela vazão média de longo termo, estimada a partir do outro mapa, e tem-se a FDC. O modelo de Krasovskaia *et al.* (2006), apesar de ser de fácil utilização, apresentou erros relativos maiores nas porções extremas das curvas de permanência de longo termo, quando comparados aos encontrados em seu ramo médio. Isso pode ter ocorrido devido à falta de consideração a um terceiro parâmetro na distribuição selecionada, relacionado à forma das FDCs, conforme recomendam Vogel e Fennessey (1990) e LeBoutillier e Waylen (1993a).

Krasovskaia *et al.* (2006) elaboraram também modelo regionais para diversos quantis notáveis das FDCs adimensionais em função do coeficiente de variação das séries de vazões médias diárias, fossem aqueles empíricos ou estimados pela distribuição log-normal. Assim, acrescentaram a seu modelo uma possibilidade diferente de cálculo da FDC em relação à técnica proposta inicialmente.

Castellarin *et al.* (2004a) propuseram um modelo estocástico que modela a relação entre FDCs e AFDCs de vazões médias diárias, capaz de reproduzir a FDC, assim como a média, a mediana e a variância das AFDCs, sem a necessidade de se fazerem hipóteses relativas à sazonalidade e à persistência das séries de descarga diária, diferentemente de como haviam feito LeBoutillier e Waylen (1993a).

O diferencial desse método estocástico deve-se à abordagem calcada em uma vazão-índice, de forma semelhante à aplicada à análise de frequência regional para vazões de cheias (DALRYMPLE, 1960 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004a), a qual os autores consideram como um elemento facilitador da interpretação do comportamento estatístico das amostras de máximos anuais. Dessa forma, esse tratamento pode ser dado às vazões médias diárias ao se considerá-las como o produto de duas variáveis aleatórias independentes: uma descarga-índice, correspondente à vazão média de dado ano hidrológico, e a vazão média diária adimensionalizada pela vazão-índice do respectivo ano. Para modelagem das curvas de permanência, deve-se aplicar distribuições de probabilidades a cada uma dessas variáveis, e a partir daí, são deduzidas expressões para o cálculo da FDC, e das estatísticas mencionadas das AFDCs. No caso da regionalização, deve-se elaborar modelos de regressão para cada um dos

parâmetros das distribuições selecionadas, relacionando-os aos atributos físicos e climáticos das bacias hidrográficas.

Castellarin *et al.* (2004a) testaram a aplicabilidade de sua metodologia em três bacias na porção central da Itália, tendo utilizado a distribuição log-logística para modelar as vazões médias anuais, e a generalizada de Pareto para as vazões médias diárias adimensionalizadas. Em estudo mais amplo, Castellarin *et al.* (2007) utilizaram o mesmo método para obtenção de curvas de permanência de longo termo e anuais em áreas sem dados fluviométricos, considerando 18 bacias que drenam os montes Apeninos, no mesmo país. Nesse exemplo, definiram, pelo diagrama de momentos-L (HOSKING e WALLIS, 1997), as distribuições log-logística e a Kapa para representar as supracitadas descargas, respectivamente, e verificaram a confiabilidade geral do modelo através pelo procedimento de validação cruzada de *jack-knife*.

Nessa mesma pesquisa (CASTELLARIN *et al.*, 2007), os autores compararam os resíduos fornecidos pelo seu método para cada permanência de FDCs sintéticas aos gerados pela metodologia estatística padrão, que não leva em conta a vazão-índice, e aplica uma única distribuição às vazões médias diárias. Os erros foram semelhantes para as durações inferiores a 50%, e menores para as superiores a isso, em se tratando do método proposto.

Archfield *et al.* (2007 apud ARCHFIELD e VOGEL, 2008) aplicaram dois enfoques matemáticos distintos para regionalização de FDCs na porção sul da região da Nova Inglaterra, Estados Unidos. No caso estatístico (CASTELLARIN *et al.*, 2004b), os autores averiguaram pelo diagrama de momentos-L (HOSKING e WALLIS, 1997) e por testes de aderência que a função densidade de probabilidades que proporcionava melhor ajuste às FDCs de vazões médias diárias de 66 bacias da região correspondia à distribuição Kapa de 4 parâmetros. Na seqüência, foram preparados modelos regionais que relacionassem os mesmos às características físicas das áreas de drenagem consideradas, possibilitando a obtenção de FDCs em locais sem dados.

3.3.3.2 Regionalização com enfoque não-estatístico

Seguindo-se a classificação proposta por Castellarin *et al.* (2004b), tem-se o grupo dos métodos de regionalização de curvas de permanência de longo termo com enfoque não-estatístico, que engloba as metodologias chamadas de paramétricas e as conhecidas por gráficas. As primeiras incluem todos os procedimentos que representam as FDCs por meio

expressões analíticas, e cujos parâmetros devem ser relacionados às características físicas das bacias hidrográficas. Também são considerados os métodos que pressupõem o preparo de relações regionais para quantis de diversas permanências notáveis, sendo as demais vazões da FDC obtidas pela interpolação entre essas descargas estimadas. As segundas metodologias referem-se às técnicas que se valem de uma representação gráfica adimensionalizada de validade regional. Nesse caso, deve-se elaborar um modelo de regressão regional para o fator de adimensionalização da curva.

Quimpo *et al.* (1983 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b) sugeriram uma equação do tipo exponencial, com dois parâmetros, para representar as vazões das FDCs, em função de sua duração, ou permanência. Para o parâmetro com significado físico foi elaborada uma equação de regressão regional relacionando-o à área de drenagem das bacias, e, para o outro, puramente matemático, foi feito um mapa de contorno, válido para todo o arquipélago das Filipinas, região estudada.

Mimikou e Kaemaki (1985 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b), após estudarem diversas representações analíticas para FDCs mensais de bacias na porção noroeste da Grécia, recomendaram uma equação polinomial de terceiro grau para estimação de vazões em função da permanência. Em seguida, foram preparados quatro modelos regionais para cada um dos quatro parâmetros da fórmula matemática proposta, em função de atributos das áreas de drenagem envolvidas, subsidiando a obtenção de FDCs em locais sem monitoramento fluviométrico. Uma das desvantagens desse método reside no significado estritamente matemático dos parâmetros, o que pode dificultar o estabelecimento de relações desses com as características das equações de regressão.

Um método capaz de contornar esse impasse é o sugerido por Franchini e Suppo (1996 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b), aplicado a bacias hidrográficas da região centro-sul da Itália. Para representar o ramo inferior das FDCs de vazões médias diárias, isto é, correspondente às permanências superiores a 30%, propôs-se um equação potencial com três parâmetros, a qual deveria ser ajustada a três descargas correspondentes a durações notáveis da FDC. Essas vazões foram em seguida relacionadas a características geomorfoclimáticas das bacias envolvidas, a fim de que o procedimento pudesse ser utilizado em locais sem dados fluviométricos.

Uma metodologia pertencente à categoria paramétrica e muito difundida no Brasil é a proposta por Tucci (1993, 2002), que recomenda a reprodução de grande parte das FDCs por uma equação do tipo exponencial. Primeiramente, devem ser construídas as FDCs dos postos fluviométricos disponíveis. Em segundo lugar, são determinadas as vazões de 50% e 95% de permanência de todas as bacias, devendo-se em seguida calcular os coeficientes da expressão matemática indicada e avaliar se a curva sintética se ajusta ao ramo de interesse da FDC, que não deve extrapolar em muito a faixa ajustada, sobretudo na porção inferior da curva. Finalmente, são elaborados modelos regionais para as duas vazões notáveis mencionadas, relacionando-as a atributos físicos das áreas envolvidas, permitindo sua estimação em locais não-monitorados, para posterior obtenção dos coeficientes da fórmula exponencial, e, conseqüentemente, da FDC sintética.

Tucci (2002) adverte que os resíduos fornecidos pelos modelos regionais devem ser analisados, a fim de que se excluam eventualmente bacias com comportamento hidrológico discrepante do conjunto. Podem ser feitas adaptações ao método, por exemplo, adequando-se a equação exponencial a outros pontos, quando os indicados não mostrarem aderência insatisfatória ao trecho de interesse da curva.

CPRM (2001) aplicou a metodologia de Tucci (1993) para regionalização de curvas de permanência de longo termo nas sub-bacias brasileiras de números 40 e 41, correspondentes ao alto curso do rio São Francisco e ao rio das Velhas, respectivamente (DNAEE, 1996). As regiões homogêneas foram definidas a partir de análise de regressão entre as vazões características, notadamente a $Q_{50\%}$ e a $Q_{95\%}$, e a área de drenagem dos postos fluviométricos contemplados. Foram analisados os desvios percentuais fornecidos pelo ajuste exponencial, entre as permanências de 20% e 95%, e os resíduos percentuais obtidos pelos modelos regionais, para o intervalo [40; 95] % de duração.

Yu e Yang (2000) prepararam um modelo regional de FDCs em intervalo diário para uma grande bacia na porção sul do Taiwan, a partir de 10 equações relacionando separadamente algumas vazões no intervalo de [1;90] % de permanência à área de drenagem dos postos fluviométricos selecionados. A região estudada já havia sido definida como homogênea, através de análise de agrupamentos e de componentes principais, em trabalho anterior dos mesmos autores (YU e YANG, 1996 apud YU e YANG, 2000).

De forma semelhante a Yu e Yang (2000), Euclides *et al.* (2001) prepararam modelos regionais em função da área de drenagem para as vazões características $Q_{50\%}$, $Q_{65\%}$, $Q_{75\%}$, $Q_{85\%}$ e $Q_{95\%}$, obtidas a partir da construção das FDCs dos postos fluviométricos de monitoramento das bacias que drenam a porção alta do rio São Francisco, correspondente à sub-bacia brasileira 40 (DNAEE, 1996). As regiões homogêneas quanto à curva de permanência de longo termo foram definidas em função da análise de regressão e de seus resíduos para as duas vazões notáveis extremas consideradas, quais sejam, $Q_{50\%}$ e $Q_{95\%}$. O ajuste dos modelos, critério selecionado para avaliá-los, foi classificado como excelente pelos autores, de acordo com parâmetros relativos à regressão.

Yu *et al.* (2002) compararam o desempenho de dois métodos de enfoque paramétrico, aplicando-os à regionalização de FDCs de vazões médias diárias em uma grande bacia na região central de Taiwan que contava com 15 estações fluviométricas. Uma das metodologias consistia na utilização de uma equação polinomial de terceiro grau para reprodução das referidas curvas, da mesma maneira como haviam feito Mimikou e Kaemaki (1985 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b). A outra foi semelhante à técnica usada por Yu e Yang (2000), porém utilizando as descargas no intervalo de [10; 90] % de duração. Para avaliação da confiabilidade dos dois procedimentos, foram montados intervalos de confiança para os quantis notáveis, e calculados os resíduos quadráticos e relativos fornecidos pelos modelos regionais. Concluiu-se que ambos os processos forneceram FDCs sintéticas razoáveis para o local estudado. O trabalho de Yu *et al.* (2002) destaca-se por ter sido o primeiro a derivar intervalos de confiança para quantis das FDCs através de ampla análise de incertezas envolvendo validação cruzada de *jack-knife* e *bootstrap*.

Post (2004) sugeriu que as FDCs adimensionalizadas pela média de todas as vazões médias diárias não-nulas fossem representadas por uma equação logarítmica regida por dois parâmetros: um deles controla a forma da curva e o outro equivale à permanência a partir da qual dado curso de água cessa o escoamento. Para a elaboração dos modelos regionais para cada um dos dois parâmetros, foi necessário dividir a grande bacia do rio Burdekin, na Austrália, em três regiões homogêneas, devido às suas diferenças fisioclimáticas. O método reproduziu razoavelmente as FDCs da área estudada, até mesmo no caso dos rios efêmeros incluídos.

Archfield *et al.* (2007 apud ARCHFIELD e VOGEL, 2008) aplicaram também o enfoque paramétrico semelhante ao de Yu e Yang (2000) para regionalização de FDCs de vazões médias diárias em 66 bacias da porção sul da região estadunidense da Nova Inglaterra. A diferença para o método dos estudiosos de Taiwan reside no fato de que outras características geomorfoclimáticas das bacias, além da área de drenagem, foram consideradas no preparo dos modelos regionais, e de que a faixa de permanências avaliadas foi maior – foram 19, e não 10 durações - e mais discretizada. Essa metodologia forneceu menores erros quadráticos do que a de caráter estatístico, sobretudo no ramo inferior da curva.

Dentro do enfoque gráfico, menciona-se o trabalho de Smakhtin *et al.* (1997), que contemplou 17 bacias hidrográficas da porção nordeste da província de Cabo Leste, na África do Sul. Foram calculadas as curvas de permanência de longo termo e sazonais adimensionalizadas pela média de todo o histórico disponível, ou da estação contemplada, respectivamente. Em seguida, todas as curvas de cada tipo foram superpostas em um só gráfico a fim de que fosse obtida a curva regional adimensional. Finalmente, os fatores de adimensionalização foram relacionados um a um a características fisiográficas, climáticas e geomorfológicas das bacias estudadas. Após avaliarem o desempenho do modelo, os autores concluíram que as curvas sintéticas geradas reproduziram adequadamente as FDCs e as curvas sazonais, com melhores ajustes no ramo médio de todas elas. Uma ressalva pertinente a essa pesquisa concerne à determinação da curva adimensional regional, cujo procedimento não é explicitado no artigo.

Um enfoque gráfico diferente do referenciado acima é o do método aplicado por Studley (2001) a 32 bacias hidrográficas em Kansas, Estados Unidos. A metodologia utilizada foi proposta primeiramente por Furness (1959 apud STUDLEY, 2001), e usada no mesmo estado norte-americano. Segundo esse método, as FDCs podem ser definidas a partir da interpolação gráfica entre cinco pontos notáveis, cujas abscissas e ordenadas, juntamente com a inclinação da curva, são obtidas por fatores regionais, extraídos de mapas de isolinhas preparados para a área estudada. Os fatores são: (1) vazão média de longo termo e sua permanência temporal, (2) relação entre a vazão com 1% de permanência e a média de longo termo, (3) relação entre as vazões com 1% e 0,1% de permanência, (4) razão entre a vazão com 50% de duração e a média de longo termo, (5) permanência da descarga de 0,10 ft³/s (o equivalente a 2,83 l/s), considerada nos estudos anteriores como a menor vazão registrada até então, e (6) inclinação média da FDC.

Studley (2001) construiu as FDCs em 32 bacias não-monitoradas com base na metodologia descrita, aproveitando os mapas elaborados anteriormente pelo próprio Furness (1959 apud STUDLEY, 2001) e atualizados por Jordan (1983 apud STUDLEY, 2001). Para avaliar a confiabilidade do método, as FDCs sintéticas foram confrontadas às construídas empiricamente em duas estações fluviométricas. Além disso, o ramo inferior das curvas estimadas foi verificado ou melhorado com auxílio de registros históricos de vazões coletados esporadicamente nas seções fluviais sem monitoramento sistemático, ou de campanhas de medição de descarga realizadas concomitantemente nesses locais e em postos fluviométricos próximos a eles.

3.3.4 Seleção e análise de dados

Os dados utilizados em estudos de regionalização hidrológica referem-se às características físicas, morfológicas, geológicas e climáticas das bacias hidrográficas, usadas geralmente como variáveis explicativas dos modelos regionais, e às informações fluviométricas, pluviométricas e evaporimétricas, que podem servir também para esse mesmo fim ou constituir o próprio objeto da regionalização. Tucci (2002) cita quais são os requisitos necessários para que esses dados proporcionem confiabilidade aos estudos regionais, muitos dos quais são mencionados nos parágrafos seguintes.

Considerando-se que as vazões representem a variável a ser regionalizada, é ideal que se assegure a representatividade e a qualidade do conjunto de informações extraídas das estações de monitoramento fluviométrico.

A representatividade significa que os postos selecionados são capazes de exprimir o comportamento das vazões na região estudada. Para tanto, deve-se cuidar para que as amostras da variável em questão sejam retiradas de séries de cota e vazão suficientemente longas a ponto de refletirem ciclos hidrológicos úmidos e secos. Da mesma forma, as estações devem corresponder a bacias hidrográficas com tamanhos diferentes, para caracterizar a escala dos processos hidrológicos, e que representem espacialmente os atributos físicos, climáticos, morfológicos e geológicos regionais, a fim de possibilitar inferências em outros locais.

A qualidade dos dados fluviométricos pode ser avaliada por meio de triagem preliminar, seguida por uma análise mais detalhada. Para a primeira atividade, Tucci (2002) sugere que se

dê preferência aos postos que contenham as informações de campanhas de medição de descarga líquida e as vazões correspondentes às cotas medidas e que compreendam séries de pelo menos cinco anos completos registrados. Para realização da segunda atividade, o mesmo autor recomenda o exame da curva-chave, a avaliação de continuidade de volumes e de índices como coeficiente de escoamento e vazão específica por área, e verificação da tendência temporal e da homogeneidade ou estacionariedade das séries.

No que concerne às variáveis explicativas, subsidiárias dos modelos regionais para inferência de vazões em locais não-monitorados, é importante certificar que sua obtenção seja de fácil medição através de mapas temáticos. Dessa forma, deve-se evitar métodos indiretos para sua aquisição nas bacias sem dados fluviométricos, a fim de não agregar mais incertezas à regionalização. É ideal também que a metodologia usada no cálculo de tais variáveis seja explicitada na regionalização, fornecendo-se as fontes de dados, como mapas e tabelas, e a escala daqueles.

No caso específico de dados pluviométricos, recomenda-se que seja realizada uma análise de consistência das alturas totais mensais dos postos selecionados e que se verifique a cobertura geográfica proporcionada pelos mesmos, podendo ser incluídas no estudo as estações de monitoramento localizadas fora da região estudada a fim de permitir a extrapolação de tendências verificadas na mesma. Na pesquisa de mestrado ora relatada, as informações de natureza pluviométrica prestaram-se não só à obtenção de uma variável explicativa para montagem de equações regionais, como também serviram de entrada ao modelo hidrológico chuva-vazão selecionado.

3.3.5 A regressão linear múltipla como importante ferramenta para a regionalização hidrológica

A regressão linear múltipla constitui elemento básico presente nos estudos de regionalização hidrológica, relacionando variáveis dependentes de interesse às características físicas, geológicas, morfológicas e climáticas das bacias hidrográficas envolvidas. Entenda-se por variáveis explicadas, ou dependentes, em hidrologia, por: (1) parâmetros de distribuições de probabilidades, ou de modelos chuva-vazão, (2) indicadores regionais (TUCCI, 2002), e (3) quantis de curvas de frequência de vazões máximas, mínimas e médias anuais, ou da curva de permanência.

Conforme disposto no item 3.1.2.2, a regressão linear múltipla constitui elemento fundamental para elaboração da *estrutura do modelo regional* (WAGENER *et al.*, 2004), em se tratando da regionalização de parâmetros de modelos chuva-vazão conceituais. Os próximos parágrafos são dedicados a elucidar alguns aspectos relativos a essa técnica, sob a hipótese de independência entre variáveis explicadas, por ser o procedimento mais utilizado nos trabalhos de obtenção de parâmetros de modelos em locais sem dados fluviométricos (VOGEL, 2006), e devido a sua escolha para dar seqüência aos estudos que compuseram esta pesquisa de mestrado.

Outra forma de representar matematicamente uma regressão linear múltipla, alternativa à apresentada no item 3.1.2.2, consta em Naghettini e Pinto (2007).

$$Y = \beta_0 + \beta_1 \cdot X_1 + \beta_2 \cdot X_2 + \dots + \beta_p \cdot X_p + \varepsilon \quad (3.8)$$

na qual:

Y = variável dependente ou explicada

X_1, X_2, \dots, X_p = variáveis explicativas ou independentes

$\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_p$ = coeficientes de regressão

β_0 = intercepto da regressão

ε = resíduo ou erro da regressão.

Ao se escrever a equação 3.8 sob a forma matricial, é possível obter os coeficientes de regressão através do método dos mínimos quadrados. Além disso, uma vez definido o vetor-solução, diversas análises adicionais podem e devem ser realizadas a fim de selecionar o modelo de regressão linear mais adequado, tais como: (1) cálculo do coeficiente de determinação, que mostra numericamente a porcentagem da variância total da variável dependente que é explicada pelo modelo; (2) análise de variância da variável explicada; (3) cálculo do erro-padrão das estimativas; (4) teste de significância da equação de regressão como um todo, e de partes do modelo, através das estatísticas F_{total} e $F_{parcial}$, respectivamente; (5) obtenção do coeficiente de determinação ajustado; (6) definição de intervalos de confiança para os coeficientes de regressão β e para a própria equação de regressão; (7) cálculo dos coeficientes de correlação parcial entre as variáveis explicativas e a explicada; e (8) plotagem dos resíduos em relação às observações da variável dependente e em relação às suas estimativas pela regressão.

De acordo com Haan (1977), duas questões cruciais emergem quando da necessidade de se definir um modelo de regressão apropriado, sobretudo quando há possibilidade de utilização de diversas variáveis independentes. Uma delas diz respeito à aplicabilidade de um modelo linear, ou se outra função seria mais adequada para relacionar as variáveis existentes. A outra concerne à seleção das variáveis explicativas.

Por meio da construção de gráficos que relacionam os resíduos às observações da variável explicada e às suas estimativas, é possível avaliar se a variância dos mesmos é constante, caracterizando a homoscedasticidade dos erros, e verificar a hipótese de independência dos mesmos, respectivamente. A violação de pelo menos uma dessas premissas indica que há inadequações no tipo de regressão escolhida. Nesse caso, um modelo não-linear pode ser analisado, ou são requeridas transformações nas variáveis explicativas, sendo as mais comuns a da raiz quadrada, a logarítmica, e a recíproca (NAGHETTINI e PINTO, 2007). Diversos métodos analíticos para seleção das transformações adequadas são apresentados em Montgomery e Peck (1992). Por sua vez, alguns modelos não-lineares muito comuns em estudos hidrológicos, e cujas equações estão dispostas a seguir, podem ser analisados sob a ótica da regressão linear através de transformação logarítmica.

Tem-se o modelo não-linear multiplicativo (NAGHETTINI e PINTO, 2007):

$$Y = \beta_0 \cdot X_1^{\beta_1} \cdot X_2^{\beta_2} \cdot \dots \cdot X_p^{\beta_p} \cdot \varepsilon \quad (3.9)$$

E o modelo exponencial (NAGHETTINI e PINTO, 2007):

$$Y = e^{(\beta_0 + \beta_1 \cdot X_1 + \beta_2 \cdot X_2 + \dots + \beta_p \cdot X_p)} \cdot \varepsilon \quad (3.10)$$

nos quais:

Y , X_1 , X_2 , ..., X_p e β_1 , β_2 , ..., β_p seguem a mesma notação da equação 3.8

ε = resíduo ou erro da regressão.

A questão relativa à escolha pelas variáveis explicativas, ao invés da utilização de todas as disponíveis, deve-se à ao fato de que, em muitos casos, as mesmas não sejam independentes estatisticamente, e sim correlacionadas (HAAN, 1977). A inclusão de variáveis altamente dependentes entre si e o uso de muitas variáveis explicativas tornam difícil a interpretação dos coeficientes da regressão. Pode ocorrer, por exemplo, de o sinal de um coeficiente ser diferente do esperado caso a variável explicativa correspondente apresente alto grau de

dependência com outra considerada. Além disso, quanto mais variáveis explicativas entram no modelo, maior será o erro-padrão das estimativas.

Existem diversos artifícios para contornar esse impasse, sendo ideal que parte deles, ou todos eles, sejam aplicados em conjunto para definição do melhor modelo de regressão. Primeiramente, é recomendável que se construa a matriz de correlação linear entre as variáveis explicativas, a fim de que se avalie o grau de dependência, ou colinearidade, entre elas. Naghettini e Pinto (2007, p. 389) indicam que uma maneira expedita de “evitar a colinearidade é a eliminação de uma, entre cada conjunto de duas variáveis explicativas que apresentarem coeficientes de correlação superiores a 0,85”. Em segundo lugar, o número de coeficientes de regressão não deve ultrapassar de 25% a 35% a quantidade de observações das variáveis. Isso evita ajustes falsos gerados por oscilações que podem ocorrer nas variáveis independentes e que são de difícil detecção nas amostras pequenas (HAAN, 1977; NAGHETTINI e PINTO, 2007). Finalmente, existem diversos procedimentos que facilitam a elaboração dos modelos de regressão múltipla, sob o aspecto da escolha das variáveis explicativas, dentre os quais se destacam o método de todas as combinações possíveis e os métodos de regressão passo-a-passo. A descrição, vantagens e limitações de cada um deles podem ser conferidas em Montgomery e Peck (1992, p. 276-300).

Seja qual for a técnica selecionada para definição do modelo de regressão mais adequado, algumas verificações objetivas são recomendadas a fim de facilitar a análise, parte delas constante em Naghettini e Pinto (2007). O erro padrão da estimativa deve ser inferior ao desvio-padrão da variável explicada, caso contrário o ajuste é considerado como ruim. É ideal que o coeficiente de determinação múltipla se aproxime de 1, já que, quanto maior for o seu valor, também maior será a proporção da variância explicada pelo modelo. Os testes F_{total} , $F_{parcial}$ e o teste t dos coeficientes de regressão devem ser aplicados para avaliar a significância de cada preditor e do modelo completo, sobretudo ao se analisar a inserção ou exclusão de uma variável explicativa.

Montgomery e Peck (1992) sugerem que, no caso de adições sucessivas de variáveis, seja também calculado o coeficiente de determinação ajustado, já que o coeficiente de determinação múltipla sempre aumenta à medida que se acrescentam preditores à equação. Outra verificação importante nessas circunstâncias é viabilizada pela obtenção do coeficiente de correlação parcial entre as variáveis explicativas e a explicada, pois esse índice permite que

se acesse a influência de um preditor sobre a variável dependente, eliminando as influências marginais dos demais preditores no modelo. Finalmente, indica-se a plotagem dos resíduos *versus* a variável explicada e *versus* suas estimativas. Todos esses critérios são discutidos em maior detalhe no Capítulo de Metodologia.

3.3.6 Considerações finais

O item 3.3 se prestou à compilação e à descrição de diversas técnicas de regionalização de curvas de permanência, com foco sobre as de longo termo, já que essas foram adotadas para aplicação da metodologia proposta nesta pesquisa, por razões também discutidas no contexto do Capítulo de Revisão da Literatura. Também foram apresentados aspectos relativos à definição de regiões homogêneas, que constitui importante etapa para a realização da regionalização hidrológica, à análise e à escolha de dados que a subsidiem e à regressão linear múltipla, técnica muito usada para determinação de relações regionais.

Uma vez realizada a revisão bibliográfica a respeito de modelos hidrológicos, de curvas de permanência e de regionalização com enfoque sobre as curvas de permanência de longo termo (FDCs), passa-se ao tema do modelo chuva-vazão selecionado para aplicação da metodologia proposta na presente dissertação, justificando-se a razão por sua escolha.

3.4 O modelo Rio Grande de simulação hidrológica

O item inicial da revisão de literatura tratou principalmente dos modelos hidrológicos chuva-vazão e da sua classificação segundo alguns critérios. Assim, viu-se que, em se tratando de sua estrutura, tais modelos podem ser conceituais, fisicamente fundamentados ou empíricos. Quanto às escalas temporal e espacial, têm-se os modelos contínuos ou de eventos, e os concentrados, semidistribuídos e os distribuídos, respectivamente.

Outro aspecto abordado no item 3.1 foi a obtenção de parâmetros de modelos chuva-vazão em locais sem monitoramento fluviométrico. Os estudos compilados apontaram prevalência do tema para o caso dos modelos conceituais, e restrições existentes para os mesmos e os modelos fisicamente fundamentados, e, principalmente, para os do tipo empírico.

A riqueza de referências bibliográficas a respeito dos modelos conceituais e da obtenção de seus parâmetros em locais sem monitoramento sistemático determinou a escolha por esse tipo de modelo para aplicação à pesquisa ora relatada. Da mesma forma, como o principal

interesse da modelagem no presente caso incidiu sobre a resposta hidrológica na escala da bacia hidrográfica, ao invés do conhecimento distribuído dos fenômenos na mesma, seguiu-se a recomendação de Tucci (1998) de que um modelo chuva-vazão conceitual e concentrado seria suficiente.

Sendo assim, optou-se pelo modelo chuva-vazão conhecido pelo nome de Rio Grande. Sua escolha para esta pesquisa de mestrado também esteve condicionada à existência de diversos estudos e análises a seu respeito realizados por alunos e professores do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais (EHR/EEUFMG). Incluem-se nesse contexto a adaptação do algoritmo original do módulo da função de produção, de origem chinesa, e sua implementação em linguagem de programação *Visual Basic*. Sendo assim, o modelo Rio Grande é tema dos próximos parágrafos, assim como o algoritmo de otimização selecionado para a calibração automática de seus parâmetros.

3.4.1 Descrição geral do modelo Rio Grande

O modelo Rio Grande de simulação hidrológica é um modelo chuva-vazão conceitual e determinístico, composto pelas funções de produção e de transferência, aplicadas em intervalo diário e às quais foi incorporada posteriormente a função de propagação em canais fluviais e reservatórios (NAGHETTINI *et al.*, 2006). Essa composição classifica a síntese hidrológica do modelo Rio Grande como contínua e semi-distribuída, tal como utilizada em sua versão mais avançada, desenvolvida para o Departamento de Planejamento Hidroenergético da CEMIG – Companhia Energética de Minas Gerais. Nesse caso, o referido modelo integrou um sistema para previsão de vazões de curto prazo que contava com módulos de calibração automática, simulação e previsão. É do relatório final elaborado para a CEMIG (NAGHETTINI *et al.*, 2006) que foi extraída a maior parte das informações relatadas a seguir, já que o mesmo constitui a consolidação de diversos estudos realizados ao longo dos anos anteriores, através dos quais houve aperfeiçoamento de funções e do algoritmo de calibração automática de parâmetros.

A síntese hidrológica determinística contínua do modelo Rio Grande inicia-se de modo concentrado, por meio da aplicação de duas funções: a primeira, de produção, a qual separa de um pulso de chuva bruta o deflúvio superficial por unidade de tempo, seguida pela função de concentração, que executa a distribuição temporal dos pulsos resultantes da etapa anterior,

concentrando-os e transformando-os em descarga no exutório das bacias hidrográficas. Finalmente, o terceiro elemento, de propagação, agrega as vazões das sub-bacias componentes do sistema, combinando-as de acordo com sua localização no mesmo e propagando-as por cursos de água e reservatórios. Daí o modelo ser considerado como contínuo e semi-distribuído.

A base da função de produção do Sistema Rio Grande é a estrutura do balanço de umidade do modelo conceitual Xinanjiang, elaborado inicialmente por Zhao *et al.* (1980 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) e que contabiliza 13 parâmetros a serem calibrados. Já o elemento de concentração apóia-se no conceito do hidrograma unitário de Clark na versão simplificada por HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006), que demanda a especificação da forma predominante da bacia e de sua área de drenagem, suficientes para o cálculo dos parâmetros necessários. Por sua vez, a função de propagação é calcada sobre o modelo de Muskingum-Cunge, quando realizada para canais fluviais, necessitando das características geométricas e hidráulicas dos trechos envolvidos para estimação das variáveis para o cômputo. Caso haja um ou mais reservatórios no conjunto analisado, o método de propagação é o de Puls, possível quando são especificadas as curvas cota *versus* volume e cota *versus* vazão defluente.

O modelo Rio Grande necessita como entrada as alturas diárias de precipitação e evapotranspiração potencial. Os 13 parâmetros da função de produção demandam calibração, a qual pode ser realizada manualmente, ou de forma automática. Nesse último caso, foi incorporado ao modelo Rio Grande pela equipe de desenvolvimento do EHR/EEUFMG o algoritmo de pesquisa e otimização conhecido por DDS – *Dynamically Dimensioned Search*, desenvolvido por Tolson (2005). Por sua vez, as funções de concentração e de propagação carecem da especificação da forma predominante e da área de drenagem da bacia e das variáveis de propagação.

3.4.2 Funções do modelo Rio Grande e seus parâmetros

Nos próximos itens, são descritos separadamente os três módulos que compõem o modelo chuva-vazão Rio Grande: o de produção, o de concentração ou transferência, e o de propagação. As informações foram extraídas de Naghettini *et al.* (2006), Queiroga (2003) e de Zhao e Liu (1995). Para conhecimento de todas as equações que regem as referidas funções, o leitor deve se remeter ao Anexo 1, transcrito integralmente de Naghettini *et al.* (2006).

3.4.2.1 A estrutura do módulo de produção

O módulo de produção do modelo Rio Grande, o qual computa o balanço de umidade no solo e a formação do escoamento, baseia-se inteiramente na conceitualização do modelo Xinanjiang, proposto por Zhao *et al.* (1980). Segundo seus idealizadores, sua estrutura conceitual adapta-se bem a regiões úmidas e semi-úmidas e possui forte analogia física, com parâmetros relacionados a características físicas das bacias hidrográficas. O intervalo de tempo para o balanço de umidade é o diário.

Na estrutura do modelo Xinanjiang, a formação do escoamento ocorre nas situações em que é superado o volume máximo de armazenamento de umidade no solo. Isso quer dizer que não haverá escoamento enquanto a umidade do solo na sua zona aerada não atingir a chamada capacidade de campo, ou retenção específica. A partir daí, todo volume precipitado converte-se em escoamento, subtraída a evapotranspiração. Admite-se, portanto, que a intensidade da precipitação não representa o fator preponderante na determinação do volume de escoamento superficial, hipótese plausível em regiões úmidas e semi-úmidas (NAGHETTINI *et al.*, 2006).

A capacidade de campo é definida como o volume de água que fica retida no solo após se completar a drenagem por gravidade, ficando somente a água sob a ação das forças capilares. Da mesma forma, há um limite inferior para armazenamento da água no solo por retenção capilar, conhecido como ponto de murchamento permanente, e que representa o teor de umidade do solo abaixo do qual as raízes das plantas não conseguem extrair a água de que precisam e começam a definharem. A diferença entre esses dois limites corresponde à máxima quantidade de água que pode ser usada para a evapotranspiração. Na estrutura conceitual do modelo Xinanjiang, esse conteúdo de umidade recebe o nome de capacidade de retenção específica da água ou capacidade de tensão capilar da água do solo.

Resumidamente, o balanço hídrico de certa amostra de solo pode ser escrito da seguinte forma, de acordo com a estrutura do modelo Xinanjiang (NAGHETTINI *et al.*, 2006).

- Antes de atingir a capacidade de campo:

$$P - E = WC_1 - WC_2 \quad (3.11)$$

- Depois de atingida a capacidade de campo:

$$P - E - R = WM - WC_1 \quad (3.12)$$

na qual:

P = precipitação

E = evapotranspiração

R = escoamento

WM = capacidade de tensão capilar da água do solo

WC_2, WC_1 = conteúdo de umidade do solo ao início e ao final do intervalo de tempo.

A Figura 3.3 mostra o fluxograma geral da função de produção, adaptado de Queiroga (2003). Os símbolos dentro dos blocos representam variáveis (de entrada e de saída, de estado e internas), e os localizados fora dos mesmos constituem parâmetros.

As variáveis de entrada do modelo Rio Grande são a evapotranspiração potencial, estimada, por exemplo, a partir de dados de tanque evaporimétrico, e a chuva média P espacializada na bacia e no intervalo de tempo considerado. A variável de saída do módulo de produção é o deflúvio total (CIN) afluente à rede de drenagem, expresso em mm/dia.km².

As variáveis de estado principais são o conteúdo médio espacial de água capilar (WC), e a água livre média espacial (SC), que representa a quantidade de água livre, ou gravitacional, presente no solo, isto é, formadora do escoamento. O conteúdo médio espacial de água capilar no solo (WC) possui três componentes, que representam a quantidade de água armazenada em suas três camadas: superior (WUC), inferior (WLC) e profunda (WDC). FRC , também uma variável de estado, representa a área permeável geradora do escoamento, estando diretamente relacionada a WC . Os demais símbolos dentro dos blocos constituem variáveis internas. RB corresponde ao escoamento proveniente das áreas impermeáveis, contribuinte ao escoamento superficial. R é o escoamento produzido na área permeável e dividido em três componentes, que são: o escoamento superficial (RS), sub-superficial (RSS) e subterrâneo (RG). Esses três elementos, somados a RB , fluem ao sistema de drenagem com velocidades diferentes e são representados pelos respectivos afluxos $RS+RB$, QIC e QGC , e que formam o deflúvio total (CIN).

Os símbolos representados fora dos blocos são os parâmetros do módulo de produção do modelo Rio Grande. K é o coeficiente de tanque, usado para estimar a evapotranspiração potencial a partir dos dados evaporimétricos. WM e B são dois parâmetros que descrevem a distribuição espacial da capacidade de tensão da água capilar no solo. WM é a capacidade de tensão média espacial, que tem três componentes, de acordo com as zonas superior, inferior e profunda da porção aerada do solo: WUM , WLM , WDM , respectivamente. B é o expoente da

curva de distribuição em área da tensão capilar. *IMP* é a fração da área impermeável. *SM* e *EX* são parâmetros semelhantes a *WM* e *B*, que descrevem a distribuição da capacidade de água livre no solo. *KSS* e *KG* são os coeficientes do fluxo diário dos escoamentos sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, e definem as contribuições de água gravitacional para cada um deles. *CI* e *CG* são os coeficientes de recessão diários dos escoamentos sub-superficial e subterrâneo, respectivamente.

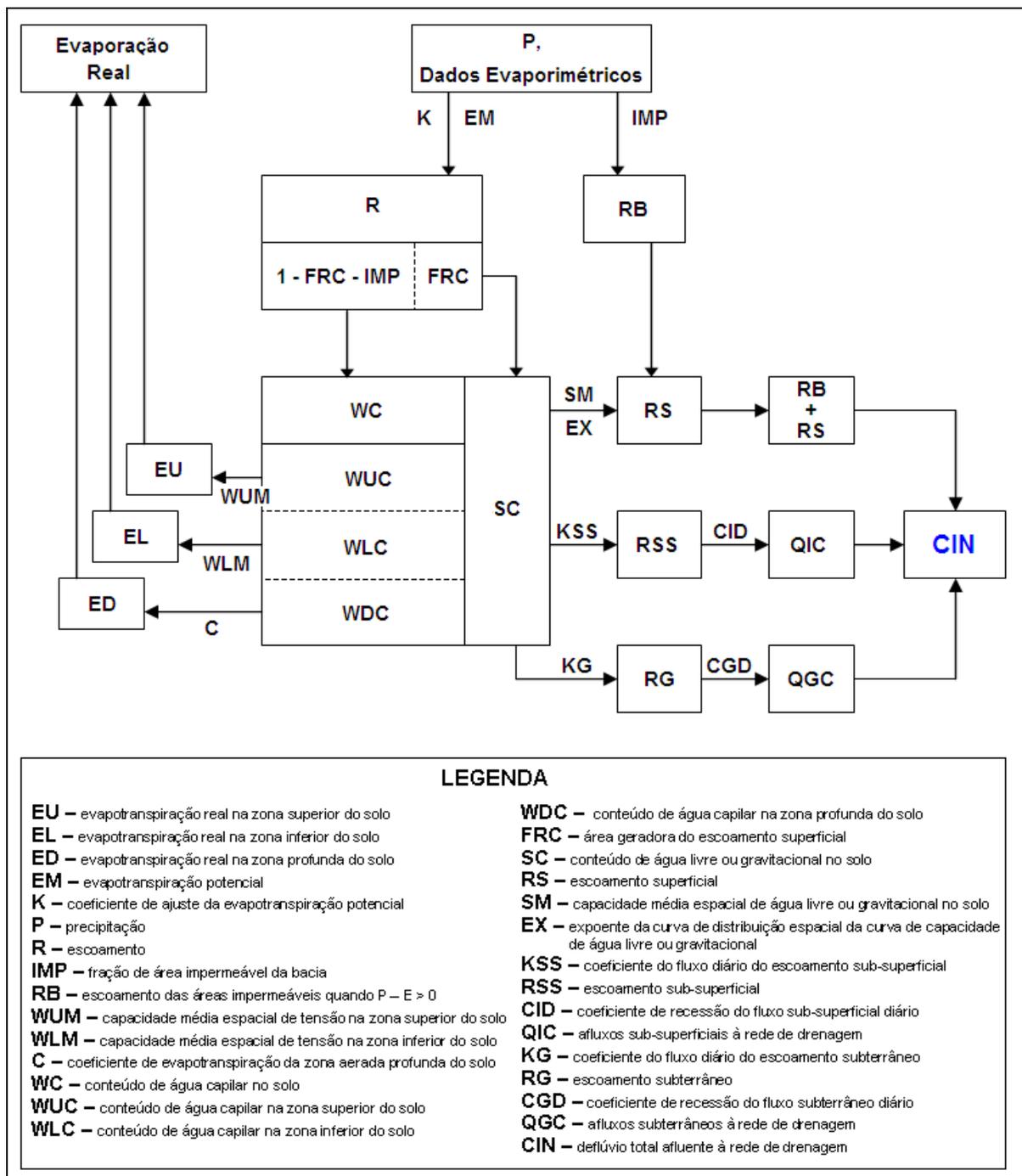


Figura 3.3 – Fluxograma geral do módulo de produção do modelo Rio Grande (adaptado de Queiroga, 2003).

A seguir, são apresentados sucintamente os quatro processos que definem a formação do escoamento pelo módulo de produção do modelo Xinanjiang, integralmente aproveitado pelo modelo Rio Grande. As suas equações podem ser conferidas no Anexo 1. São feitas também observações a respeito dos limites dos parâmetros envolvidos em cada processo, de acordo com Naghettini *et al.* (2006) e Queiroga (2003), os quais realizaram algumas adaptações sobre os valores originalmente propostos por Zhao *et al.* (1980), para aplicações em bacias brasileiras.

Volume de escoamento

As equações 3.11 e 3.12 representam os balanços de umidade em um ponto. Para uma bacia inteira, essa consideração pontual não é válida, pois o déficit de umidade no solo varia de lugar para lugar, em função de sua capacidade de tensão da água capilar. Essa distribuição não-uniforme afeta significativamente a produção de escoamento em toda a bacia hidrográfica. A fim de solucionar esse problema, foi introduzida na estrutura de produção do modelo Rio Grande uma curva de distribuição da capacidade de tensão capilar da água no solo, que indica a fração da área da bacia que atinge a capacidade de tensão capilar durante ou após um evento chuvoso, podendo, assim, contribuir para a formação do escoamento. Os parâmetros controladores dessa curva são: *IMP*, *B* e *WM*.

- *WM*: capacidade de tensão média espacial, a qual é uma medida da aridez da bacia e varia entre 80 mm em áreas úmidas até 180 mm em áreas semi-úmidas. A operação do modelo é geralmente insensível a *WM*, desde que seu valor seja alto o suficiente para assegurar que o conteúdo de umidade do solo, ou tensão capilar média espacial (*WC*) não assuma valores negativos durante a simulação.
- *B*: expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar, o qual é uma medida da não-uniformidade espacial, função de fatores topográficos, geológicos, pedológicos e de cobertura vegetal. De acordo com Zhao e Liu (1995), *B* pode ser tomado como uma função do tamanho da bacia: 0,1 para áreas de drenagem até 10 km² a 0,4 para áreas de alguns milhares de km².
- *IMP*: fração de área impermeável da bacia – para bacias rurais, em geral, *IMP* > 0,02 (NAGHETTINI *et al.*, 2006).

Escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo

Nos pontos da bacia hidrográfica nos quais a umidade do solo atinge a capacidade de tensão capilar, começa a ser armazenada água gravitacional ou livre, dando início ao escoamento. Analogamente aos conceitos da hidrologia de vertentes, o escoamento divide-se em três tipos: superficial, sub-superficial e subterrâneo. O primeiro ocorre depois que a umidade do solo atinge o máximo armazenamento de água gravitacional ou livre.

Nas áreas permeáveis, o cálculo do escoamento superficial é realizado por meio da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre, controlada pelos parâmetros SM e EX , e cujo conceito é semelhante ao aplicado à água capilar. Além de definir as frações permeáveis da bacia que alcançam a máxima capacidade de água livre, essa curva determina as frações da área que ainda não a atingiram, e que conseqüentemente contribuem para os escoamentos sub-superficial e subterrâneo. Esses dois, por sua vez, têm suas parcelas estabelecidas pelos coeficientes KSS e KG .

O escoamento proveniente das áreas impermeáveis, sempre superficial, é calculado à parte dos demais mencionados acima, e depende do parâmetro IMP .

Nessa fase do módulo de produção do modelo Rio Grande, são introduzidos os seguintes parâmetros:

- SM : capacidade média espacial de água livre ou gravitacional, a qual controla a magnitude do escoamento superficial. O valor de SM depende da profundidade da camada superficial de maior condutividade hidráulica, podendo ter valores desde 10 mm para solos rasos até 50 mm ou mais para solos espessos e porosos.
- EX : expoente da curva de distribuição espacial da curva de capacidade de água livre, que influencia o desenvolvimento da área saturada. EX é dependente de SM , mas análises estatísticas mostram que seu valores caem sobre a faixa entre 0,5 e 2,0, com maior frequência entre 1,0 e 1,5 (ZHAO e LIU, 1995).
- KSS : coeficiente do fluxo diário do escoamento sub-superficial.
- KG : coeficiente do fluxo diário do escoamento subterrâneo.

A soma $KSS+KG$ indica a velocidade de drenagem da água gravitacional. De acordo com Zhao (1984 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006), para uma bacia de cerca de 1000 km², $KSS + KG \approx 0,7$ ou 0,8.

Afluxos à rede de drenagem

Essa fase do módulo de produção é responsável pelo encaminhamento das diferentes parcelas do escoamento em direção aos elementos do sistema de drenagem da bacia hidrográfica. O escoamento superficial, gerado tanto nas áreas permeáveis quanto impermeáveis, apresenta velocidades de ordem de grandeza superior às velocidades das contribuições sub-superficial e subterrânea. Esse aspecto é levado em conta no modelo através da propagação dos fluxos correspondentes a essas duas parcelas por um reservatório linear. Somando-se os três elementos de escoamento, tem-se finalmente o deflúvio total *CIN*, afluente à rede de drenagem durante um dia.

Os parâmetros incorporados nesta fase são:

- *CID*: coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial *diário*, o qual pode ser obtido por análise de hidrogramas observados. Valores usuais entre 0,5 e 0,9.
- *CGD*: coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo *diário*, igualmente passível de determinação por análise de hidrogramas observados. Valores usuais entre 0,960 a 0,998 (NAGHETTINI *et al.*, 2006).

Evapotranspiração

À medida que a coluna de solo é submetida à ação da evapotranspiração, inicia-se a depleção da umidade armazenada sob forma de água sob tensão capilar. No modelo Rio Grande, a evapotranspiração real de uma bacia hidrográfica está relacionada à evapotranspiração potencial e às condições de umidade do solo. Sendo assim, duas questões cruciais emergem: a determinação da ETP potencial e a definição de regras através das quais a umidade do solo governe a ETP real.

A evapotranspiração potencial (*EM*) pode ser estimada diretamente a partir de dados de tanque evaporimétrico ou indiretamente por meio de cálculo a partir de dados meteorológicos. No primeiro caso, emprega-se o coeficiente de tanque *K* para estimar a ETP potencial a partir dos dados evaporimétricos. Em geral, este coeficiente, apesar de ser uma variável sazonal, é tomado como uma constante entre 0,60 a 0,85.

Para o cômputo da ETP real, considera-se no modelo Rio Grande que a região aerada do solo seja dividida em zonas superior, inferior e profunda, com capacidades de tensão capilar médias espaciais dadas respectivamente por WUM , WLM e WDM . Tanto o armazenamento quanto a depleção da umidade da região aerada do solo ocorrem na seguinte ordem: zona superior, depois inferior e, em seguida, profunda. Na zona superior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial. Já na zona inferior, essa variável corresponde à ETP potencial multiplicada pela razão entre o conteúdo atual e a capacidade nominal de água de tensão capilar na zona inferior. Finalmente, na zona profunda, a evapotranspiração é uma fração da ETP potencial, a qual é proporcional à área da bacia com vegetação de raízes profundas.

A evapotranspiração efetiva total, chamada de E , é obtida ao se somarem os termos relativos às zonas superior, inferior e profunda. Os parâmetros necessários nessa fase são:

- K : coeficiente de ajuste da ETP potencial.
- WUM : capacidade média espacial da tensão na zona superior, compreendida, em geral, entre 5 mm para áreas desnudas até 25 mm para bacias com densa vegetação.
- WLM : capacidade média espacial da tensão na zona inferior, compreendida entre 60 e 90 mm. É conveniente lembrar que $WM = WUM + WLM + WDM$ representa a capacidade de tensão média espacial total e é uma medida da aridez da bacia, e que varia geralmente entre 80 mm em áreas úmidas até 180 mm em áreas semi-úmidas.
- WDM : capacidade média espacial da tensão na zona profunda.
- C : coeficiente de evapotranspiração profunda, com valores entre 0,08 até 0,2 para regiões muito úmidas. Este parâmetro, apesar de inativo durante os períodos de cheia, é importante durante os períodos secos. Seu valor depende da proporção da área da bacia coberta por vegetação de raízes profundas.

3.4.2.2 A estrutura do módulo de concentração

No modelo Rio Grande, o módulo funcional de produção gera uma série de pulsos discretos de lâminas de escoamento total CIN , incluindo as parcelas superficial, sub-superficial e subterrânea, sobre uma área unitária da bacia hidrográfica estudada, de extensão N dias, computada entre as datas inicial e final de simulação (QUEIROGA, 2003; LIMA, 2004; NAGHETTINI *et al.*, 2006). A unidade do deflúvio CIN é mm/dia.km².

Embora se suponha a uniformidade dessas lâminas de escoamento sobre a sub-bacia em estudo, há que se considerar que diferentes áreas irão concentrar suas respectivas contribuições em diferentes tempos, na seção exutória pertinente. No Sistema Rio Grande, esta consideração é posta em prática por meio de uma função de transferência baseada no hidrograma unitário sintético de Clark, tal como formulação original do Hydrologic Engineering Center do U. S. Army Corps of Engineers (HEC, 1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006).

Como se encontra descrito no Anexo 1, HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) apresenta uma formulação original para o hidrograma unitário sintético de Clark em unidades horárias. Dessa forma, cria-se um desacordo com as séries de deflúvios produzidas pelo elemento funcional de produção, em intervalo diário. Segundo Naghettini *et al.* (2006), para resolver essa questão, optou-se por desagregar uniformemente os deflúvios diários em horários, antes de submetê-los à função de transferência, para, posteriormente, agregar as correspondentes vazões horárias em diárias, na seção exutória. Assim, o elemento funcional de concentração recebe os deflúvios horários, os distribui no tempo, segundo o hidrograma unitário sintético de Clark, e forma uma série contínua de vazões médias horárias, as quais sofrem posterior agregação, dando lugar às vazões médias diárias na seção exutória.

O hidrograma unitário sintético de Clark requer os três seguintes parâmetros (QUEIROGA, 2003; LIMA, 2004; NAGHETTINI *et al.*, 2006):

- *TC*: tempo de concentração da sub-bacia, aqui fixado como um número inteiro de horas e usado para ter em conta os efeitos de translação;
- *R*: coeficiente de armazenamento da sub-bacia, também expresso em um número não necessariamente inteiro de horas e empregado para se incorporar os efeitos de armazenamento aos de translação.
- Histograma Tempo-Área, o qual representa a distribuição temporal das áreas da sub-bacia que contribuem para a formação das vazões na seção exutória.

O tempo de concentração *TC* pode ser obtido por meio de fórmulas empíricas ou por análise de hidrogramas observados; no modelo Rio Grande, a primeira opção é empregada. Uma vez conhecido *TC*, o coeficiente de armazenamento *R* pode ser deduzido a partir da fórmula

empírica $TC + R = 0,625 \cdot \sqrt{\text{Área total}}$, sugerida por HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006), com a área expressa em km^2 (QUEIROGA, 2003; LIMA, 2004; NAGHETTINI *et al.*, 2006).

Por sua vez, o histograma tempo-área pode ser estimado diretamente a partir de mapas topográficos e curvas hipsométricas da sub-bacia em questão. Como essa estimativa direta envolve muitas incertezas e é laboriosa, o modelo Rio Grande vale-se do histograma tempo-área sintético, proposto por HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006), cuja formulação baseia-se apenas na forma dominante da bacia (NAGHETTINI *et al.*, 2006).

As equações que regem o elemento funcional de concentração encontram-se no Anexo 1, transcritas integralmente de Naghettini *et al.* (2006), assim como as restrições impostas à construção do HU sintético de Clark.

3.4.2.3 A estrutura do módulo de propagação em cursos de água

Na versão do modelo Rio Grande desenvolvida para a CEMIG, foi integrado o módulo de propagação em cursos de água, fundamentado na formulação do modelo de onda difusiva proposta por Cunge (PONCE, 1989 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) e conhecida por Muskingum-Cunge. O modelo de onda difusiva é formulado pela equação de conservação da massa, em regime de escoamento não-permanente, e por uma simplificação da equação da conservação da quantidade de movimento.

Ressalta-se que foram adotadas as modificações no modelo de Muskingum-Cunge propostas por Ponce e Yevjevich (PONCE, 1989 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) para realização da propagação em canais através do módulo homônimo. Basicamente, essa função é comandada por dois parâmetros, chamados de C e D , e que podem ser estimados com base nas características geométricas e hidráulicas do trecho de curso de água em questão (NAGHETTINI *et al.*, 2006). Caso exista uma estação fluviométrica no trecho, o perfil da seção transversal de medição e a curva cota-descarga da estação podem ser utilizadas para fornecer as informações necessárias à estimativa dos parâmetros C e D .

Na hipótese de inexistência da seção de monitoramento, a estimativa de C e D pode ser realizada baseando-se em uma seção transversal considerada como típica para o trecho, e na

construção da relação cota-descarga por meio de simulação hidráulica de escoamento uniforme, ao longo do trecho, para diferentes valores de vazão arbitrados.

As equações que formam a base do modelo de Muskingum-Cunge modificado por Ponce e Yevjevich constam do Anexo 1, e, da mesma forma que as fórmulas dos outros módulos do modelo Rio Grande, foram extraídas de Naghettini *et al.* (2006).

A versão educacional do modelo Rio Grande, também elaborada pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, e disponível pela URL <http://www.ehr.ufmg.br/downloads.php>, não conta com o módulo funcional de propagação em cursos de água. Seu algoritmo foi aproveitado para a adaptação do modelo Rio Grande realizada para a pesquisa aqui descrita.

3.4.3 O algoritmo de otimização DDS

3.4.3.1 Introdução à calibração e breve apresentação dos principais algoritmos de otimização aplicados aos modelos hidrológicos

Selecionado o modelo hidrológico chuva-vazão a ser aplicado em determinada bacia hidrográfica ou conjunto delas, a tarefa seguinte passa a ser a determinação dos parâmetros que o regem. A esse processo dá-se o nome de calibração (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

Parte importante da literatura técnica trata da calibração de modelos hidrológicos conceituais. Uma das razões para isso se deve ao fato de os modelos “caixa-preta” terem seus parâmetros determinados junto com a própria estrutura do modelo (WAGENER *et al.*, 2004). Por outro lado, os modelos fisicamente fundamentados não necessitam de calibração, já que seus parâmetros são diretamente grandezas relacionadas às características físicas das bacias, sendo teoricamente mensuráveis. Finalmente, os modelos conceituais prevalecem no filão dos modelos chuva-vazão e mesmo nos modelos de bacias hidrográficas, que podem integrar outros processos, desde que tenham a bacia hidrográfica como unidade, conforme mostrou compilação e estudo desses modelos por Singh e Woolhiser (2002).

O procedimento de calibração demanda dados da variável de saída no intervalo temporal utilizado pelo modelo chuva-vazão, sendo usados geralmente os hidrogramas observados na seção fluvial correspondente ao exutório da bacia estudada. Quando não há monitoramento fluviométrico, a obtenção de parâmetros exige a aplicação de técnicas alternativas, muitas das quais foram amplamente discutidas no item 3.1.2 deste Capítulo. Nesse caso, a calibração

pode ser realizada localmente ou pode mesmo não ser aplicada às bacias sem informações hidrométricas, dependendo do método selecionado.

A calibração pode ser feita de forma manual ou automática. Apesar de essa última receber críticas por parte de alguns hidrólogos mais experientes (BURNASH, 1995 apud COLLISCHONN e TUCCI, 2001), em função das deficiências de alguns algoritmos de otimização e de seu uso indiscriminado, nos últimos dez anos houve importantes avanços e aperfeiçoamento de algoritmos de otimização de parâmetros, o que tem contribuído para a diminuição das incertezas relativas ao procedimento automático.

De acordo com Sorooshian e Gupta (1995, p. 27, tradução nossa), “um típico procedimento de estimação automática de parâmetros consiste de quatro elementos: (1) função-objetivo; (2) algoritmo de otimização; (3) critério de parada; (4) dados disponíveis para calibração”.

O desempenho de um modelo é tipicamente julgado através do uso de uma função-objetivo, muitas vezes em combinação à inspeção visual dos hidrogramas calculados em relação aos observados. Funções-objetivo são formulações que envolvem os resíduos dos modelos chuva-vazão, isto é, a parte das descargas observadas que não são reproduzidas pelos mesmos.

Sorooshian e Gupta (1995) dividiram as funções-objetivo em dois grupos: o do método dos mínimos quadrados e o do método do máximo de verossimilhança. Segundo atribuição desses autores, o primeiro enquadra as equações que envolvem o somatório dos quadrados das diferenças entre as vazões observadas e simuladas, atribuindo pesos ou não às diversas descargas consideradas. Embora o nome remeta às diferenças quadráticas, outras equações abrangendo as diferenças entre as referidas descargas também entram nesse grupo, em contraposição à natureza do segundo método mencionado, e conforme consta na literatura sobre o assunto. Tucci (1998), por exemplo, fez uma compilação dessas expressões, entre as quais figuram também equações modulares, inversas e relativas envolvendo sempre a diferença, não necessariamente quadrática, entre os dados observados e simulados. Segundo esse autor, a escolha por um tipo de formulação depende do uso do modelo, por exemplo, para estudo de cheias ou para simulação de séries a fim de se avaliar a operação ou de se dimensionar um reservatório.

Por sua vez, Naghettini *et al.* (2006) remetem à atribuição de pesos às diferenças quadráticas a fim de realizar a calibração com ênfase à melhor representação de um processo particular da

modelagem. Os pesos são formulados como dependentes do tempo ou de um valor de referência de vazão observada. Os mesmos pesquisadores também apontam o coeficiente de determinação, chamado na modelagem hidrológica como critério de Nash, como função-objetivo muito utilizada, ou, quando não usada dessa forma, como importante indicador para julgar a qualidade da calibração de parâmetros, já que indica a parcela da variância natural do processo que é explicada pelo modelo em relação ao modelo mais simples, representado pela média dos valores observados.

O segundo grupo de funções-objetivo classificado por Sorooshian e Gupta (1995) constitui uma alternativa ao primeiro, pois considera em sua formulação a autocorrelação entre os resíduos e sua heteroscedasticidade (os erros não seguem uma distribuição normal com média nula e variância constante), comportamento muitas vezes observado em se tratando de dados hidrológicos. Wagener *et al.* (2004, p. 81) realizaram uma ampla revisão das principais funções-objetivo utilizadas em modelagem hidrológica, apontando inclusive aquelas elaboradas pelo critério de máxima verossimilhança.

Um terceiro grupo é constituído pelas funções multi-objetivo, inicialmente propostas por Gupta (1998 apud WAGENER *et al.*, 2004). Nesse caso, a idéia é otimizar, simultaneamente, várias funções que avaliem diversos aspectos da qualidade do ajuste entre hidrogramas observados e simulados (COLLISCHONN, 2001). Essa opção surgiu em decorrência das deficiências detectadas na calibração automática quando uma única função-objetivo é selecionada, e dos múltiplos conjuntos ótimos de parâmetros que surgem ao se utilizarem diferentes funções-objetivo, uma de cada vez.

A superfície descrita por uma função-objetivo no espaço paramétrico é chamada “superfície de resposta”. Um algoritmo de otimização é um procedimento lógico usado para procurar essa superfície, restringida pelas faixas aceitáveis dos valores dos parâmetros que otimizem (maximize ou minimize, conforme for apropriado para dada função-objetivo) o valor numérico da função-objetivo (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995). Ainda segundo esses autores, há dois tipos de métodos de otimização: os de busca local, e os de busca global.

Métodos de busca local são designados a encontrar eficientemente o mínimo (ou máximo) de funções unimodais, independentemente de onde o procedimento de busca parta no espaço de soluções. Dessa forma, o processo envolve três decisões principais (SOROOSHIAN e

GUPTA, 1995): em qual direção se mover; a distância a ser percorrida em cada direção; e o momento de parar, supondo que melhorias já não são possíveis.

Os métodos de busca local diferenciam-se de acordo com os critérios segundo os quais essas decisões são tomadas. Os principais tipos de método dessa categoria são os métodos diretos e os de busca por gradiente, sendo que há indícios de que os primeiros são mais eficientes que os segundos na busca pelo mínimo (máximo) da função-objetivo (HENDRICKSON *et al.*, 1988 apud SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

As estratégias mais populares dentre os métodos diretos são: o método de Rosenbrock (ROSENBROCK, 1960 apud SOROOSHIAN e GUPTA, 1995), que possibilita o deslocamento do vetor de parâmetros segundo quaisquer eixos e não somente sobre os eixos ortogonais, e o método “Simplex” (NELDER e MEAD, 1965 apud SOROOSHIAN e GUPTA, 1995), que possui rotinas complexas e variadas de deslocamento sobre a superfície n -dimensional da função-objetivo.

Os métodos de busca local por gradiente são semelhantes aos anteriores, porém apresentam o diferencial de usarem não só a avaliação da função-objetivo em cada ponto, mas também o seu gradiente em relação ao ponto anterior no espaço paramétrico (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

Como muitos modelos hidrológicos apresentam superfícies de resposta multi-modais, na maioria dos casos os métodos de busca local não se mostram eficientes para calibrá-los, pois finalizam em pontos que dependem do ponto de saída inicial do procedimento, conforme atestam Sorooshian e Gupta (1995). Duan *et al.* (1992 apud COLLISCHONN e TUCCI, 2001) apontam diversos fatores inerentes aos modelos hidrológicos que dificultam a calibração automática de seus parâmetros, e que explicam a intensificação das pesquisas de desenvolvimento e aprimoramento de algoritmos de busca global.

No intuito de solucionar esse impasse, foram desenvolvidos os métodos globais de otimização, os quais percorrem todo o espaço paramétrico de maneira a identificar o mínimo ou o máximo global de funções multi-modais, podendo pertencer a três categorias: a dos métodos determinísticos, a dos estocásticos e a dos combinados ou híbridos (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

Dentre os métodos globais usados em modelos hidrológicos, podem ser citados: (1) a Pesquisa Uniforme Aleatória (do inglês “*Uniform Random Sampling*”), exemplo de método estocástico, que consiste em gerar um grande número de vetores de parâmetros a partir da distribuição de probabilidades uniforme (TUCCI, 1998); (2) o método EG (“*Exhaustive Gridding*”), considerado como determinístico, e que percorre sistematicamente a superfície paramétrica n -dimensional, através da superposição de uma malha regular na qual cada nó representa um vetor de parâmetros (LIMA, 2004); (3) os algoritmos híbridos de multi-partida, que simulam diversas tentativas de busca local a partir de vetores iniciais selecionados aleatoriamente no espaço paramétrico (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995); e (4) os algoritmos genéticos, que se valem dos conceitos de seleção natural, reprodução e mutação, análogos aos conceitos usados em biologia (COLLISCHONN e TUCCI, 2001).

Um método de busca global que vem sendo aplicado amplamente nos modelos chuva-vazão, e mostrado vantagens significativas em relação a outros métodos de calibração automática (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995; TUCCI, 1998; COLLISCHONN e TUCCI, 2001), é o algoritmo SCE-UA (“*Shuffled Complex Evolution of University of Arizona*”), desenvolvido por Duan *et al.* (1992), e que combina técnicas de busca aleatória, algoritmos genéticos e otimização local. Resumidamente, esse algoritmo funciona da seguinte maneira, de acordo com descrição de Collischonn e Tucci (2001):

O algoritmo SCE-UA opera com uma população de pontos que “evolui” em direção ao ótimo global através de sucessivas iterações e avaliações da função-objetivo. Cada um destes pontos é definido pelos valores dos parâmetros e é um candidato ao ótimo. Durante o procedimento é gerada uma amostra de pontos espalhados no espaço hiperdimensional, que define a região onde os parâmetros são considerados válidos. Cada parâmetro do modelo hidrológico pode ser gerado em um intervalo de valores que vai de um limite mínimo até um limite máximo, definido pelo usuário. Ao longo do procedimento, a amostra de pontos evolui em conjunto, até que os pontos se concentrem em uma região muito pequena, ou mesmo sobre um ponto do espaço, em que está localizado o ponto ótimo [...].

Uma outra classe de métodos de otimização de parâmetros aplicáveis aos modelos chuva-vazão é a dos algoritmos heurísticos, os quais não buscam diretamente a otimização em seu sentido estrito, mas geram soluções aceitáveis e emergem como opção aos métodos de busca global por serem computacionalmente mais eficientes e/ou fáceis de serem implementados. Tal é o caso do algoritmo DDS (“*Dynamically Dimensioned Search*”), desenvolvido por Tolson (2005) e cujas características são apresentadas no item subsequente. Os algoritmos

genéticos, que se valem dos conceitos de seleção natural, reprodução e mutação, tomados da biologia, também são considerados como heurísticos.

Seja qual for o método escolhido para calibração e otimização dos parâmetros de modelos chuva-vazão, deve-se antes proceder a uma análise de sensibilidade dos mesmos, por meio da aplicação dos seguintes procedimentos, propostos por Tucci (1998): (1) escolha dos parâmetros mais sensíveis à calibração; (2) estimação dos parâmetros menos sensíveis e fixação de seus valores, se possível; (3) estabelecimento de limites de variação dos parâmetros, a serem embutidos no algoritmo de otimização selecionado; (4) escolha de um critério para interromper a otimização, que pode ser o número máximo de iterações, a convergência da função-objetivo ou a convergência dos valores dos parâmetros.

3.4.3.2 O algoritmo de otimização DDS

O algoritmo conhecido por DDS (*“Dynamically Dimensioned Search”*), proposto por Tolson (2005), foi incorporado ao modelo Rio Grande de simulação hidrológica pela equipe de desenvolvimento do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, tanto em sua versão mais avançada, quanto na educacional, como ferramenta de calibração automática dos 13 parâmetros da função de produção. Os demais parâmetros, associados aos módulos de concentração e propagação, necessitam de especificação por parte do usuário.

A escolha por esse algoritmo como opção única para calibração automática dos referidos parâmetros deveu-se ao seu atendimento aos preceitos de generalidade e simplicidade operacional buscados pela equipe que desenvolveu a versão mais avançada do modelo Rio Grande (NAGHETTINI *et al.*, 2006). Cogitou-se integrar em seu lugar o algoritmo SCE-UA, tendo em vista sua superioridade em relação a muitos outros métodos de otimização relatada em diversos estudos. No entanto, ao longo dessas pesquisas, não houve restrições quanto ao número de tentativas, e, portanto, de tempo e de custo, conforme observam Naghettini *et al.* (2006), e, nesses casos, o método SCE-UA apresenta resultados realmente superiores aos demais métodos a ele comparados. Essas limitações operacionais, no entanto, foram levadas em conta ao se fazer a opção pelo algoritmo DDS e culminaram em sua inserção na supracitada versão do modelo Rio Grande.

Tolson e Shoemaker (2005) realizaram um estudo comparativo de desempenho de alguns algoritmos de otimização de busca global para o modelo hidrológico SWAT2000, incluindo o

DDS (chamado no artigo pela sigla GGS – “*Global Greedy Search*”), e o SCE-UA (“*Shuffled Complex Evolution – University of Arizona*”). A partir de suas análises, concluiu-se que o DDS apresenta desempenho tão bom quanto ou melhor do que o SCE sob uma perspectiva prática de calibração, e que aquele converge mais rapidamente para a solução, quando o número de iterações é limitado e inferior a 6.000. Dessa forma, atestou-se a aplicabilidade do DDS como instrumento de otimização de parâmetros de modelos chuva-vazão, sobretudo quando há restrições operacionais e elevado número de parâmetros.

O algoritmo DDS constitui, nas palavras de seu idealizador, um método estocástico heurístico de busca global, desenvolvido com a finalidade de se encontrarem soluções satisfatórias ou otimizadas, em contraposição às soluções globalmente ótimas, dentro de um número máximo de avaliações de dada função-objetivo. Esse algoritmo foi concebido para ajustar a procura pela solução respeitando-se o número máximo de iterações da função-objetivo, sendo esse seu único critério de finalização. Em outras palavras, o algoritmo começa a busca de forma global, e essa se torna local à medida que se aproxima do número máximo de tentativas.

O ajuste de abordagem global para local é alcançado por meio da redução dinâmica e probabilística do número de dimensões do vetor paramétrico na vizinhança da melhor iteração até então encontrada. Soluções candidatas são selecionadas a partir de perturbações provocadas na vizinhança dos melhores valores alcançados até o momento para as variáveis de decisão (parâmetros), por meio de uma distribuição normal de média nula e desvio-padrão especificado pelo usuário. O DDS pode ser considerado como um algoritmo “guloso” (do inglês “*greedy algorithm*”), já que a melhor solução obtida até certo ponto nunca é substituída por outra solução de qualidade inferior. O pseudo-código desse algoritmo encontra-se na Figura 3.4, traduzido do inglês por Naghettini *et al.* (2006) a partir do original constante do trabalho de Tolson (2005).

Segundo Tolson (2005), a forma como é feito o ajuste do número de dimensões na vizinhança no algoritmo DDS o distingue da Pesquisa Aleatória com Adaptação (ARS “*Adaptive Random Search*”), como descrito por Masri *et al.* (1980) e da implementação desse mesmo método tal como realizada por Duan *et al.* (1992) em seu SCE-UA. A probabilidade de inclusão de variáveis de decisão na vizinhança decresce à medida que o número de avaliações da função-objetivo tende para o máximo prescrito pelo usuário.

O único parâmetro a ser fixado *a priori* é r , que define o desvio-padrão do tamanho da perturbação a ser provocada, como uma fração da amplitude de cada variável de decisão. Tolson (2005) recomenda para a maioria dos casos práticos a utilização de $r = 0,2$, já que, segundo ele, esse valor resulta em uma região amostral que contempla praticamente toda a amplitude dos parâmetros, permitindo que o algoritmo escape com facilidade das regiões ao redor de mínimos locais.

Por sua vez, o número máximo de avaliações da função-objetivo, chamado de m , é considerado como um dado de entrada por Tolson (2005), pois deve ser fixado pelo usuário de acordo com os objetivos da modelagem ou em função do tempo e dos recursos computacionais disponíveis para a otimização. O vetor inicial de parâmetros também deve ser especificado como entrada. O algoritmo DDS adapta sua estratégia de busca global nas iterações iniciais, para local à medida que essas se acercam de m , seja o valor de m igual a 100 ou 10.000, proporcionando flexibilidade ao usuário.

Tolson (2005) ressalta que o algoritmo DDS não foi concebido para convergir precisamente para o ótimo global da função-objetivo. Na verdade, o método foi elaborado para aproximar-se da região da solução ótima global, na melhor das hipóteses, ou tender para um ótimo local, na pior situação. Tolson (2005) sugere a utilização posterior de métodos de busca local a partir da solução encontrada pelo DDS, caso se queira identificar mais precisamente o ótimo local próximo aonde o algoritmo converge. Já Naghettini *et al.* (2006), no contexto de utilização do modelo Rio Grande, recomenda que o conjunto de parâmetros obtido pelo DDS seja verificado, e, caso se mostre necessário, que se proceda ao seu refinamento por meio da calibração manual de alguns parâmetros do módulo de produção.

ETAPA 1 – Definição dos *inputs* DDS para um problema D-dimensional

- Parâmetro que define o tamanho da vizinhança de perturbação: r (o *default* é $r=0,2$)
- Número máximo de avaliações da função-objetivo: m
- Vetores de limites inferiores x^{min} e superiores x^{max} para as variáveis de decisão (ou parâmetros)
- Vetor de soluções iniciais $x^0=[x_1, x_2, \dots, x_D]$

ETAPA 2 – Avaliação da função-objetivo no vetor inicial $F(x^0)$ e iteração i

- Arbitre $F_{melhor}=F(x^0)$, $x^{melhor}=x^0$ e $i=1$

ETAPA 3 – Seleção aleatória de um subconjunto de tamanho J , entre as D variáveis de decisão, para inclusão na vizinhança $\{N\}$, seguida de perturbação da melhor solução corrente

- Calcule a probabilidade de incluir cada variável de decisão em $\{N\}$, como uma função da indexação da iteração corrente: $P(i)=1-\ln(i)/\ln(m)$
- Faça $d=1, 2, \dots, D$ variáveis de decisão e adicione d a $\{N\}$ com probabilidade P
- Se $\{N\}$ estiver vazio, selecione um valor aleatório para d e adicione a $\{N\}$

ETAPA 4 – Perturbação de x^{melhor} para todas as $j=1, 2, \dots, J$ variáveis de decisão em $\{N\}$, com o auxílio de uma variável aleatória Normal padrão, z de $N(0,1)$, refletindo, se necessário, nos limites das variáveis de decisão

- $x_j^{novo}=x_j^{melhor}+\sigma_j z$, onde $\sigma_j=r(x_j^{max}-x_j^{min})$ e r =parâmetro de perturbação
- Se $x_j^{novo}<x_j^{min}$, então faça a seguinte reflexão
 - $x_j^{novo}=x_j^{min}+(x_j^{min}-x_j^{novo})$
 - Se $x_j^{novo}>x_j^{max}$, $x_j^{novo}=x_j^{min}$
- Se $x_j^{novo}>x_j^{max}$, então faça a seguinte reflexão
 - $x_j^{novo}=x_j^{max}-(x_j^{novo}-x_j^{max})$
 - Se $x_j^{novo}<x_j^{min}$, $x_j^{novo}=x_j^{max}$

ETAPA 5 – Avaliação de $F(x^{novo})$ e atualização da melhor solução corrente, caso necessário

- Se $F(x^{novo})\leq F_{melhor}$, então $F_{melhor}=F(x^{novo})$ e $x^{melhor}=x^{novo}$

ETAPA 6 – Atualização do contador de iterações $i=i+1$ e verificação do critério de finalização

- Se $i=m$, então finalize e forneça os *outputs* F_{melhor} e x^{melhor}
- Caso contrário, volte à etapa 3.

Figura 3.4 – Pseudo-código do algoritmo DDS para um problema de minimização. *Fonte:* Naghettini *et al.* (2006).

3.4.4 Considerações finais

O item 3.4 teve por objetivo apresentar e descrever o modelo chuva-vazão selecionado para aplicação da metodologia proposta no âmbito desta pesquisa de mestrado, e reunir argumentos que justifiquem sua escolha, tendo em vista a vasta gama de modelos hidrológicos desse tipo que existe atualmente.

Da mesma forma, fez-se uma compilação dos atributos do algoritmo acoplado ao referido modelo chuva-vazão durante pesquisas anteriores a esta, para realização do procedimento de calibração automática dos 13 parâmetros responsáveis pelo balanço de umidade no solo. Antes, porém, percorreu-se brevemente a respeito de outros algoritmos comumente usados para essa função, a fim de se mostrar como se deu a evolução dos mesmos e de apontar algumas de suas principais características, as quais servem como elemento comparativo entre os mesmos e em relação ao selecionado.

3.5 Considerações finais da Revisão da Literatura

Ao longo da revisão de literatura, buscou-se discorrer sobre os temas relacionados a esta pesquisa de mestrado que culminaram na elaboração da metodologia apresentada, com maior atenção aos conceitos diretamente aplicados.

O capítulo iniciou-se pela apresentação dos modelos hidrológicos e suas aplicações no gerenciamento dos recursos hídricos pelo homem, que envolve atividades de dimensionamento, planejamento e conservação. Tais modelos foram em seguida classificados segundo alguns critérios que expliquem as diferenças existentes entre os mesmos e a escolha em função dos objetivos que se espera de sua utilização. Passou-se ao tema dos modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, devido às possibilidades de aplicação e ao interesse maior que é a obtenção da resposta hidrológica de bacias hidrográficas. Como o objetivo principal da pesquisa ora apresentada foi a síntese hidrológica em locais sem monitoramento de vazões, a revisão de literatura dedicou-se então a identificar os procedimentos para definição de parâmetros de modelos chuva-vazão em bacias desprovidas de dados fluviométricos.

Viu-se que dentre essas técnicas, existe a estimação *a priori* de parâmetros, a regionalização ou generalização de parâmetros, e ainda os métodos de interpolação espacial. Descobertas as aplicações e limitações de cada uma delas, optou-se pela segunda, tendo sido essa objeto de

aprofundamento ao longo da revisão. Sendo assim, foram pesquisadas as metodologias de elaboração de estruturas regionais para transferência de informações hidrológicas e os elementos necessários para subsidiar o preparo daquelas. Essa compilação levou à escolha pelo método de calibração indireta de parâmetros a partir de curvas de permanência de longo termo sintetizadas por análise regional.

Sendo assim, as curvas de permanência constituíram outro grande tópico de revisão bibliográfica, paralelamente à própria regionalização de variáveis e funções hidrológicas. Isso permitiu que se selecionassem as FDCs, ou curvas de permanência de longo termo, como objeto hidrológico a ser transferido, em detrimento das curvas de base anual, assim como os conceitos matemáticos e físicos embutidos na metodologia que serviria para sua regionalização.

Finalmente, o foco da pesquisa incidiu sobre o modelo chuva-vazão selecionado, conhecido por modelo Rio Grande, e sobre o algoritmo que subsidiaria a calibração automática de seus parâmetros em locais desprovidos de dados fluviométricos, vale lembrar, de forma indireta, a partir das FDCs sintéticas.

4 METODOLOGIA

4.1 *O método de Castellarin et al. para regionalização de curvas de permanência*

No item 3.3.3 foi realizada a revisão de diversos estudos relativos à regionalização de curvas de permanência de longo termo (FDCs), o que permitiu uma análise crítica das metodologias propostas sob o ponto-de-vista teórico e prático. Ao final desse processo, optou-se pelo procedimento elaborado por Castellarin *et al.* (2004a; 2007) para dar seqüência aos estudos, mais precisamente à etapa de preparo e verificação de um modelo regional de FDCs, válido para uma área selecionada, de forma a permitir a calibração indireta do modelo chuva-vazão escolhido.

O método de Castellarin *et al.* (2004a; 2007), cujo nome em inglês pode ser traduzido para “*um modelo estocástico de vazão-índice para curvas de permanência*”, foi eleito devido à sua formulação matemática, que dispensa a suposição de hipóteses relativas à sazonalidade e à correlação serial das vazões médias diárias, e aos resultados promissores encontrados nas bacias italianas nas quais a técnica foi utilizada. A metodologia também apresenta a vantagem de integrar a interpretação de longo termo à anual para curvas de permanência, a partir da mesma base matemática, mas as AFDCs não foram objeto de regionalização desta pesquisa de mestrado, devido a razões já esclarecidas.

Sendo assim, Castellarin *et al.* (2004a; 2007) elaboraram seu modelo estocástico para curvas de permanência a partir de uma analogia ao método da cheia-índice, proposto por Dalrymple (1960), utilizado para análise de frequência regional de descargas de cheias e prova de que a adimensionalização de vazões facilita a interpretação do comportamento estatístico de séries de máximos anuais. De forma semelhante, as vazões médias diárias podem ser adimensionalizadas pela vazão média do ano hidrológico ao longo do qual ocorrem, procedimento que, segundo seus precursores, evita a necessidade de se fazerem análises teóricas muito mais complexas que requeiram premissas a respeito do comportamento estocástico inerente à estrutura das descargas médias diárias. Essa adimensionalização também capacita o método a reproduzir a AFDC mediana e AFDCs associadas a períodos de retorno arbitrados.

Dessa forma, a abordagem da vazão-índice ao presente caso pode ser traduzida pela suposição de que as vazões médias diárias, chamadas daqui em diante de X , sejam representadas pelo

produto de duas variáveis aleatórias: uma descarga-índice, correspondente à média anual (AF) de certo ano hidrológico, e uma vazão média diária adimensionalizada (X') pela respectiva AF . Essa síntese pode ser expressa matematicamente pela seguinte expressão:

$$X = AF \cdot X' \quad (4.1)$$

As vazões médias anuais AF sintetizam as flutuações climáticas dominantes em uma dada bacia hidrográfica, decorrentes principalmente da variação da precipitação média anual, ao longo de uma seqüência de anos. Por sua vez, a função densidade de probabilidade (FDP) de X' , $f_{X'}$, revela o regime hidrológico anual da bacia, sendo controlada pelo clima, o tamanho e a permeabilidade da mesma.

Na interpretação estatística para a curva de permanência de longo termo, admite-se que essa seja o complemento da função acumulada de probabilidades, FAP, das vazões médias diárias de certa seção fluvial. Assim, e levando-se em conta a equação 4.1, a FAP de X , F_X , é dada por (CASTELLARIN *et al.*, 2004a, 2007):

$$F_X(x) = P\{X \leq x\} = \int_{x_1}^x f_X(u) du = P\{AF \cdot X' \leq x\} = \int_{\Omega_{X'}} \int_{af_1}^{x/z} f_{AF, X'}(v, z) dv dz \quad (4.2)$$

na qual:

$\Omega_{X'}$ = domínio da variável aleatória X'

f_X = função densidade de probabilidade (FDP) de X

$f_{AF, X'}$ = função densidade de probabilidades conjuntas de AF e X' , a qual exprime o comportamento simultâneo dessas duas variáveis aleatórias

x_1 e af_1 = limites inferiores de $\Omega_{X'}$ e Ω_{AF} , respectivamente

u , v e z = argumentos integrandos das variáveis X , AF e X' , respectivamente.

Caso se assuma que X' e AF sejam independentes, então $f_{AF, X'}$ torna-se igual ao produto das duas densidades marginais dessas variáveis, e a equação 4.2 pode ser escrita sob a forma a seguir:

$$F_X(x) = \int_{\Omega_{X'}} f_{X'}(z) \int_{af_1}^{x/z} f_{AF}(v) dv dz = \int_{\Omega_{X'}} f_{X'}(z) \cdot F_{AF}(x/z) dz \quad (4.3)$$

na qual:

F_{AF} = função acumulada de probabilidades (FAP) de AF
 $f_{X'}$ = função densidade de probabilidade (FDP) de X' .

A equação 4.3 pode ser resolvida analítica ou numericamente, dependendo das distribuições de probabilidades mais adequadas para representar AF e X' , das quais são derivadas expressões para F_{AF} e $f_{X'}$. A curva de permanência de longo termo (FDC) teórica pode então ser construída plotando-se a variável X versus a duração, ou permanência, igual a $100 \cdot (1 - F_X)$, expressa em porcentagem.

Para aplicação do método mencionado, devem ser tomados alguns cuidados. Primeiramente, a formulação da metodologia pressupõe que as séries de AF e X' sejam independentes entre si; caso contrário, a integral resultante na equação 4.3 seria mais complexa. Castellarin *et al.* (2007) sugerem que, se essa premissa não for confirmada, pode haver comprometimento no desempenho da técnica.

Em segundo lugar, deve-se buscar uma distribuição de probabilidades com três ou mais parâmetros para a variável X' , para se reproduzi-la adequadamente, já que seu comportamento, e, portanto, distribuição, resultam de uma composição de processos físicos. De qualquer maneira, não se deve agregar muitos parâmetros ao modelo, para evitar a elaboração de muitas equações de regressão regionais. Além disso, deve-se cuidar para que haja coerência entre os parâmetros de distribuições com algum significado físico e as características das bacias que subsidiarão a obtenção daqueles em locais sem dados, via modelo regional.

Outra observação pertinente diz respeito à metodologia selecionada para estimação dos parâmetros das distribuições de probabilidades. Existem três práticas mais utilizadas: o método dos momentos, o método da máxima verossimilhança e o método dos momentos-L, sendo esses dois últimos mais encontrados nos trabalhos de regionalização de curvas de permanência com enfoque estatístico. Oportunamente, são discutidos alguns aspectos a esse respeito que nortearam a escolha para cumprir essa tarefa durante a pesquisa aqui relatada.

Em quarto lugar, é interessante que se utilize algum teste de hipóteses ou que se calcule algum índice de modo que se possa avaliar a qualidade do ajuste das distribuições selecionadas para reprodução de AF e X' , principalmente quando mais de uma distribuição for eleita para esse fim para cada uma das variáveis. A gama de distribuições possíveis pode ser reduzida a um

conjunto menor a partir de uma análise preliminar, sob uma perspectiva teórica, já que nem todas as distribuições de probabilidades são adequadas para as variáveis estudadas, e sob o ponto-de-vista matemático, utilizando-se, por exemplo, o diagrama de curtose-L *versus* assimetria-L proposto por Hosking e Wallis (1997).

Finalmente, para êxito da metodologia, é ideal que se verifiquem a robustez e a confiabilidade dos modelos regionais, os quais relacionam os parâmetros das distribuições selecionadas aos índices físicos, climáticos e geomorfológicos das bacias hidrográficas contempladas. Essa questão é tratada detalhadamente no item 4.5.3.

4.2 Compilação e análise de dados fluviométricos e pluviométricos

A seleção de uma área de estudo esteve condicionada à existência de ampla rede de monitoramento fluviométrico, pluviométrico e evaporimétrico, com estações que contassem com históricos longos de registros, isto é, preferencialmente maiores do que vinte anos de dados. Além disso, a existência de estudos anteriores de consistência de informações e de regionalização de vazões e precipitação também determinou a escolha de uma região para receber a metodologia presentemente descrita.

Uma vez definida a grande área a ser estudada, passou-se à pré-seleção de todos os postos pluviométricos e fluviométricos existentes em seu interior, e nos limites da região, no caso dos primeiros. As informações sobre tamanho dos registros, entidade responsável pelo monitoramento, latitude e longitude, disponibilidade de dados, área de drenagem e curso de água (no caso de vazão), e altitude (em se tratando de altura de chuva) foram acessadas pelo banco de dados digital da ANA – Agência Nacional de Águas, disponível pela rede mundial de computadores (<http://hidroweb.ana.gov.br/>). Deu-se preferência às estações operadas pela CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, cujos históricos podem ser extraídos diretamente da *Internet*. Estações evaporimétricas não constam da referida base de dados, de modo que foram buscadas precedências alternativas, embora se saiba que a rede de monitoramento brasileira dessa variável climatológica seja bem menos densa do que a de precipitação e vazão.

Em seguida, pesquisou-se a disponibilidade de trabalhos anteriores realizados para a área selecionada *a priori*, já que esses constituem fontes importantes de informações, mapas e

estudos, podendo até mesmo eliminar alguma etapa na tarefa de compilação e análise de dados de monitoramento.

As posições das estações fluviométricas e pluviométricas foram plotadas em mapas digitais separados, de forma que fosse possível avaliar a sua distribuição espacial e a cobertura fornecida pela rede de postos. Desse ponto em diante, o procedimento adotado para dados de vazão e precipitação foi diferenciado, devido à função que ambos desempenharam na pesquisa realizada.

Deu-se prioridade às estações fluviométricas que contivessem dados médios diários de cota e vazão, histórico de medições de descarga líquida, e levantamentos topobatimétricos da seção das réguas linimétricas, a fim de que as curvas-chave pudessem ser avaliadas. Postos com menos de cinco anos de dados completos foram descartados, assim como os que contassem com muitas falhas e os correspondentes a seções fluviais reguladas a montante por reservatórios. Foi preparado um diagrama de disponibilidade de vazões médias diárias para todas as estações pré-selecionadas, e montou-se um diagrama unifilar das mesmas. Ainda foram realizadas para esses postos as seguintes verificações: (1) exame de cotogramas e hidrogramas e da curva-chave em busca de possíveis inconsistências; (2) análise de continuidade de vazões médias mensais (NAGHETTINI e CAMARGOS, 1983); (3) obtenção de índices como coeficiente de escoamento e vazão específica média de longo termo por área de drenagem; e (4) avaliação da tendência temporal e da homogeneidade das séries de vazões médias diárias. Parte dos trabalhos anteriores obtidos para a região estudada facilitou essas análises, conforme será mostrado mais adiante.

O conjunto de estações fluviométricas que atendesse aos pressupostos de consistência e de estacionariedade foi submetido à delimitação de regiões homogêneas. Após a realização dessa tarefa, foram escolhidos entre os postos integrantes de uma mesma região aqueles que contemplassem o maior período comum de informações que minimizasse o preenchimento de falhas. Esse grupo finalmente selecionado ainda foi submetido à homogeneização de suas séries, para finalmente subsidiar a elaboração e verificação do modelo regional de FDCs, etapas que serão explicadas oportunamente neste Capítulo.

Seguiu-se a recomendação de Dalrymple (1960) sobre a escolha do maior período comum de séries de vazões médias diárias para realização de análise de frequência regional de máximos anuais, o qual eliminaria o efeito da variabilidade temporal sobre as descargas de cheias,

facilitando a avaliação de outros fatores sobre essas. Tal hipótese foi considerada como válida e coerente para o estudo estatístico de curvas de permanência ao qual se procedeu na pesquisa relatada neste texto.

No que concerne aos dados pluviométricos, priorizou-se sua verificação preliminar para que esses pudessem servir de entrada ao modelo chuva-vazão selecionado para a pesquisa. Dessa maneira, após o posicionamento de todos os postos em um mapa, foi avaliada a disponibilidade dos registros de alturas diárias de chuva, sendo selecionadas as estações que contivessem o maior período disponível coincidente com o selecionado para a calibração do modelo hidrológico em questão. Não foi realizada uma análise mais detalhada dessas informações, já que havia estudos anteriores de consistência e de definição de isoietas de precipitação anual média abrangendo toda a região previamente escolhida (CPRM, 1995a, 1995b, 1996) e que auxiliaram no cálculo da precipitação média anual nas bacias previamente selecionadas, índice esse que exerce a função de variável explicativa em modelos regionais.

Devido à existência de poucas estações evaporimétricas com disponibilidade de dados em intervalo diário e de domínio público na área selecionada inicialmente, a análise concernente a essas informações consistiu em se calcularem os índices mensais médios nos postos levantados, para comparação de seus valores em busca de avaliação do comportamento regional e de possíveis discrepâncias.

4.3 Obtenção de índices físicos, climáticos, morfológicos e hidrológicos das bacias hidrográficas envolvidas

Os índices físicos, climáticos, morfológicos e hidrológicos das bacias hidrográficas referentes às estações fluviométricas selecionadas de acordo com os critérios expostos no item anterior foram levantados a fim de subsidiarem a elaboração e validação do modelo regional de curvas de permanência de longo termo.

Dentre os atributos físicos, foram levantados: área de drenagem, comprimento e declividade média equivalente do curso de água principal, desnível total, e as altitudes máxima e mínima. Na categoria das características de natureza morfológica figuram a densidade de drenagem, e os coeficientes de forma e compacidade. Como índice climático, calculou-se a precipitação média anual, e, como hidrológico, o coeficiente de escoamento foi considerado. Nos próximos parágrafos, são apresentados alguns aspectos relativos a tais variáveis, a fim de facilitar sua

obtenção em locais desprovidos de dados, de modo que uma curva de permanência sintética possa ser elaborada, e, finalmente, servir à calibração do modelo chuva-vazão selecionado.

4.3.1 Índices físicos

4.3.1.1 Área de drenagem

A área de drenagem de uma bacia hidrográfica é a área da projeção vertical da linha fechada dos divisores de água sobre um plano horizontal. Essa grandeza pode ser medida em mapas topográficos através de planímetros. Atualmente, com a difusão de programas computacionais como o ArcGis e o MapInfo, é possível obtê-la automaticamente, desde que a carta geográfica que contem a região de interesse tenha sido digitalizada, ou que esta tenha sido objeto de mapeamento digital por satélites. É importante que se escolha uma escala apropriada para medição da área, em função de seu porte. Assim, por exemplo, uma escala maior é mais adequada para bacias da ordem de centenas de quilômetros quadrados.

4.3.1.2 Perfil Longitudinal

O perfil longitudinal do curso de água principal de uma bacia hidrográfica relaciona a distância acumulada percorrida pelo talvegue ao desnível topográfico correspondente. Sua montagem é feita a partir das distâncias entre curvas de nível disponíveis em mapas topográficos, as quais podem ser medidas com um curvímetro, que se adapte à escala disponível, ou por meio de ferramentas computacionais, desde que o mapa esteja em meio digital. Ao se levantar o perfil longitudinal, é importante indicar os principais afluentes, os reservatórios e estações fluviométricas.

O traçado do perfil longitudinal permite que se calculem o comprimento do talvegue principal e a sua declividade média equivalente, até qualquer seção fluvial de referência. Esse último índice é uma medida representativa de seu relevo, podendo ser encontrado a partir da fórmula abaixo:

$$S_{eq} = \left[\frac{L}{\sum \left(\frac{l_j}{\sqrt{S_j}} \right)} \right]^2 \quad (4.4)$$

na qual:

L = comprimento total do trecho até a seção fluvial de interesse

l_j = comprimento de cada sub-trecho

S_j = declividade de cada sub-trecho

j = indexador dos sub-trechos.

De acordo com Silveira (1993 apud CPRM, 2001), a expressão 4.4 baseia-se no “conceito de declividade equivalente constante, ou seja, aquela declividade constante cujo tempo de translação, para o mesmo comprimento do curso de água em planta, seria igual ao perfil acidentado natural”. Esse método resulta em declividades menores do que as calculadas por outros métodos, uma vez que atribui um peso maior para os trechos com baixa declividade e grande extensão.

Do perfil longitudinal, também podem ser extraídas informações como o desnível total do curso de água principal até o exutório estudado, e as altitudes mínima e máxima da bacia, representadas pela cota altimétrica na seção de referência e no ponto a partir do qual é iniciada a medição do perfil, respectivamente. Nesse último caso, a medida é aproximada, uma vez que nem sempre se começa a computar o perfil pelo ponto realmente mais alto da bacia. De qualquer forma, esses três índices constam como variáveis explicativas em modelos de regressão em estudos de regionalização de curvas de permanência, como é o caso do trabalho de Castellarin *et al.* (2007) e Vogel e Fennessey (1990).

4.3.2 Índices morfológicos

4.3.2.1 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem é um indicador do relevo superficial e das características geomorfológicas da bacia hidrográfica. Gregory e Walling (1979) apontam-na como índice sensível aos fatores intervenientes sobre o regime hidrológico e que reflete o conjunto das demais características de uma bacia hidrográfica, podendo ser muito útil no estudo e no mapeamento de áreas quanto à sua produção de escoamento superficial.

Esse parâmetro consiste no número de junções por quilômetro quadrado de bacia, sendo uma junção o encontro de dois cursos de águas quaisquer. Seu cômputo é facilitado pelo uso de ferramentas computacionais aplicadas sobre mapas digitalizados, e depende da escala sobre a qual é levantado. Dessa forma, é importante utilizar sempre a mesma escala em um mesmo estudo regional, e especificá-la a fim de que se possa calculá-la em locais desprovidas de monitoramento.

4.3.2.2 Coeficientes de forma

A forma de uma bacia hidrográfica constitui um dos fatores que influenciam a sua competência em concentrar o escoamento até o exutório. Existem diversos descritores quantitativos de forma, sendo que apenas os dois índices mais utilizados em hidrologia foram considerados nesta pesquisa.

O coeficiente de forma, k_f , é dado pela seguinte expressão:

$$k_f = \frac{A}{L^2} \quad (4.5)$$

na qual:

L = comprimento do curso de água principal da bacia hidrográfica, em km

A = área da bacia, em km².

Um coeficiente de forma próximo ou maior do que 1 indica que a bacia é arredondada, enquanto que $k_f < 1$ aponta que a bacia tem a forma mais alongada.

Por sua vez, o coeficiente de compacidade, ou índice de Gravelius, denotado por k_c , é calculado por:

$$k_c = \frac{0,282 \cdot P}{\sqrt{A}} \quad (4.6)$$

na qual:

P = perímetro da bacia hidrográfica, em km

A = área da bacia, em km².

Para uma bacia perfeitamente circular, esse coeficiente é igual a 1, e para áreas de drenagem alongadas, ele adquire valores significativamente maiores do que 1.

4.3.3 Índice climático

Como fator climático, utilizou-se a precipitação média anual, calculada nas bacias hidrográficas selecionadas, por ser o índice dessa categoria mais encontrado na composição de equações de regressão regionais, de determinação mais simples. Sua obtenção deu-se a partir da espacialização das médias pluviométricas anuais registradas nas estações de referência, valendo-se do método dos polígonos de Thiessen. A essência dessa metodologia é atribuir um fator de ponderação a cada posto pluviométrico, em função de sua suposta área de

influência, sabendo-se que a cobertura fornecida pelos mesmos não é uniforme. Suas etapas constam a seguir:

- Localização das estações pluviométricas em um mapa e ligação dos postos próximos através de retas;
- Traçado da mediatriz de cada segmento de reta, que é uma linha perpendicular à reta que passa no seu ponto médio;
- Prolongamento das mediatrizes até que elas se encontrem no baricentro do triângulo formado pelas três estações pluviométricas próximas. Dessa forma, são definidos polígonos em torno de cada posto, cujos lados delimitam sua respectiva área de influência;
- Cálculo do fator de ponderação de cada estação, obtido dividindo-se a área formada pelo polígono correspondente, dentro dos limites da área em questão, pela área total da bacia hidrográfica de interesse;
- Obtenção da precipitação média espacial através da média ponderada das médias em cada estação, usando os fatores mencionados acima. Sendo assim, a precipitação média anual é definida em uma dada área de drenagem a partir da seguinte fórmula:

$$\bar{P} = \frac{\sum (A_i \cdot P_i)}{A} \quad (4.7)$$

na qual:

A_i = área de influência do posto pluviométrico i , em km^2

P_i = precipitação registrada no posto pluviométrico i , em mm

A = área total da bacia, em km^2 .

4.3.4 Índice hidrológico

O índice hidrológico utilizado na elaboração dos modelos regionais de curvas de permanência de longo termo foi o coeficiente de escoamento, denotado por:

$$C_{esc} = \frac{Q_{MLT} \cdot \Delta t}{A \cdot P} \quad (4.8)$$

na qual:

Q_{MLT} = vazão média de longo termo, em m^3/s ;

Δt = intervalo temporal de aplicação da equação; no caso, corresponde ao número de segundos em um ano;

A = área total da bacia, em m²;

P = precipitação média anual na bacia hidrográfica, em m.

O coeficiente de escoamento aponta a porcentagem da chuva média sobre uma bacia que é transformada em escoamento nos cursos de água, sem distinção entre as parcelas superficial, subsuperficial e subterrânea. Tucci (2002) o define como um indicador médio da consistência dos dados fluviométricos selecionados para estudos regionais.

Considerando-se que o índice de escoamento deve ser de fácil obtenção mesmo em bacias sem monitoramento fluviométrico, a fim de que se encontrem os parâmetros das distribuições que modelam as FDCs, foi necessário proceder ao seu mapeamento para a grande área estudada no âmbito desta pesquisa. Para tanto, foram utilizadas todas as estações fluviométricas com mais de cinco anos completos, inclusive as que não integraram regiões homogêneas, a fim de que se calculassem as suas vazões médias de longo termo. Os postos pluviométricos, por sua vez, foram os mesmos utilizados na obtenção da precipitação média anual nas bacias hidrográficas, e cujos dados já haviam sido consistidos em estudos anteriores realizados para a região de interesse.

4.4 Delimitação de regiões homogêneas

O procedimento adotado nesta pesquisa para delimitação de regiões homogêneas quanto às curvas de permanência seguiu as recomendações de Hosking e Wallis (1997). Após compilação de diversos métodos existentes para esse fim, esses autores defenderam a utilização de uma técnica classificada como subjetiva – a análise de agrupamentos ou *clusters*, seguida pelo refinamento das regiões previamente definidas a partir da aplicação de um processo objetivo, no caso, o cálculo e avaliação da medida de heterogeneidade H , preconizada pelos referidos estudiosos.

Como havia disponibilidade de estudos de regionalização de curvas de permanência anteriormente realizados para a grande área selecionada, verificou-se que a primeira etapa mencionada no parágrafo anterior, de caráter subjetivo, não necessitaria ser realizada, visto que regiões homogêneas para FDCs já haviam sido delimitadas. Embora o método outrora aplicado não tenha sido o recomendado por Hosking e Wallis (1997), as áreas definidas foram consideradas como ponto de partida para a aplicação da medida de heterogeneidade H . A técnica utilizada naquela ocasião valeu-se das tendências das retas de regressão entre as vazões correspondentes às durações de 50% e 95% e a área de drenagem das bacias

hidrográficas contempladas. Aspectos geológicos e morfológicos, assim como avaliação da inclinação e inflexões das curvas de permanência também constituíram elementos de decisão.

Tendo em vista que o ramo superior das FDCs também interessa à metodologia aplicada nesta pesquisa de mestrado, ponderou-se sobre a importância de se considerar também as vazões de permanências menores na definição de regiões homogêneas para seus fins. Sendo assim, a delimitação anterior carecia de verificação e possível correção, as quais seriam viabilizadas pela aplicação do teste estatístico associado à medida de heterogeneidade H . Resumidamente, essa medida baseia-se na comparação da variabilidade grupal de certas características estatísticas dos postos de monitoramento, no caso, fluviométrico, com a variabilidade esperada dessas mesmas características em uma região supostamente homogênea (NAGHETTINI e PINTO, 2007).

Os próximos parágrafos são dedicados a apresentar a descrição e a definição do teste da medida de heterogeneidade H , segundo elaborado por Hosking e Wallis (1997).

A princípio, em uma região homogênea, todos os integrantes têm os mesmos quocientes de momentos-L populacionais. Entretanto, as estimativas dessas estatísticas, ou seja, os quocientes de momentos-L amostrais, apresentam diferenças inerentes às flutuações amostrais. Dessa forma, torna-se importante avaliar se dado agrupamento de postos de observação possui dispersão entre seus quocientes de momentos-L amostrais maior do que a que se espera de uma região supostamente homogênea, justificando a lógica por trás da construção da medida de heterogeneidade H .

Quocientes de momentos-L são descritores de escala e forma das distribuições de probabilidades, calculados por relações entre momentos-L. Esses, por sua vez, foram deduzidos por Hosking (1990) a partir de combinações de momentos ponderados por probabilidades (GREENWOOD *et al.*, 1979 apud NAGHETTINI e PINTO), e apresentam a vantagem de estarem menos sujeitos às flutuações amostrais do que os correspondentes momentos convencionais das distribuições, sendo, portanto, mais robustos. Os quocientes de momentos-L mais utilizados são: o coeficiente de variação-L, a assimetria-L e a curtose-L, denotados por τ , τ_3 e τ_4 , respectivamente. A teoria completa a respeito dos momentos-L e seus quocientes, assim como as equações para sua estimação a partir de amostras, podem ser conferidas em Hosking e Wallis (1997, p. 18-31).

O significado da medida de heterogeneidade H pode ser entendido ao se criarem diagramas que relacionam os quocientes de momentos-L. Assim, por exemplo, pode-se plotar o coeficiente de variação-L *versus* a assimetria-L das amostras e confrontar o padrão de dispersão ao encontrado para uma região homogênea por simulações de amostras de mesmo tamanho das séries originais cuja homogeneidade será testada. Em termos quantitativos, esse conceito traduz-se pela diferença relativa centrada entre as dispersões observada e simulada, ou seja, pela razão da diferença entre a dispersão observada e a média das populações sobre o desvio-padrão das simulações.

O cálculo da medida de heterogeneidade H para amostras de uma região supostamente homogênea inicia-se pela obtenção do desvio-padrão dos coeficientes de variação-L das amostras observadas, por meio da expressão abaixo:

$$V = \left[\frac{\sum_{s=1}^U m_s (t^s - t^R)^2}{\sum_{s=1}^U m_s} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.9)$$

na qual:

U = número de postos de monitoramento na região homogênea a ser testada

s = indexador das estações de observação

m = tamanho da amostra correspondente ao posto s

t^s e t^R = quociente de variação-L amostral do posto s e quociente de variação-L regional, obtido pela média dos valores dessa variável ponderados pelo tamanho m de cada amostra.

Em seguida, é necessário realizar as simulações que fornecem o desvio-padrão e a média dos coeficientes de variação-L para uma região realmente homogênea. Para tanto, Hosking e Wallis (1997) sugerem a que se utilize a distribuição Kapa de quatro parâmetros, que inclui como casos particulares as distribuições Logística, Generalizada de Valores Extremos e a Generalizada de Pareto. Dessa forma, supõe-se que essa distribuição seja suficientemente genérica para englobar quaisquer distribuições de probabilidades de variáveis hidrológicas e hidrometeorológicas. Sua escolha também evita que se assumam *a priori* algum comprometimento com distribuições de 2 ou 3 parâmetros.

Sendo assim, em seguida deve-se ajustar a distribuição Kapa aos quocientes de momentos-L regionais, da primeira à quarta ordem. Com a obtenção dos parâmetros populacionais, podem

ser simuladas U_{SIM} regiões homogêneas, sem correlação cruzada e/ou serial, contendo U amostras individuais, igual ao número de postos de observação testados, cada qual com m_s valores da variável estudada. Depois, são calculadas as estatísticas V_u , sendo $u = 1, 2, \dots, U_{SIM}$, para todas as simulações de regiões homogêneas. Finalmente, deve-se determinar a média e o desvio-padrão dos U_{SIM} valores de V_u , viabilizando o acesso à medida de heterogeneidade através da fórmula que segue:

$$H = \frac{(V - \mu_V)}{\sigma_V} \quad (4.10)$$

na qual:

V = desvio-padrão dos coeficientes de variação-L das amostras observadas, tal como obtido pela equação 4.4

μ_V = média dos U_{SIM} valores de V_u

σ_V = desvio-padrão dos U_{SIM} valores de V_u .

O valor recomendado por Hosking e Wallis (1997) para U_{SIM} é de 500. As rotinas de cálculo da medida de heterogeneidade elaboradas pelos seus idealizadores encontram-se disponíveis gratuitamente pela rede mundial de computadores, e foram utilizadas na presente pesquisa.

A medida de heterogeneidade H foi calculada em separado para três conjuntos de amostras distintas: (1) descargas anuais médias, (2) vazões médias diárias máximas anuais e (3) vazões médias diárias mínimas anuais. A idéia de se utilizarem as referidas amostras deveu-se à dificuldade de serem preparados os arquivos de entrada para as rotinas contendo todos os dados de vazão média diária por estação fluviométrica, já que em muitos casos havia seqüências de até 40 anos hidrológicos. Além disso, a medida de heterogeneidade H é sensível à correlação cruzada entre postos fluviométricos, segundo Hosking e Wallis (1997), comportamento que poderia acentuar-se caso todas as vazões médias diárias fossem consideradas no cômputo da variável de teste.

Sendo assim, admitiu-se que as vazões selecionadas conforme explicado foram suficientes para caracterizar os ramos superior e inferior e a porção mais central da curva de permanência, e, portanto, o regime hidrológico de dada bacia hidrográfica até a seção fluvial de monitoramento. A Figura 4.1 demonstra visualmente esse conceito. Nela, estão destacadas as vazões máximas e mínimas anuais, que constituem quantis realmente observados na curva

de permanência de longo termo, enquanto que o trecho central da mesma está apenas assinalado, por ser caracterizado pelas vazões médias anuais, as quais não são quantis devido à maneira como são calculadas.

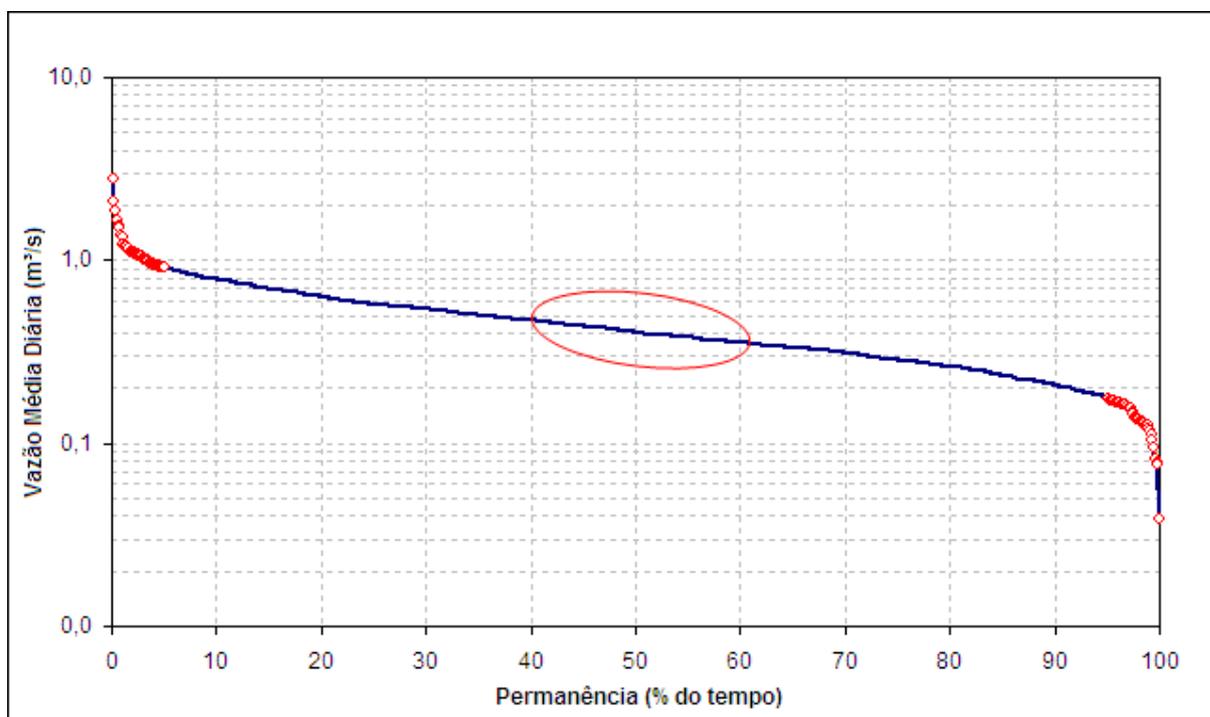


Figura 4.1 – Curva de permanência de vazões médias diárias com os trechos contemplados pelas amostras submetidas ao teste da medida *H*.

As estações fluviométricas selecionadas deveriam conter ao menos cinco anos hidrológicos completos com registros de vazão, de forma que alguns postos que não foram escolhidos para a elaboração do modelo regional de FDCs puderam ser incluídos na análise e delimitação de regiões homogêneas, desde que atendessem ao supracitado pré-requisito. Caso se mostrasse que as bacias correspondentes a esses locais de monitoramento com menor número de dados integrassem alguma região homogênea finalmente definida, os mesmos se prestariam à validação da metodologia empregada nesta pesquisa, tanto a da regionalização de FDCs, quanto a de calibração do modelo chuva-vazão tendo as curvas de permanência sintéticas como paradigma.

Os agrupamentos definidos no estudo anterior disponível para a grande área estudada foram os primeiros a serem testados. O processo de delimitação foi iterativo, uma vez que dado conjunto de bacias poderia ser homogêneo quanto a uma das variáveis em estudo, mas não quanto às demais, devendo atender ao critério de homogeneidade para as três amostras para

ser finalmente aprovado. O teste da medida de heterogeneidade H é aplicado a cada tentativa. Hosking e Wallis (1997) sugerem que, se $H < 1$, então certa região pode ser avaliada como “aceitavelmente homogênea”; se $1 \leq H < 2$, então ela é “possivelmente heterogênea”, e se $H \geq 2$, ela deve ser considerada como “definitivamente heterogênea”.

Um procedimento auxiliar à decisão de inserção ou retirada de um ou mais postos fluviométricos nesse processo de tentativa-e-erro foi a análise prévia das distribuições empíricas plotadas em gráficos separados para cada um dos três tipos amostras avaliadas, sendo que as variáveis foram adimensionalizadas pelas respectivas médias amostrais, de modo que fosse possível observar a tendência das distribuições, e detectar séries com comportamento diferente de um conjunto. Essa abordagem foi extraída do trabalho de Dalrymple (1960), que contém diversas diretrizes para análise de frequência regional de vazões máximas pelo método da cheia-índice.

Para tanto, as posições de plotagem das distribuições empíricas foram definidas pela fórmula de Weibull para as vazões médias diárias máximas e mínimas anuais, tomando-se o cuidado de considerar as primeiras em ordem decrescente e, as segundas, ordenadas de forma crescente. Para as vazões médias anuais, utilizou-se a fórmula de Blom, que fornece quantis não-enviesados para as distribuições Normal e Log-normal (NAGHETTINI e PINTO, 2007), sendo os mesmos ordenados crescentemente.

4.5 *Elaboração e validação do modelo regional de curvas de permanência segundo adaptação do método de Castellarin et al.*

Este item é dedicado a apresentar uma adaptação do método de Castellarin *et al.* (2004a), já que a metodologia aplicada no âmbito desta pesquisa de mestrado não seguiu todos os critérios do referido trabalho, embora sua idéia central tenha sido mantida. As vazões médias diárias foram avaliadas como o produto da vazão média anual (AF) pela vazão média diária adimensionalizada por essa última (X'). No entanto, a escolha das distribuições para reprodução dessas duas variáveis aleatórias e a avaliação do ajuste diferiram das técnicas usadas pelos supracitados autores.

Após a delimitação das regiões homogêneas, foi selecionado um período em comum para subsidiar a elaboração do modelo regional para as FDCs, devido a questões já elucidadas. Dessa forma, nem todas as estações fluviométricas incluídas em uma região homogênea

foram utilizadas para esse fim, já que muitas delas continham poucos anos de dados, ou históricos longos, porém não-coincidentes com o período escolhido.

Em seguida, procedeu-se à homogeneização das séries de vazões médias diárias dos postos finalmente selecionados, obedecendo-se à recomendação de Dalrymple (1960). As séries temporais resultantes foram submetidas à análise do coeficiente angular da reta de regressão. Assim, foi possível avaliar grosseiramente se as amostras não apresentavam tendências temporais ao longo do período homogeneizado. Da mesma forma, essa verificação foi importante para garantir que as curvas de permanência construídas refletissem ciclos secos e úmidos, e não apenas um deles.

Na seqüência, foi selecionada uma estação fluviométrica de referência por região homogênea, a fim de se proceder a uma análise exploratória dos dados de vazões médias diárias, respeitando-se o período comum de cada região. A idéia central foi investigar se tais séries constituem uma amostra aleatória simples, ou seja, se seus elementos são independentes e equiprováveis, pré-requisito importante para aplicação dos conceitos da hidrologia estatística. Para a primeira averiguação, foram calculados os correlogramas por meio do *software* Statistica, versão 6.1. Para o segundo caso, foram obtidas as AFDCs por ano hidrológico do período em comum definido, e selecionaram-se as amostras de n valores de vazão para algumas permanências notáveis, sendo n o número de anos hidrológicos, a fim de se avaliar a forma dos histogramas montados para cada uma delas. Tais avaliações preliminares permitiram comprovar a necessidade de um modelo estocástico, como o é o método de Castellarin *et al.* (2004a; 2007), para representação das FDCs, devido à sazonalidade e dependência serial observadas nas séries desses postos de referência.

Finalmente, foram construídas as curvas de permanência de longo termo empíricas de cada estação fluviométrica, sempre se levando em conta o período comum definido. Para cálculo da posição de plotagem, e assim, da duração associada a cada vazão média diária, foi utilizada a fórmula de Weibull, de acordo com prescrição de Vogel e Fennessey (1994). Os próximos passos são explicados separadamente, devido às diferentes finalidades a que se prestaram no contexto da elaboração e validação do modelo regional de FDCs.

4.5.1 Seleção das distribuições para as amostras de AF e X'

Feitas as verificações preliminares mencionadas no item anterior, passou-se a uma análise detalhada sobre as séries de vazões médias diárias das estações fluviométrica integrantes de cada região homogênea definida, respeitando-se o período comum de dados selecionado para a elaboração dos modelos regionais de FDCs.

O eixo central da metodologia proposta por Castellarin et al. (2004a) refere-se à definição de distribuições de probabilidades adequadas para as amostras das variáveis AF e X' , em âmbito regional, sob a hipótese de que ambas sejam independentes entre si. Especificamente, no cômputo da integral que determina o complemento da permanência da FDC, deve-se calcular o produto da função densidade de probabilidade (FDP) de X' pela função acumulada de probabilidades (FAP) de AF , cuidando-se para que essa variável seja posta em função de X – vazão média diária, e de X' , conforme atesta a equação 4.3. Os limites de AF e X' são definidos de acordo com as distribuições adotadas para ambas as variáveis. As etapas seguidas para proceder à escolha das distribuições de probabilidades para AF e X' podem ser vistas na Figura 4.2 e conferidas nos parágrafos que seguem.

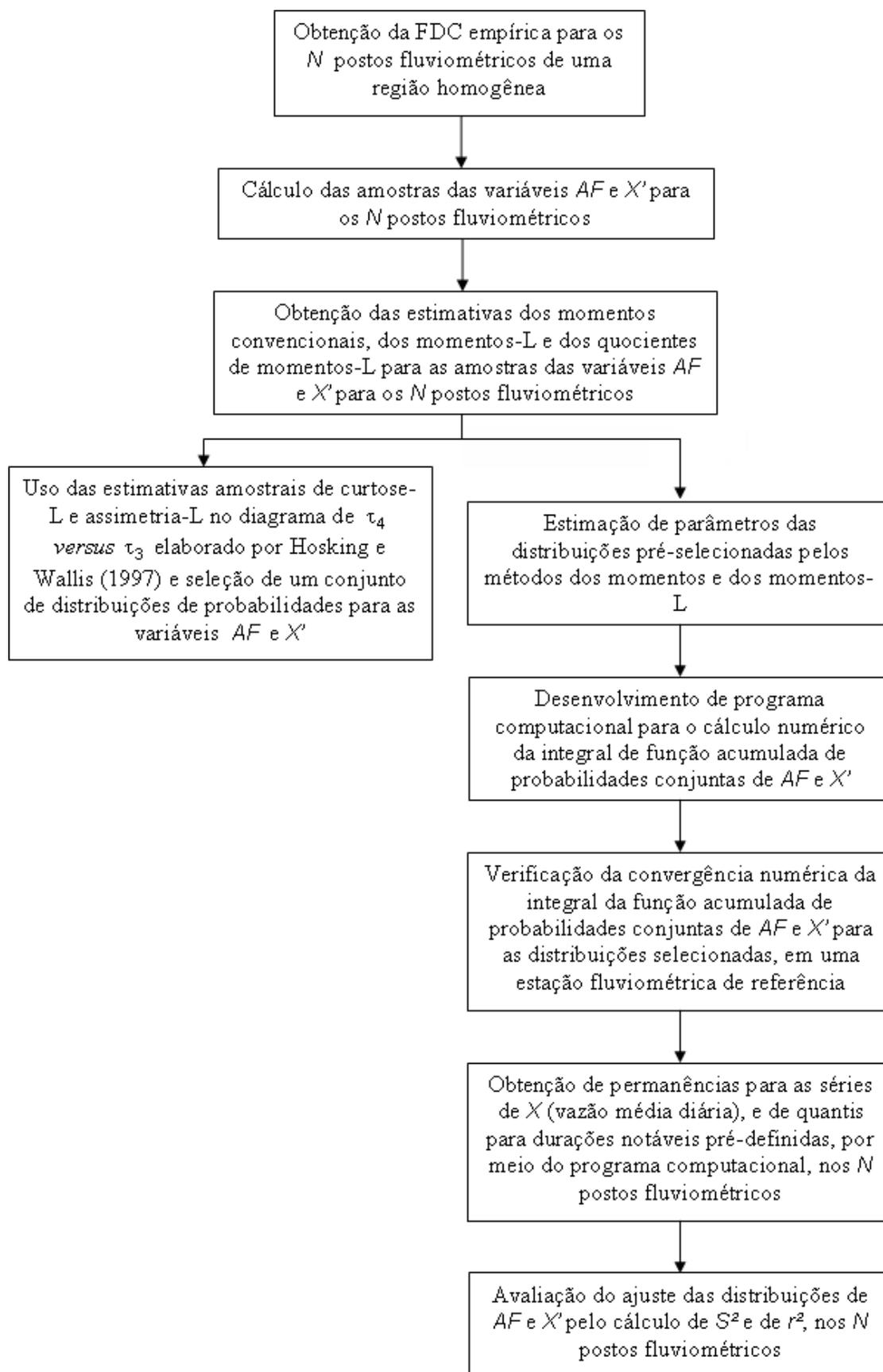


Figura 4.2 - Fluxograma de atividades envolvidas na seleção de distribuições de probabilidades para as amostras de AF e X' .

Sendo assim, primeiramente foram obtidas as amostras de AF e X' de cada estação fluviométrica, para o período comum. A variável AF é igual à média anual das vazões médias diárias de certo ano hidrológico, enquanto que X' é a vazão média diária adimensionalizada pela AF do ano hidrológico ao qual ela pertence. Dessa forma, se o período comum tem N anos, as amostras de AF de todos os postos serão compostas por N valores, e, as de X' , por N vezes 365 exemplares, mais o número de anos bissextos.

Em segundo lugar, foram calculados os momentos amostrais, assim como os momentos-L amostrais e os quocientes de momentos-L amostrais de AF e X' e de seus logaritmos naturais, até a quarta ordem. As equações utilizadas podem ser conferidas em Haan (1977, p. 47-51) para o primeiro caso, e em Hosking e Wallis (1997, p. 18-31) para o segundo caso. As estimativas não-enviesadas dos momentos-L, fornecidas pelas amostras, são denotadas por l_r , sendo r a ordem considerada. Por sua vez, os estimadores dos quocientes de momentos-L são chamados de t_r . Em se tratando das estimativas dos momentos convencionais, cada uma recebe um símbolo diferente. Todas essas estatísticas amostrais serviram para duas finalidades: (1) avaliação preliminar das distribuições mais adequadas às amostras de AF e X' por meio do diagrama de curtose-L (τ_4) *versus* assimetria-L (τ_3), proposto por Hosking e Wallis (1997), e (2) estimação de parâmetros de distribuições de probabilidades para AF e X' pelos métodos dos momentos e dos momentos-L, conforme será explicado oportunamente.

O diagrama de curtose-L (τ_4) *versus* assimetria-L (τ_3) é um gráfico no qual são plotadas as relações entre esses dois quocientes de momentos-L para as principais distribuições de probabilidades. As distribuições de dois parâmetros são representadas por pontos, devido ao fato de terem valores fixos de τ_4 e τ_3 , enquanto que as de três parâmetros apresentam-se como linhas, cujas ordenadas correspondem a diferentes valores do parâmetro de forma. Por sua vez, as distribuições com mais de um parâmetro de forma geralmente cobrem áreas em duas dimensões sobre o diagrama. Hosking e Wallis (1997) fornecem polinômios para aproximação das relações entre a curtose-L e a assimetria-L no caso das distribuições de três parâmetros. Esses autores sugerem que, para se definir as distribuições mais aplicáveis a uma variável em âmbito regional, se plote o ponto formado pelos valores dos estimadores não-enviesados dos quocientes de momentos-L de terceira (t_3) e quarta ordem (t_4) regionais, obtidos pela média ponderada desses estimadores em cada estação de medição da variável mensurada, buscando avaliar a qual distribuição o ponto mais se aproxima.

O diagrama de Hosking e Wallis (1997, p. 25) pode ser visualizado no Anexo 2 desta dissertação. No presente caso, não só foram plotados os pontos regionais das amostras de AF e X' , como também o foram os pontos válidos para cada uma dessas amostras em todas as estações fluviométricas componentes de cada região homogênea, de modo a levantar um conjunto mais amplo de distribuições para as variáveis estudadas. Esse procedimento também permitiu analisar a dispersão dos pontos em torno do ponto central, ou regional. Cabe lembrar que as estimativas regionais dos quocientes de momentos-L foram obtidas pela média aritmética dos mesmos em cada posto, já que o tamanho das séries era igual, devido ao período comum.

O conjunto de distribuições avaliadas é apresentado na Tabela 4.1. Nota-se que se deu prioridade às distribuições de dois parâmetros para AF , e às de três parâmetros, em se tratando da variável X' . Foram descartadas nesse último caso as distribuições de quatro ou mais parâmetros, a fim de se evitar um número total de parâmetros maior do que cinco ou seis para a reprodução de FDCs, e devido ao fato de os parâmetros associados a momentos de maior ordem serem de difícil associação a atributos físicos das bacias hidrográficas. A escolha pelas distribuições também se baseou em recomendações feitas por Naghettini e Pinto (2007) quanto à sua aplicação em variáveis hidrológicas e em indicações de Castellarin *et al.* (2004a; 2007) e de LeBoutillier e Waylen (1993a).

Tabela 4.1 – Distribuições de probabilidades avaliadas para as amostras de AF e X' .

Variável	Distribuições Avaliadas	Método de Estimação de Parâmetros e Bibliografia
AF - vazão média anual	Normal (N)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000) Método dos momentos-L (Rao e Hamed, 2000)
	Gama de dois parâmetros (Ga)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000) Método dos momentos-L (Hosking, 1990 apud Rao e Hamed, 2000)
	Pearson tipo III (P-III)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000) Método dos momentos-L (Hosking, 1991 apud Rao e Hamed, 2000)
	Log-normal de dois parâmetros (LN-2p)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000) Método dos momentos-L (Rao e Hamed, 2000)
X' - vazão média diária adimensionalizada pela respectiva AF	Generalizada de valores extremos (GEV)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000)
		Método dos momentos-L (Rao e Hamed, 2000)
	Log-normal de três parâmetros (LN-3p)	Método dos momentos (Stedinger <i>et al.</i> , 1993)
		Método dos momentos (Kite, 1977 apud Rao e Hamed, 2000)
		Método dos momentos-L (Hosking, 1990 apud Rao e Hamed, 2000)
	Generalizada de Pareto (GPA)	Método dos momentos (Rao e Hamed, 2000)
Método dos momentos-L (Hosking, 1990 apud Rao e Hamed, 2000)		
Log-Pearson tipo III (LP-III)	Método dos momentos (Naghettini e Pinto, 2007)	
	Método dos momentos-L (Naghettini e Pinto, 2007)	

Em terceiro lugar, determinadas em caráter preliminar as distribuições de probabilidades para modelar AF e X' , procedeu-se à estimação de parâmetros de cada uma delas, utilizando-se duas técnicas muito difundidas: (1) o método dos momentos, conhecido pela sigla MOM, e (2) o método dos momentos-L, ou MML.

Existem diversas metodologias para estimação de parâmetros de distribuições de probabilidades, sendo que as duas mencionadas acima estão entre as mais comuns e de aplicação mais simples, quando comparadas às demais. Ambas consistem em se igualar os momentos populacionais, específicos de cada distribuição, aos momentos amostrais, sendo que, no caso do segundo método, são utilizados os momentos-L. A terceira técnica mais comum, conhecida por método de máxima verossimilhança (MVS), e que produz os estimadores de menor variância, sobretudo para grandes amostras (NAGHETTINI e PINTO, 2007), não foi utilizada no âmbito desta pesquisa, devido ao esforço computacional demandado, principalmente para as séries longas da variável X' .

O método dos momentos-L (MML) foi considerado neste trabalho pois produz estimadores de parâmetros comparáveis em qualidade àqueles estimados pelo método da máxima verossimilhança (NAGHETTINI e PINTO, 2007). Além disso, devido à menor complexidade das equações de solução, aquele método demanda menor esforço computacional quando comparado a este.

O método dos momentos (MOM), por sua vez, foi utilizado por ser o mais simples de todos, embora seus estimadores sejam, de forma geral, de qualidade inferior e menos eficientes do que os estimadores de MVS, notadamente para distribuições de três ou mais parâmetros, conforme atestam Rao e Hamed (2000) e Naghettini e Pinto (2007).

Conhecendo-se as vantagens e limitações dos dois métodos selecionados, direcionou-se o procedimento subsequente de forma a permitir a comparação entre os desempenhos fornecidos na reprodução de FDCs ao se empregarem as estimativas de parâmetros encontradas por ambos.

Em seguida, foi preparado com a colaboração do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da UFMG um programa computacional que viabilizasse o a obtenção da integral proposta por Castellarin *et al.* (2004a; 2007), expressa na equação 4.3, fornecendo assim a probabilidade acumulada associada a cada vazão média

diária, denotada por X , e, conseqüentemente, a duração correspondente. A integral é calculada numericamente pelo método de Romberg (PRESS *et al.*, 1989, p. 114-115), que representa uma generalização da regra de Simpson. O aplicativo também foi elaborado para calcular a função inversa de quantis, permitindo a obtenção da descarga média diária, desde que fossem dadas como entrada as permanências de interesse. Os dados necessários para execução do programa são os parâmetros das duas distribuições que são avaliadas por tentativa, uma para AF e a outra para X' , e a seqüência ordenada de vazões médias diárias, caso se queira obter a permanência, ou a série de durações ordenadas para as quais se quer encontrar os respectivos quantis da variável hidrológica estudada.

Tendo em vista o grande número de distribuições selecionadas *a priori* para reprodução das amostras de AF e X' , tal como se vê na Tabela 4.1, decidiu-se avaliar a sua aplicabilidade a uma estação fluviométrica de referência por região homogênea. Dessa forma, também seria possível averiguar a convergência numérica da integral de Castellarin *et al.* (2004a), podendo ser definido um conjunto menor de distribuições para ser testado nos demais postos fluviométricos, o que facilitaria a análise.

Após essa avaliação prévia, utilizou-se o programa computacional de cálculo da integral de Castellarin *et al.* (2004a) em todas as estações fluviométricas subsidiárias do modelo regional de FDCs. Foram testadas todas as combinações possíveis entre as distribuições separadas para AF e X' , após eventual descarte dos conjuntos que não convergiram ou que não reproduziram adequadamente toda a gama de permanências no teste realizado para o posto de referência, tal como foi explicado no parágrafo anterior. Considerou-se o mesmo método de estimação de parâmetros por dupla de distribuições.

Para cada posto fluviométrico, foram obtidas as seguintes séries, supondo-se que as duplas de distribuições testadas reproduzissem adequadamente as curvas de permanência de longo termo: (1) durações, em porcentagem do tempo, associadas às vazões médias diárias ordenadas decrescentemente e fornecidas como dado de entrada, e (2) descargas médias diárias correspondentes a permanências. Nesse último caso, para cada estação fluviométrica foi preparado um arquivo de entrada para o programa com 121 durações notáveis, no intervalo de [0,025; 99,975]%, espaçadas de forma constante na maior parte dessa faixa. As saídas correspondentes se prestaram à verificação do ajuste dos grupos de distribuições avaliadas e à análise de desempenho dos modelos regionais de FDCs, respectivamente, bem como à

montagem de gráficos que auxiliaram ambos os processos. Considerou-se que a gama selecionada contemplava a maior parte das FDCs, excluindo vazões muito extremas, sendo suficientes para representar o regime hidrológico de dada bacia hidrográfica. Essa premissa também foi mantida durante o processo de calibração do modelo chuva-vazão testado, tema tratado mais adiante.

Finalmente, procedeu-se à escolha pelo par de distribuições – uma para AF e outra para X' – para reprodução das curvas de permanência de longo termo de validade regional. Para tanto, foi necessário criar critérios matemáticos que permitissem a análise do ajuste às FDCs e a comparação entre os desempenhos proporcionados entre as combinações de distribuições e entre os métodos de estimação de seus parâmetros. A equação abaixo exprime qual foi o índice preferencial nessa avaliação, o qual valoriza da mesma maneira tanto as vazões de maior quanto as de menor magnitude (TUCCI, 2002):

$$S^2_s = \sum_{j=1}^n \left(\frac{Q_{sim,j} - Q_{obs,j}}{Q_{obs,j}} \right)^2 \quad (4.11)$$

na qual:

s = indexador de estação fluviométrica

j = indexador de durações ou permanências avaliadas, sendo n o seu número total

$Q_{sim,j}$ e $Q_{obs,j}$ = vazão reproduzida por dada combinação de duas distribuições e vazão observada, respectivamente, ambas para a mesma duração j .

O coeficiente de correlação linear, aqui chamado de r_s , também foi usado como indicador auxiliar do ajuste. Seu cálculo foi feito a partir da expressão abaixo:

$$r_s = \frac{\sum_{j=1}^n (Q_{obs,j} - \overline{Q_{obs}}) \cdot (Q_{sim,j} - \overline{Q_{sim}})}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (Q_{obs,j} - \overline{Q_{obs}})^2 \cdot \sum_{j=1}^n (Q_{sim,j} - \overline{Q_{sim}})^2}} \quad (4.12)$$

na qual:

s , j , $Q_{sim,j}$ e $Q_{obs,j}$ seguem a mesma notação da equação anterior

$\overline{Q_{sim}}$ e $\overline{Q_{obs}}$ = média das vazões reproduzida por dada combinação de duas distribuições e das vazões observadas, respectivamente.

Sendo assim, para cômputo das medidas S^2_s e r_s , foi necessário calcular os quantis correspondentes a cada permanência considerada, levando-se em conta as distribuições testadas para AF e X' . Foram avaliadas 121 durações, no intervalo [0,025; 99,975]%, devido a questões já elucidadas.

Para escolha do melhor par de distribuições de AF e X' para dar seqüência aos estudos, isto é, à elaboração do modelo regional de FDCs e à análise do seu desempenho, adotou-se como indicador da qualidade geral a média dos valores de S^2_i encontrados em cada bacia hidrográfica, ou seja:

$$S^2_{DistAF, DistX'} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{s=1}^N S^2_s \quad (4.13)$$

na qual:

$S^2_{DistAF, DistX'}$ = valor médio do indicador na região homogênea, proporcionado pela aplicação da distribuição AF e da distribuição X' para as variáveis homônimas

s = indexador de estações fluviométricas

N = número total de postos por região homogênea.

A elaboração de gráficos contendo a FDC empírica e a FDC simulada a partir da integração numérica de Castellarin *et al.* (2004a; 2007) permitiu que se fizesse uma análise visual do ajuste, servindo como ferramenta auxiliar na decisão pelo melhor conjunto de distribuições de probabilidades.

Por diversas razões, não foram aplicados os testes de aderência usuais em hidrologia, dentre os quais se podem ser mencionados: o teste do Qui-Quadrado (χ^2), o de Kolmogorov-Smirnov, o de Anderson-Darling e o de Filliben. Todos eles permitem avaliar a hipótese de que dada distribuição de probabilidades se ajuste a certa amostra de uma variável hidrológica e que seja adequada para descrevê-la, a certo nível de significância. Entretanto, conforme atestam Naghettini e Pinto (2007, p. 286), “os resultados de diferentes testes de aderência não são comparáveis entre si, e, portanto, não se prestam à seleção do modelo distributivo mais adequado para certa amostra de observações”. Além disso, todos eles apresentam certas deficiências, principalmente em distinguir as diferenças entre os quantis teóricos e empíricos nas caudas das distribuições analisadas.

O teste de Filliben poderia ser utilizado para aferir a adequação da FDC sintética fornecida pelo complemento da função acumulada de probabilidades conjuntas de AF e X' à FDC empírica, devido ao seu poder e a sua simplicidade de aplicação (NAGHETTINI e PINTO, 2007), desde que houvesse valores críticos tabelados para a estatística de teste. No entanto, quando não há disponibilidade desses números, deve-se proceder a simulações de Monte Carlo, que constituem um processo de complexidade computacional. No presente caso, várias combinações de distribuições necessitariam ser avaliadas e ter seus valores críticos tabelados.

Considerou-se, portanto, que a avaliação prévia dos quocientes de momentos-L amostrais de AF e X' no diagrama de Hosking e Wallis, e posterior cálculo das estatísticas S^2_s e $S^2_{DistAF, DistX'}$ seriam suficientes para decisão pelas distribuições de probabilidades mais adequadas para as amostras das referidas variáveis aleatórias em nível regional, e pelo melhor método de estimação de parâmetros. Dessa forma, foi possível passar à etapa seguinte, de elaboração dos modelos regionais para os parâmetros dessas distribuições.

4.5.2 Montagem dos modelos regionais

Os modelos regionais referem-se às equações de regressão múltipla que relacionam os parâmetros das distribuições de probabilidades das variáveis AF e X' (CASTELLARIN *et al.*, 2004a) às características físicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas obtidas em todas as bacias hidrográficas integrantes das regiões homogêneas delimitadas e subsidiárias da regionalização de curvas de permanência de longo termo.

Deu-se preferência aos modelos das seguintes formas, adaptando-se a notação das equações 3.8 e 3.9, às páginas 60 e 61, respectivamente, ao caso das variáveis envolvidas:

$$\theta_{DIST} = \beta_0 + \beta_1 \cdot A_d + \beta_2 \cdot L + \beta_3 \cdot S_{eq} + \beta_4 \cdot \bar{P} + \beta_5 \cdot DD + \beta_6 \cdot C_{esc} + \beta_7 \cdot k_f + \beta_8 \cdot k_c + \beta_9 \cdot H_{máx} + \beta_{10} \cdot H_{mín} + \beta_{11} \cdot \Delta H_{tot} \quad (4.14)$$

e

$$\theta_{DIST} = \beta_0 \cdot A_d^{\beta_1} \cdot L^{\beta_2} \cdot S_{eq}^{\beta_3} \cdot \bar{P}^{\beta_4} \cdot DD^{\beta_5} \cdot C_{esc}^{\beta_6} \cdot k_f^{\beta_7} \cdot k_c^{\beta_8} \cdot H_{máx}^{\beta_9} \cdot H_{mín}^{\beta_{10}} \cdot \Delta H_{tot}^{\beta_{11}} \quad (4.15)$$

na qual:

θ_{DIST} = parâmetro relativo à distribuição de probabilidades de AF ou X'

β_0 = intercepto da regressão

$\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_{11}$ = coeficientes de regressão associados às diversas variáveis explicativas, estimados pelo método dos mínimos quadrados

A_d = área de drenagem das bacias hidrográficas envolvidas, em km²

L e S_{eq} = comprimento (km) e declividade média equivalente (m/km) do talvegue principal, respectivamente

\bar{P} = precipitação média anual espacializada na bacia hidrográfica, em mm

DD = densidade de drenagem, em junções/km²

C_{esc} = coeficiente de escoamento, adimensional

k_f e k_c = coeficientes de forma e de compacidade da bacia, adimensionais, respectivamente

$H_{máx}$, $H_{mín}$ e ΔH_{tot} = altitudes máxima e mínima e desnível total, em metros, registrados para o talvegue principal da bacia.

A equação 4.14 é da forma linear, enquanto a 4.15 é não-linear do tipo multiplicativo (NAGHETTINI e PINTO, 2007), e pode ser resolvida linearmente após transformação logarítmica dos dois termos da expressão. Foram colocadas todas as variáveis explicativas analisadas e passíveis de integrar os modelos regionais, apenas a título de conhecimento, já que a sua inclusão ou não dependeu de uma série de fatores. Tratou-se de manter o mesmo tipo de modelo para explicar os parâmetros da distribuição de uma mesma variável aleatória (AF ou X').

Todas as análises descritas nos próximos parágrafos foram subsidiadas pelos cálculos realizados pelo software *Statistica*, versão 6.1. Os dados de entrada são as observações das variáveis independentes e dependentes, e dos seus logaritmos naturais, já que modelos não-lineares multiplicativos também foram contemplados. O procedimento exposto a seguir é válido para os modelos regionais aqui chamados de completos, os quais consideram todas as estações fluviométricas integrantes de uma região homogênea, e que serviram de referência para montagem dos modelos regionais subsidiários do processo de validação cruzada de *jack-knife*, os quais são elaborados retirando-se um posto por vez. Isso significa que, uma vez definidas as variáveis explicativas em um modelo de regressão completo, adotou-se como critério de pesquisa considerá-las obrigatoriamente nos respectivos modelos de *jack-knife*.

Inicialmente, foi calculada a matriz de correlação linear entre todas as variáveis independentes e entre elas e a variável dependente em questão, isto é, algum dentre os parâmetros das distribuições de AF e X' . O coeficiente de correlação linear, cujo valor deve estar entre -1 e 1, é uma medida da dependência linear entre duas variáveis, aqui chamadas de X e Y , sendo calculado pela seguinte expressão:

$$r = \frac{\sum_{s=1}^N (x_s - \bar{x}) \cdot (y_s - \bar{y})}{\sqrt{\frac{\sum_{s=1}^N (x_s - \bar{x})^2}{N-1}} \cdot \sqrt{\frac{\sum_{s=1}^N (y_s - \bar{y})^2}{N-1}}} \quad (4.16)$$

na qual:

x_s = s-ésima observação da variável X. O indexador s foi usado para indicar que cada observação corresponde ao dado de uma estação fluviométrica, em se tratando dos modelos regionais de FDCs

y_s = s-ésima observação da variável Y

N = número total de observações simultâneas das variáveis X e Y

\bar{x} e \bar{y} = média das observações de X e de Y, respectivamente.

Uma vez obtida a referida matriz de correlação, selecionou-se a variável independente com maior coeficiente de correlação linear com a variável explicada em questão, de modo a iniciar a análise de regressão múltipla. As demais variáveis foram acrescentadas ao modelo, uma a uma, em ordem do maior coeficiente r , e evitando-se a inserção de uma dentre duas variáveis explicativas com r maior do que 0,85 entre si, de acordo com recomendação de Naghettini e Pinto (2007, p. 389).

A cada acréscimo de uma variável explicativa, calculava-se o coeficiente de determinação da regressão, conhecido pela notação R^2 e que indica a porcentagem da variância da variável dependente que é explicada pelo modelo. No entanto, como esse indicador da qualidade do ajuste cresce sempre que se adicionam novas variáveis à equação, foi também calculado para cada etapa o coeficiente de determinação ajustado, $R_{ajustado}^2$, conforme sugestão de Montgomery e Peck (1992, p. 160):

$$R_{ajustado}^2 = 1 - \frac{N-1}{N-P} \cdot (1 - R^2) \quad (4.16)$$

na qual:

N = número de observações disponíveis

P = número de variáveis independentes consideradas na equação.

O índice $R_{ajustado}^2$ evita que se acrescentem variáveis desnecessárias à regressão, tendo em vista as demais que já foram colocadas na mesma. Se seu valor é significativamente diferente

do de R^2 , então provavelmente a equação está superparametrizada (MONTGOMERY e PECK, 1992).

Além dessa análise, outras verificações também foram realizadas a cada etapa de adição de variáveis independentes aos modelos. Foram calculadas as estatísticas de teste t dos coeficientes de regressão, assim como os valores de F_{total} e de $F_{parcial}$.

O cálculo da estatística t para um coeficiente de regressão, no contexto da equação, permite que se avalie a significância da variável independente correspondente na explicação da variável dependente. Seu valor é confrontado através de um teste bilateral a um número crítico, tabelado, supondo-se que a estatística t siga a distribuição do t de Student, a um nível de significância α (0,05 no presente caso) e com $N - P - 1$ graus de liberdade, sendo N o número de observações e P o número de variáveis independentes no modelo.

Por sua vez, o valor de F_{total} possibilita que se avalie a capacidade do conjunto de variáveis independentes consideradas em explicar a variável dependente. O número encontrado deve ser confrontado por meio de um teste de hipóteses unilateral à estatística de teste F , modelada pela distribuição F de Snedecor, a um nível de significância α (0,05) e com P e $N - P - 1$ graus de liberdade, valendo a mesma notação usada para o teste do t de Student.

A contribuição de uma variável explicativa à equação de regressão múltipla, dado que as demais variáveis independentes estão incluídas, pode ser determinada pelo cálculo de $F_{parcial}$, obtido pela expressão abaixo:

$$F_{parcial} = \frac{R_p^2 - R_{p-1}^2}{\frac{1 - R_{p-1}^2}{N - P - 2}} \quad (4.17)$$

na qual:

R_p^2 = coeficiente de determinação da regressão com a inclusão da variável em análise

R_{p-1}^2 = coeficiente de determinação da regressão antes que a variável em estudo fosse adicionada

N = número de observações disponíveis.

Em seguida, aplica-se um teste unilateral para verificar se $F_{parcial}$ é maior do que $F_{\alpha,1,N-P-1}$, valor tabelado para a distribuição F de Snedecor, com nível de significância α (0,05, no

caso), e 1 e $N - P - 1$ graus de liberdade, sendo N e P o número de observações e de variáveis independentes no modelo incluindo a que está sendo avaliada, respectivamente. Caso isso se verifique, aceita-se a hipótese de que o acréscimo da variável explicativa analisada seja significativo.

Finalmente, ainda para cada variável adicionada ao modelo, observou-se o erro-padrão da estimativa, igual ao desvio-padrão dos resíduos, σ_ε . O ideal é não deixá-lo ultrapassar o desvio-padrão da variável dependente. Também foram plotados os valores dos resíduos *versus* a variável explicada e *versus* suas estimativas, em busca da eventual necessidade de se aplicarem transformações à variável acrescentada ou mesmo para se avaliar se a inserção da mesma não causa distorções à equação.

Mesmo variáveis explicativas que houvessem sido descartadas por todo esse processo foram novamente inseridas, já que uma nova combinação poderia ser interessante do ponto-de-vista das estatísticas de teste e do $R^2_{ajustado}$. De qualquer forma, cuidou-se para que o número de variáveis independentes não ultrapassasse em um terço o número de observações disponíveis.

Após a definição do modelo regional de cada parâmetro, foi realizada uma análise das variáveis explicativas envolvidas, a fim de buscar a existência de relação física entre as mesmas e a variável explicada em questão, de maneira semelhante ao que fizeram Castellarin *et al.* (2004b). Além disso, procedeu-se a uma verificação da sensibilidade da variável explicada quando da variação de mais ou menos 10% em cada atributo físico considerado, deixando as demais variáveis independentes fixas.

4.5.3 Análise de desempenho dos modelos regionais

A confiabilidade e a robustez dos modelos regionais puderam ser acessadas por meio do processo de validação cruzada de *jack-knife*, seguindo-se as recomendações de Castellarin *et al.* (2004b). Também foram feitas análises visuais, através do preparo de diversos gráficos, e avaliações adicionais.

O processo de validação cruzada de *jack-knife*, tal como descrito por Castellarin *et al.* (2004b), pode ser sintetizado da seguinte forma, voltado para o caso da regionalização de FDCs com enfoque estatístico:

- 1 A avaliação é válida para uma região homogênea contendo N bacias hidrográficas, correspondentes aos postos fluviométricos estudados;
- 2 Uma das estações fluviométricas, chamada aqui de s , é removida do conjunto;
- 3 A elaboração dos modelos regionais é feita a partir dos parâmetros das distribuições de AF e X' e das características físicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas das $N-1$ bacias restantes;
- 4 Os modelos regionais definidos na etapa 3 são usados para estimar a FDC sintética no posto fluviométrico s ;
- 5 Os passos 2 a 4 são repetidos $N-1$ vezes, considerando uma por vez as estações fluviométricas remanescentes.

Na etapa 3 foram usadas obrigatoriamente as mesmas variáveis explicativas definidas nos modelos regionais completos, a fim de se manter a coerência e de se facilitar o cálculo dos coeficientes das novas regressões múltiplas. De qualquer maneira, foram avaliados, para cada modelo regional na retirada de uma estação fluviométrica, os indicadores, as estatísticas de teste e os resíduos, a fim de se averiguar sua qualidade e de se buscarem eventuais distorções devidas à exclusão de um posto. O procedimento descrito pelas fases de 1 a 5 é indicado para o caso de se ter poucas bacias hidrográficas envolvidas na regionalização, pois utiliza os dados de todas elas por vez, ao invés de dividi-las em dois conjuntos, um para elaboração dos modelos regionais e outro para verificação dos mesmos.

A FDC sintética da bacia hidrográfica s foi obtida com a inserção dos parâmetros estimados no programa computacional de cálculo do complemento da integral da função acumulada de probabilidades conjuntas de AF e X' . No caso, foram fornecidas as 121 permanências notáveis pré-definidas e também válidas na seleção das distribuições de probabilidades das duas variáveis mencionadas, a fim de serem determinadas as vazões médias diárias correspondentes. De posse desses valores, foi calculada uma série de índices, todos eles propostos por Castellarin *et al.* (2004b).

O erro relativo médio para a estação fluviométrica s é dado por:

$$\bar{\varepsilon}_s = \frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^n \left(\frac{Q_{sim,j} - Q_{obs,j}}{Q_{obs,j}} \right) \quad (4.18)$$

na qual:

n = número de permanências avaliadas.

j = indexador das permanências

$Q_{sim,j}$ e $Q_{obs,j}$ = vazão sintética e observada, respectivamente, correspondentes à permanência j .

O desvio-padrão dos erros relativos para a estação fluviométrica s é calculado por:

$$\sigma_{\varepsilon,s} = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^n (\varepsilon_{s,j} - \overline{\varepsilon_s})^2} \quad (4.19)$$

A simbologia da equação 4.19 é a mesma da expressão anterior. Por sua vez, o critério de eficiência de Nash-Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b) foi usado como índice principal do desempenho dos modelos regionais de FDCs, e deve ser obtido pela seguinte expressão:

$$E_s = 1 - \frac{\sum_{j=1}^n (Q_{sim,j} - Q_{obs,j})^2}{\sum_{j=1}^n (Q_{obs,j} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (4.20)$$

A notação segue sendo a mesma das fórmulas anteriores. $\overline{Q_{obs}}$ representa a média das vazões empíricas, considerando-se todas as permanências estudadas. O indicador E_s varia entre 1, no caso de ajuste perfeito, e $-\infty$. Os valores de E_s , computados para $s = 1, 2, \dots, N$, foram utilizados para calcular três descritores da qualidade global das FDCs sintéticas, chamados aqui de P_1 , P_2 e P_3 , e definidos como as porcentagens de casos, sobre N possibilidades, para as quais $E_s > 0,75$ (ajuste excelente a bom), $0,75 \geq E_s > 0,50$ (ajuste bom a ruim), e $E_s \leq 0,50$ (ajuste ruim), respectivamente.

Após o cálculo dos índices $\overline{\varepsilon_s}$, $\sigma_{\varepsilon,s}$ e E_s em cada uma das N bacias hidrográficas, foram preparados gráficos de barras para cada um deles, a fim de que se pudesse avaliar a sua variabilidade na região homogênea. Da mesma maneira, cada indicador foi confrontado com as áreas de drenagem dos respectivos postos fluviométricos, de modo que fosse possível averiguar se os resíduos e o desempenho não pioravam à medida que se diminuía ou se aumentava a magnitude desse atributo físico.

A partir dos erros relativos em cada estação fluviométrica, foram obtidos a média, a mediana e o primeiro e terceiro quartis por duração avaliada. Nesse caso, continuaram valendo apenas as permanências notáveis, considerando-se que a principal finalidade dessas estatísticas foi a elaboração de curvas para avaliação das incertezas associadas às curvas de permanência de longo termo sintéticas. Assim, por exemplo, a média foi determinada por:

$$\bar{\varepsilon}_j = \frac{1}{N} \cdot \sum_{s=1}^N \varepsilon_{s,j} \quad (4.21)$$

na qual:

N , j seguem a mesma nomenclatura das expressões 4.18 a 4.20

s = indexador dos postos fluviométricos.

Com o mesmo raciocínio embutido na equação acima, foram calculadas a mediana e o quartis notáveis. Cada índice gerou uma curva diferente. Esse procedimento também foi proposto por Castellarin *et al.* (2004b).

Como forma de avaliar a robustez e confiabilidade da metodologia de regionalização de FDCs como um todo, e ainda dos modelos regionais, optou-se pela realização de verificações adicionais. Essas basearam-se no cálculo dos índices $\bar{\varepsilon}_s$, $\sigma_{\varepsilon,s}$, E_s e dos descritores P_1 , P_2 e P_3 para as FDCs geradas a partir dos parâmetros das distribuições de AF e X' obtidos por dois procedimentos distintos: (1) estimação direta, ou empírica, através do método dos momentos ou dos momentos-L, de acordo com definição prévia de qual era a melhor metodologia para esse fim, e (2) estimação por meio dos modelos regionais completos, isto é, sem considerar a retirada de postos fluviométricos para sua elaboração. Da mesma forma que na validação cruzada, foram também preparadas as curvas média, mediana e do primeiro e do terceiro quartis, todas em função da duração das FDCs, e para ambas as situações.

Os gráficos montados e os índices encontrados a partir dessas avaliações complementares puderam ser comparados com aqueles resultantes da validação cruzada de *jack-knife*, podendo-se analisar se a qualidade da metodologia se modificava muito à medida que as informações de cunho fluviométrico tornavam-se mais escassas, e que se aumentavam as incertezas.

Finalmente, outra forma de conferir a robustez dos modelos regionais deu-se pela elaboração de gráficos confrontando as estimativas dos parâmetros pelos modelos regionais completos e pelos modelos da validação cruzada, ambas em relação às estimativas empíricas.

Processo semelhante ao descrito nesses parágrafos, e tratado no próximo item, foi o realizado para as bacias hidrográficas que não serviram em nenhum momento ao preparo dos modelos regionais, mas que faziam parte de alguma região homogênea definida.

4.5.4 Análise de desempenho em estações fluviométricas que não compuseram os modelos regionais de curvas de permanência

Nem todas as bacias hidrográficas integrantes de uma região homogênea puderam prestar à elaboração dos modelos regionais dos parâmetros das distribuições de probabilidades de AF e X', devido à dificuldade de se estabelecer um período comum de dados à medida que se acrescentavam postos fluviométricos para essa finalidade. Dessa forma, cogitou-se a possibilidade de as mesmas serem utilizadas na verificação das referidas relações regionais, sem, no entanto, ser aplicada a validação cruzada de *jack-knife*.

Sendo assim, os parâmetros das distribuições das variáveis AF e X' foram obtidos por dois processos diferentes: (1) estimação direta, pelo método definido como mais adequado para dada região homogênea, e (2) estimação pelos modelos regionais completos. Os pontos formados pelas duas estimativas foram plotados juntamente com os pontos correspondentes aos postos fluviométricos que compuseram os modelos regionais, a fim de se avaliar a sua dispersão em torno da reta de 45 graus.

Em seguida, foram sintetizadas as FDCs para essas duas situações, e calculados os índices $\overline{\varepsilon_s}$, $\sigma_{\varepsilon,s}$, E_s e os descritores P_1 , P_2 e P_3 . Também foram preparados gráficos de barras dos índices e de plotagem dos mesmos *versus* a área de drenagem e as curvas média, mediana e do primeiro e do terceiro quartis, todas em função das 121 permanências notáveis, e para ambas as situações.

Ao final das etapas descritas nos itens 4.5.3 e 4.5.4, foram elaborados gráficos de barras dos índices $\overline{\varepsilon_s}$, $\sigma_{\varepsilon,s}$, E_s das FDCs sintetizadas a partir das estimativas empíricas e das obtidas pelos modelos regionais completos para todas as bacias hidrográficas integrantes de uma

mesma região homogênea, como forma de consolidação dos resultados encontrados. O mesmo foi feito para as curvas mediana, média e do primeiro e do terceiro quartis.

4.6 Calibração do modelo Rio Grande a partir das curvas de permanência sintéticas

No âmbito desta pesquisa de mestrado, foi utilizada uma versão mais simplificada do modelo Rio Grande, a qual não conta com a função de propagação, de maneira semelhante à última versão educacional desenvolvida pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, de dezembro de 2007. Essa restrição não impôs nenhuma limitação a esta pesquisa de mestrado, já que se optou por estudar o comportamento hidrológico na escala das bacias hidrográficas correspondentes às estações fluviométricas disponíveis por região homogênea, e por verificar a validade da metodologia de calibração através de curvas de permanência sintéticas. Além disso, caso se utilizasse o modelo Rio Grande de forma semidistribuída, haveria propagação das incertezas resultantes da calibração à medida que se acrescentassem sub-bacias a um mesmo sistema. Sendo assim, aplicou-se o modelo em questão de forma concentrada.

Para execução dos módulos de produção e de concentração do modelo Rio Grande, foi criado um programa computacional utilizando a linguagem de programação *Visual Basic*. A ferramenta construída oferece uma interface gráfica para facilitar a inserção de dados. Os parâmetros passíveis de calibração correspondem àqueles do módulo de produção, enquanto que os que comandam o outro módulo demandam somente a especificação de algumas características da bacia hidrográfica.

4.6.1 Dados de entrada e de saída e avaliações iniciais

Os dados de entrada referem-se a: (1) parâmetros das distribuições de probabilidades das variáveis AF e X' ; (2) informações físicas e climáticas da bacia hidrográfica estudada; (3) limites inferior e superior e valores iniciais dos parâmetros do módulo de produção; e (4) atributos característicos do processo de calibração.

Os parâmetros que explicam as amostras das variáveis AF e X' dependem das distribuições de probabilidades selecionadas por região homogênea, conforme explicado no item 4.5.1. Para cada bacia hidrográfica, tais parâmetros foram obtidos pelos modelos regionais elaborados durante o procedimento de validação cruzada de *jack-knife*, ou seja, considerando-se que a

bacia em questão era desprovida de monitoramento. Assim, foi possível que o programa computacional preparado nessa fase montasse a curva de permanência sintética para cada estação fluviométrica, pois a ele foram acopladas as rotinas de cálculo que se prestaram à obtenção da integral proposta por Castellarin *et al.* (2004a; 2007) e da sua função inversa de quantis.

As características físicas da bacia hidrográfica correspondem à sua área de drenagem em quilômetros quadrados, e à sua forma dominante, devendo esta ser especificada entre retangular, losangular ou elipsoidal. Para determinação da forma, foram analisados os mapas cartográficos com a delimitação das bacias e os coeficientes de forma e compacidade obtidos em etapa anterior da pesquisa. Ressalta-se que o formato losangular representa as áreas mais circulares, e o elipsoidal é intermediário entre as formas retangular e losangular.

As variáveis climáticas necessárias à calibração do modelo Rio Grande são as alturas diárias de chuva espacializadas na área da bacia hidrográfica e a evaporação diária, ambas em milímetros. As primeiras foram obtidas pela aplicação do método dos polígonos de Thiessen (item 4.3.3) para as precipitações diárias registradas nas estações pluviométricas localizadas no interior e no entorno dos limites geográficos da bacia em questão. Já segunda variável é registrada em tanques evaporimétricos tipo Classe A, e também poderia ser espacializada na área de interesse. Entretanto, devido à escassez de postos para seu monitoramento e à sua menor variabilidade regional em relação à chuva e à vazão, não foi possível nem necessário realizar esse procedimento, tendo sido utilizadas estimativas pontuais como válidas para toda uma bacia hidrográfica, cuja área pode alcançar milhares de quilômetros quadrados.

Anteriormente à definição das duas variáveis climáticas, foi necessário estabelecer um período comum a todas as estações fluviométricas para realização da calibração, contendo 6 anos hidrológicos seguidos, dentro do período determinado para elaboração dos modelos regionais de FDCs. Essa escolha esteve condicionada à menor quantidade de dados diários a serem preenchidos tanto nos postos pluviométricos quanto nos evaporimétricos, e à verificação por um teste de hipóteses de igualdade entre as médias de todas as vazões do período de calibração e daquele selecionado para a regionalização de curvas de permanência de longo termo.

Os limites para variação dos parâmetros durante a calibração, por sua vez, foram definidos a partir de trabalhos anteriores realizados pela equipe que desenvolveu as versões do modelo

Rio Grande no Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais – EHR/EEUFMG. Buscou-se estabelecer faixas as mais amplas possíveis tendo como referência esses estudos. Ao final, verificou-se que a dissertação de Queiroga (2003) e a versão educacional do modelo ofereciam amplitudes maiores para todos os parâmetros. Os valores iniciais, por sua vez, foram extraídos integralmente da versão educacional do modelo Rio Grande (EHR/EEUFMG, 2007). A Tabela 4.2 fornece os valores iniciais e fronteiriços para os trezes parâmetros do módulo de produção do modelo Rio Grande, tal como foram inseridos no programa computacional preparado.

Tabela 4.2 - Limites inferior e superior e valores iniciais considerados para calibração do modelo Rio Grande nesta pesquisa.

Fase	Parâmetro	Descrição	Límite Inferior	Valor Inicial	Límite Superior
Cálculo do escoamento	B	Expoente da curva de umidade	0,100	0,229	0,990
	IMP	Fração da área impermeável da bacia	0,000	0,024	0,100
Separação dos escoamentos	SM	Teor de umidade livre	5,000	40,619	90,000
	EX	Expoente da curva de umidade livre	0,100	1,744	2,000
	KSS	Coefficiente de escoamento sub-superficial	0,100	0,336	0,400
	KG	Coefficiente de escoamento subterrâneo	0,300	0,358	0,800
Afluxos à rede de drenagem	CI	Recessão do escoamento sub-superficial	0,500	0,576	0,900
	CG	Recessão do escoamento subterrâneo	0,960	0,989	0,999
Cálculo da evapotranspiração	K	Coefficiente de correção da evapotranspiração potencial	0,400	0,746	0,950
	WU	Tensão na zona superior	3,000	10,277	35,000
	WL	Tensão na zona inferior	50,000	75,093	110,000
	WD	Tensão na zona profunda	15,000	39,339	70,000
	C	Coefficiente de evapotranspiração por freatófitos	0,000	0,092	0,250

Finalmente, para cada calibração realizada, houve necessidade de especificação de alguns atributos inerentes a esse processo. Nesse caso, se enquadram: o número de tentativas de minimização ou maximização da função-objetivo, o qual funciona como critério de finalização no algoritmo DDS; a determinação da própria função-objetivo, e quantas e quais permanências devem ser avaliadas.

A função-objetivo usada tem a forma genérica dada pela seguinte equação:

$$FO = \text{Min} \left\{ \sum_{j=1}^n w_j \cdot \frac{|Q_{cal,j} - Q_{sint,j}|^{\text{exp}}}{Q_{sint,j}} \right\} \quad (4.22)$$

na qual:

$Q_{cal,j}$ e $Q_{sint,j}$ são as vazões calibrada e sintética, correspondentes a uma mesma duração
 j = indexador de permanências
 w_j = peso atribuído a cada duração
 exp = expoente arbitrado.

No programa computacional elaborado para a calibração do modelo Rio Grande, w_j e exp necessitaram de especificação a cada realização do procedimento. O expoente poderia ser 1, 2 ou 4, enquanto que o peso atribuído a cada duração foi definido de acordo com uma equação polinomial com a forma abaixo:

$$w = (a \cdot j^2 + b \cdot j + c)^n \quad (4.23)$$

na qual:

w = peso dado às durações, devendo sempre estar entre 0 e 1
 a, b, c, n = coeficientes da equação, os quais definem sua forma
 j = duração ou permanência.

Ressalta-se que, para se manter a coerência, foi arbitrado que a função-objetivo especificada pela equação 4.22 deveria ter a mesma forma para todas as bacias hidrográficas integrantes de uma mesma região homogênea. Do mesmo modo, o número de tentativas e o de permanências incorporadas na avaliação da função-objetivo deveriam ser mantidos constantes, a fim de que não fossem agregadas mais incertezas ao procedimento de calibração. Deu-se preferência à utilização das mesmas durações notáveis usadas na avaliação do desempenho dos modelos regionais de curvas de permanência de longo termo e na escolha das distribuições de probabilidades de AF e X', que contemplam a faixa de 0,025% a 99,975%. Yu e Yang (2000), por exemplo, valeram-se apenas de 10 permanências notáveis na avaliação da função-objetivo escolhida.

As informações fornecidas como saída do programa são: (1) a série temporal de vazões calibradas, e (2) a curva de permanência correspondente, para as durações arbitradas como entrada.

Antes que se iniciasse a calibração, foi feita uma análise de sensibilidade de sua qualidade em relação a alguns dados de entrada, para uma estação fluviométrica de referência por região homogênea. Para tanto, foram elaborados índices de desempenho para avaliar tanto a FDC calibrada em relação à FDC sintética, quanto os hidrogramas calibrados relativamente aos

observados. As informações consideradas relevantes e passíveis de análise foram: (1) o número de permanências consideradas na função-objetivo; (2) o peso e o expoente da função-objetivo, e (3) o número máximo de iterações. Não foi avaliada a variação causada por mudanças nos valores iniciais dos parâmetros, já que estudos anteriores haviam feito isso, nos quais se verificou que o algoritmo DDS é pouco sensível a esse aspecto. Os indicadores usados nessa etapa de avaliação prévia foram integralmente aproveitados para realização da análise do desempenho da calibração em todas as bacias hidrográficas, e serão apresentados no próximo item.

A referida análise permitiu que se estabelecesse um padrão de entrada de dados para cada região homogênea, no que se refere aos três tipos de informações avaliadas.

A Figura 4.3 mostra o fluxograma da calibração automática dos parâmetros do modelo Rio Grande a partir de curvas de permanência sintéticas.

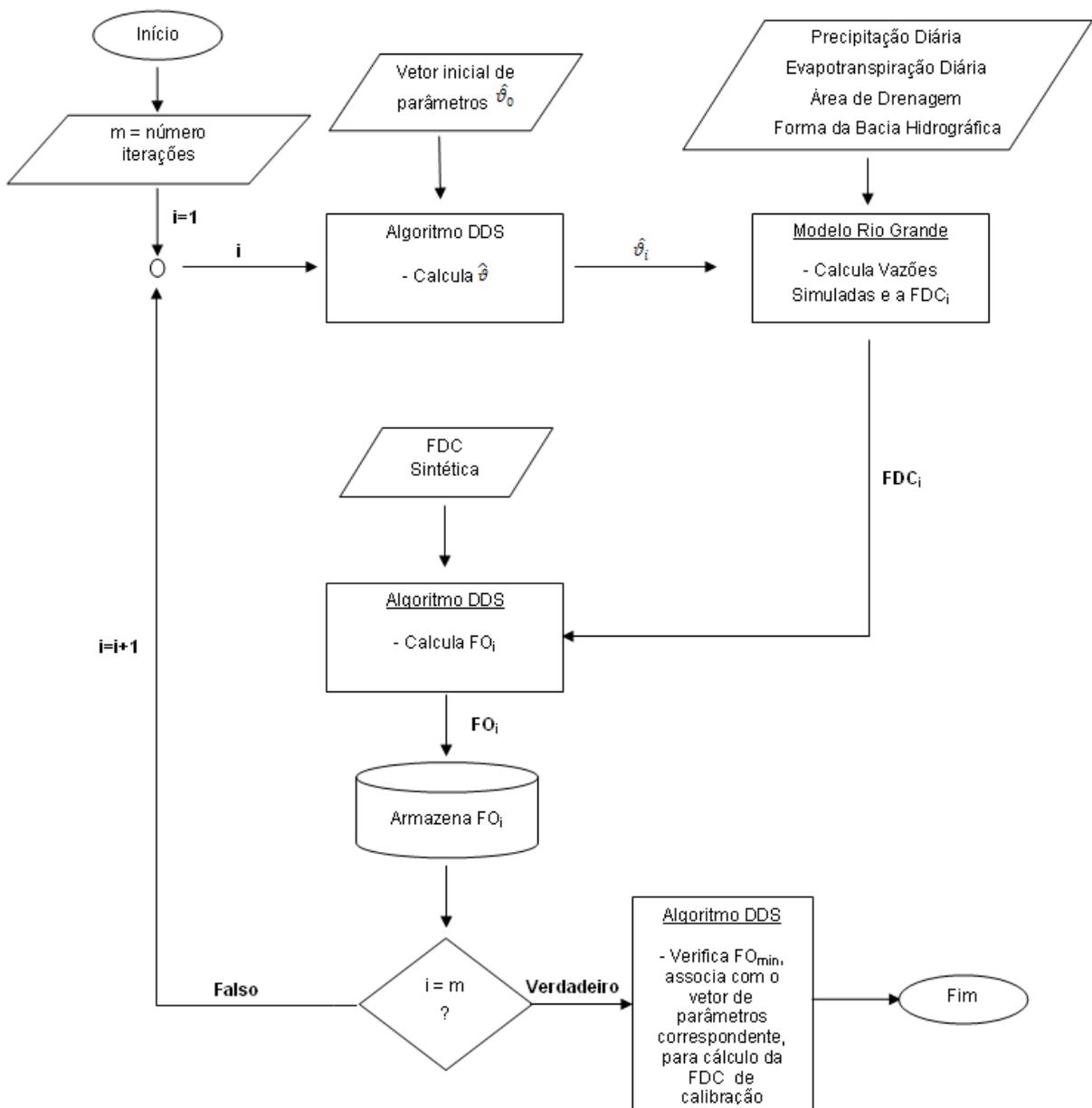


Figura 4.3 - Fluxograma de calibração do modelo Rio Grande a partir de curvas de permanência sintéticas.

4.6.2 Avaliação da qualidade da calibração com curvas de permanência sintéticas

A avaliação da qualidade fornecida pela calibração do modelo Rio Grande tendo as curvas de permanência sintéticas como paradigma foi realizada a partir da elaboração de gráficos e do cálculo de índices de desempenho. Foram avaliadas tanto as curvas de permanência quanto os hidrogramas, ambos resultantes da calibração.

No que concerne às séries temporais obtidas pelo processo de calibração, considerando-se o vetor de parâmetros que minimiza a função-objetivo da forma 4.22, foram calculados diversos

índices para avaliação do desempenho, os quais são apresentados na seqüência. A base de comparação foram sempre os hidrogramas observados nas respectivas estações fluviométricas. Para obtenção desses indicadores, foi retirado o primeiro dentre os seis anos calibrados, correspondente ao período de aquecimento, de acordo com recomendações de Queiroga (2003) após realização de amplo estudo que averiguou o máximo tempo de aquecimento do modelo Rio Grande em simulações.

O critério de Nash-Sutcliffe (NASH e SUTCLIFFE, 1970 apud CASTELLARIN *et al.*, 2004b) foi utilizado devido às inúmeras referências que o mencionam como importante indicador da qualidade de simulações em modelos hidrológicos:

$$Nash = 100 \cdot \left[1 - \frac{\sum_{i=1}^{N_D} (Q_{cal,i} - Q_{obs,i})^2}{\sum_{i=1}^{N_D} (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \right] \quad (4.24)$$

na qual:

$Q_{cal,i}$ e $Q_{obs,i}$ são as vazões calibrada e observada, correspondentes ao mesmo dia i

i = indexador temporal (dias)

N_D = número total de dias da calibração, excluído o período de aquecimento.

O supracitado índice dá maior peso às vazões de cheias, sendo necessária a análise de outros critérios, como por exemplo, a raiz quadrada da média dos erros quadráticos (RMSE, na sigla em inglês):

$$RMSE = \left[\frac{1}{N_D} \cdot \sum_{i=1}^{N_D} (Q_{cal,i} - Q_{obs,i})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.25)$$

A notação é a mesma da equação anterior. Foi incorporado também na avaliação a média dos valores absolutos dos erros relativos (AAPE, na sigla em inglês), que figura no trabalho de Yu *et al.* (2002):

$$AAPE = \frac{1}{N_D} \cdot \sum_{i=1}^{N_D} \left| \frac{Q_{cal,i} - Q_{obs,i}}{Q_{obs,i}} \right| \quad (4.26)$$

A simbologia da fórmula 4.26 é a mesma das duas anteriores. O índice AAPE é relevante, pois não prioriza as vazões maiores sobre as menores e independe da magnitude das descargas de um curso de água, permitindo a comparação do desempenho da calibração entre estações fluviométricas distintas.

Foram aproveitados também três tipos de indicadores propostos por Queiroga (2003), os quais foram calculados a fim de que se pudesse comparar os valores obtidos nesta pesquisa aos encontrados em seu estudo, que também contemplou a calibração do modelo Rio Grande, porém realizada de forma convencional, isto é, tendo hidrogramas observados como paradigma do processo. Tais índices são: (1) a média \bar{r} e o (2) desvio-padrão σ_r dos resíduos, e (3) o resíduo médio relativo. Esse último é determinado pela fórmula a seguir.

$$\bar{r}_{rel} = \frac{\bar{r}}{Q_{obs}} \quad (4.27)$$

Outro relevante indicador, aqui chamado de K , concerne à relação entre os volumes sob os hidrogramas calibrados e observados, o qual pode ser definido por:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^{N_D} Q_{cal,i}}{\sum_{i=1}^{N_D} Q_{obs,i}} \quad (4.28)$$

Esse indicador foi usado por Yu e Yang (2000) em seu estudo de calibração do modelo chuva-vazão HBV através de FDCs sintéticas, e é interessante para que se avalie a capacidade de o modelo hidrológico reproduzir adequadamente, ao menos, os volumes produzidos na bacia associados às descargas.

Finalmente, foi calculado o coeficiente de determinação R^2 entre as vazões observadas e calibradas, a fim de que se avaliasse a competência geral do modelo Rio Grande em reproduzir as séries temporais de descargas médias diárias. Um valor próximo da unidade revela não só a proximidade de magnitude entre as vazões, como também a concordância temporal entre as mesmas.

No intuito de se analisar a performance da calibração em cada ano hidrológico, foram calculados separadamente para cada um deles os seguintes índices, dentre os mencionados nos parágrafos anteriores: (1) coeficiente de Nash-Sutcliffe, (2) K , ou relação entre os volumes, (3) coeficiente de determinação R^2 , (4) $AAPE$, e (5) $\overline{r_{rel}}$. Procedimento semelhante foi realizado por Yu e Yang (2000), mas com indicadores diferentes. Nesse caso, o ano de aquecimento também foi tratado.

Os gráficos elaborados relativamente aos hidrogramas e aos resíduos da calibração foram:

- Hidrogramas observados *versus* calibrados, em escala logarítmica. Esse gráfico, elaborado para os 6 (seis) anos submetidos à calibração, permite que se avalie o sincronismo entre as vazões;
- Vazões médias diárias observadas *versus* calibradas, ordenadas de forma crescente. Nesse caso, foi excluído o ano de aquecimento do modelo;
- Descargas observadas *versus* descargas calibradas, excluídas as relativas ao ano de aquecimento. A plotagem desses valores, sem indexação temporal e confrontando-os a uma reta de 45 graus, fornece a informação de que o modelo está ou não reproduzindo adequadamente as vazões observadas, sem superestimá-las ou o contrário;
- Evolução temporal dos resíduos, contando com o primeiro ano hidrológico sujeito à calibração. Tal gráfico mostra a estrutura de variação dos erros ao longo das cheias e estiagens e a presença ou não de viés na calibração;
- Dispersão dos resíduos em relação às vazões observadas, considerando-se apenas os 5 (cinco) anos seguintes ao período de aquecimento. Assim, pode-se analisar se os resíduos são estacionários ou não (QUEIROGA, 2003). O ideal é que os erros não aumentem juntamente com a magnitude das vazões, comportamento comumente observado nos resultados de modelos hidrológicos chuva-vazão.

Muitas outras análises poderiam ser realizadas para os resíduos resultantes da calibração, como realizado no estudo conduzido por Queiroga (2003), ao longo do qual foram avaliadas a normalidade e a dependência temporal dos erros diários de simulação, além da evolução temporal das variâncias médias mensais dos mesmos. Essas considerações mais aprofundadas não foram incluídas no escopo da presente pesquisa.

No que concerne às curvas de permanência de longo termo, essas também foram objeto não menos importante na avaliação da calibração, justamente por constituírem elemento fundamental para sua realização. As FDCs elaboradas a partir dos seis anos hidrológicos calibrados foram confrontadas às FDCs sintéticas, paradigmas do processo, através do cálculo do coeficiente de Nash-Sutcliffe, da raiz quadrada da média dos erros quadráticos (*RMSE*) e da média dos valores absolutos dos erros relativos (*AAPE*), sempre com base no número de permanências arbitradas como entrada no programa de calibração.

As equações correspondentes a tais indicadores, de números 4.24 a 4.26, foram, portanto, utilizadas em seu cômputo. Deve-se cuidar apenas para algumas adaptações na notação para facilitar a compreensão. Assim, o indexador de dias calibrados i torna-se j , de permanências avaliadas, para se manter a coerência com a simbologia das demais fórmulas desta dissertação. Da mesma forma, $Q_{obs,i}$ e $\overline{Q_{obs}}$ devem ser substituídas por $Q_{sint,j}$ e $\overline{Q_{sint}}$, as quais representam a vazão sintética relativa à duração j e a média das descargas sintéticas consideradas, respectivamente. Finalmente, N_D , ou dias calibrados, necessita de ser trocado por n , durações totais avaliadas.

A título de comparação apenas, os referidos índices foram obtidos também para avaliar o ajuste da FDC calibrada à FDC empírica, ou seja, observada na seção fluvial de interesse durante o período dos seis anos submetidos à calibração. Nesse caso, $Q_{sint,j}$ e $\overline{Q_{sint}}$ voltam a ser $Q_{obs,i}$ e $\overline{Q_{obs}}$ nas formulações supracitadas.

Como ferramenta visual de avaliação das curvas de permanência de longo termo obtidas na calibração, foram preparados gráficos contendo as mesmas, juntamente às FDCs sintéticas e empíricas.

4.7 Considerações finais

Este Capítulo apresentou as etapas metodológicas adotadas no âmbito da pesquisa ora relatada. Inicialmente, discorreu-se sobre o método de síntese e de regionalização de curvas de permanência proposto por Castellarin *et al.* (2004a, 2007), cuja idéia central foi incorporada aos estudos aqui descritos. Em seguida, explicou-se como foram compilados e analisados os dados fluviométricos, pluviométricos e evaporimétricos subsidiários deste trabalho. O terceiro item foi dedicado a expor as formas de obtenção dos índices físicos,

morfológicos, climáticos e hidrológicos que serviram à elaboração de relações regionais. Em quarto lugar, foram mostrados os princípios que nortearam a delimitação de regiões homogêneas. Na seqüência, foram relatados os procedimentos envolvidos na elaboração e na validação do modelo regional de curvas de permanência de longo termo. Finalmente, foram apresentados no último item os critérios envolvidos na calibração do modelo Rio Grande em bacias não-monitoradas, tendo por objetivo as FDCs sintéticas calculadas a partir do modelo regional preparado.

O Capítulo 5 se presta a mostrar a aplicação de todas as etapas supracitadas à área selecionada para estudo de caso, que abrangeu as bacias hidrográficas dos rios Pará e Paraopeba, afluentes do rio São Francisco em seu alto curso, pela margem direita.

5 APLICAÇÃO DA METODOLOGIA: DESCRIÇÃO E ANÁLISE DE RESULTADOS

Para aplicação da metodologia descrita no Capítulo 4, foram selecionadas as bacias hidrográficas dos rios Pará e Paraopeba, afluentes do rio São Francisco pela margem direita, e localizadas no estado de Minas Gerais. Ambas pertencem à sub-bacia brasileira de código 40 (DNAEE,1996), que contempla também o alto curso do rio São Francisco, ou seja, a montante da Usina Hidrelétrica de Três Marias, e os rios Indaiá, Borrachudo, Samburá, Ajudas, Bambuí e os ribeirões Jorge Grande, dos Veados e da Marmelada, pela margem esquerda, e os rios São Miguel e Preto e os ribeirões dos Patos e da Extrema Grande, pela margem direita.

A escolha pelas bacias contribuintes aos rios Pará e Paraopeba esteve condicionada à disponibilidade de dados pluviométricos, fluviométricos e evaporimétricos em quantidade suficiente para permitir a aplicação e verificação do método proposto para a regionalização de curvas de permanência de longo termo e da calibração do modelo chuva-vazão Rio Grande a partir de FDCs sintéticas em bacias sem monitoramento hidrométrico sistemático. Outro fator determinante foi a existência de inúmeros estudos de caracterização e de regionalização de variáveis hidrológicas e climáticas, e de descrição dos aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos e fisiográficos da região que engloba as duas grandes bacias eleitas. A Figura 5.1 apresenta a localização geral dessas duas grandes bacias em relação ao rio São Francisco e ao estado de Minas Gerais.

Este capítulo encontra-se subdividido em 09 (nove) itens, dos quais os cinco primeiros são dedicados a apresentar os principais aspectos fisiográficos e climáticos das bacias dos rios Pará e Paraopeba, extraídos de estudos anteriores, enquanto os quatro subseqüentes se prestam à aplicação da metodologia, aos resultados encontrados e à discussão a seu respeito.

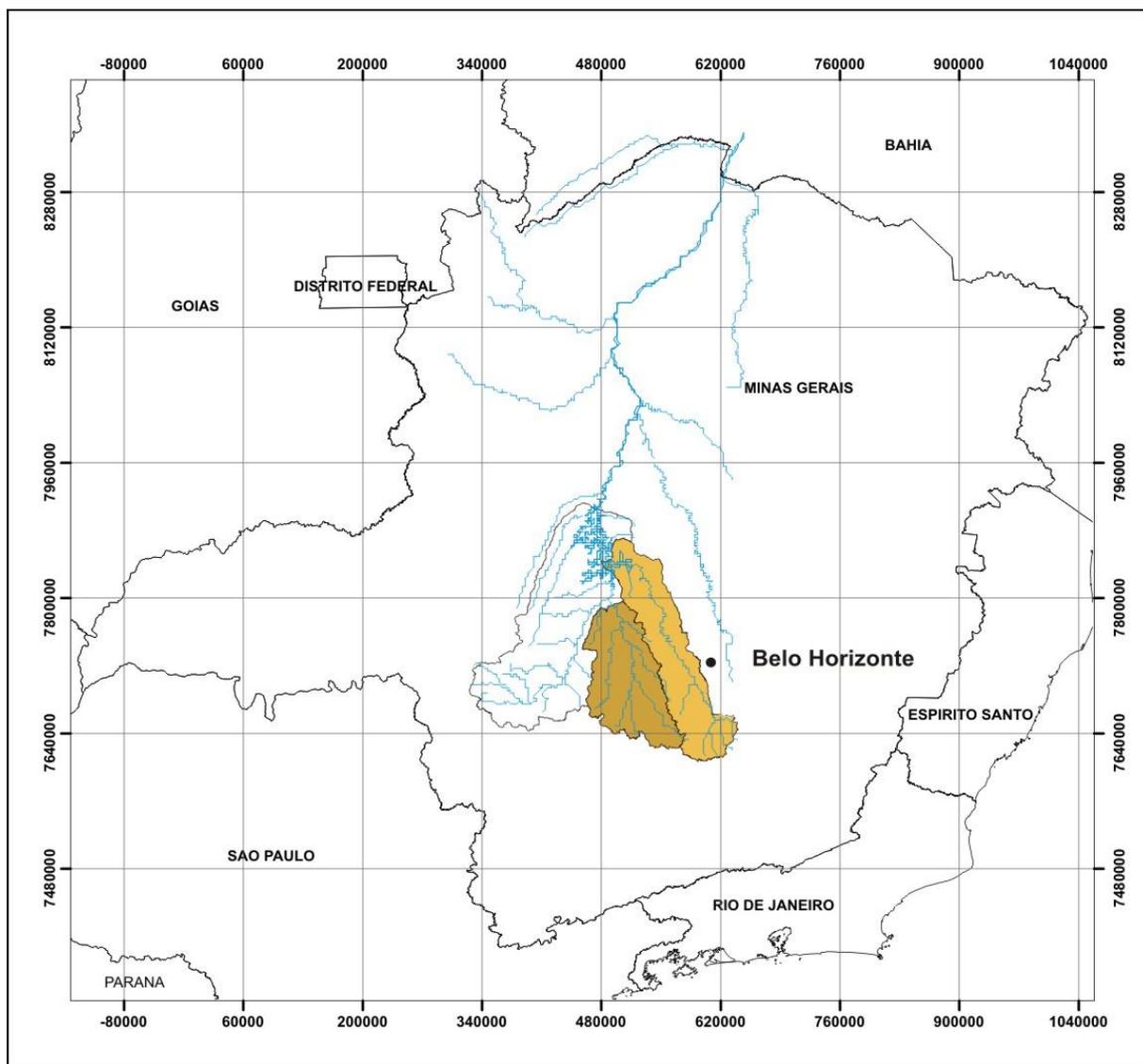


Figura 5.1 - Localização geral das bacias dos rios Pará e Paraopeba no estado de Minas Gerais.

5.1 Localização e caracterização das bacias hidrográficas

De acordo com Lima (2004, p. 148), “a bacia do rio Pará está inserida no quadrilátero formado pelas coordenadas geográficas aproximadas de 19°10’ e 20°45’ de latitude sul e 44°15’ e 45°20’ de longitude oeste, no estado de Minas Gerais”, constituindo um dos principais afluentes da porção alta do rio São Francisco, juntamente com o rio Paraopeba.

Ainda de acordo com informações constantes em Lima (2004, p. 148-149), “a bacia do rio Pará tem área de aproximadamente 12.225 km². Os principais afluentes do curso de água principal são, de montante para jusante, os rios São João e do Peixe, pela margem direita, e Itapecerica, Lambari e [do Picão], pela margem esquerda”.

“O rio Pará tem suas nascentes no município de Resende Costa, nas vertentes das serras da Galga e da Cebola, numa altitude de 1.160 m. Nessa região, formado pela confluência do córrego do Cajuru, córrego do Potreiro e córrego Invernada, ainda recebe o nome de rio dos Mirandas. A partir das nascentes, o rio Pará segue numa direção geral SE-NW até a confluência com o rio Itapecerica, quando inflete para a direção SSE-NNW até as proximidades da cidade de Pompeu, onde retoma ao rumo SE-NW, mantendo-o até a foz no rio São Francisco.” (LIMA, 2004, p. 149).

“O curso de água em estudo apresenta um desenvolvimento longitudinal em torno de 303 km, desde suas nascentes até sua confluência com o rio Picão e, em seguida, sua foz no rio São Francisco, pela margem direita e em uma altitude de aproximadamente 590 m, entre os limites dos municípios de Pompeu, Abaeté e Martinho Campos.” (LIMA, 2004, p. 149).

O perfil longitudinal do rio Pará, desde sua nascente até a sua foz no rio São Francisco, encontra-se representado na Figura 5.2, na qual constam também seus principais tributários, as estações fluviométricas em operação e os reservatórios existentes. Todas essas informações foram adaptadas de CPRM (2001).

Dentre os principais municípios banhados pelo rio Pará e afluentes figuram: Passa Tempo, Carmópolis de Minas, Cláudio, Itaguara, Carmo do Cajuru, Itaúna, Itatiaiuçu, Carmo da Mata, Pará de Minas, Conceição do Pará, Pompéu, Pitangui, Bom Despacho, Martinho Campos, Araújos, Santo Antônio do Monte, Pedra do Indaiá, Camacho, São Gonçalo do Pará e Divinópolis.

Por sua vez, *“o rio Paraopeba tem suas nascentes localizadas no município de Cristiano Ottoni, a uma altitude de cerca de 1.140m. Apresenta desenvolvimento longitudinal da ordem de 540 km no sentido predominante SE-NW até alcançar o reservatório de Três Marias. A área total da bacia é de 13.640 km² [...]”* (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p. 3). A bacia do rio Paraopeba localiza-se na amplitude de coordenadas geográficas aproximadas de 20°51’ e 18°35’ de latitude Sul e de 45°11’ e 43°38’ de longitude oeste. Seus principais afluentes são os rios Maranhão e Betim e o ribeirão São João, pela margem direita, e os rios Camapuã, Manso e Pardo e os ribeirões Serra Azul e Florestal, pelo lado esquerdo.

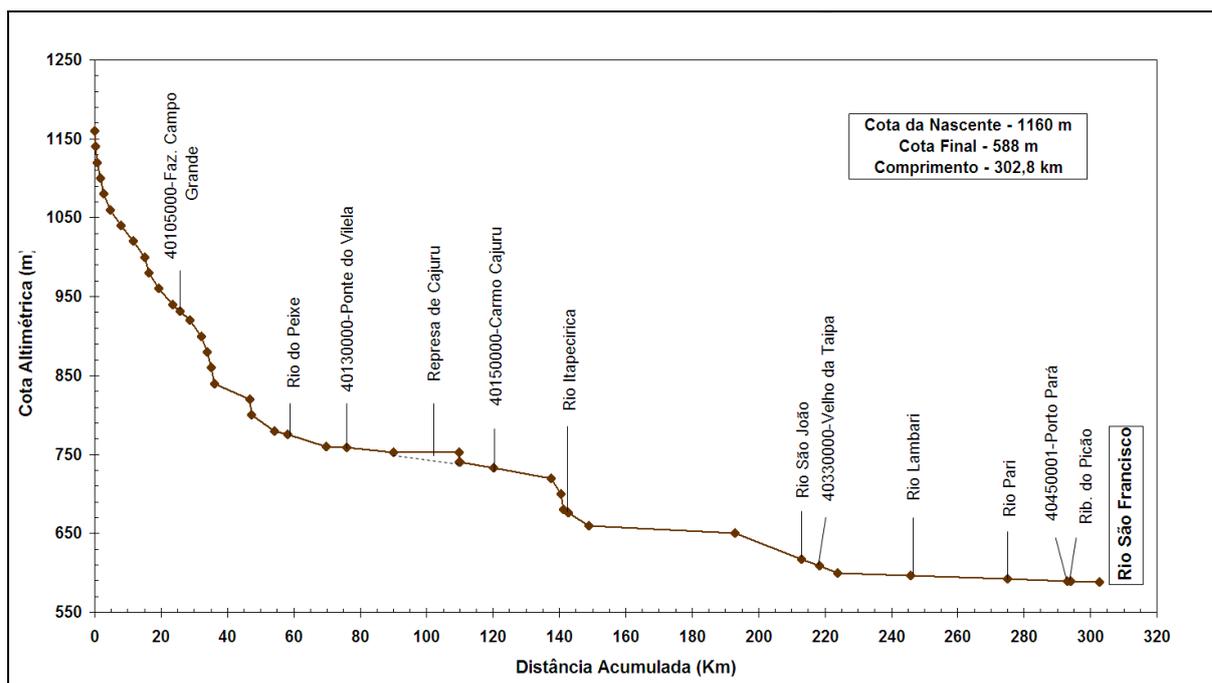


Figura 5.2 - Perfil longitudinal do rio Pará com principais tributários, postos fluviométricos ativos e reservatórios.

Os principais municípios cortados pelo rio Paraopeba são: Lagoa Dourada, Congonhas, Belo Vale, Conselheiro Lafaiete, Jeceaba, Entre Rios de Minas, São Brás do Suaçui, Bonfim, Brumadinho, Mateus Leme, Betim, Esmeraldas, Cachoeira da Prata, Sete Lagoas, Papagaios, Paraopeba, Pompéu, Curvelo e Felixlândia.

O perfil longitudinal desse rio, adaptado de CPRM (2001), é mostrado na Figura 5.3, juntamente com postos fluviométricos ainda em operação e a foz dos principais afluentes.

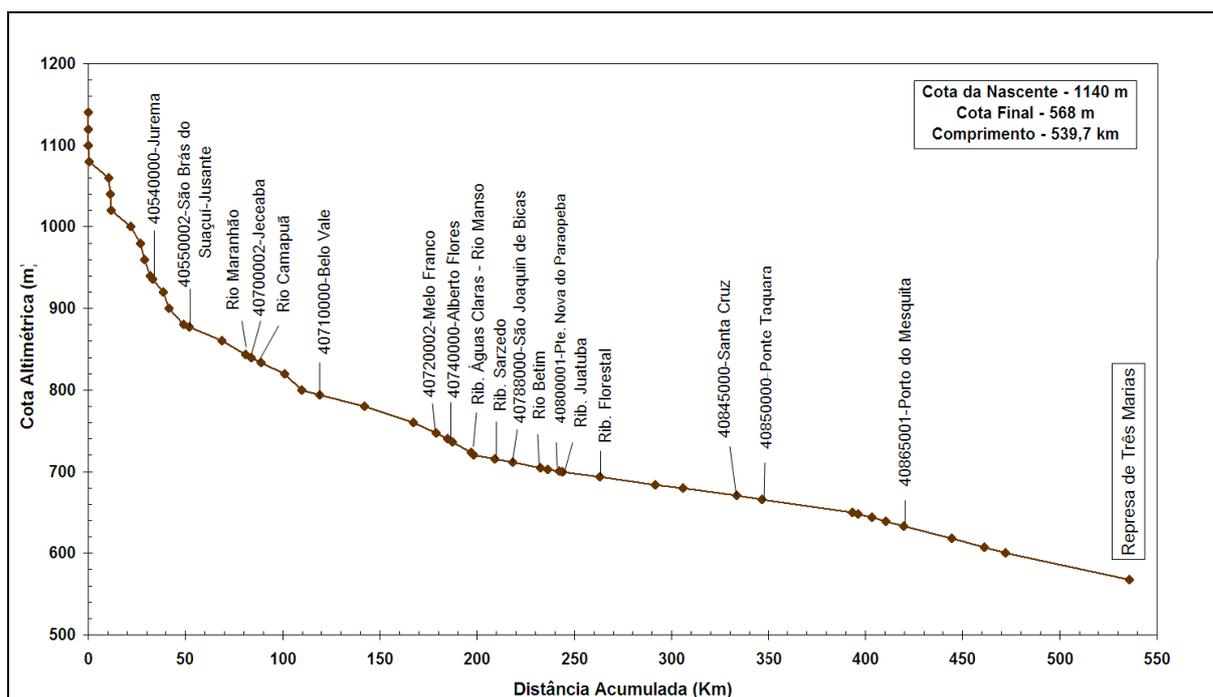


Figura 5.3 - Perfil longitudinal do rio Paraopeba com principais tributários e os postos fluiométricos ativos.

A Figura 5.4 mostra os principais rios que compõem as grandes bacias dos rios Pará e Paraopeba, e a Figura 5.5 destaca os municípios existentes em suas áreas.

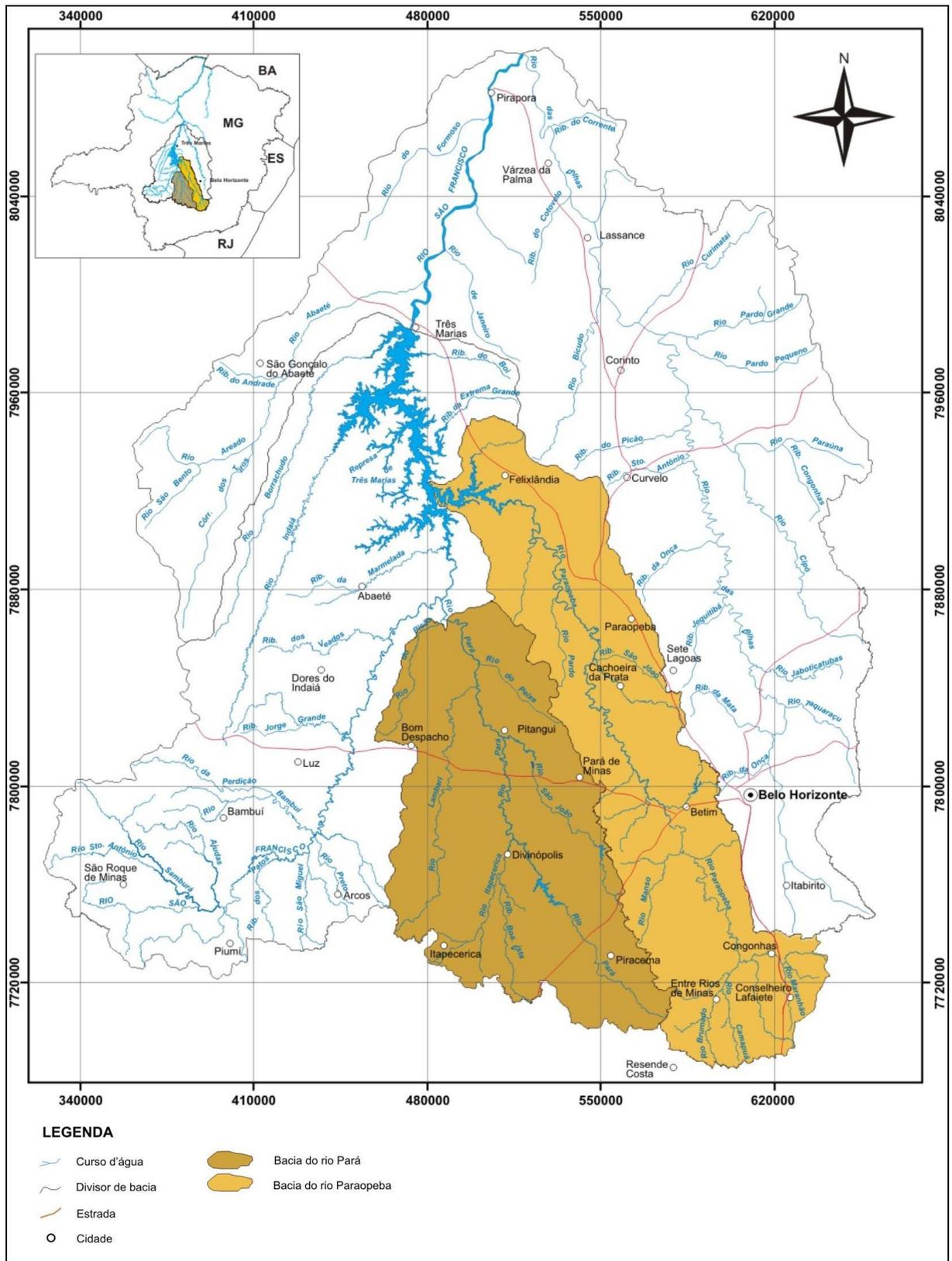


Figura 5.4 - Hidrografia das bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).

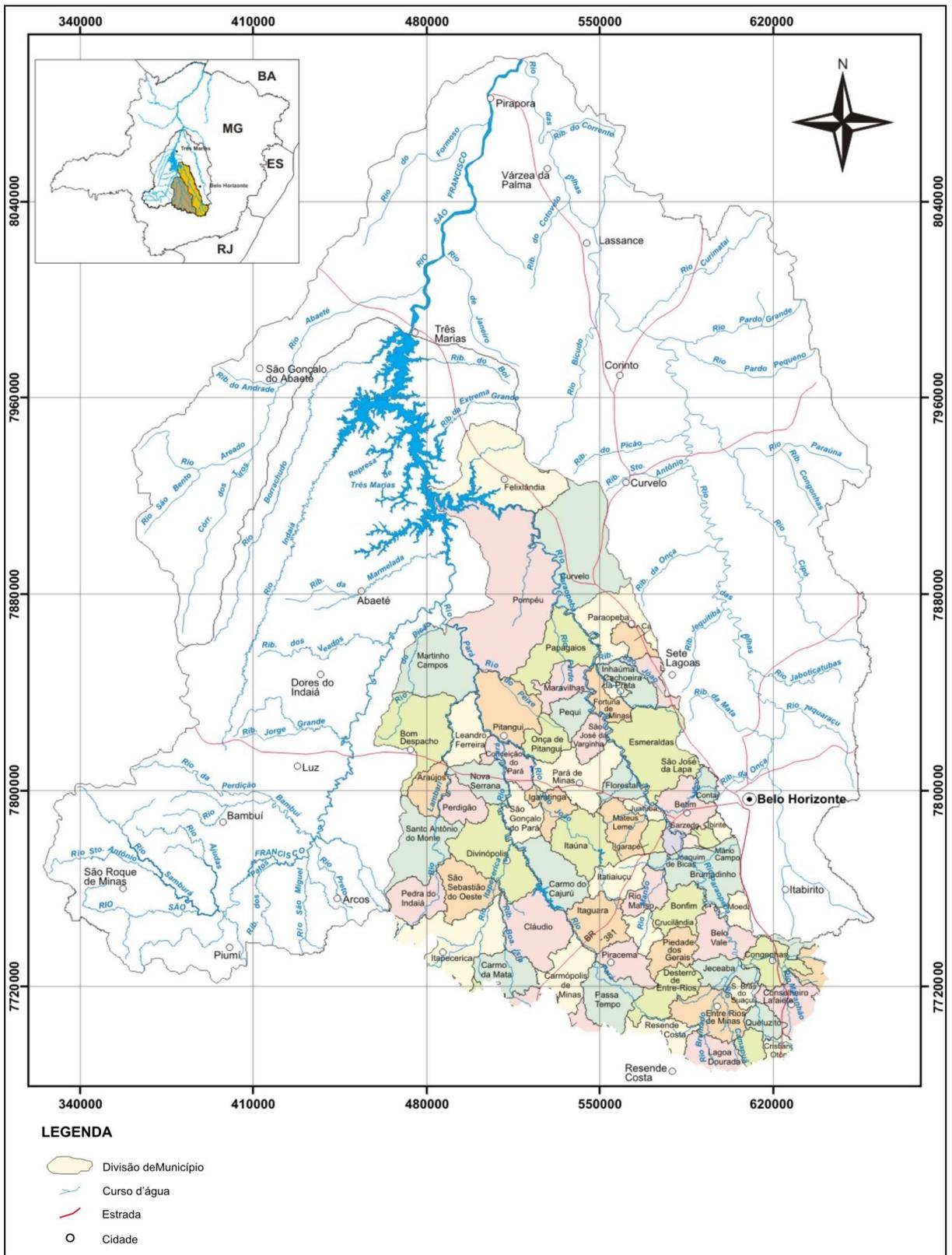


Figura 5.5 - Municípios banhados pelos cursos de água que compõem as bacias dos rios Para e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).

5.2 *Clima*

Quase todas as informações a seguir foram retiradas do volume 01 do trabalho de CPRM (2001), e são válidas para toda a sub-bacia 40. Como as bacias hidrográficas dos rios Pará e Paraopeba abrangem desde a porção mais meridional dessa região até o reservatório da usina hidrelétrica de Três Marias, considerou-se que a caracterização climática extraída do referido documento seja válida para elas.

“A região em estudo [no caso, toda a sub-bacia 40] apresenta temperatura média anual variando entre 19 e 23°C, sendo que as menores temperaturas são encontradas ao sul da bacia [...], ocorrendo um aumento gradativo à medida que se alcançam as latitudes mais baixas.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p. 10).

“Esses valores indicam a predominância de temperaturas medianas a elevadas na região durante quase todo o ano, principalmente na primavera e no verão. O mês mais quente, janeiro, apresenta média das máximas variando entre 28 e 30°C. Já no período outono-inverno ocorre um significativo decréscimo na temperatura, sendo que a média das mínimas do mês mais frio, julho, varia entre 8 e 10°C. A amplitude térmica anual é da ordem de 12 a 14°C.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.10).

“Com relação às precipitações, os totais pluviométricos anuais variam, de forma geral, entre 1700mm nas cabeceiras da bacia a 1150mm na região próxima à barragem de Três Marias. O regime pluviométrico é típico das regiões de clima tropical, com a ocorrência dos valores mensais máximos no período de verão e dos mínimos no inverno.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.10).

“O trimestre mais chuvoso contribui com cerca de 55 a 60% do total anual precipitado, correspondendo, para a quase totalidade da bacia, aos meses de novembro-dezembro-janeiro. [...]. Já o trimestre mais seco, correspondente aos meses de junho, julho e agosto, contribui com menos de 5% da precipitação anual.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.10).

“São encontradas na região [da sub-bacia 40] três tipologias climáticas, de acordo com a classificação de Wladimir Köppen:

- *Cwb - clima temperado brando com verão ameno (temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C);*

a estação seca é coincidente com o inverno. Este tipo climático ocorre na faixa meridional da região em estudo (latitudes 20°15' a 21°), junto às cabeceiras da bacia, onde as altitudes são mais elevadas, da ordem de 1000m.

- *Cwa - clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22°C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C); a estação seca corresponde ao inverno. É o tipo climático característico da faixa central da região em estudo, correspondendo aproximadamente às latitudes entre 19 e 20°.*
- *Aw - clima tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco e verão chuvoso. A temperatura média do mês mais frio é sempre superior a 18°C. Este tipo climático ocorre nas latitudes mais baixas da sub-bacia, entre 18° e 19°, nas proximidades da represa de Três Marias.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.10-11).*

A bacia do rio Paraopeba abrange os três tipos climáticos supracitados, enquanto que a bacia do rio Pará abriga em seu território apenas os dois primeiros, conforme pode ser visto na Figura 5.6.

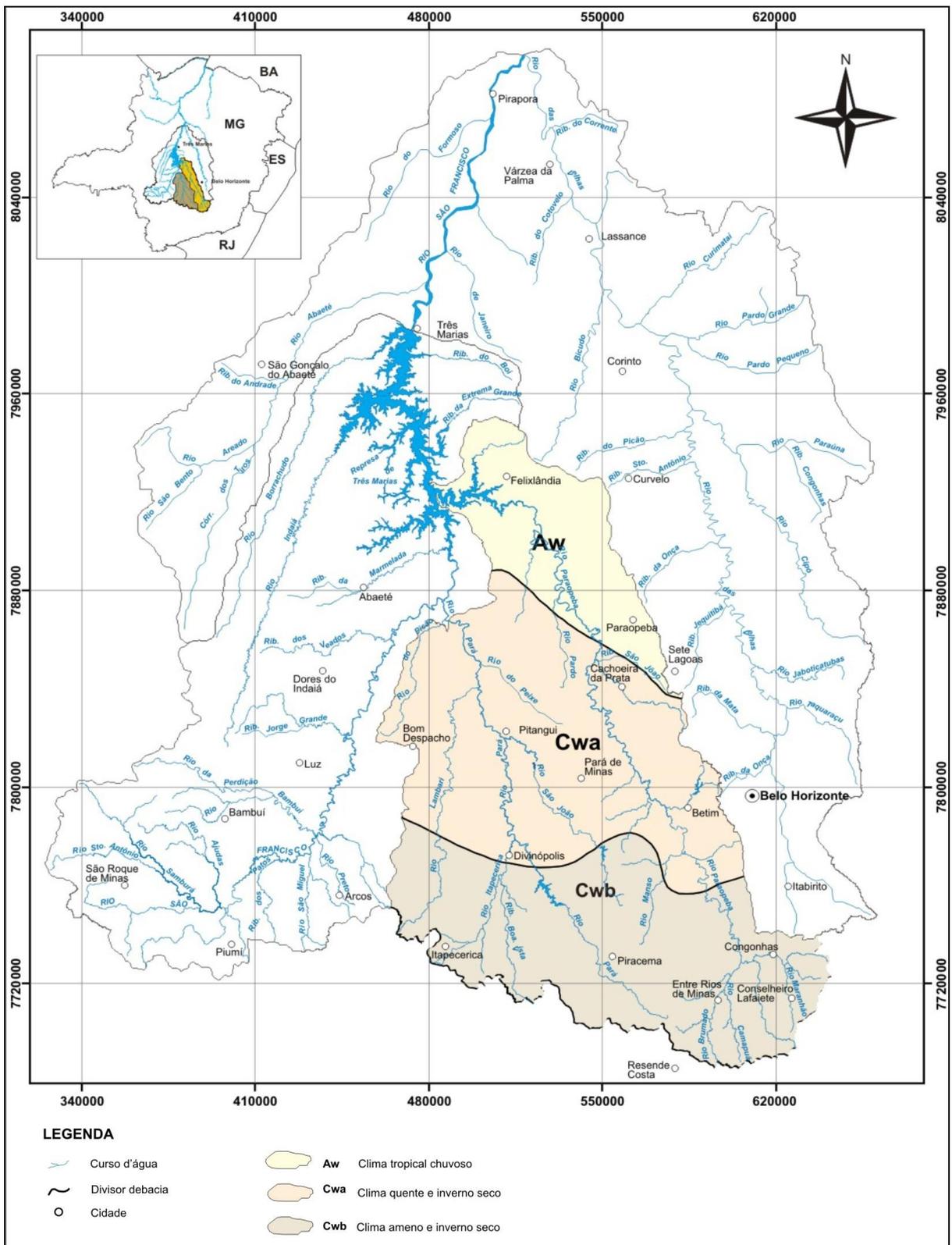


Figura 5.6 - Tipos climáticos presentes nas bacias dos rios Pará e Paraopeba, segundo a classificação de Köppen (adaptado de CPRM, 2001).

5.3 Vegetação

Da mesma forma como foi feito para a caracterização climática das bacias dos rios Pará e Paraopeba, os aspectos relativos à cobertura vegetal apresentados neste texto foram inteiramente retirados do volume 01 do trabalho de CPRM (2001), e são válidos para toda a sub-bacia 40.

“A vegetação nativa na região do alto São Francisco é constituída predominantemente pelo cerrado, que se estendia originalmente por quase toda a sub-bacia. Este tipo de vegetação é característico de regiões de clima semi-úmido, constituindo-se principalmente de gramíneas, arbustos e árvores de médio porte, tendo como principais características os troncos e galhos retorcidos e a folhas espessas e coriáceas.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.08).

“Nas áreas de solos mais ricos em água e sais minerais, o cerrado apresenta uma gradação denominada cerradão, a qual possui uma composição florística similar à do cerrado, apresentando, entretanto, uma vegetação mais densa e de maior porte. É composto por três estratos: o superior, arbóreo, constituído de indivíduos com altura média entre 8 e 12 metros, podendo alcançar até 20 metros; o intermediário, arbóreo-arbustivo, constituído de indivíduos similares aos do cerrado, com altura entre 1 e 8 metros; e o inferior, herbáceo, constituído de gramíneas, ciperáceas e bromeliáceas.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.08).

“Atualmente, principalmente nas regiões mais planas, grandes áreas de cerrado vem sendo substituídas por pastagens e áreas de cultivo mecanizado, ou mesmo devastadas para a exploração de lenha e carvão. Nas regiões de relevo mais acidentado, entretanto, o cerrado se encontra mais preservado.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.08).

“As áreas de florestas subcaducifólias, originalmente localizadas ao sul da bacia, já não existem na região em sua forma original, tendo sido totalmente substituídas por pastagens. Manchas de matas e capoeiras, entretanto, podem ser encontradas na região, principalmente próximo aos municípios de Pará de Minas, Pitangui e Bom Despacho [localizadas na grande bacia do rio Pará]. Florestas artificiais, geralmente de eucaliptus, foram implantadas nas regiões compreendidas entre os municípios de Paraopeba - Curvelo e Bom Despacho - Martinho Campos [bacia do rio Pará].” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.08).

“As áreas de altitudes mais elevadas, normalmente acima de 900 - 1000 metros, como é o caso das serras da Canastra e Moeda [bacia do rio Paraopeba], apresentam vegetação do tipo campos de altitude, caracterizados por vegetação herbácea contínua com a ocorrência de pequenos arbustos de caráter esclerófilo. Esses campos naturais são em muitos casos utilizados como pastagens para pecuária em regime extensivo.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.08-09).

“Em algumas áreas, os campos são originados a partir das intervenções antrópicas que resultaram na degradação de áreas de cerrado pelo uso do fogo. Esses campos são encontrados a oeste da bacia e próximo à barragem de Três Marias.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.09).

5.4 Geologia e Geomorfologia

“A região em estudo estrutura-se essencialmente sobre rochas de idade precambriana, desde arqueanas até proterozóicas superiores. Apenas uma pequena parcela drena unidades mesozóicas da serra Mata da Corda.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.05).

“A região sul da bacia, em seu divisor com a bacia do médio rio Grande, conforma-se, de leste para oeste, em rochas meta-vulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano), em rochas graníticas e granulíticas (Arqueanas) do Complexo Perdões-Ribeirão Vermelho (Arqueano-Proterozóico Inferior), em rochas carbonáticas e pelítico carbonáticas do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) [...]” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.05).

“A nordeste, a região correspondente à sub-bacia do baixo rio Paraopeba drena terrenos conformados em rochas das Formações Paraopeba e Três Marias, do Grupo Três Marias (Proterozóico Superior).” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.05).

“A leste e a sudeste, a sub-bacia do médio e alto rio Paraopeba drena a região cárstica da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, as rochas granito-gnáissicas dos Complexos Belo Horizonte e Bonfim (Arqueanos) e as unidades dos Supergrupos Minas e Rio das Velhas (Proterozóico Superior e Arqueano, respectivamente).” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.05).

“O relevo da sub-bacia 40 é caracterizado por planaltos, depressões e áreas dissecadas resultantes predominantemente da alternância de atuação de processos morfoclimáticos

associados ao condicionamento geológico. As unidades geomorfológicas existentes são as seguintes:

- *Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas;*
- *Depressão São Franciscana;*
- *Planalto do São Francisco.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p.05-06).*

“O Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas corresponde à região das nascentes dos rios Paraopeba, Pará e Lambari, delimitada a leste pela serra da Moeda e a oeste (longitude aproximada 45°30’) pela Depressão São Franciscana, apresentando uma descontinuidade na área compreendida entre as cidades de Divinópolis e Itaúna [ambas na bacia do rio Pará]. Essa região é caracterizada por formas de relevo do tipo colinas e cristas com vales encaixados e/ou de fundo chato, decorrentes dos processos de dissecção fluvial nas rochas predominantemente granito-gnáissicas do embasamento Pré-Cambriano. As altitudes variam entre 1.000m nas cristas e 700m nos vales.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p. 06).

“A Depressão São Franciscana corresponde a cerca de 60% da região em estudo, englobando toda a área do rio São Francisco e o médio curso dos rios Pará e Paraopeba. Nesta região as formas aplainadas e superfícies onduladas decorrentes de processos de erosão areolar intercalam-se às formas fluviais de dissecção, ou seja, cristas e colinas com vales encaixados e/ou de fundo chato, e vertentes ravinadas. As altitudes variam entre 600 e 800m.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p. 06).

“Na extremidade oeste da região em estudo encontra-se o Planalto do São Francisco, formado por superfícies tabulares, com coberturas sedimentares predominantemente arenosas, recobertas por vegetação do tipo cerrado e entrecortadas por cabeceiras de drenagem pouco aprofundadas, denominadas veredas. Nestas áreas as altitudes variam de 600 a 1.000m.” (CPRM, 1995 apud CPRM, 2001, p. 06). Essa unidade geomorfológica não está presente na bacia do rio Pará e existe em apenas uma pequena área da bacia do rio Paraopeba, localizada nos municípios de Caetanópolis, Curvelo e Paraopeba.

A unidade geomorfológica conhecida por Quadrilátero Ferrífero, típica da porção sul da bacia do rio das Velhas (sub-bacia brasileira de código 41) até Belo Horizonte, não é mencionada

no trabalho de CPRM (2001) como componente da sub-bacia 40, provavelmente devido à pequena extensão que ocupa. Tal unidade ocorre em pequenas áreas na bacia do rio Maranhão, afluente do rio Paraopeba, no município de Congonhas, assim como em uma faixa transversal ao leito desse curso de água, nos municípios de Itatiaiuçu e Brumadinho, ao longo da Serra Azul e da Serra das Farofas. De acordo com CPRM (1995 apud CPRM, 2001, p. 08), *“o condicionamento estrutural desta unidade determinou a existência de formas de relevo invertido do tipo sinclinal suspenso, e anticlinal esvaziado. Nas rochas não-controladas pela estrutura, predominam as cristas com vertentes ravinadas, vales encaixados e as colinas com vales de fundo chato”*.

A Figura 5.7 permite que se avalie a extensão e a distribuição das quatro unidades geomorfológicas nas bacias hidrográficas estudadas nesta pesquisa. A Figura 5.8, por sua vez, revela as unidades lito-estratigráficas que fazem parte de ambas. A legenda correspondente a essa figura encontra-se na Figura 5.9.

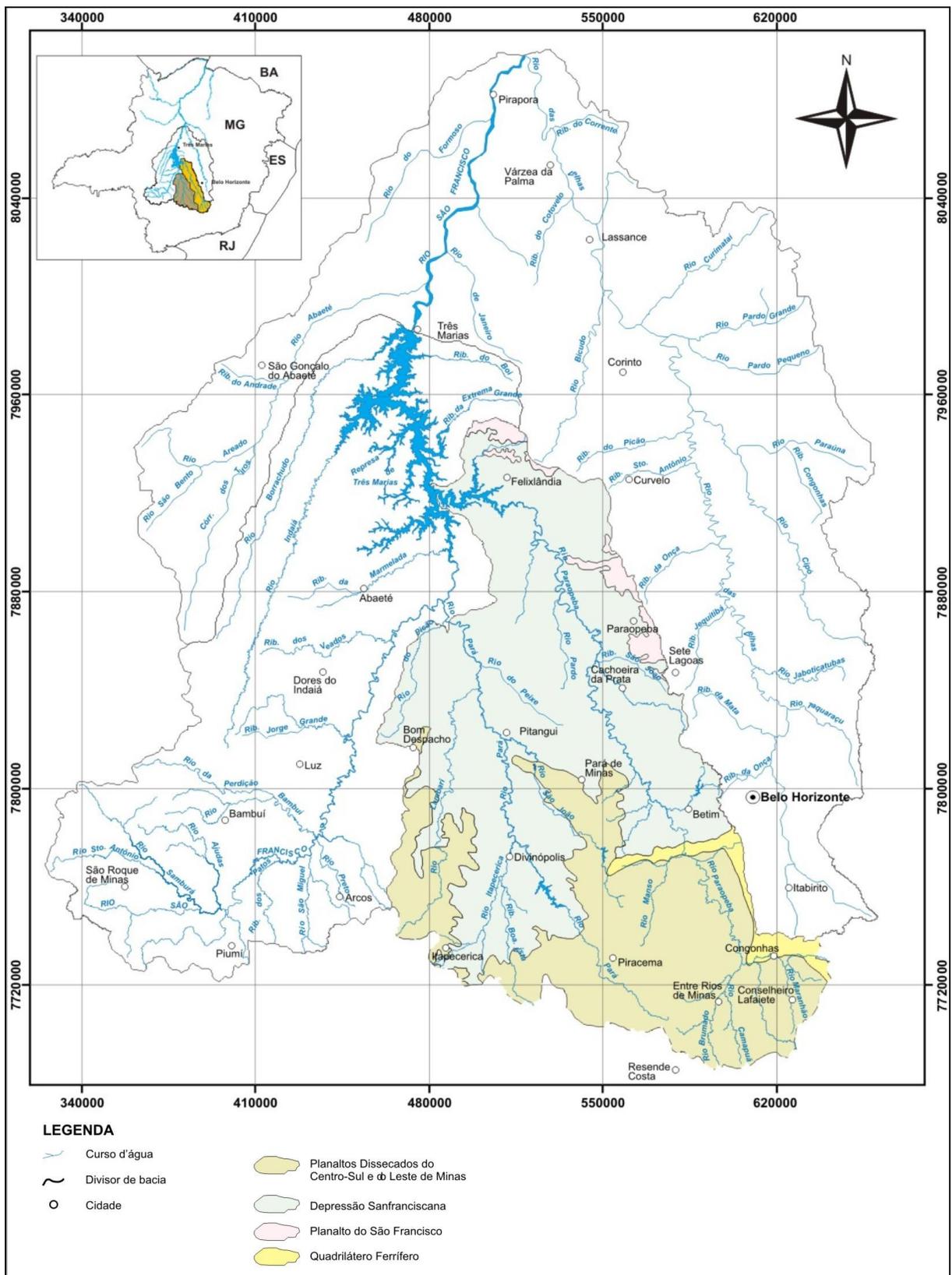


Figura 5.7 – Unidades geomorfológicas das bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).

ERA	PERÍODO	10º ANOS	UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO		AL Depósitos coluvionares, aluvionares e de terraços
	TERCIÁRIO QUATERNÁRIO	1,8	
MESOZÓICO	CRETÁCEO SUPERIOR	65	
	CRETÁCEO INFERIOR	100	
PROTEROZÓICO	SUPERIOR	141	BTM FM TRÊS MARIAS: arcóseos, pelitos BLJ FM LAGOA DO JACARÉ: calcários, siltilitos BSH FM SERRA DE SANTA HELENA: pelitos BP SUBGRUPO PARAPEBA INDIVISO
	MÉDIO	1100	
	INFERIOR	1900	IT GRUPO ITACOLOMI: quartzitos, filitos, metaconglomerados MIP GRUPO PIRACICABA: sucessão metadetrítica, com termos químicos, vulcânicos e vulcanodásticos subordinados MIC GRUPO CARAÇA: quartzitos, filitos, conglomerados MI SUPERGRUPO MINAS INDIVISO: em geral indica faixas dos grupos Itabira e/ou Caraça
ARQUEANO		2500	RVNL GRUPO NOVA LIMA: seqüência metavulcano-sedimentar RVNL INDIVISO: em geral corresponde ao GRUPO NOVA LIMA: RVNL- metagnaissos de Pitangui - Pequil; RVNLU- metavulcanitos máficos e ultramáficos de Mateus Leme BG Ggranitos a quartzo-dioritos, gnaissificados ou não BA COMPLEXO BAÇÃO: granitóides, gnaisses, migmatitos BI Gnaisses, migmatitos, granitóides gnaisses e xistos grafitosos, ultramáficos e máficos, formações ferríferas, gnaissos, quartzitos BHI COMPLEXO BELO HORIZONTE: gnaisses, migmatitos granitóides foliados ou não PT COMPLEXO PASSA-TEMPO: gnaisses chamockíticos e enderbíticos, gnaisses kinzigíticos, metamáficos e metautramáficos
			σ Corpos ultramáficos, metamorfizados ou não γ Granitóides diversos β Rochas básicas
			Diques básicos Contato geológico Falha ou zona de cisalhamento dúctil e grandes lineamentos, indiscriminados
			Falha ou zona de cisalhamento dúctil, de empurrão, deslocamento ou inversa (dentes no bloco cavalgante) Falha normal (dentes no bloco rebaxado) Falha ou zona de cisalhamento dúctil de rejeito direcional (setas indicam movimento relativo)

Figura 5.9 – Legenda do mapa geológico (adaptado de CPRM, 2001).

5.5 Hidrogeologia

Em estudo de caracterização hidrogeológica da porção mineira da bacia hidrográfica do rio São Francisco, Mourão *et al.* (2001 apud CPRM, 2001) compartimentaram os sistemas aquíferos de maneira a contemplar as diferenças litológicas, de comportamento hidrodinâmico e de aspectos morfo-estruturais. São ao todo quatro sistemas existentes na região, alguns com subdivisões, sendo que todos eles são encontrados nas bacias dos rios Pará e Paraopeba. Os critérios para a diferenciação desses sistemas são expostos abaixo.

“[...] litotipos com permeabilidade primária, que consiste no armazenamento de água nos espaços intergranulares, foram reunidos na categoria de Sistema Aquífero Granular. Tipos rochosos em que a permeabilidade depende, sobretudo, do desenvolvimento das cavidades e aberturas causadas pela dissolução dos carbonatos, foram agrupados no Sistema Aquífero Cárstico. Os pacotes rochosos em que se verifica a mistura ou alternância de frações argilo-siltosas e carbonáticas, foram classificados como Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico. As

rochas caracterizadas pela presença de água em fissuras, fraturas, falhas ou outros planos de descontinuidade foram integradas nos Sistema Aquífero Fissurado.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

Por meio do mapa hidrogeológico elaborado por CPRM (2001) a partir de adaptação do Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (COMIG, 1994 apud CPRM, 2001), foi possível avaliar quais são os tipos de aquíferos presentes nas duas grandes bacias tratadas nesta pesquisa de mestrado. Dessa forma, têm-se, em ordem decrescente de extensão:

- Aquíferos de rochas ígneas e metamórficas de alto grau, do Sistema Aquífero Fissurado: respondem por grande parte das bacias dos rios Pará e Paraopeba, em seus alto e médio cursos.
- Aquíferos de rochas metapelíticas e xistosas, do Sistema Aquífero Fissurado, os quais ocupam a bacia do rio do Peixe, afluente do rio Pará pela margem direita no seu baixo curso, as bacias do rio Manso e do ribeirão Serra Azul, tributários do rio Paraopeba pela margem esquerda em seu médio curso, e extensas áreas do baixo curso dos rios Pará e Paraopeba.
- Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico, que se estende por áreas do baixo curso do rio Paraopeba, próximo ao reservatório de Três Marias.
- Aquíferos aluviais, pertencentes ao Sistema Aquífero Granular: ocupam áreas da bacia do rio Picão, último afluente importante do rio Pará pela margem esquerda.
- Aquíferos de rochas itabiríticas e aquíferos de rochas quartizíticas, do Sistema Aquífero Fissurado: esses ocupam pequenas porções do alto curso do rio Paraopeba, transversalmente a seu leito.

A Figura 5.10, adaptada de CPRM (2001) ilustra a distribuições dos aquíferos nas bacias dos rios Pará e Paraopeba.

Os próximos parágrafos são dedicados a apresentar as principais características dos aquíferos que ocupam a maior parte das duas bacias estudadas no âmbito desta pesquisa.

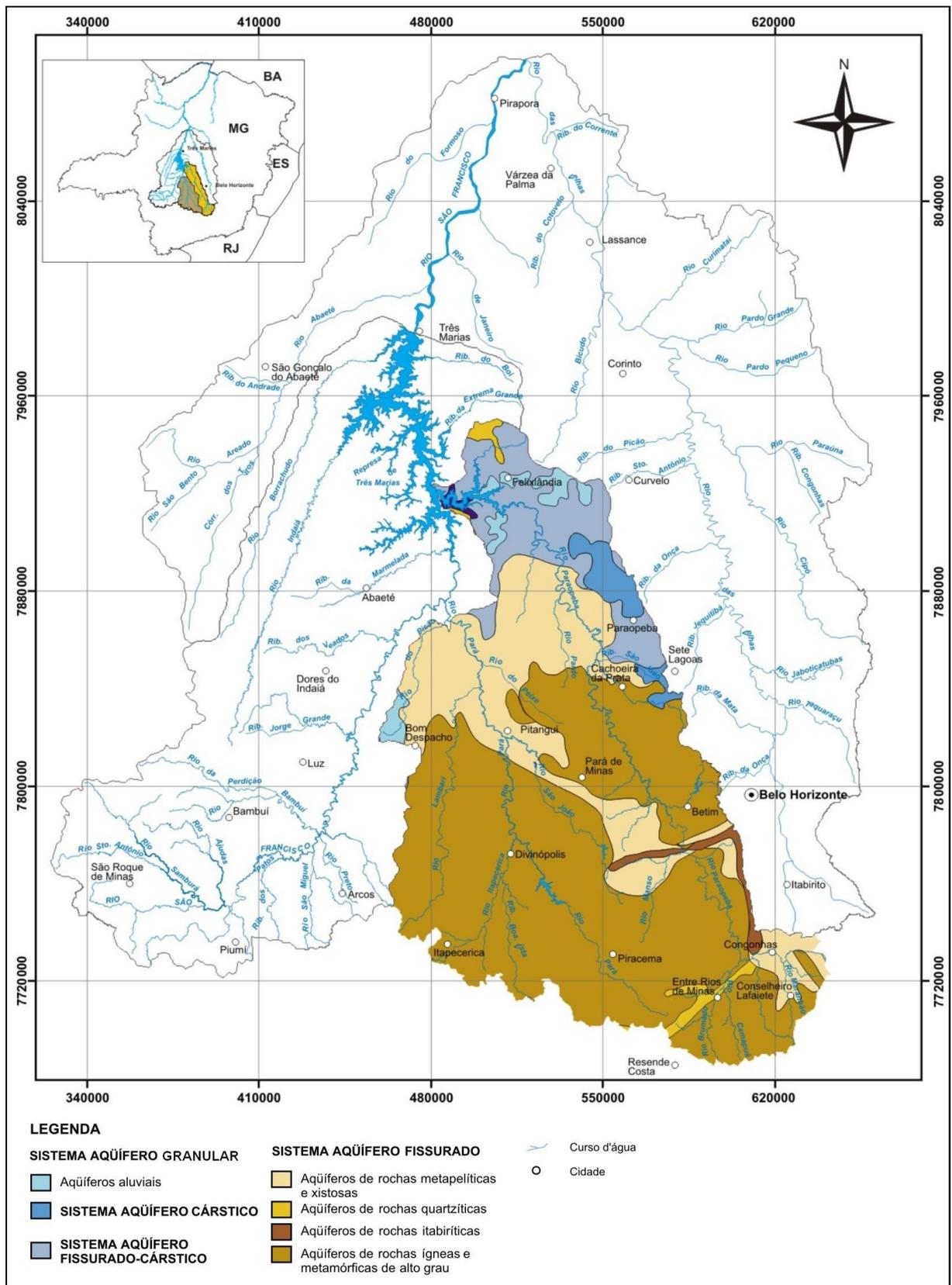


Figura 5.10 - Aquíferos presentes nas bacias dos rios Pará e Paraopeba (adaptado de CPRM, 2001).

5.5.1 Sistema Aquífero Fissurado

“O aquífero fissurado representa o sistema em que a porosidade está relacionada à presença de falhas, fraturas, juntas, diáclases e outras superfícies de descontinuidade, resultantes de esforço tectônico. Corresponde a meio altamente heterogêneo e anisotrópico em que a condutividade hidráulica é basicamente função de diversos aspectos relacionados ao fraturamento.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“Associa-se às rochas metamórficas pré-cambrianas, aos corpos intrusivos e vulcânicos de idades diversas, aos terrenos de alto grau metamórfico e aos complexos gnáissico-granitóide e granito-greenstone. Dada a grande diversidade litológica, que implica em aspectos hidráulicos distintos, este sistema aquífero foi subdividido nas unidades de rochas metapelíticas e xistosas, quartzíticas, itabiríticas e ígneas e metamórficas de alto grau.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

5.5.1.1 Aquíferos de rochas ígneas e metamórficas de alto grau

“Estes aquíferos compreendem os granitos, tonalitos, gnaisses, granulitos, granitóides, gnaisses kinzigíticos, gnaisses charnockíticos e enderbíticos, migmatitos, metamáficas, metaultramáficas e intrusivas de natureza ácida, básica a ultrabásica. Grande parte desse conjunto de rochas está associada aos complexos Barbacena, Mantiqueira, Baçõ, Belo Horizonte, Guanhões, Porteirinha e ao Complexo Granulítico de Passa Tempo.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“Afloram na porção sul e no limite oriental da Bacia como áreas deprimidas de relevo com morfologia de colinas medianamente suavizadas. Por englobar tipos rochosos bastante distintos, essa unidade apresenta grande variabilidade nos parâmetros hidráulicos como função direta da densidade de estruturas de descontinuidade e do grau de intemperismo. De modo geral, as rochas mais antigas, submetidas a sucessivos eventos tectono-metamórficos, exibem rede mais densa de estruturas e, portanto, maior potencial hidrogeológico. Rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, de idade cambriana ou superior, são as que exibem menor capacidade de produção de água e podem funcionar, localmente, como barreiras hidráulicas, em virtude da baixa permeabilidade.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“O encaixamento de trechos de cursos d’água em sistemas de fraturas e a drenança a partir do manto de cobertura coluvio-aluvionar, que pode em determinados locais ser bastante

espesso, promovem a recarga do aquífero. A descarga manifesta-se como fontes pontuais e difusas que brotam de fissuras ou estão condicionadas às zonas de contato do saprolito com a rocha fresca e atuam como reguladores do escoamento superficial.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

5.5.1.2 Aquíferos de rochas metapelíticas e xistosas

“São constituídos de metapelitos e xistos de origem diversa relacionados aos Grupos Bambuí, [...], Formação Paracatu, [...], Supergrupo Minas, [...]” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“A diferença no tamanho dos grãos das rochas, seja de origem primária ou metamórfica, e a distinção na densidade de feições estruturais, dada pela localização quanto ao compartimento geotectônico, conduzem a variações de comportamento hidrogeológico.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“A recarga é feita principalmente através do fluxo vertical descendente advindo das unidades granulares superiores e de forma menos significativa, pela infiltração da água superficial, diretamente nas fendas e fraturas, em trechos estruturalmente controlados. As nascentes difusas, de ocorrência generalizada na porção meridional da bacia, têm importante papel na manutenção do escoamento de base dos rios.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

5.5.2 Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico

“Este sistema é o de maior expressão superficial na bacia e agrega as unidades constituídas por intercalações de rochas pelíticas e carbonáticas representadas por margas, siltitos e ardósias com níveis de calcário ou dolomito. Associa-se às fácies pelito-carbonatadas do Subgrupo Paraopeba-Grupo Bambuí (Formações Serra da Saudade, Lagoa do Jacaré, Santa Helena e Sete Lagoas) [...]” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“[...] Verifica-se maior potencial hidrogeológico nas porções tectonizadas e com ocorrência de camadas carbonáticas mais espessas.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“Em decorrência da constituição litológica e da diferenciação estrutural exibem aspectos hidráulicos contrastantes e variáveis desde aquíferos fissurados a aquíferos cársticos, passando por características intermediárias aos dois sistemas.” (MOURÃO et al., 2001 apud CPRM, 2001).

“As fontes de recarga correspondem à infiltração direta de água da chuva, em áreas de afloramento, ou de água superficial através de drenagens estruturalmente controladas e ainda à drenança dos sistemas granulares subjacentes. O aporte de água superficial nas planícies de inundação dos principais cursos d’água, em períodos de cheia, deve também ser considerado.” (MOURÃO *et al.*, 2001 apud CPRM, 2001).

5.6 Seleção e análise de dados fluviométricos, pluviométricos e evaporimétricos

Os próximos itens são dedicados a explicar detalhadamente a forma como foram realizadas a compilação e as análises dos dados fluviométricos, pluviométricos e evaporimétricos que se prestaram à aplicação da metodologia nas bacias selecionadas.

5.6.1 Dados fluviométricos

Os dados de vazão média diária serviram basicamente para três funções na pesquisa ora descrita: (1) definição de regiões homogêneas quanto às curvas de permanência de longo termo; (2) elaboração de modelos regionais para os parâmetros das distribuições de probabilidades que descrevem essas curvas, e (3) análise do desempenho da calibração realizada a partir de FDCs sintéticas em locais desprovidos de monitoramento.

Para possibilitar a primeira finalidade, estações fluviométricas com mais de 5 (cinco) anos completos foram procuradas, enquanto postos com um número maior de dados foram necessários para viabilizar os outros dois fins. O procedimento de compilação e análise prévia das informações disponíveis nesses locais monitorados foi o mesmo, seja qual tenha sido o objetivo de sua utilização. Avaliações adicionais mostraram-se necessárias quando da realização das três etapas específicas da metodologia mencionadas no parágrafo anterior.

Como ponto de partida para levantamento e tratamento dos dados fluviométricos, foram aproveitados diversos resultados de CPRM (2001), que realizou amplo estudo de consistência de vazões médias diárias das estações fluviométricas das sub-bacias do Rio São Francisco de número 40 e 41 (Alto São Francisco e Rio das Velhas, respectivamente), notadamente daquelas operadas pela própria entidade. As análises relevantes para a pesquisa de mestrado ora descrita são:

- Montagem de diagrama unifilar e de mapa de localização de todas as estações fluviométricas consistidas;
- Substituição de alguns valores de vazões médias diárias constantes do banco *online* da ANA – Agência Nacional de Águas, pelos presentes em anuários fluviométricos publicados pelo extinto DNAEE – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica, quando necessário;
- Análise de hidrogramas em conjunto com as medições de descarga líquida;
- Obtenção de relações ou diferenças entre cotas máximas e mínimas medidas e observadas, e entre as descargas máximas e mínimas medidas e observadas, avaliação de mudanças de zero das réguas de medição, levantamento da forma e estabilidade do leito, assim como da cota de extravasamento da seção fluvial de monitoramento. Essas verificações são recomendadas por Tucci (2002, p. 88-90) como parte da análise de consistência de vazões;
- Novo traçado de curvas-chave dos postos nos quais se encontraram inconsistências por meio das etapas 3 e 4, e restituição das respectivas séries de vazões médias diárias por meio da aplicação das curvas aos cotogramas.

A realização dessas tarefas previamente por CPRM (2001) permitiu que os resultados encontrados fossem incorporados a esta pesquisa de mestrado. As etapas seguintes consistiram, portanto, na continuidade e na complementação da análise de consistência de dados fluviométricos e no tratamento dessas informações para atender aos objetivos traçados.

A CPRM atualiza constantemente seu banco de dados, consistindo seus registros de forma semelhante à descrita pelas cinco etapas mencionadas. Dessa forma, os históricos de cota e vazão analisados no trabalho ora apresentado, pertencentes às estações fluviométricas operadas por essa entidade e localizadas no interior das bacias dos rios Pará e Paraopeba, abrangeram desde janeiro de 1938 até dezembro de 2006. A essas informações, foram acrescentados os históricos de cotas e descarga de alguns postos fluviométricos monitorados pela CEMIG.

Primeiramente, foi feito um levantamento de atributos dessas estações fluviométricas, tais como curso de água de instalação, latitude e longitude e área de drenagem. Em seguida, foram preparados: um mapa em meio digital com a localização de todos os postos, e um diagrama unifilar com a posição relativa dos mesmos.

Em terceiro lugar, para cada estação foi elaborado um arquivo em *Microsoft Excel* contendo todos os dados de vazão média diária, no qual foram contabilizadas as falhas de cada mês, a porcentagem de dados faltosos em relação ao período total de informações, e as descargas médias mensais. Nessa etapa, também foram plotados os hidrogramas a fim de que esses fossem analisados visualmente. A partir desses arquivos, foi possível montar um diagrama de disponibilidade de descargas médias diárias, inclusive com o número de falhas por mês em todos os postos de monitoramento.

Essas quatro etapas iniciais encontram-se consolidadas na Tabela 5.1 e na Tabela 5.2, que apresentam alguns atributos de cada estação fluviométrica, o período disponível de dados, a porcentagem de dados faltosos em relação ao mesmo. Essas análises preliminares subsidiaram a montagem de um quadro com essas informações e com aquelas fornecidas por CPRM (2001), a fim de facilitar a consideração ou eliminação de postos para dar seqüência aos estudos.

As estações 40800000 e 40800001 (ambas referentes ao rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba) foram concatenadas a fim de formar uma única série fluviométrica, conforme fez CPRM (2001) em seus estudos, após análise das fichas descritivas e das áreas de drenagem de cada uma. O mesmo foi feito com os postos 40300000 e 40300001 (rio São João em Jaguaruna e em Jaguaruna Jusante), 40130001 e 40130002 (rio Pará em Ponte do Vilela e em Ponte do Vilela Jusante).

Tabela 5.1 - Levantamento de falhas e dos principais atributos das estações fluviométricas analisadas (bacia do rio Pará).

Bacia Principal	Nome Estação	Código ANEEL	Curso de Água	Município	Área de Drenagem (km ²)	Latitude	Longitude	Período de dados	% de Falhas	Operadora e situação
RIO PARÁ	Ponte do Vilela	40130001	Rio Pará	Itaguara	1726	20° 23' 53"	44° 37' 20"	07/1938 - 12/1998	3,84	CEMIG - desativada
	Ponte do Vilela - Jusante	40130002	Rio Pará	Itaguara	1726	20° 23' 53"	44° 37' 20"	09/1992 - 01/2008	5,38	CEMIG - em operação
	Lamounier	40160000	Ribeirão Fatura ou Gama	-	159	20° 28' 00"	45° 01' 00"	06/1938 - 12/1947	0,87	ANA - desativada
	Marilândia (ponte BR-494)	40170000	Rio Itapeçirica	Divinópolis	1055	20° 12' 58"	44° 55' 06"	01/1967 - 12/2006	4,38	CPRM - em operação
	Carmo da Mata	40180000	Ribeirão Boa Vista	Carmo da Mata	144	20° 33' 00"	44° 51' 00"	06/1938 - 12/1974	54,90	ANA - desativada
	Pari	40185000	Rio Itapeçirica	São Sebastião do Oeste	1931	20° 14' 09"	44° 55' 39"	01/1973 - 12/2006	0,49	CPRM - em operação
	Divinópolis	40190002	Rio Itapeçirica	Divinópolis	2000	20° 09' 00"	44° 53' 00"	03/1936 - 09/1977	52,59	ANA - desativada
	Jaguaruna	40300000	Rio São João	Onça de Pitangui	1558	19° 46' 00"	44° 48' 00"	05/1938 - 12/1959	12,69	
	Jaguaruna - Jusante	40300001	Rio São João	Conceição do Pará	1558	19° 44' 37"	44° 49' 06"	11/1976 - 12/2006	16,57	CPRM - em operação
	Velho da Taipa	40330000	Rio Pará	Conceição do Pará	7378	19° 41' 38"	44° 55' 51"	07/1938 - 12/2006	9,61	
	Usina Camarão	40350000	Rio Lambari	Pedra do Indaiá	269	20° 16' 00"	45° 09' 00"	06/1938 - 12/1989	66,07	ANA - desativada
	Araújos	40380000	Rio Lambari	Araújos	1169	19° 56' 00"	45° 08' 00"	09/1942 - 07/1981	38,33	
	Estação Álvaro da Silveira	40400000	Rio Lambari	Bom Despacho	1802	19° 45' 11"	45° 07' 03"	11/1935 - 12/2006	19,44	CPRM - em operação
	Porto Pará	40450001	Rio Pará	Pompéu	11302	19° 17' 03"	45° 06' 24"	05/1939 - 01/2008	70,78	CEMIG - em operação
Martinho Campos	40500000	Rio Picão	Martinho Campos	770	19° 19' 54"	45° 13' 17"	01/1968 - 12/2006	12,39	CPRM - em operação	

Tabela 5.2 - Levantamento de falhas e dos principais atributos das estações fluviométricas analisadas (bacia do rio Paraopeba).

Bacia Principal	Nome Estação	Código ANEEL	Curso de Água	Município	Área de Drenagem (km ²)	Latitude	Longitude	Período de dados	% de Falhas	Operadora e situação
RIO PARAPEBA	Jurema	40540000	Rio Paraopeba	São Brás do Suaçuí	353	20° 49' 00"	43° 51' 00"	09/1938 - 09/1951	24,20	ANA - desativada
	São Brás do Suaçuí - Montante	40549998	Rio Paraopeba		461	20° 36' 14"	43° 54' 31"	07/1956 - 12/2006	13,37	CPRM - em operação
	Joaquim Murinho	40573000	Rio Bananeiras	Conselheiro Lafaiete	291	20° 34' 00"	43° 50' 00"	01/1950 - 12/1965	0,52	ANA - desativada
	Ponte Jubileu	40577000	Ribeirão Soledade		244	20° 32' 00"	43° 48' 00"	08/1942 - 12/1965	0,71	
	Congonhas - Linógrafo	40579995	Rio Maranhão	Congonhas	579	20° 31' 07"	43° 50' 08"	09/1938 - 12/2006	16,71	CPRM - em operação
	Usina João Ribeiro	40665000	Rio Camapuã	Entre Rios de Minas	293	20° 39' 00"	44° 02' 00"	09/1938 - 12/1985	17,96	ANA - desativada
	Entre Rios de Minas	40680000	Rio Brumado		486	20° 39' 37"	44° 04' 19"	09/1938 - 07/2006	2,94	CPRM - em operação
	Jeceaba	40700002	Rio Paraopeba	Jeceaba	2465	20° 32' 00"	43° 58' 00"	01/1943 - 12/1956	0,00	ANA - desativada
	Belo Vale	40710000	Rio Paraopeba	Belo Vale	2760	20° 24' 29"	44° 01' 16"	08/1965 - 12/2006	4,23	CPRM - em operação
	Melo Franco	40720000	Rio Paraopeba	Brumadinho	3810	20° 12' 00"	44° 01' 00"	01/1938 - 12/1952	1,11	ANA - desativada
	Alberto Flores	40740000	Rio Paraopeba	Brumadinho	3939	20° 09' 25"	44° 10' 00"	04/1967 - 12/2006	5,87	CPRM - em operação
	Ponte Nova do Paraopeba	40800000	Rio Paraopeba	Betim	5680	19° 56' 00"	44° 19' 00"	01/1938 - 12/1975	0,00	ANA - desativada
		40800001	Rio Paraopeba	Juatuba	5680	19° 56' 56"	44° 18' 19"	01/1976 - 12/2006	1,34	CPRM - em operação
	Fazenda Laranjeiras	40810350	Córrego Mato Frio	Itaúna	10,2	20° 05' 39"	44° 29' 37"	01/1996 - 12/2006	0,00	
	Fazenda Pasto Grande	40810800	Ribeirão Serra Azul	Mateus Leme	54,7	20° 03' 38"	44° 27' 08"	01/1996 - 12/2006	1,52	CPRM - em operação
	Jardim	40811100	Ribeirão Serra Azul		112,4	20° 02' 51"	44° 24' 32"	01/1996 - 12/2006	1,52	
	Bom Jardim	40821998	Ribeirão Sesmaria		39,8	19° 59' 43"	44° 31' 50"	01/1996 - 12/2006	0,00	ANA - desativada
	Mateus Leme - Aldeia	40822995	Ribeirão Mateus Leme		89,4	19° 58' 10"	44° 25' 19"	01/1996 - 12/2006	10,61	CPRM - em operação
	Suzana	40823500		Juatuba	153	19° 57' 41"	44° 21' 58"	01/1996 - 12/2006	0,00	
	Fazenda Escola Florestal	40830000	Ribeirão Florestal	Florestal	84	19° 53' 00"	44° 26' 00"	01/1952 - 12/1965	7,74	ANA - desativada
Ponte da Taquara	40850000	Rio Paraopeba	Paraopeba	8734	19° 25' 23"	44° 32' 52"	06/1967 - 12/2006	1,68	CPRM - em operação	
Porto do Mesquita	40865001	Rio Paraopeba	Pompéu	10192	19° 10' 15"	44° 41' 24"	08/1977 - 01/2008	0,27	CEMIG - em operação	

Em quinto lugar, procedeu-se à análise de continuidade de vazões médias mensais, procedimento recomendado por Camargos e Naghettini (1983) para a identificação de tendências eventualmente existentes no período comum de dados entre um posto de montante (ou somatório de vários postos) e um de jusante, ao longo de um mesmo curso de água e de seus tributários. Esse processo, juntamente com deficiências apontadas no quadro de consolidação das análises prévias, mostrou a necessidade de eliminação de algumas estações fluviométricas, devido, sobretudo, à existência de grande quantidade de dados provavelmente inconsistentes. Esses postos são os de código 40573000 – rio Bananeiras em Joaquim Murtinho, 40577000 – ribeirão Soledade em Ponte Jubileu, e 40850000 – rio Paraopeba em Ponte da Taquara. Em outros cinco postos fluviométricos, apontados na Tabela 5.3, notou-se que alguns períodos demandariam correções. Restaram, assim, 31 postos fluviométricos para dar seqüência aos estudos, cuja localização encontra-se na Figura 5.11.

Tabela 5.3 – Períodos de dados corrigidos em algumas estações fluviométricas após análise de continuidade de vazões médias mensais.

Posto Fluviométrico	Código	Meses Corrigidos	Posto Fluviométrico de Referência	r
Jaguaruna	40300000	dez/47	40330000 - Velho da Taipa	0,951 (LN)
Velho da Taipa	40330000	jan/44; jun/60; mar-dez/77; jul-out/78; dez/79; set/88; mai-out 89; jul-dez/90; fev/95; nov/97; jan/00; mai-ago/01; dez/02; jan/03; dez/03; jan/04; dez/04; jan/05; mar/05; dez/05	40450001 - Porto Pará	0,987 (LN)
Estação Álvaro Silveira	40400000	jan/44; nov-dez/77; jan/91; jan/92; fev/95; dez/01; dez/02; fev/04	40450001 - Porto Pará	0,974 (LN)
Belo Vale	40710000	abr/93; set-out/93; fev/94; set/95; dez/95; set/00; dez/00; jan/01	40740000 - Alberto Flores	0,990 (LN)
Alberto Flores	40740000	set/98	40800000-1 - Ponte Nova do Paraopeba	0,992 (LN)

Para correção das médias mensais inconsistentes, foram seguidas as recomendações de Tucci (2002, p. 61-64) relativas ao preenchimento de séries temporais de descarga através da regressão linear entre as vazões no intervalo temporal considerado. Esse autor sugere que à estimativa de regressão seja acrescentado um componente de ruído ou erro da própria equação, de modo a evitar a introdução de tendências na média e na variância da série preenchida em relação à série original, ou seja:

$$Y_i = a + b \cdot X_i + \left(\sqrt{1 - R^2} \cdot \sigma_Y \cdot t \right) \quad (5.1)$$

na qual:

Y_i = vazão média do mês i , estimada na estação a ser preenchida, ou corrigida

X_i = vazão média do mês i , no posto fluviométrico de referência

a, b = coeficientes da reta de regressão entre as vazões médias mensais nos dois postos

R^2 = coeficiente de determinação entre as vazões médias mensais dos dois postos

σ_Y = desvio-padrão das vazões médias mensais originais no posto a ser preenchido

t = variável aleatória gerada estocasticamente com distribuição normal padrão.

Tucci (2002) aconselha que se escolha como referência o posto fluviométrico com maior coeficiente de correlação linear r em relação à estação que se pretende preencher. Além disso, Matalas e Jacob (1964 apud TUCCI, 2002, p. 63) propõem valores mínimos de r que devem ser respeitados para que se melhore a estimativa da variância da série preenchida, quando há inclusão do componente de erro. Esses elementos nortearam a seleção de estações de referência para a correção dos dados nos cinco postos mostrados na Tabela 5.3, após o cálculo da matriz de r entre as vazões médias mensais e entre seus logaritmos naturais, de todas as estações fluviométricas até então presentes no estudo. Em muitos casos, a regressão linear com logaritmos naturais mostrou-se mais favorável, com valores maiores de r . Ressalta-se que foram excluídos dessa análise os meses com qualquer falha e os que demandavam correção.

Após modificação dos meses necessários segundo os critérios mencionados, os dados diários correspondentes foram recalculados, a partir de sua multiplicação pela relação entre o novo valor mensal e o valor original, resguardando a estrutura serial das vazões médias diárias. Finalmente, a continuidade de vazões médias mensais foi refeita, a fim de se avaliar se as estimativas mensais não haviam causado novas inconsistências.

É importante mencionar que o procedimento de correção mais correntemente adotado quando se detectam inconsistências consiste na avaliação da curva-chave e realização de novo traçado da mesma, na estação fluviométrica que apresenta o problema. Em seguida, as vazões devem ser geradas a partir das cotas registradas. Entretanto, esse método é demorado e iterativo, já que se deve averiguar novamente a continuidade de vazões médias mensais (CAMARGOS e NAGHETTINI, 1983), e de todo o período em comum entre os postos envolvidos. Dessa forma, essa técnica esteve fora do escopo da pesquisa aqui relatada.

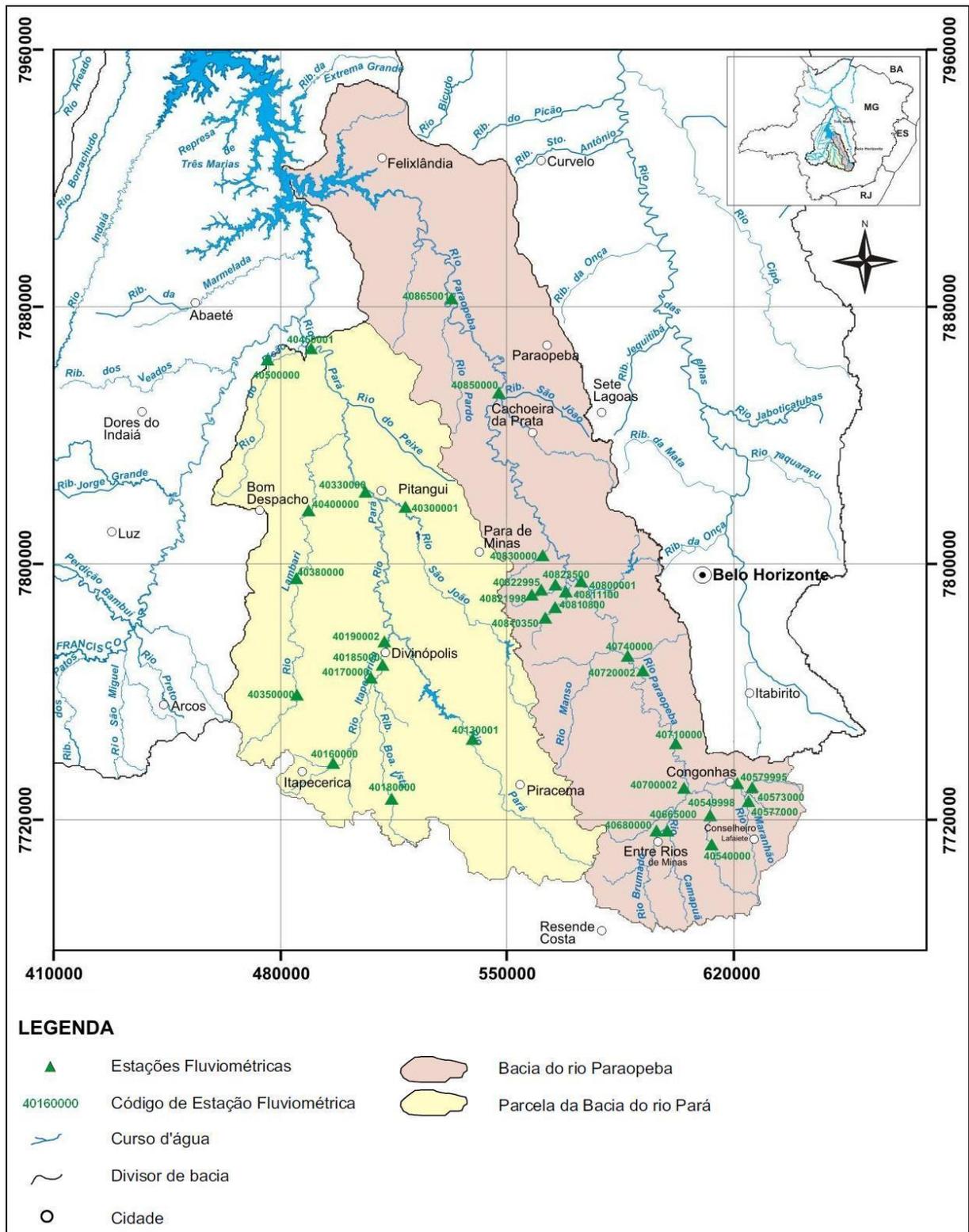


Figura 5.11 – Localização dos 34 postos fluviométricos utilizados nos estudos.

Em sexto lugar, foram obtidos dos estudos de CPRM (2001) os seguintes indicadores: coeficiente de escoamento, C_{esc} , e a vazão específica média de longo termo, q_{MLT} . Nesse

último caso, verificou-se se houve alterações significativas dessa variável nas cinco estações fluviométricas que receberam correções em suas séries de vazões médias diárias.

Finalmente, foi avaliada a estacionariedade das séries de vazões médias mensais através da verificação do coeficiente angular da reta de regressão de todos os dados disponíveis. Esse procedimento não é o mais indicado para esse fim, já que há testes de hipóteses não-paramétricos que garantem resultados mais precisos, embora o cômputo de suas estatísticas de teste não seja tão simples para séries muito longas. Dessa forma, optou-se por uma técnica mais simples. Após avaliação dos coeficientes angulares de todas as retas de regressão, verificou-se que nenhum deles era maior do que $\pm 10^{-2}$, valor arbitrado como limite.

Após essas sete etapas de verificação de dados fluviométricos, os mesmos receberam tratamento específico de acordo com a função que lhes foi dada, seja para definição de regiões homogêneas, seja para elaboração dos modelos regionais de curvas de permanência de longo termo. Esses aspectos são abordados nos itens relativos a essas duas atividades.

5.6.2 Dados pluviométricos

Os dados pluviométricos se prestaram a duas finalidades no âmbito desta pesquisa: (1) obtenção da chuva média anual espacializada nas bacias hidrográficas correspondentes às estações fluviométricas estudadas, e (2) entrada para o programa computacional que realizou a calibração do modelo Rio Grande a partir de FDCs sintéticas.

Para a primeira função, não foi realizado nenhum procedimento em especial, já que CPRM (2001) havia obtido a chuva média anual nas bacias hidrográficas de seu estudo de regionalização de vazões e de curvas de permanência e de regularização em toda a sub-bacia 40. O método utilizado foi o dos polígonos de Thiessen, aplicado às médias pluviométricas anuais das estações selecionadas para a elaboração dos mapas de isoietas do Projeto de Consistência de Dados Pluviométricos da Bacia do Rio São Francisco (CPRM, 1997 apud CPRM, 2001). Na ocasião desse projeto, estiveram envolvidos 157 postos pertencentes a várias instituições, dentro da porção mineira da bacia São Franciscana, e as isoietas foram geradas a partir de suas médias dos anos hidrológicos apenas do período de 1964 a 1991, embora todo o histórico disponível até 1992 tenha sido consistido.

Sendo assim, as médias pluviométricas anuais espacializadas nas bacias hidrográficas

correspondentes às 31 estações pluviométricas selecionadas nesta pesquisa foram integralmente aproveitadas do estudo de CPRM (2001).

Para a finalidade de entrada do modelo Rio Grande, os dados pluviométricos receberam análise e tratamento específico. O objetivo nesse caso foi a obtenção de séries temporais de alturas diárias de chuva, espacializadas nas bacias que foram objeto de calibração, nos períodos de seis anos pré-definidos para tal operação. Deu-se preferência às estações pluviométricas utilizadas por CPRM (2001), dada a existência prévia de mapa elaborado por essa instituição com os polígonos de Thiessen traçados para a sub-bacia 40. No entanto, descobriu-se que alguns postos pertenciam ao INMET – Instituto Nacional de Meteorologia, cujos históricos não se encontram disponíveis pela rede mundial de computadores. Isso levou não só à busca de estações pluviométricas alternativas, preferencialmente as monitoradas pela CPRM e consistidas por essa entidade em 1997, mas também ao traçado de novos polígonos do método de Thiessen.

Dessa maneira, foi selecionado um total de 40 postos pluviométricos, localizados no interior das áreas das bacias dos rios Pará e Paraopeba e nos seus limites, pertencentes às bacias dos rios Grande e das Velhas. Para cada um deles, foram contabilizados os totais mensais, o número de falhas por mês e para os períodos de 6 anos pré-selecionados para calibração, as alturas mensais máximas, médias e mínimas e a precipitação anual média. As principais características dessas estações estão condensadas na Tabela 5.4. A Figura 5.12 mostra a distribuição espacial desses postos em relação à hidrografia regional.

Em seguida, utilizando-se o programa computacional MapInfo, foram calculados os polígonos de Thiessen, os quais se encontram delimitados no Apêndice 1. Notou-se que, dentre os 40 postos usados para esse fim, 13 não serviriam de fato para o cômputo das alturas diárias de chuva espacializadas nas 31 bacias hidrográficas estudadas, já que estavam distantes delas e sua área de influência não as alcançou.

Na continuação dos estudos, montou-se um quadro contendo o número total de falhas nas 31 estações pluviométricas restantes, para os períodos pré-selecionados para a calibração do modelo Rio Grande. Dessa forma, optou-se pela seqüência de seis anos que exigisse a menor quantidade de preenchimentos de alturas diárias de chuva, procedimento geralmente não

recomendado em hidrologia, devido à grande variabilidade que se observa nessa variável.

Tabela 5.4 - Atributos das estações pluviométricas selecionadas para traçado de polígonos de Thiessen.

Código ANEEL	Nome Estação	Bacia	Município	Altitude (m)	Período de dados	Latitude	Longitude	Operadora e situação
1844000	CURVELO	41	CURVELO	608	01/1941 - 04/1975	18°45'58"	44°25'34"	ANA - desativada
1844003	PONTE DO LICÍNIO	41	CURVELO	670	10/1941-10/1979	18°40'55"	44°40'34"	
1845000	BARRA DO PARAPEBA	40	MORADA NOVA DE MINAS	505	09/1941 - 12-1958	18°49'00"	45°12'00"	
1943009	VESPASIANO	41	VESPASIANO	676	05/1941-12/2006	19°41'14"	43°55'15"	CPRM - em operação
1943022	CAIXA DE AREIA	41	BELO HORIZONTE	950	01/1940 - 12/2005	19°56'42"	43°54'45"	
1944004	PONTE NOVA DO PARAPEBA	40	BETIM	721	04/1941 - 12/2006	19°57'20"	44°18'24"	
1944007	FAZENDA ESCOLA	40	FLORESTAL	745	04/1941 - 12/2006	19°52'47"	44°25'18"	
1944009	PEDRO LEOPOLDO	41	PEDRO LEOPOLDO	698	05/1941 - 12/2006	19°38'04"	44°03'12"	
1944011	JAGUARUNA - JUSANTE	40	ONÇA DE PITANGUI	685	07/1941 - 12/2006	19°43'41"	44°48'24"	
1944020	PIRAPAMA	41	SANTANA DE PIRAPAMA	635	4/1970 - 12/2005	19°00'47"	44°02'12"	
1944021	VELHO DA TAIPA	40	PITANGUI	585	02/1959 - 12/2006	19°41'46"	44°55'46"	ANA - desativada
1944032	PITANGUI	40	PITANGUI	696	10/1974 - 09/2004	19°41'04"	44°52'44"	
1944049	PAPAGAIOS	40	PAPAGAIOS	703	09/1975 - 10/2006	19°25'42"	44°43'11"	CPRM - em operação
1944055	BETIM-COPASA	40	BETIM	822	02/1976 - 12/2006	19°58'24"	44°11'17"	
1944059	FORTUNA DE MINAS	40	FORTUNA DE MINAS	729	06/1984 - 12/2006	19°33'47"	44°26'49"	
1945008	BOM DESPACHO	40	BOM DESPACHO	750	11/1974 - 12/2006	19°44'33"	45°15'18"	CEMIG
1945014	ENGENHO RIBEIRO	40	BOM DESPACHO	-	01/1975 - 03/1993	19°41'00"	45°23'00"	
1945035	ABAETE	40	ABAETE	565	11/1974 - 12/2005	19°09'47"	45°26'33"	CPRM - em operação
1945039	MARTINHO CAMPOS	40	MARTINHO CAMPOS	562.3	02/1983 - 12/2006	19°19'56"	45°13'41"	
2043002	LAGOA GRANDE (MMV)	41	NOVA LIMA	1350	01/1942 - 12/2006	20°10'45"	43°56'34"	
2043004	RIO DO PEIXE (MMV)	41	NOVA LIMA	1097	01/1942 - 12/2006	20°08'16"	43°53'33"	
2043013	CONGONHAS-MONTANTE	40	CONGONHAS	871	06/1941 - 12/2006	20°31'19"	43°49'48"	
2043018	CARANDÁI	61	CARANDÁI	1057	07/1941 - 12/1999	20°57'21"	43°48'03"	IGAM - em operação
2043043	REPRESA DO MIGUELAO (MMV)	41	NOVA LIMA	1152	10/1976 - 12/2006	20°07'34"	43°57'01"	CPRM - em operação
2043056	FAZENDA AGUA LIMPA-	41	OURO PRETO	965	02/1984 - 12/2006	20°18'19"	43°36'59"	
2043060	ITABIRITO	41	ITABIRITO	-	02/1984 - 12/2006	20°18'04"	43°47'53"	
2044003	CARMO DO CAJURU	40	CARMO DO CAJURU	746	05/1941 - 12/2006	20°11'32"	44°47'37"	
2044006	DIVINOPOLIS	40	DIVINÓPOLIS	672	06/1941 - 12/2006	20°08'13"	44°53'31"	
2044007	ENTRE RIOS DE MINAS	40	ENTRE RIOS DE MINAS	885	08/1941 - 12/2006	20°39'40"	44°04'14"	
2044008	MELO FRANCO	40	BRUMADINHO	761	10/1941 - 12/2006	20°11'52"	44°07'15"	
2044009	FAZENDA CAMPO GRANDE	40	PASSA TEMPO	915	04/1942 - 12/2006	20°37'31"	44°26'00"	
2044012	IBIRITE	40	IBIRITÉ	1073	01/1945 - 12/2006	20°02'34"	44°02'36"	
2044021	ALTO DA BOA VISTA	40	MATEUS LEME	905.2	10/1972 - 12/2006	20°06'20"	44°24'40"	
2044024	FAZENDA CURRALINHO	40	MATEUS LEME	786.1	01/1973 - 12/2006	20°00'27"	44°19'52"	IGAM - em operação
2044027	PONTE FERNÃO DIAS	61	OLIVEIRA	882	08/1966 - 12/1999	20°44'27"	44°47'00"	
2044038	RESENDE COSTA	61	RESENDE COSTA	-	08/1975 - 12-1999	20°55'25"	44°14'18"	CPRM - em operação
2044042	CARMO DA MATA (ETA-COPASA)	40	CARMO DA MATA	749	02/1977 - 12/2006	20°33'45"	44°52'03"	
2045005	LAMOUNIER	40	ITAPECERICA	738	06/1941 - 12/2006	20°28'20"	45°02'10"	
2045010	ARCOS (COPASA)	40	ARCOS	791	11/1974 - 12/2006	20°17'41"	45°32'34"	CPRM - em operação
2045013	SANTO ANTONIO DO MONTE	40	SANTO ANTÔNIO DO MONTE	950	01/1975 - 12/2006	20°05'04"	45°17'48"	

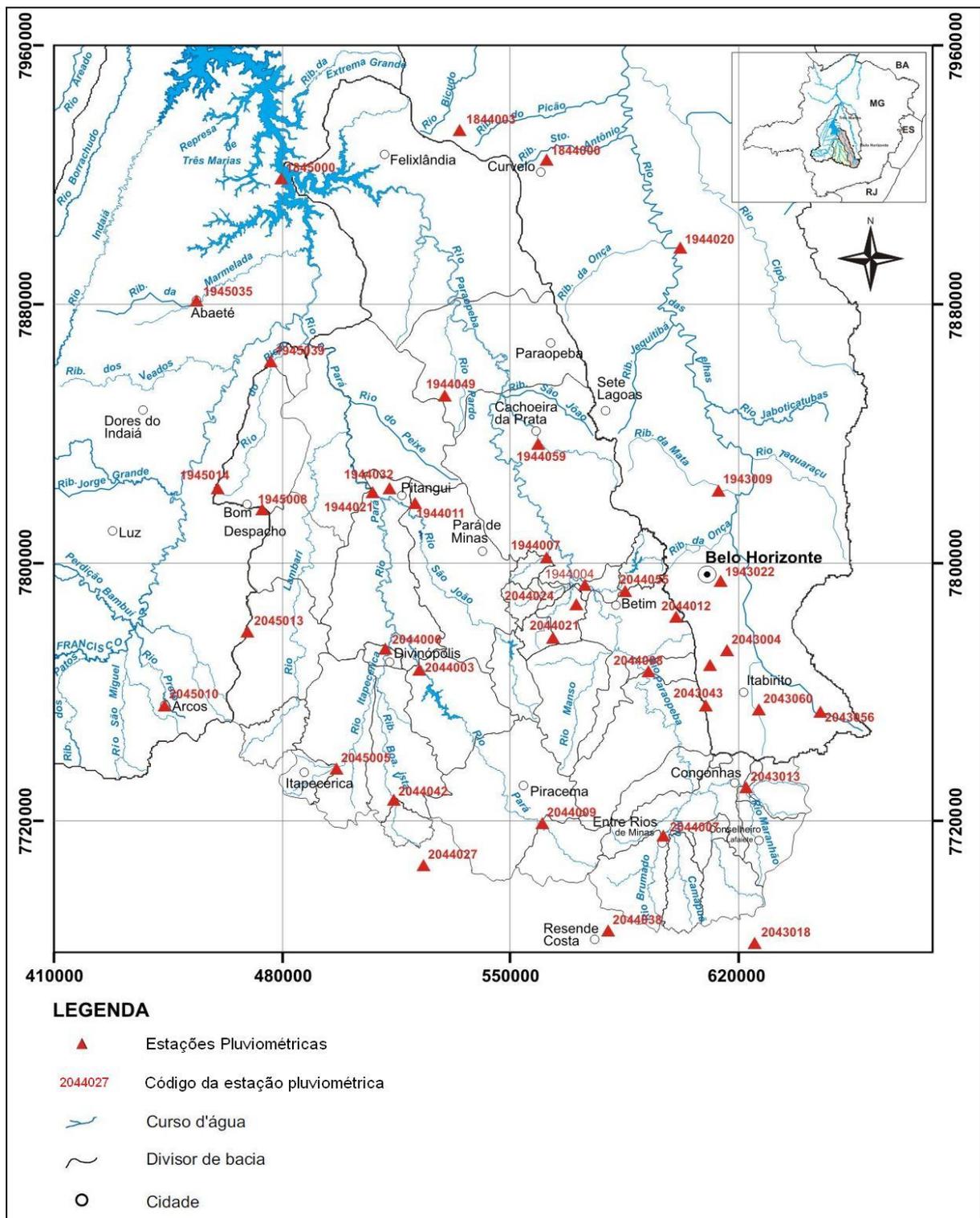


Figura 5.12 - Localização dos postos pluviométricos utilizados no traçado dos polígonos de Thiessen.

Para preenchimento das falhas diárias do período finalmente selecionado para calibração, foi escolhida para cada posto uma estação pluviométrica de referência, localizada o mais próximo possível daquele, dentro da mesma região climatológica, e possuidora dos dados necessários para preencher as lacunas existentes. A Tabela 5.5 contém os postos que foram preenchidos, as estações de referência e o período de falhas.

Tabela 5.5 - Estações pluviométricas que tiveram falhas diárias preenchidas.

Posto Pluviométrico	Código	Número de dados diários preenchidos no período out/92 a set/98	Posto Pluviométrico de Referência para o Preenchimento
Ponte Nova do Paraopeba	1944004	9	1944055 - Betim COPASA
Jaguaruna Jusante	1944011	38	1944032 - Pitangui
Pitangui	1944032	79	1944011 - Jaguaruna Jusante
Papagaios	1944049	5	1944031 - Ponte da Taquara
Betim - COPASA	1944055	31	1944004 - Ponte Nova do Paraopeba
Martinho Campos	1945039	31	1945038 - Porto das Andorinhas
Lagoa Grande (MMV)	2043002	31	2043004 - Rio do Peixe (MMV)
Congonhas Montante	2043013	562	2044005 - Carmo da Mata e 2043043 - Represa do Miguelão (MMV)
Carmo do Cajuru	2044003	408	2044006 - Divinópolis
Divinópolis	2044006	288	2044003 - Carmo do Cajuru
Entre Rios de Minas	2044007	92	2044040 - Usina João Ribeiro
Melo Franco	2044008	62	2043043 - Represa do Miguelão (MMV)
Ponte Fernão Dias	2044027	30	2044042 - Carmo da Mata (ETA - COPASA)
Carmo da Mata (ETA - COPASA)	2044042	15	2045005 - Lamounier

Após a adoção dessa técnica simplificada de preenchimento de falhas pluviométricas, que consiste na incorporação dos dados de uma estação pluviométrica em outra, foram recalculadas as alturas mensais máximas, médias e mínimas e a precipitação anual média do posto preenchido, a fim de se avaliar a alteração causada sobre essas estatísticas.

Um procedimento mais indicado para preenchimento de dados de chuva, notadamente em intervalo mensal ou anual, é aquele que se baseia na proporção linear entre postos vizinhos, desde que esses possuam no mínimo 10 anos de dados e que estejam na mesma região climatológica da estação a ser preenchida (TUCCI, 2002, p. 76-78). Em seguida, é recomendável que se analise a consistência da série completa dentro de uma visão regional, o que pode ser feito através do método de dupla massa.

5.6.3 Dados evaporimétricos

Os dados evaporimétricos consistem em alturas diárias de evaporação, expressas em

milímetros, medidas em tanque Classe A. Essa variável não possui rede de monitoramento tão densa quanto a de dados pluviométricos. As estações com disponibilidade de dados evaporimétricos de tanque, selecionados para esta pesquisa, encontram-se resumidas na Tabela 5.6.

Tabela 5.6 - Estações evaporimétricas selecionadas para este estudo.

Nome da Estação	Código	Operadora	Município	Período de Dados	Latitude	Longitude
Três Marias	1845009	CEMIG	Três Marias	10/1985 - 05/2000	18° 10' 00"	45° 18' 00"
Porto Pará	1945017	CEMIG	Pompéu	01/1973 - 11/1999	19° 18' 00"	45° 05' 00"

As alturas diárias de evaporação serviram como entrada ao modelo Rio Grande. Devido à maior proximidade da estação de Porto Pará às bacias hidrográficas que se prestaram à calibração, a mesma foi escolhida para esse fim. Os dados da estação da UHE Três Marias foram usados para preenchimento da primeira, sendo incorporados no lugar de suas falhas diárias, dentro do período selecionado para calibração. Verificou-se em seguida se a homogeneização da série não havia alterado as alturas de evaporação mensais máximas, médias e mínimas e a evaporação anual média. A Tabela 5.7 contém os períodos que receberam preenchimento.

Tabela 5.7 - Dados preenchidos na estação evaporimétrica de Porto Pará.

Estação Evaporimétrica	Código	Dados diários preenchidos no período out/92 a set/98	Posto Pluviométrico de Referência para o Preenchimento
Porto Pará	1945017	2 dias em nov/1992; 6 dias em dez/1992; 5 dias em mar/1995; 8 dias em mai/1995; nov/1997; mai/1995	1845009 - Três Marias

A utilização de uma mesma estação evaporimétrica como estimativa da evapotranspiração potencial no modelo Rio Grande, mesmo nas bacias mais distantes a ele, é em parte compensada pelo parâmetro K do módulo de produção, já que o mesmo é responsável pela correção da ETP potencial em função da verificação do balanço de umidade no solo.

5.7 Obtenção de índices físicos, climáticos, morfológicos e hidrológicos das bacias hidrográficas envolvidas

Os índices físicos, climáticos, morfológicos e hidrológicos das 31 bacias hidrográficas selecionadas para dar continuidade aos estudos foram integralmente aproveitados dos estudos de CPRM (2001). Os parágrafos a seguir explicam como eles foram calculados por essa entidade.

5.7.1 Índices físicos

Dentre os atributos físicos, figuram: (1) área de drenagem, (2) o comprimento e a declividade média equivalente do curso de água principal, e (3) o desnível total observado no talvegue principal, e as altitudes máxima e mínima da bacia.

As áreas de drenagem, A_d , foram calculadas por meio da delimitação das bacias hidrográficas até as estações fluviométricas correspondentes, em mapas na escala 1:250.000. As bacias com áreas inferiores a 300 km² foram traçadas em plantas de 1:100.000 ou 1:50.000. Os valores obtidos foram comparados com aqueles constantes de inventários e boletins fluviométricos da ANEEL e do relatório do Projeto de Consistência de Dados Fluviométricos da Bacia do Rio São Francisco, executado pela própria CPRM.

Por sua vez, os perfis longitudinais dos cursos de água principais, necessários para o cômputo dos índices nos excertos (2) e (3), foram levantados por CPRM (2001) em mapas do IBGE nas escalas 1:100.000 e 1:50.000, dependendo da disponibilidade de cartas na região, e utilizando-se o curvímetro. No levantamento, foram indicados os principais afluentes, os reservatórios e as estações fluviométricas subsidiárias da regionalização realizada. Em seguida, CPRM (2001) obteve por meio dos perfis, o comprimento L e a declividade média equivalente S_{eq} dos rios considerados. O desnível total dos talvegues, ΔH_{tot} , e as altitudes máxima $H_{máx}$ e mínima $H_{mín}$ são informações que foram extraídas dos mesmos perfis, para os fins da pesquisa de mestrado ora apresentada.

5.7.2 Características morfológicas

Os atributos de natureza morfológica utilizados neste estudo são os coeficientes de forma e compacidade, e a densidade de drenagem.

A densidade de drenagem DD varia de acordo com a escala em que é levantada, e, portanto, CPRM (2001) valeu-se das cartas planialtimétricas do IBGE em escala 1:250.000 para contabilização das junções.

Já os índices de forma k_f e de compacidade k_c foram calculados por CPRM (2001) a partir das áreas de drenagem, dos perímetros das bacias e dos comprimentos dos cursos de água principais, anteriormente levantados.

5.7.3 Índice climático e índice hidrológico

A característica climática refere-se à chuva média anual espacializada \bar{P} em cada bacia hidrográfica. Para tanto, CPRM (2001) aplicou o método dos polígonos de Thiessen a parte das 157 estações analisadas em um estudo anterior de consistência de dados pluviométricos realizado para a porção mineira da bacia do rio São Francisco.

O coeficiente de escoamento C_{esc} foi obtido a partir da vazão média de longo termo, contabilizada para as estações fluviométricas envolvidas no estudo de CPRM (2001) após a consistência das respectivas séries temporais de vazão média diária, e da chuva média anual \bar{P} .

Todos os índices mencionados são apresentados oportunamente no item 5.9, pois foram compilados ou obtidos somente após a delimitação de regiões homogêneas.

5.8 Definição das regiões homogêneas para curvas de permanência

A delimitação de regiões homogêneas foi realizada a partir do cálculo da medida de heterogeneidade H de Hosking e Wallis (1997) para as amostras de (1) máximos e (2) mínimos anuais de vazão média diária e de (3) descargas médias anuais dos registros históricos das 31 estações fluviométricas utilizadas nos estudos. Não foi considerado um período homogêneo, a fim de se aproveitar ao máximo as informações em cada posto. Além disso, a medida H pode ser computada para séries de diferentes tamanhos, conforme advertem seus preconizadores.

Os máximos anuais de vazão média diária foram extraídos das séries tendo como base os anos hidrológicos, enquanto que os mínimos anuais foram selecionados a partir dos anos civis. Tais

critérios evitam que os dados componentes das amostras de eventos extremos sejam dependentes entre si, em se tratando do tipo de regime hidrológico e climático da região Sudeste do Brasil.

Da mesma forma, não foram incluídos na análise os anos que contivessem quaisquer falhas ou correções nos meses chuvosos (outubro a março) ou de estiagem (abril a setembro), para seleção de máximos e mínimos anuais, respectivamente.

Por sua vez, as vazões médias anuais foram calculadas como sendo a média aritmética das vazões médias diárias de cada ano hidrológico, critério também seguido por CPRM (2001) para sua obtenção. Anos hidrológicos com falhas ou correções foram integralmente desconsiderados.

Não foram realizados testes de hipóteses a fim de se averiguar se as amostras selecionadas atendiam às premissas fundamentais para proceder à análise de frequência de uma variável hidrológica, uma vez que essa não foi a finalidade de sua utilização nesta pesquisa.

A Tabela 5.8 apresenta o tamanho das amostras que se prestaram ao cálculo da medida de heterogeneidade H .

Em seguida, foi preparado um gráfico para as distribuições empíricas das amostras de vazões máximas anuais adimensionalizadas pelas respectivas médias, a fim de que se pudesse avaliar a tendência dos postos quanto à variável em questão, e facilitar o processo de adição ou exclusão de postos fluviométricos no cômputo da medida H . O mesmo foi feito para as vazões mínimas anuais e para as descargas médias anuais. A posição de plotagem dos quantis adimensionais foi obtida pela fórmula de Weibull, no caso de máximos e mínimos, e pela fórmula de Blom para as médias anuais. Os três gráficos podem ser conferidos no Apêndice 2.

Conforme foi explicado na metodologia, para que um conjunto de postos pudesse ser considerado como homogêneo, a medida H deveria ser menor do que 1,0 para os três tipos de amostras analisadas. Dessa forma, a definição de uma região é iterativa.

A rotina de cálculo da medida de heterogeneidade H , preparada por Hosking e Wallis (1997) encontra-se disponível pela URL <http://lib.stat.cmu.edu/general/lmoments>, em linguagem computacional FORTRAN, tendo sido utilizada nesta pesquisa de mestrado. Como dados de

entrada, são necessários: (1) número de postos avaliados, (2) nome dos postos, (3) número total de dados por estação, e (4) amostras da variável analisada, para todos os postos envolvidos. Sendo assim, a cada tentativa de avaliação da medida H , um novo arquivo de entrada deveria ser dado ao programa.

Tabela 5.8 - Tamanho das séries utilizadas no cálculo da medida de heterogeneidade H .

Nome Estação	Código ANEEL	Vazões Mínimas	Vazões Médias	Vazões Máximas	Nome Estação	Código ANEEL	Vazões Mínimas	Vazões Médias	Vazões Máximas
Ponte do Vilela	40130001-2	58	56	58	Usina João Ribeiro	40665000	34	31	32
Lamounier	40160000	9	9	9	Entre Rios de Minas	40680000	61	60	60
Marilândia (ponte BR-494)	40170000	37	35	36	Jeceaba	40700002	14	14	13
Carmo da Mata	40180000	16	12	12	Belo Vale	40710000	37	30	35
Pari	40185000	34	31	31	Melo Franco	40720000	13	12	14
Divinópolis	40190002	19	19	19	Alberto Flores	40740000	32	34	35
Jaguaruna	40300000-1	41	30	31	Ponte Nova do Paraopeba	40800000-1	67	64	66
Velho da Taipá	40330000	55	37	49	Fazenda Laranjeiras	40810350	11	10	10
Usina Camarão	40350000	17	15	15	Fazenda Pasto Grande	40810800	11	9	9
Araújos	40380000	23	19	20	Jardim	40811100	11	9	9
Estação Álvaro da Silveira	40400000	51	39	43	Bom Jardim	40821998	11	10	10
Porto Pará	40450001	54	54	54	Mateus Leme - Aldeia	40822995	8	8	9
Martinho Campos	40500000	33	29	30	Suzana	40823500	11	10	10
Jurema	40540000	8	8	9	Fazenda Escola Florestal	40830000	12	10	11
São Brás do Suaçuí - Montante	40549998	43	39	40	Porto do Mesquita	40865001	29	29	30
Congonhas - Linógrafo	40579995	48	43	46					

As saídas fornecidas constituem-se de: (1) coeficiente de variação-L, assimetria-L e curtose-L para as amostras de cada estação, (2) desvio-padrão V do coeficiente de variação-L das amostras, (3) média μ_V e desvio-padrão σ_V dos valores do desvio-padrão dos coeficientes de variação-L nas regiões homogêneas simuladas, e (4) a medida de heterogeneidade H .

Embora a medida H seja de maior interesse, os coeficientes de variação-L, a assimetria-L e a curtose-L das amostras também auxiliaram na decisão pela retirada de um ou mais postos fluviométricos considerados nas tentativas.

Ao final do processo de delimitação, chegou-se a apenas uma região homogênea, que apresentou as seguintes medidas H : (1) -0,46 para máximos anuais de vazão média diária, (2)

-0,91 para as descargas médias anuais, (3) 1,18 para os mínimos anuais de descarga média diária. As estações fluviométricas integrantes encontram-se discriminadas na Tabela 5.9, na qual as mesmas se encontram separadas segundo a utilidade que lhes foi arbitrada na seqüência de aplicação da metodologia, em função do período de dados disponível em cada uma delas. Dessa forma, o primeiro grupo de postos fluviométricos reúne aqueles que foram usados na elaboração e na validação dos modelos regionais de FDCs e na calibração do modelo Rio Grande, procedimentos que exigiram a homogeneização das respectivas séries de vazões médias diárias, de acordo com critérios estabelecidos ao longo desta pesquisa. Já o segundo grupo integra os postos cujos históricos não coincidiram com o período comum selecionado para preenchimento e extensão, ou que eram muito curtos para receberem a homogeneização. Sendo assim, essas estações foram usadas somente na validação dos modelos regionais de FDCs. Esses aspectos serão discutidos no próximo subitem.

As bacias hidrográficas correspondentes às estações fluviométricas integrantes da região homogênea quanto às curvas de permanência de longo termo encontram-se indicadas na Figura 5.13, na qual já é mostrada a divisão explicada.

Os valores negativos da medida H no caso das vazões médias e máximas indicam que há “menos dispersão entre os valores amostrais do coeficiente de variação-L do que se esperaria de uma região homogênea com distribuições individuais de frequência independentes” (NAGHETTINI e PINTO, 2007, p. 437). Sendo assim, a causa mais provável para eles é a presença de correlação cruzada entre as amostras das estações selecionadas. Hosking e Wallis (1997) recomendam a revisão dos dados de forma mais cuidadosa quando $H \leq -2,0$. CPRM (2001) já havia verificado o grau de dependência espacial das amostras de vazões máximas, médias e mínimas anuais dos postos fluviométricos envolvidos em seus estudos de regionalização, mas esse procedimento não foi objeto desta pesquisa de mestrado.

Por sua vez, o valor de $H = 1,18$ para o caso dos mínimos foi considerado como aceitável para prosseguir com os estudos.

Os valores dos coeficientes de variação-L, assimetria-L e curtose-L das amostras das variáveis estudadas, em se tratando das estações que compõem o grupo homogêneo definido podem ser conferidos no Apêndice 3. As demais estatísticas envolvidas no cálculo da medida de

heterogeneidade H também se encontram listadas.

Tabela 5.9 - Estações fluviométricas integrantes da única região homogênea definida, agrupadas segundo a utilidade que lhes foi atribuída na aplicação da metodologia.

Grupo de Estações	Estação Fluviométrica	Código	Curso de Água	Área de Drenagem (km ²)	Período de Dados
Estações usadas na elaboração e validação dos modelos regionais de FDCs e na calibração do modelo Rio Grande	Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	rio Pará	1726	07/1938 - 01/2008
	Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	rio São João	1558	05/1938 - 12/1959 e 11/1976 - 12/2006
	Velho da Taipa	40330000	rio Pará	7378	07/1938 - 12/2006
	Porto Pará	40450001	rio Pará	11302	05/1939 - 01/2008
	São Brás do Suaçui Montante	40549998	rio Paraopeba	461	07/1956 - 12/2006
	Congonhas Linígrafo	40579995	rio Maranhão	579	09/1938 - 12/2006
	Entre Rios de Minas	40680000	rio Brumado	486	09/1938 - 07/2006
	Belo Vale	40710000	rio Paraopeba	2760	08/1965 - 12/2006
	Alberto Flores	40740000	rio Paraopeba	3939	04/1967 - 12/2006
	Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	rio Paraopeba	5680	01/1938 - 12/2006
Porto do Mesquita	40865001	rio Paraopeba	10192	08/1977 - 01/2008	
Estações usadas na validação dos modelos regionais de FDCs	Lamounier	40160000	rio Itapecerica	159	06/1938 - 12/1947
	Carmo da Mata	40180000	ribeirão Boa Vista	144	06/1938 - 12/1974
	Usina Camarão	40350000	rio Lambari	269	06/1938 - 12/1942 e 01/1976 - 12/1989
	Usina João Ribeiro	40665000	rio Camapuã	293	09/1938 - 12/1985
	Jeceaba	40700002	rio Paraopeba	2465	01/1943 - 12/1956
	Fazenda Escola Florestal	40830000	ribeirão Florestal	84	01/1952 - 12/1965

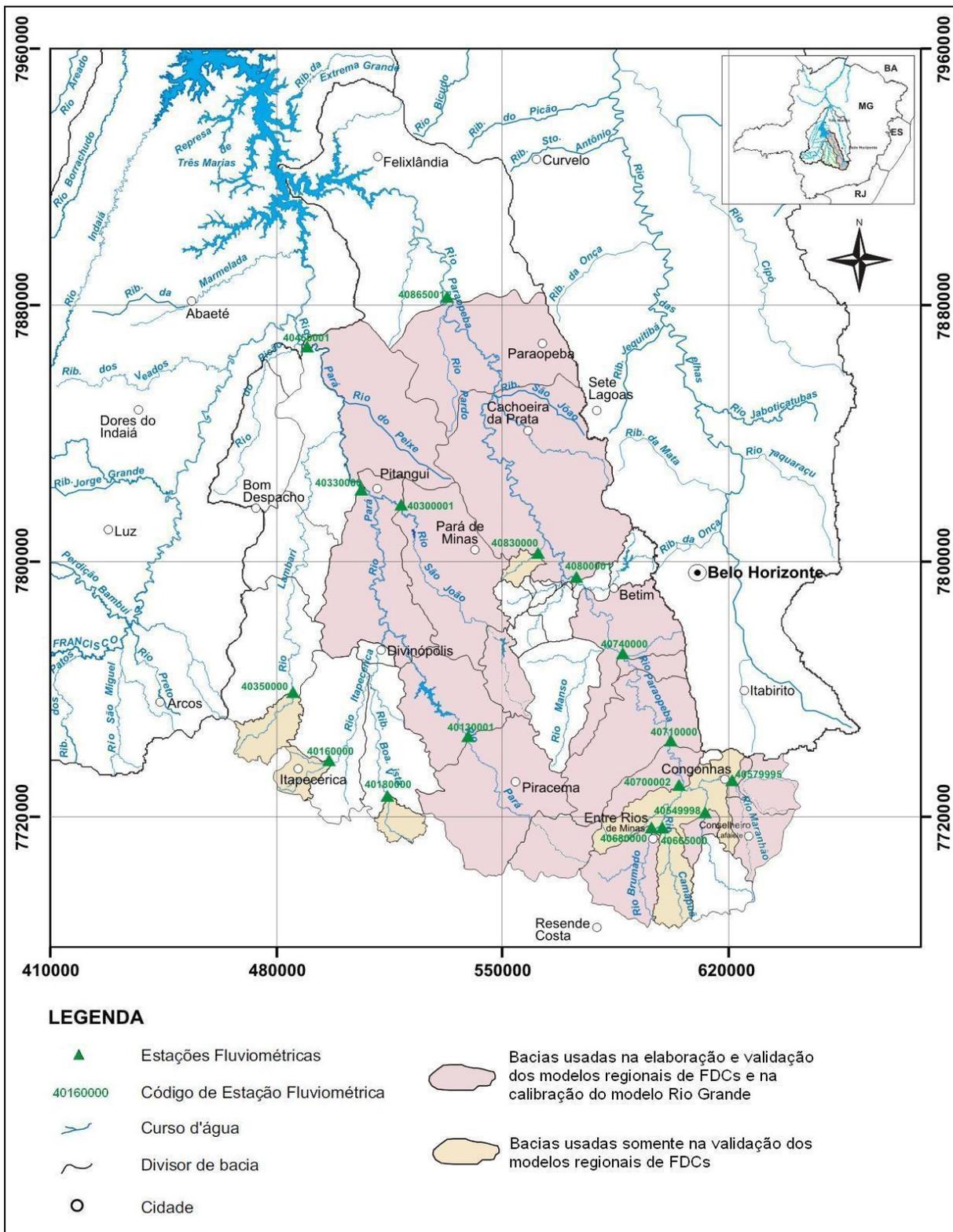


Figura 5.13 - Bacias hidrográficas integrantes da região homogênea definida, agrupadas segundo a utilidade que lhes foi atribuída na aplicação da metodologia.

5.9 Regionalização de curvas de permanência de longo termo

A regionalização de curvas de permanência de longo termo (FDCs) foi realizada a partir de uma adaptação do método proposto por Castellarin *et al.* (2004a; 2007), aplicada a algumas estações fluviométricas integrantes da região homogênea delimitada. O tema central da referida metodologia, também válido para o presente caso, consiste na definição de distribuições de probabilidades para as duas variáveis aleatórias cujo produto representa as vazões médias diárias. Na seqüência, devem ser preparadas equações regionais que relacionem os parâmetros dessas distribuições às características físicas, morfológicas e climáticas das bacias hidrográficas envolvidas, a fim de que se possa obtê-los em locais sem monitoramento fluviométrico.

Os resultados das etapas metodológicas outrora apresentadas constituem o tema dos próximos itens.

5.9.1 Séries utilizadas

O ponto de partida da regionalização de FDCs foi a homogeneização das séries temporais de vazão média diária das estações fluviométricas componentes da região homogênea. O maior período comum abrangeu desde outubro de 1977 até setembro de 2006, escolhido por apresentar ciclos úmidos e secos do regime hidrológico regional, e por possibilitar o uso de 11 bacias na elaboração dos modelos regionais. Dessa forma, a partir desse ponto, ficou definido que 6 postos fluviométricos serviriam apenas para avaliação do desempenho da metodologia de regionalização de FDCs, já que o preenchimento necessário para homogeneizá-los seria muito extenso. Essa divisão foi ilustrada e mostrada no subitem anterior, relativo à definição de regiões homogêneas.

A homogeneização das séries nas 11 estações fluviométricas de referência para a regionalização de FDCs foi realizada a partir das recomendações de Tucci (2002, p. 63-64) para o preenchimento de séries hidrológicas por regressão linear, prática já utilizada nesta pesquisa para correção das vazões médias diárias de alguns postos. O procedimento, com algumas diferenças em relação ao que foi feito na correção, consistiu nas seguintes etapas:

- Escolha de um posto de referência para o preenchimento de dada estação fluviométrica, possuidor do melhor coeficiente de correlação linear com a mesma. Para essa seleção, foi

montada a matriz de coeficientes de correlação linear entre as vazões médias mensais comuns entre pares de estações, considerando todo o histórico disponível dos 11 postos fluviométricos;

- Comparação do coeficiente de correlação linear entre ambos os postos com os valores mínimos recomendado por Matalas e Jacob (1964 apud TUCCI, 2002, p. 63) para que o procedimento não introduza tendências na média e na variância da série preenchida;
- Obtenção dos meses faltosos na estação a ser preenchida, a partir da reta de regressão entre as vazões médias mensais, sem o componente de ruído nesse caso do preenchimento;
- Cálculo das vazões médias diárias de cada mês preenchido, a partir da multiplicação das vazões médias diárias do mesmo mês no posto de referência pela relação entre as descargas médias mensais dos dois postos relacionados. Essa etapa impôs a escolha por um posto de referência que, além de ter alto coeficiente de correlação linear com a estação a ser preenchida, deveria estar o mais próximo possível da mesma, de preferência no mesmo curso de água.

Essas etapas foram seguidas até mesmo quando havia apenas algumas falhas em um mês qualquer, sendo os dados faltosos preenchidos pelo procedimento descrito, e cuidando-se para que não houvesse saltos entre as descargas originais e as preenchidas. Em muitos casos, os logaritmos naturais das vazões médias mensais foram usados na regressão, já que o coeficiente de correlação linear entre eles era maior do que o encontrado para as próprias descargas.

O componente de ruído não foi considerado no caso do preenchimento, ao contrário do que foi feito para as correções, já que isso demandaria nova avaliação da continuidade de vazões médias mensais, o que a rigor deveria ser feito. Ao invés disso, calcularam-se as médias e os desvios-padrão das séries preenchidas no período homogeneizado, e avaliou-se por testes de hipóteses se esses valores diferiam daqueles encontrados para as amostras originais.

Nas estações fluviométricas que não serviram para elaboração dos modelos regionais, foram retirados os anos hidrológicos com falhas para dar seqüência aos estudos.

As estações fluviométricas que receberam preenchimento constam da Tabela 5.10, com as respectivas falhas e os postos de referência para homogeneização. Por sua vez, na

Tabela 5.11 são apresentadas as estações que se prestaram apenas para a análise de desempenho dos modelos regionais, e não para sua elaboração, e os anos hidrológicos considerados na continuidade dos estudos.

Tabela 5.10 - Estações fluviométricas utilizadas na elaboração dos modelos regionais de FDCs, e as respectivas falhas preenchidas.

Estação Fluviométrica	Código	Curso de Água	Área de Drenagem (km ²)	% de Preenchimento em set/77 a out/06	Posto Fluviométrico de Referência e r
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	rio Pará	1726	3,60	40185000 - Pari 0,960 (LN) 40450001 - Porto Pará 0,951 (LN)
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	rio São João	1558	14,68	40330000 - Velho da Taipa 0,951 (LN) 40450001 - Porto Pará 0,957(LN)
Velho da Taipa	40330000	rio Pará	7378	0,12	40450001 - Porto Pará 0,957(LN)
Porto Pará	40450001	rio Pará	11302	0,05	40330000 - Velho da Taipa 0,957 (LN)
São Brás do Suaçuí Montante	40549998	rio Paraopeba	461	12,26	40740000 - Alberto Flores 0,968 (LN) 40800000-1 - Ponte Nova do Paraopeba 0,959 (LN)
Congonhas Linígrafo	40579995	rio Maranhão	579	25,68	40740000 - Alberto Flores 0,902 (LN) 40710000 - Belo Vale 0,909 (LN)
Entre Rios de Minas	40680000	rio Brumado	486	2,17	40710000 - Belo Vale 0,947 (LN)
Belo Vale	40710000	rio Paraopeba	2760	4,58	40740000 - Alberto Flores 0,990 (LN)
Alberto Flores	40740000	rio Paraopeba	3939	3,21	40800000-1 - Ponte Nova do Paraopeba 0,992 (LN)
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	rio Paraopeba	5680	1,12	40740000 - Alberto Flores 0,992 (LN)
Porto do Mesquita	40865001	rio Paraopeba	10192	1,95	40800000-1 - Ponte Nova do Paraopeba 0,986 (LN)

Após a homogeneização das séries do grupo de 11 estações fluviométricas, calculou-se o coeficiente angular da reta de regressão das vazões médias diárias de cada uma delas, a fim de avaliar se algum deles era maior do que $\pm 10^{-2}$, valor arbitrado como limite para garantir que não havia tendências temporais nas amostras, entre 1977 e 2006. O mesmo foi feito com o conjunto dos 6 postos restantes, ressaltando-se que suas séries são incompletas, na maioria dos casos.

Tabela 5.11 - Estações fluviométricas utilizadas apenas na validação dos modelos regionais de FDCs, e os respectivos períodos considerados.

Estação Fluviométrica	Código	Curso de Água	Área de Drenagem (km ²)	Período de Dados considerado
Lamounier	40160000	rio Itapecerica	159	10/1938 - 09/1947
Carmo da Mata	40180000	ribeirão Boa Vista	144	10/1938 - 09/1949 10/1960 - 09/1961
Usina Camarão	40350000	rio Lambari	269	10/1938 - 09/1942 10/1976 - 09/1986 10/1988 - 09/1989
Usina João Ribeiro	40665000	rio Camapuã	293	10/1938 - 09/1957 10/1964 - 09/1967 10/1972 - 09/1985
Jeceaba	40700002	rio Paraopeba	2465	10/1943 - 09/1956
Fazenda Escola Florestal	40830000	ribeirão Florestal	84	10/1952 - 09/1953 10/1954 - 09/1963

5.9.2 Características físicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas das bacias selecionadas

Os atributos físicos, morfológicos, climáticos e hidrológicos das 17 (dezessete) bacias hidrográficas que compõem a região homogênea definida encontram-se resumidos na Tabela 5.12.

Tabela 5.12 - Atributos físicos, morfológicos, climáticos e hidrológicos das bacias hidrográficas utilizadas nesta pesquisa.

Estação Fluviométrica	Código	A _d (km ²)	L (km)	S _{eq} (m/km)	ΔH _{tot} (m)	H _{mín} (m)	H _{máx} (m)	DD (junções/km ²)	k _f	k _c	P (m)	C _{esc}
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	1620	75,8	1,92	401	759	1160	0,114	0,30	1,47	1,533	0,33
Jaguaruna Jusante	40300001	1558	119,1	1,82	444	656	1100	0,099	0,11	1,70	1,432	0,31
Velho da Taipa	40330000	7378	219,4	0,75	551	609	1160	0,036	0,15	1,66	1,456	0,30
Porto Pará	40450001	11302	293,1	0,46	571	589	1160	0,054	0,13	1,71	1,431	0,29
São Brás do Suaçui Montante	40549998	461	52,0	2,69	263	877	1140	0,098	0,17	1,52	1,400	0,38
Congonhas Linigrafo	40579995	579	41,6	3,18	200	860	1060	0,102	0,33	1,41	1,464	0,36
Entre Rios de Minas	40680000	486	47,3	1,25	237	863	1100	0,136	0,22	1,34	1,369	0,44
Belo Vale	40710000	2760	118,9	1,59	346	794	1140	0,137	0,20	1,28	1,408	0,40
Alberto Flores	40740000	3939	187,4	1,21	404	736	1140	0,134	0,11	1,49	1,422	0,35
Ponte Nova do Paraopeba	40800001	5680	236,3	1,00	437	703	1140	0,141	0,10	1,64	1,449	0,33
Porto do Mesquita	40865001	10192	419,8	0,60	507	633	1140	0,133	0,06	1,87	1,414	0,33
Lamounier	40160000	159	21,7	4,30	227	773	1000	0,117	0,34	1,42	1,503	0,40
Carmo da Mata	40180000	144	23,6	5,93	292	778	1070	0,188	0,26	1,45	1,433	0,44
Usina Camarão	40350000	269	40,6	3,16	244	816	1060	0,130	0,16	1,60	1,502	0,35
Usina João Ribeiro	40665000	293	45,7	2,44	215	865	1080	0,123	0,14	1,51	1,373	0,34
Jeceaba	40700002	2465	88,9	1,81	306	834	1140	0,121	0,31	1,37	1,409	0,39
Fazenda Escola Florestal	40830000	84	18,0	10,27	258	702	960	0,131	0,26	1,48	1,436	0,35

O coeficiente de escoamento C_{esc} para cada bacia hidrográfica em questão pode ser conferido no Anexo 3, no qual é apresentado o mapa do referido índice, elaborado por CPRM (2001), cujo estudo englobou diversas áreas de contribuição correspondentes a estações fluviométricas existentes nas sub-bacias brasileiras de números 40 e 41 (Alto rio São Francisco e rio das Velhas). As cores mostradas no mapa não devem ser consideradas, uma vez que representam regiões homogêneas delimitadas naquela ocasião para fins de regionalização da vazão média de longo termo.

5.9.3 Seleção das distribuições das séries de AF e X'

Uma vez homogeneizadas as séries de vazões médias diárias do grupo de 11 estações fluviométricas, foi possível calcular as respectivas curvas de permanência de longo termo. A posição de plotagem foi obtida pela fórmula de Weibull, e as vazões foram ordenadas de forma decrescente. Nesse primeiro momento, foram utilizados 10592 dados de descarga, o equivalente a 29 anos hidrológicos. Em seguida, para a realização de etapas posteriores, foi necessário calcular as vazões empíricas correspondentes às 121 permanências notáveis do intervalo [0,025; 99,975]%, o que foi feito através de interpolação linear a partir de todos os valores disponíveis.

O mesmo foi feito para as seis estações fluviométricas restantes. Nesse caso, entretanto, as curvas montadas com todos os dados disponíveis tiveram tamanhos diferentes.

Em segundo lugar, foram calculadas as amostras das variáveis AF e X' para as 17 estações fluviométricas, considerando-se todas as vazões médias diárias disponíveis, seja para o período comum, em se tratando do grupo de 11 postos, seja para os períodos variáveis das outras seis estações. Nessa fase, as vazões médias anuais anteriormente calculadas para a delimitação de regiões homogêneas foram aproveitadas, já que representam a variável AF , e auxiliaram no cômputo de X' .

Na seqüência, foram determinadas as seguintes estatísticas das amostras das variáveis AF e X' e dos seus respectivos logaritmos naturais, para as 17 estações fluviométricas:

- Os valores máximos e mínimos, os momentos convencionais de primeira e segunda ordem (a média \bar{x} e o desvio-padrão s_x), e os coeficientes desses momentos, de segunda a quarta

ordem (o coeficiente de variação CV , a assimetria g e a curtose κ);

- Os momentos-L equivalentes à média e ao desvio-padrão (l_1 e l_2), e os coeficientes de momentos-L correspondentes ao coeficiente de variação, à assimetria e à curtose (t , t_3 e t_4).

Os valores de todas essas estatísticas podem ser conferidos no Apêndice 4, e se prestaram à estimação dos parâmetros das distribuições de probabilidades selecionadas.

Em quarto lugar, os valores de t_3 e t_4 das amostras de AF e X' do grupo de 11 estações fluviométricas foram plotados no diagrama de curtose-L (τ_4) versus assimetria-L (τ_3), elaborado e sugerido por Hosking e Wallis (1997) para a escolha de distribuições de probabilidades de validade regional. Foram preparados dois gráficos, um para cada tipo de variável, os quais podem ser visualizados na Figura 5.14 e na Figura 5.15. Os pontos regionais, isto é, iguais às médias aritméticas de 11 valores de t_3 e de t_4 , também foram inseridos nos respectivos diagramas. A escolha, no entanto, esteve mais condicionada à concentração de pontos amostrais em torno desta ou daquela curva representante de uma distribuição, do que à indicação do ponto regional. Os valores de t_3 e t_4 das seis estações fluviométricas restantes também foram colocados nos gráficos, somente com a finalidade de se avaliar sua dispersão em relação aos demais. O nome “Limite Inferior” constante da legenda das Figuras 5.14 e 5.15 denota o limite inferior geral dos valores válidos para a curtose-L (τ_4) em função da assimetria-L (τ_3), segundo Hosking e Wallis (1997).

Observando-se a Figura 5.14, nota-se grande dispersão dos pontos amostrais para a variável AF , a maioria deles entre as curvas da distribuição Generalizada de Pareto (GPA) e da Log-normal de 3 parâmetros. Na dificuldade de definição de distribuições preferenciais, optou-se por aquelas que têm dois parâmetros, ou as de três parâmetros utilizadas para amostras de estatísticas médias de dados hidrológicos. Sendo assim, foram escolhidas as seguintes distribuições candidatas: (1) a Normal, N, (2) a Log-normal de 2 parâmetros, LN-2p, a (3) a Gama de 2 parâmetros, Ga e (4) a Pearson tipo III, P-III.

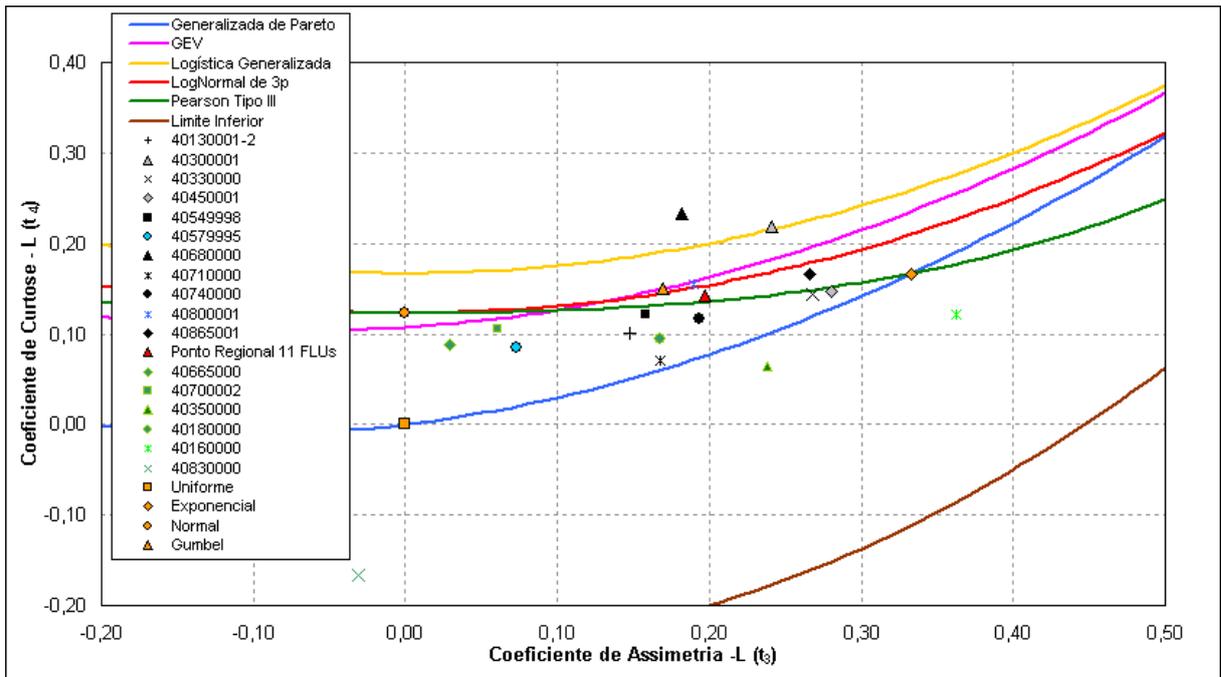


Figura 5.14 - Diagrama de Hosking e Wallis (1997) contendo os pontos amostrais das séries da variável *AF* nos 17 postos fluviométricos da região homogênea delimitada.

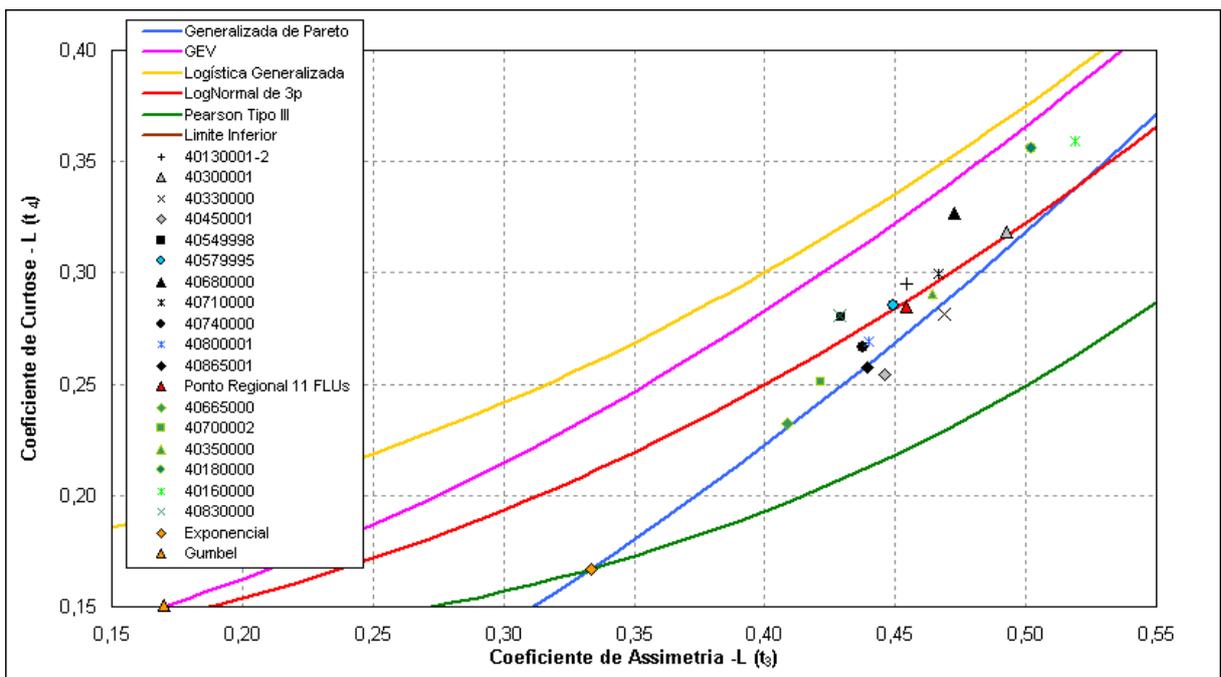


Figura 5.15 - Diagrama de Hosking e Wallis (1997) contendo os pontos amostrais das séries da variável *X'* nos 17 postos fluviométricos da região homogênea delimitada.

Diferentemente do que ocorreu com as amostras de *AF*, os pontos da variável *X'* concentraram-se ao redor das curvas das distribuições Generalizada de Pareto (GPA), Log-normal de 3 parâmetros (LN-3p) e a Generalizada de Valores Extremos (GEV). Essas foram,

portanto, consideradas como candidatas a explicar a variável em questão, e a elas foi acrescentada a Log-Pearson tipo III (LP-III), muito usada para modelar eventos hidrológicos extremos.

Na quinta fase que auxiliou a escolha das distribuições de probabilidades para AF e X' , foi testada a convergência numérica da integral da função acumulada de probabilidades conjuntas dessas duas variáveis, em uma estação fluviométrica selecionada como referência para essa verificação dentre aquelas que compõem o grupo de 11 estações. Optou-se pelo posto do rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba, de código 40800001. Os parâmetros de todas as distribuições foram estimados pelo método dos momentos (MOM) e pelo método dos momentos-L (MML), a partir das estatísticas amostrais e das equações próprias de cada distribuição. O programa computacional elaborado com a finalidade de calcular as permanências correspondentes a vazões fornecidas e os quantis relativos a durações especificadas foi utilizado para essa análise preliminar.

Descobriu-se que as combinações contendo as distribuições Normal, Pearson-III, Generalizada de Valores Extremos e Log-Pearson III não especificavam os quantis para os ramos inferior e/ou superior da curva de permanência, ou até mesmo para a FDC completa, seja qual fosse o método de estimação de seus parâmetros. Sendo assim, elas foram excluídas para as análises nas demais estações fluviométricas, e as seguintes duplas de distribuições de probabilidades continuaram a ser avaliadas, considerando ainda os métodos MOM e MML para cálculo dos seus parâmetros:

- Gama de 2 parâmetros e Generalizada de Pareto (GA-GPA);
- Gama de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros (GA-LN3p);
- Log-normal de 2 parâmetros e Generalizada de Pareto (LN2p-GPA);
- Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros (LN2p- LN3p).

Em sexto lugar, foram estimados os parâmetros das distribuições supracitadas pelos dois métodos selecionados para esse fim, nos outros dez postos fluviométricos. No Apêndice 5 estão listados todos esses parâmetros. Essa etapa foi cumprida para as 6 (seis) estações fluviométricas restantes só após a definição final da melhor combinação de distribuições para as variáveis AF e X' . Ressalta-se que, no caso da distribuição Log-normal de 3 parâmetros, as

equações usadas para estimação de parâmetros pelo método dos momentos correspondem às constantes de Stedinger *et al.* (1993).

Em seguida, com auxílio do programa computacional elaborado, foram calculadas para cada uma das onze estações fluviométricas: (1) permanências relativas a todas as 10592 vazões médias diárias, e (2) descargas médias diárias, ou quantis, correspondentes às 121 durações notáveis definidas para avaliação do melhor par de distribuições e do método de estimação de parâmetros mais adequado. O resultado em (1) teve a finalidade de elaboração de gráficos, apenas, para avaliação visual do ajuste.

Finalmente, para avaliação do ajuste do complemento da integral da função acumulada de probabilidades conjuntas das variáveis AF e X' às FDCs, foram calculados os índices S^2_s e r_s (equações 4.11 e 4.12, respectivamente). Ressalva-se que o objeto de cálculo foram as vazões médias diárias, e não as permanências, e, nesse caso, a função inversa de quantis é que foi usada, obtida por meio do mesmo programa computacional. Ao término dessa contabilização, para cada posto fluviométrico foram selecionados os dois melhores pares de distribuições, selecionados visualmente e pela análise dos dois indicadores mencionados. A Tabela 5.13 resume essa situação.

Tabela 5.13 - Conjuntos de distribuições de probabilidades mais adequados para explicar as FDCs no conjunto de 11 estações fluviométricas.

Posto Fluviométrico	Código	O MELHOR AJUSTE	Indicadores		O 2o MELHOR AJUSTE	Indicadores	
			S^2_s	r_s		S^2_s	r_s
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001-2	GPA LN2 MML	0,086	0,993	LN3 LN2 MML	0,113	0,992
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300001	LN3 GA MML	0,729	0,996	LN3 LN2 MML	1,121	0,996
Velho da Taipa	40330000	LN3 LN2 MML	0,967	0,993	LN3 GA MML	1,305	0,993
Porto Pará	40450001	LN3 LN2 MML	0,992	0,991	LN3 GA MML	1,434	0,992
São Brás do Suaçuí Montante	40549998	LN3 GA MML	0,707	0,999	LN3 LN2 MML	1,072	0,991
Congonhas Linígrafo	40579995	LN3 GA MML	0,369	0,994	LN3 LN2 MML	0,432	0,994
Entre Rios de Minas	40680000	LN3 GA MML	2,416	0,958	LN3 LN2 MML	3,872	0,959
Belo Vale	40710000	LN3 LN2 MML	0,212	0,999	LN3 GA MML	0,376	0,999
Alberto Flores	40740000	LN3 LN2 MML	0,193	0,999	LN3 GA MML	0,326	0,999
Ponte Nova do Paraopeba	40800001	LN3 LN2 MML	0,195	0,995	LN3 GA MML	0,278	0,996
Porto do Mesquita	40865001	LN3 LN2 MML	0,623	0,999	GPA LN2 MML	0,628	0,982

Percebe-se a predominância das combinações LN2p-LN3p, GA-LN3p e LN2p-GPA, com parâmetros estimados pelo método dos momentos-L. Sendo assim, os valores médios dos indicadores S^2_s e r_s foram definidos, a fim de possibilitar a escolha pela dupla mais adequada para reprodução regional de curvas de permanência de longo termo. A Tabela 5.14 sintetiza esses resultados, e nela, vê-se que a LN2p-LN3p e a GA-LN3p produzem estimativas semelhantes, com pequena vantagem da segunda sobre a primeira. Optou-se, finalmente, pela combinação LN2p-LN3p, que além de apresentar bons índices médios regionais, foi a mais adequada em um maior número de bacias hidrográficas. Seus parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L, constituíram as variáveis explicadas nos modelos regionais de FDCs.

Tabela 5.14 - Indicadores da qualidade do ajuste às FDCs, e seus valores médios regionais.

Posto Fluviométrico	Código	LN3 LN2 (MML)		LN3 GA (MML)		GPA LN2 (MML)	
		S^2_s	r_s	S^2_s	r_s	S^2_s	r_s
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001-2	0,113	0,992	0,232	0,992	0,086	0,993
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300001	1,121	0,996	0,729	0,996	3,707	0,904
Velho da Taipa	40330000	0,967	0,993	1,305	0,993	3,485	0,926
Porto Pará	40450001	0,992	0,991	1,434	0,992	1,986	0,953
São Brás do Suaçui Montante	40549998	1,072	0,991	0,707	0,999	2,128	0,994
Congonhas Linígrafo	40579995	0,432	0,994	0,369	0,994	1,991	0,967
Entre Rios de Minas	40680000	3,872	0,959	2,416	0,958	4,487	0,996
Belo Vale	40710000	0,212	0,999	0,376	0,999	0,958	0,957
Alberto Flores	40740000	0,193	0,999	0,326	0,999	0,333	0,984
Ponte Nova do Paraopeba	40800001	0,195	0,995	0,278	0,996	0,681	0,995
Porto do Mesquita	40865001	0,623	0,999	0,964	0,998	0,628	0,982
MÉDIA		0,890	0,992	0,831	0,992	1,861	0,968

A equação da integral da função acumulada de probabilidades conjuntas das variáveis AF e X' , considerando que a distribuição Log-normal de 2 parâmetros explique a primeira, e a Log-normal de 3 parâmetros modele a segunda, fica:

$$F_X(x) = \int_{\Omega_{X'}} f_{X'}(z) \int_{af_1}^{x/z} f_{AF}(v) dv dz = \int_{\Omega_{X'}} f_{X'}(z) \cdot F_{AF}(x/z) dz \quad (5.2)$$

na qual:

$\Omega_{X'}$ = domínio da variável aleatória X'

f_X = função densidade de probabilidade (FDP) de X

$f_{AF, X'}$ = função densidade de probabilidades conjuntas de AF e X' , a qual exprime o comportamento simultâneo dessas duas variáveis aleatórias

x_1 e af_1 = limites inferiores de $\Omega_{X'}$ e Ω_{AF} , respectivamente

u , v e z = representação das variáveis X , AF e X' , respectivamente

F_{AF} = função acumulada de probabilidades (FAP) de AF

$f_{X'}$ = função densidade de probabilidade (FDP) de X' .

Sendo que F_{AF} é dada pela seguinte expressão, específica da distribuição Log-normal de 2 parâmetros:

$$F_{AF} = \int_0^{\infty} \frac{1}{(x/z) \cdot \sigma_{LN2} \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} \cdot \left[\frac{\ln(x/z) - \mu_{LN2}}{\sigma_{LN2}} \right]^2 \right\} \quad (5.3)$$

na qual:

σ_{LN2} e μ_{LN2} = parâmetros de escala e de posição da distribuição, respectivamente.

Por sua vez, $f_{X'}$ corresponde à expressão da função densidade de probabilidade da distribuição Log-normal de 3 parâmetros, ou seja:

$$f_{X'} = \frac{1}{(z - \xi_{LN3}) \cdot \sigma_{LN3} \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \exp \left\{ -\frac{1}{2} \cdot \left[\frac{\ln(z - \xi_{LN3}) - \mu_{LN3}}{\sigma_{LN3}} \right]^2 \right\} \quad (5.4)$$

na qual:

ξ_{LN3} , σ_{LN3} e μ_{LN3} = parâmetros de forma, de escala e de posição da distribuição, respectivamente.

O domínio para integração da equação 5.2 inicia-se no parâmetro ξ_{LN3} e vai até o argumento x , com $\xi_{LN3} \leq x < \infty$.

Uma vez definida a combinação LN2p-LN3p, seus parâmetros foram estimados pelo método dos momentos-L nas outras 6 (seis) estações fluviométricas restantes, conforme consta na Tabela 5.15. Os valores dos indicadores S^2_s e r_s também são fornecidos, apenas a título comparativo, pois não nortearam a decisão.

Tabela 5.15 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros para o conjunto de 6 estações fluviométricas, e o ajuste proporcionado.

Posto Fluviométrico	Parâmetros das distribuições LN2p-LN3p					Indicadores de ajuste	
	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}	S^2_s	r_s
40160000	1,070	0,350	-1,019	1,141	0,308	1,923	0,993
40180000	1,120	0,257	-0,928	1,099	0,277	0,418	0,990
40350000	1,506	0,336	-0,836	1,005	0,282	2,201	0,983
40665000	1,424	0,293	-0,592	0,872	0,190	0,742	0,994
40700002	3,684	0,296	-0,686	0,902	0,243	0,588	0,987
40830000	0,123	0,239	-0,663	0,919	0,214	0,636	0,998

5.9.4 Elaboração dos modelos regionais

Os modelos regionais relacionaram separadamente cada parâmetro das distribuições de probabilidades Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros às características físicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas das 11 bacias hidrográficas selecionadas para esse fim. As equações de regressão foram elaboradas para duas situações distintas:

- Utilização dos dados da variável explicada e das variáveis explicativas das 11 estações fluviométricas disponíveis: por essa razão, esses modelos foram chamados de completos;
- Uso de somente 10 bacias dentre as 11 existentes, até que todas essas fossem desconsideradas, uma de cada vez, na obtenção das retas de regressão: os modelos preparados nessas circunstâncias receberam o nome de modelos de *jack-knife*, e serviram para analisar o desempenho do método de regionalização de FDCs.

Os modelos completos serviram para definir as características das bacias a serem usadas nos modelos regionais de *jack-knife*, e, por essa razão, sua obtenção seguiu o rigor descrito na metodologia. Apesar de não haver determinação de novas variáveis explicativas a cada elaboração desses modelos de validação cruzada, todos os indicadores escolhidos para avaliar a qualidade das equações foram utilizados, além dos gráficos de resíduos.

Os próximos parágrafos são dedicados a apresentar o processo de elaboração do modelo regional completo para o parâmetro de posição μ_{LN2} da distribuição Log-normal de 2 parâmetros, como exemplo do que foi feito com os outros quatro parâmetros. O cálculo de índices e o preparo de gráficos de resíduos foram realizados pelo *software* Statistica, versão 6.1, para o qual é necessário especificar os valores das variáveis envolvidas e indicar quais

serão analisadas em dada tentativa.

O procedimento inicia-se com o cálculo da matriz dos coeficientes de correlação linear r entre o parâmetro em questão e os logaritmos naturais das onze variáveis independentes, já que os valores desse coeficiente foram mais favoráveis do que aqueles obtidos com os dados originais ou com os logaritmos de todas as variáveis envolvidas. Isso significa que o modelo de regressão usado difere do tipo linear e do tipo não-linear multiplicativo, inicialmente priorizados. A Tabela 5.16 apresenta a referida matriz.

Tabela 5.16 - Matriz dos coeficientes de correlação linear entre o parâmetro de posição da distribuição Log-normal de 2 parâmetros e os logaritmos naturais das variáveis independentes selecionadas.

VARIÁVEL	μ_{LN2}	Área (km ²)	L (km)	S_{eq} (m/km)	$P_{méd}$ (m)	C_{esc}	DD (junções/km ²)	k_f	ΔH_{tot} (m)	$H_{máx}$ (m)	$H_{mín}$ (m)	k_c
μ_{LN2}	1,000											
Área (km ²)	0,996	1,000										
L (km)	0,959	0,970	1,000									
S_{eq} (m/km)	-0,862	-0,861	-0,860	1,000								
$P_{méd}$ (m)	0,151	0,167	0,017	0,154	1,000							
C_{esc}	-0,639	-0,693	-0,652	0,492	-0,540	1,000						
DD (junções/km ²)	-0,302	-0,330	-0,231	0,366	-0,215	0,617	1,000					
k_f	-0,634	-0,661	-0,823	0,646	0,340	0,393	-0,057	1,000				
ΔH_{tot} (m)	0,883	0,908	0,899	-0,785	0,237	-0,798	-0,430	-0,654	1,000			
$H_{máx}$ (m)	0,652	0,645	0,597	-0,572	0,191	-0,400	-0,307	-0,337	0,727	1,000		
$H_{mín}$ (m)	-0,846	-0,882	-0,874	0,810	-0,197	0,867	0,552	0,640	-0,942	-0,504	1,000	
k_c	0,578	0,638	0,729	-0,599	0,125	-0,792	-0,364	-0,763	0,724	0,320	-0,806	1,000

A variável explicativa com maior correlação com μ_{LN2} é a área de drenagem da bacia hidrográfica. As variáveis L , S_{eq} , ΔH_{tot} e $H_{mín}$ possuem correlação com A_d maior do que 0,85, e, portanto, não foram consideradas na análise de regressão múltipla a fim de evitar a multicolinearidade entre variáveis. A Tabela 5.17 sintetiza a equação com a área de drenagem e as demais equações com duas variáveis. A estatística de teste para avaliação de $F_{parcial}$ é igual a 5,318, com 1 e 8 graus de liberdade (são necessários 2 tipos de graus de liberdade para avaliação do $F_{parcial}$) e nível de significância de 0,05.

Observa-se pela Tabela 5.17 que a regressão com k_c é a mais vantajosa sob o ponto-de-vista de todos os indicadores mostrados. As demais equações, à exceção da que relaciona o parâmetro em questão a A_d e a C_{esc} , não são mais interessantes estatisticamente do que a equação com apenas a área de drenagem.

Tabela 5.17 – Equações obtidas através de regressões lineares entre o parâmetro de posição da distribuição Log-normal de 2 parâmetros e os logaritmos naturais das variáveis independentes selecionadas.

Equação	R ²	R ² _{ajustado}	Erro-padrão	F _{total}	F _{parcial}
$\mu = -3,464 + 0,909\ln(A)$	0,992582	0,991758	0,099229	1204,285	-
$\mu = -3,366 + 0,918\ln(A) + 0,072\ln(DD)$	0,993335	0,991669	0,099765	596,174	0,903632
$\mu = -3,262 + 0,912\ln(A) - 0,617\ln(P)$	0,992847	0,991059	0,103352	555,211	0,296317
$\mu = -3,039 + 0,972\ln(A) + 0,860\ln(Cesc)$	0,997710	0,997138	0,058472	1743,075	17,919178
$\mu = -3,505 + 0,966\ln(A) - 0,919\ln(kc)$	0,998144	0,997680	0,052645	2151,249	23,974741
$\mu = -3,494 + 0,936\ln(A) + 0,094\ln(kf)$	0,993659	0,992074	0,097307	626,843	1,359035
$\mu = -7,966 + 0,899\ln(A) + 0,651\ln(Hmáx)$	0,992748	0,990935	0,104067	547,548	0,182632

A partir da equação de regressão com A_d e k_c , tratou-se de acrescentar a terceira variável, que poderia ser qualquer uma das restantes. Entretanto, o acréscimo de nenhuma delas foi significativo para o modelo, avaliação feita sobretudo através do valor de $F_{parcial}$. Nesse caso, a estatística de teste valia 5,591, com 1 e 7 graus de liberdade e nível de significância de 0,05.

Seguindo-se esses mesmos critérios, foram definidos os modelos completos para os demais parâmetros. Ressalta-se que o modelo para o parâmetro de escala da distribuição Log-normal de 2 parâmetros, σ_{LN2} , também foi relacionado aos logaritmos naturais das variáveis explicativas, não só para manter a coerência com μ_{LN2} , mas também porque os coeficientes de correlação linear assim encontrados eram maiores do que os calculados para os valores originais das variáveis explicativas. Já para o caso dos parâmetros da distribuição Log-normal de 3 parâmetros, μ_{LN3} , σ_{LN3} e ξ_{LN3} , os modelos de regressão eram do tipo linear, sem transformação de nenhuma das variáveis. A Tabela 5.18 sintetiza os resultados e as equações encontradas.

Tabela 5.18 - Modelos regionais completos.

Equação	R ²	R ² _{ajustado}	Erro-padrão	σ_y	F _{total}
$\mu_{LN2} = -3,5050 + 0,9655\ln(A) - 0,9192\ln(kc)$	0,998144	0,997680	0,052645	1,093001	2151,249
$\sigma_{LN2} = -0,017 - 0,0636\ln(A) - 0,0928\ln(Seq) + 0,1387 \ln(\Delta H)$	0,872017	0,817167	0,017816	0,041666	15,898
$\mu_{LN3} = -1,8690 + 0,0012L - 1,7703Cesc + 0,0021Hmín$	0,878974	0,827106	0,039714	0,095511	16,946
$\sigma_{LN3} = 1,4358 - 0,0005L + 0,0583Seq + 2,1762Cesc - 0,0017 Hmín$	0,921454	0,869089	0,016688	0,046124	17,597
$\xi_{LN3} = -0,7922 - 0,0004L + 0,0546Seq + 1,4043Cesc + 0,0013\Delta H$	0,935516	0,892527	0,017068	0,052063	21,762

Após a definição dos modelos regionais completos, fez-se uma análise das estimativas fornecidas pelos mesmos, em relação aos valores empíricos obtidos diretamente pelo método

dos momentos-L. Do mesmo modo, avaliou-se a sensibilidade dos parâmetros em relação às variáveis explicativas utilizadas, tendo sido observadas variações maiores nas estimativas daqueles quando se causaram perturbações de $\pm 10\%$ nas variáveis C_{esc} , H_{min} e ΔH_{tot} .

Finalmente, foram elaborados os modelos regionais de *jack-knife* para os cinco parâmetros, extraído-se das amostras de variáveis explicadas e explicativas as observações relativas a uma bacia hidrográfica por vez. Dessa forma, ao todo foram preparadas 55 equações de regressão, cujas estimativas foram usadas para obtenção das curvas de permanência de longo termo sintéticas nas bacias estudadas, e para análise do desempenho da metodologia de regionalização dessas curvas. As equações e seus índices R^2 , $R^2_{ajustado}$, erro padrão da estimativa, e F_{total} podem ser conferidos no Apêndice 6.

5.9.5 Análise de desempenho nas estações fluviométricas que se prestaram à montagem dos modelos regionais

O desempenho dos modelos regionais de curvas de permanência de longo termo foi avaliado através do processo de validação cruzada de *jack-knife*.

Esse processo consiste basicamente na obtenção dos parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros através de equações de regressão elaboradas excluindo-se um posto fluviométrico s da análise, como se o mesmo não fosse monitorado fluviometricamente. Daí, as estimativas encontradas são utilizadas na montagem de uma FDC sintética, a qual é confrontada com a FDC empírica do local por meio do cálculo de índices de desempenho e do preparo de gráficos. A Tabela 5.19 sintetiza os parâmetros calculados por esse procedimento, no conjunto de 11 bacias hidrográficas, em relação aos valores determinados pelo método dos momentos-L (valores empíricos, portanto). Do mesmo modo, na Tabela 5.20, são colocados os valores determinados pelos modelos regionais completos, a título de comparação. Na Figura 5.16, podem ser vistos gráficos que mostram a variação das estimativas pelos modelos em relação às estimativas empíricas.

Tabela 5.19 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais de *jack-knife*.

Posto Fluviométrico	Parâmetros das distribuições LN-2p e LN-3p									
	Estimação pelo método MML					Modelos de <i>jack-knife</i>				
	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}
40130001-2	3,311	0,286	-0,763	0,980	0,246	3,341	0,277	-0,761	0,964	0,280
40300000-1	3,020	0,325	-0,907	1,075	0,281	3,141	0,284	-0,884	1,060	0,272
40330000	4,648	0,306	-0,872	1,016	0,299	4,624	0,322	-0,854	1,015	0,300
40450001	4,962	0,333	-0,766	0,960	0,263	5,030	0,347	-0,812	0,981	0,265
40549998	2,042	0,243	-0,668	0,921	0,216	2,026	0,288	-0,605	0,950	0,208
40579995	2,312	0,209	-0,607	0,968	0,130	2,324	0,201	-0,667	0,945	0,138
40680000	2,266	0,339	-0,715	1,024	0,174	2,171	0,269	-0,875	0,977	0,242
40710000	3,892	0,260	-0,823	1,010	0,269	3,954	0,243	-0,735	1,033	0,247
40740000	4,116	0,260	-0,716	0,940	0,240	4,123	0,273	-0,717	0,959	0,212
40800000-1	4,436	0,273	-0,681	0,946	0,208	4,379	0,277	-0,697	0,925	0,194
40865001	4,890	0,320	-0,639	0,944	0,175	4,796	0,302	-0,612	0,894	0,247

Tabela 5.20 - Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais completos.

Posto Fluviométrico	Parâmetros das distribuições LN-2p e LN-3p									
	Estimação pelo método MML					Modelos completos				
	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}
40130001-2	3,311	0,286	-0,763	0,980	0,246	3,338	0,280	-0,762	0,970	0,270
40300000-1	3,020	0,325	-0,907	1,075	0,281	3,105	0,305	-0,894	1,070	0,275
40330000	4,648	0,306	-0,872	1,016	0,299	4,628	0,319	-0,860	1,015	0,300
40450001	4,962	0,333	-0,766	0,960	0,263	5,013	0,342	-0,799	0,974	0,264
40549998	2,042	0,243	-0,668	0,921	0,216	2,032	0,274	-0,628	0,939	0,212
40579995	2,312	0,209	-0,607	0,968	0,130	2,321	0,206	-0,641	0,957	0,132
40680000	2,266	0,339	-0,715	1,024	0,174	2,199	0,327	-0,769	1,011	0,185
40710000	3,892	0,260	-0,823	1,010	0,269	3,918	0,247	-0,762	1,024	0,260
40740000	4,116	0,260	-0,716	0,940	0,240	4,122	0,271	-0,717	0,956	0,216
40800000-1	4,436	0,273	-0,681	0,946	0,208	4,387	0,276	-0,695	0,931	0,198
40865001	4,890	0,320	-0,639	0,944	0,175	4,831	0,307	-0,631	0,935	0,189

Pela Figura 5.16, percebe-se que se perde pouca informação ao se utilizarem os modelos de *jack-knife*, em comparação às estimativas encontradas pelos modelos regionais completos. Isso indica robustez dos modelos regionais elaborados para estimação de curvas de permanência sintéticas.

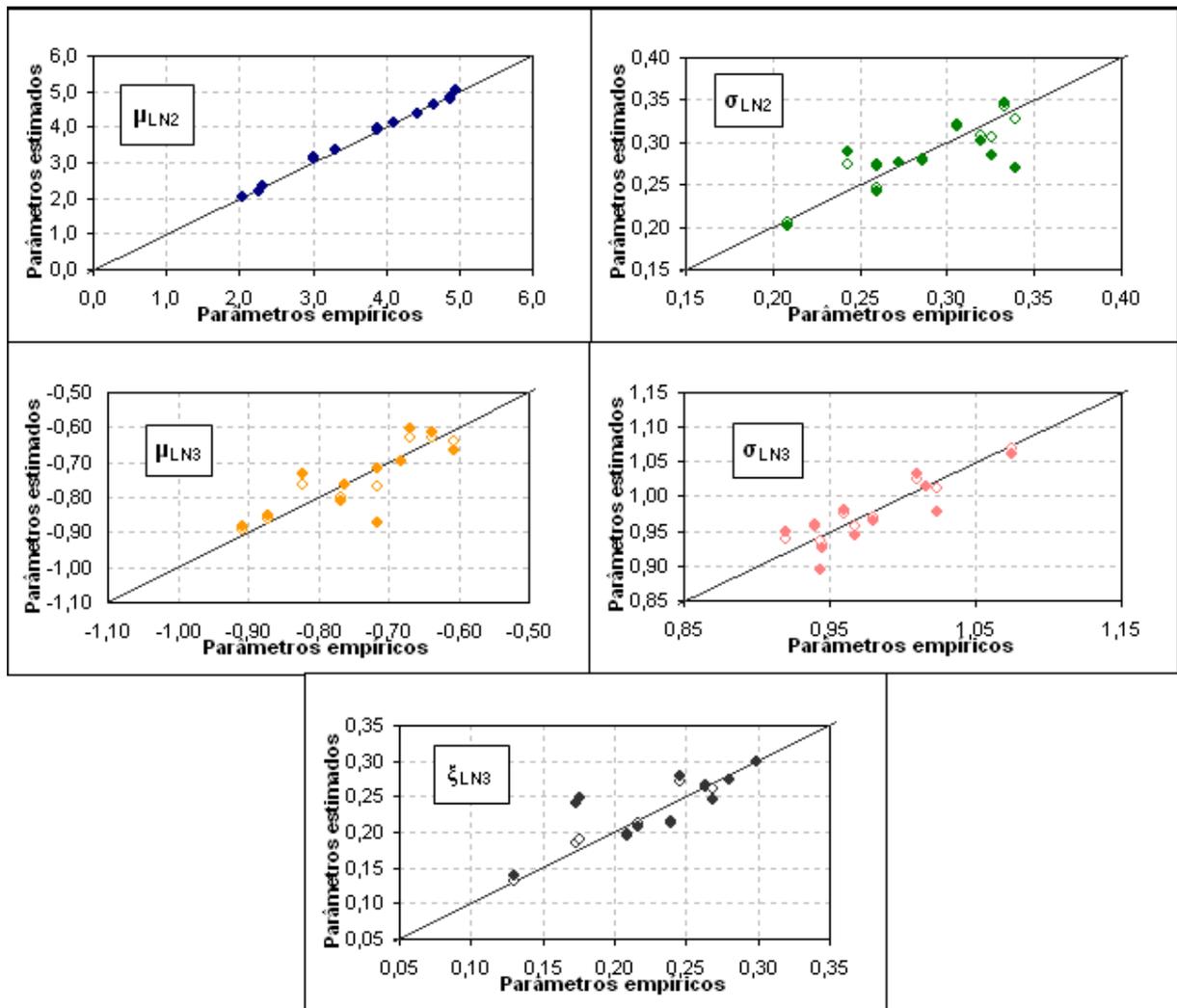


Figura 5.16 - Estimativas dos parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, obtidas pelos modelos completos (círculos vazios) ou de *jack-knife* (círculos cheios), em relação às estimativas empíricas.

A partir dos parâmetros estimados pelos modelos de *jack-knife*, foi possível calcular as vazões médias diárias sintéticas relativas às 121 permanências notáveis pré-selecionadas para avaliação, a partir do programa computacional de cálculo da função acumulada de probabilidades conjuntas de AF e X' e de sua função inversa de quantis. Assim, foram plotados gráficos com a FDC empírica, ou observada em certa seção fluvial, em comparação à FDC sintética. Na seqüência, calcularam-se os indicadores $\bar{\varepsilon}_s$ e $\sigma_{\varepsilon,s}$ (erro relativo médio por estação fluviométrica e o desvio-padrão dos erros relativos), E_s (coeficiente de Nash-Sutcliffe por posto), e P_1 , P_2 e P_3 , sintetizados na Tabela 5.21.

As Figuras 5.17 e 5.18 mostram, respectivamente, as estações fluviométricas com o pior e o melhor ajuste, proporcionado pelas estimativas sintéticas, e avaliado em função do coeficiente

de Nash-Sutcliffe. Enfatiza-se, entretanto, que para 9 (nove) das 11 (onze) estações fluviométricas, o referido índice foi superior a 0,90. Para avaliação nas outras 9 (nove) bacias hidrográficas, deve-se consultar o Apêndice 7.

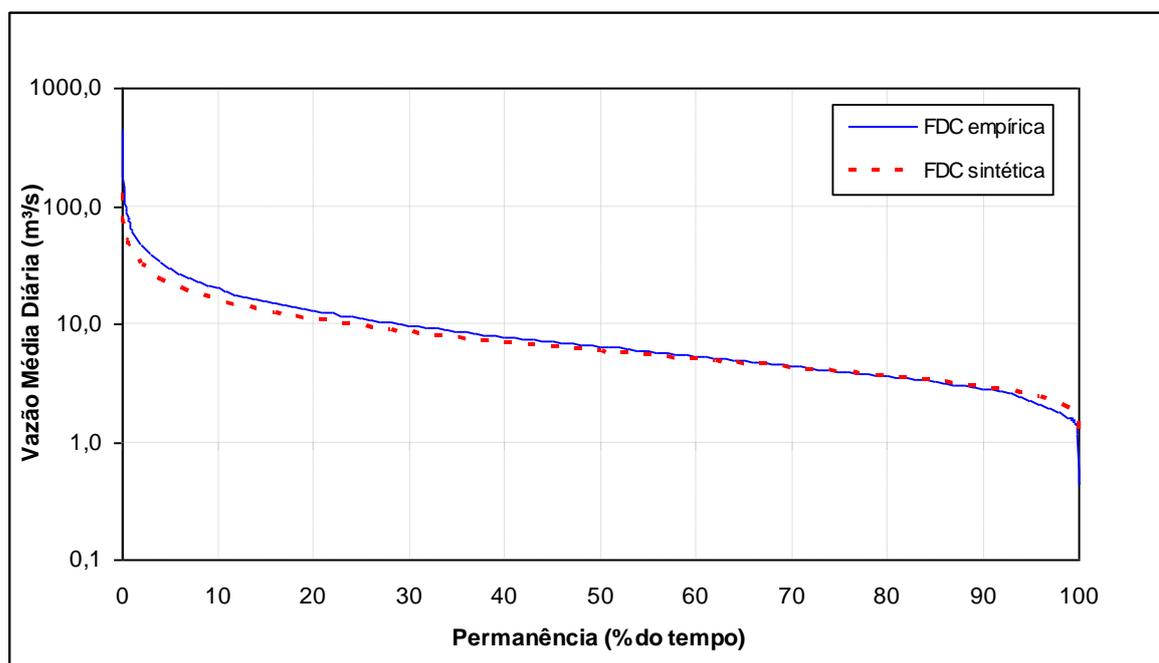


Figura 5.17 - Comparação entre a FDC sintética e a FDC empírica no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000. Nash = 0,568.

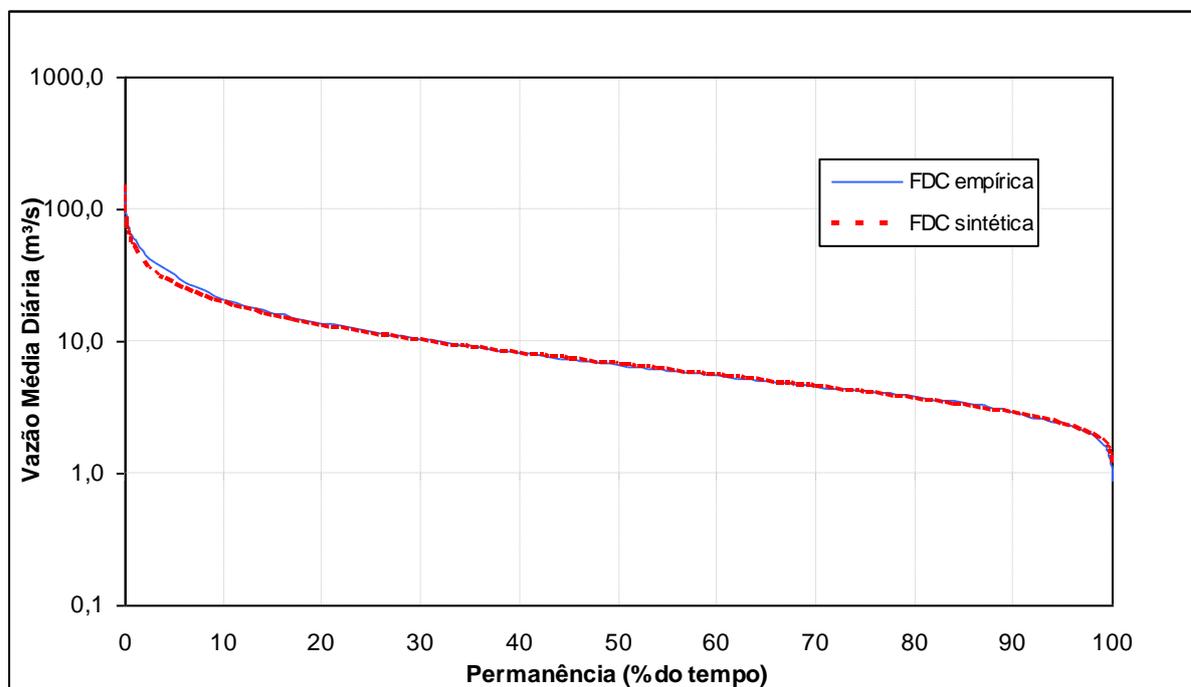


Figura 5.18 - Comparação entre a FDC sintética e a FDC empírica no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995. Nash = 0,990.

Tabela 5.21 – Índices de desempenho dos modelos regionais de curvas de permanência, no grupo de 11 estações fluviométricas.

Posto Fluviométrico	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s
40130001-2	0,073	0,057	0,967
40300000-1	0,140	0,130	0,979
40330000	-0,009	0,100	0,918
40450001	0,052	0,111	0,827
40549998	0,043	0,078	0,963
40579995	-0,006	0,074	0,990
40680000	-0,049	0,342	0,568
40710000	0,090	0,082	0,910
40740000	-0,034	0,078	0,979
40800000-1	-0,090	0,034	0,990
40865001	0,013	0,081	0,983
P1			90,91
P2			9,09
P3			0,00

O índice ε_s permite avaliar a tendência do modelo regional para cada bacia hidrográfica. Nota-se pelos resultados que prevalece a superestimação das vazões pelas curvas de permanência sintéticas, em relação às observadas. Por sua vez, o coeficiente de Nash-Sutcliffe e os três indicadores P apontam bom desempenho geral da metodologia de regionalização dessas curvas.

Em seguida, foram calculados: a média, a mediana, e o primeiro e o terceiro quartis dos erros relativos por duração notável, avaliados nas 11 estações fluviométricas. As curvas resultantes encontram-se sintetizadas na Figura 5.19, as quais permitem que se avaliem as incertezas associadas às curvas de permanência sintéticas elaboradas pelos modelos regionais.

Da Figura 5.19 pode-se concluir que os modelos regionais preparados para a região homogênea em questão tendem, em geral, a superestimar em até 5% as vazões médias diárias no ramo médio das curvas de permanência de longo termo, entre 20% e 70%. Já nos ramos extremos, ou seja, abaixo de 10% e acima de 75%, observa-se uma tendência em subestimar as vazões correspondentes. Nesse caso, os erros são pequenos, em torno de 0,1%, quando se analisam as permanências não maiores do que 0,5% e não maiores do que 0,95%, pontos a partir dos quais os erros relativos crescem até atingir os 25%. Não foram analisadas as durações fora do intervalo [0,025; 99,975]%.

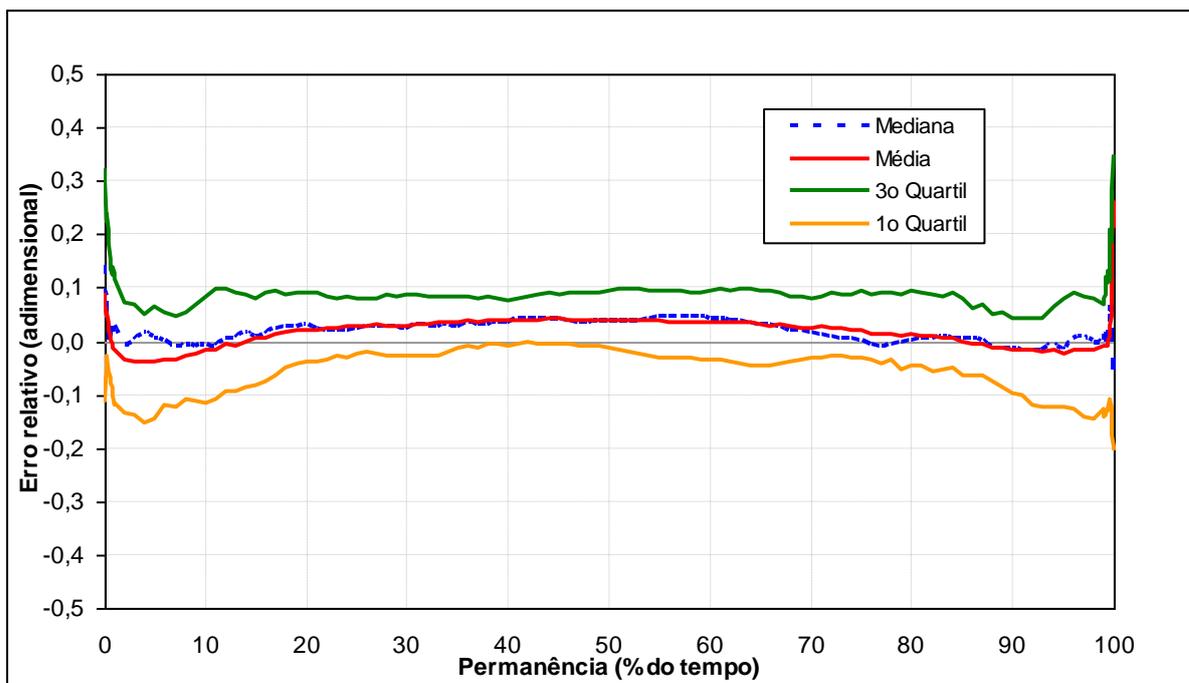


Figura 5.19 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartil, associadas às 121 durações notáveis de FDCs.

Situações semelhantes à descrita para essas curvas são comuns dentre os trabalhos de regionalização de FDCs compilados durante a revisão bibliográfica. Observam-se pequenos resíduos no trecho médio e erros cada vez maiores à medida que se aproxima dos extremos das FDCs.

Finalmente, ainda no escopo do procedimento de validação cruzada, analisou-se graficamente a variação do erro relativo médio ε_s em cada estação fluviométrica, em relação a sua área de drenagem. O resultado está sintetizado na Figura 5.20. Nota-se que esse indicador encontra-se bem-distribuído em relação à escala das bacias hidrográficas, o que mostra confiabilidade por parte do método aplicado e dos modelos regionais.

Nota-se pelos resultados obtidos através do procedimento de validação cruzada de *jack-knife* que os modelos regionais são confiáveis para sintetizar curvas de permanência de longo termo em seções fluviais não-monitoradas, desde que essas pertençam à grande região homogênea definida. A análise dos resíduos aponta desempenho semelhante ao de outros métodos de regionalização de FDCs. Sugere-se a consulta aos trabalhos de Vogel e Fennessey (1990), Smakhtin *et al.* (1997), Yu e Yang (2000), Castellarin *et al.* (2004b) e Krasovskaia *et al.*

(2006).

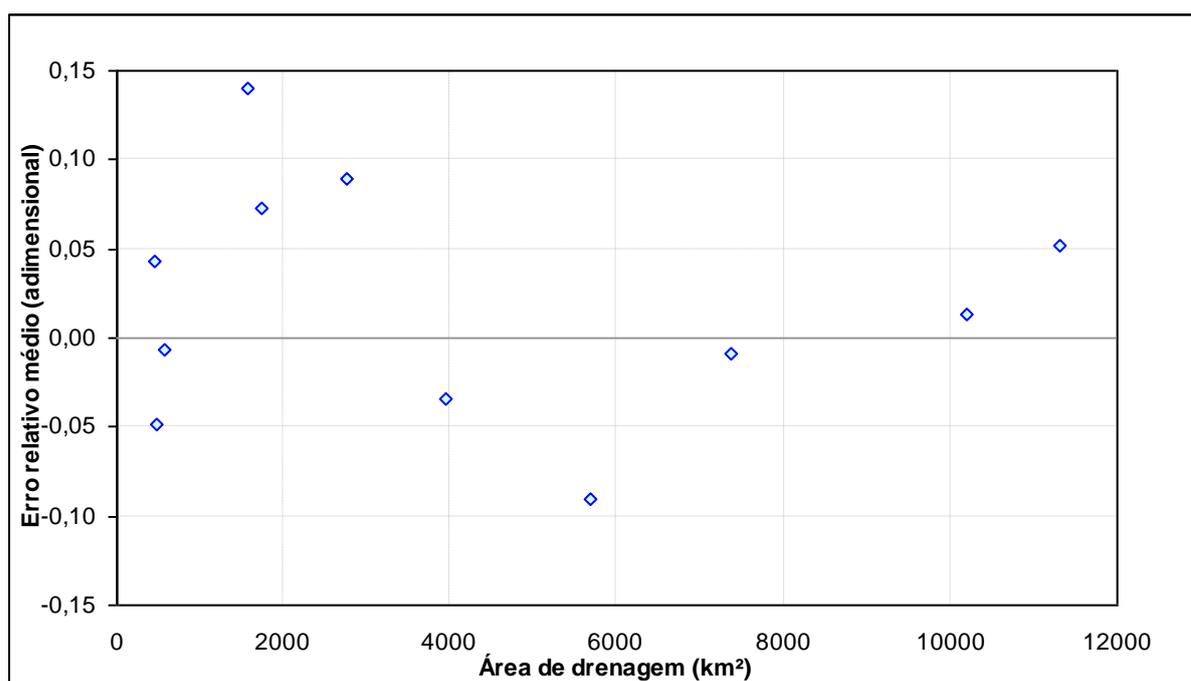


Figura 5.20 – Erros relativos médios em relação à área de drenagem das 11 bacias hidrográficas usadas nos modelos regionais.

Conforme explicado no Capítulo de Metodologia, após a realização da validação cruzada de *jack-knife*, procedeu-se a análises adicionais, considerando-se duas situações distintas de estimação dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p: (1) estimação direta, através do método dos momentos-L, e (2) estimação por meio dos modelos regionais completos. A primeira situação se prestou a avaliar a eficácia geral do método estocástico de síntese de FDCs, proposto inicialmente por Castellarin *et al.* (2004a; 2007), enquanto que a segunda serviu para análise da confiabilidade das equações completas, e de comparação com aquelas encontradas com a retirada de informações no procedimento de validação cruzada. Os parâmetros assim calculados estão resumidos nas Tabelas 5.19 e 5.20, à página 191.

Os índices $\bar{\varepsilon}_s$, $\sigma_{\varepsilon,s}$, E_s e os descritores P_1 , P_2 e P_3 para as FDCs geradas a partir dos parâmetros das distribuições de AF e X' obtidos pelos dois procedimentos supracitados encontram-se sintetizados na Tabela 5.22, em comparação com os obtidos na validação cruzada.

Tabela 5.22 – Índices de desempenho das FDCs geradas por três procedimentos distintos de estimação dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, no grupo de 11 estações fluviométricas.

Posto Fluviométrico	Estimação pelo método MML			Modelos regionais completos			Modelos de <i>jack-knife</i>		
	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s
40130001-2	-0,006	0,030	0,972	0,056	0,046	0,970	0,073	0,057	0,967
40300000-1	0,008	0,096	0,990	0,098	0,113	0,979	0,140	0,130	0,979
40330000	0,004	0,090	0,923	-0,009	0,097	0,921	-0,009	0,100	0,918
40450001	0,000	0,091	0,922	0,038	0,103	0,863	0,052	0,111	0,827
40549998	0,023	0,092	0,998	0,035	0,072	0,986	0,043	0,078	0,963
40579995	0,016	0,058	0,968	0,001	0,060	0,983	-0,006	0,074	0,990
40680000	0,011	0,179	0,802	-0,070	0,192	0,717	-0,049	0,342	0,568
40710000	-0,009	0,041	0,996	0,050	0,058	0,965	0,090	0,082	0,910
40740000	-0,006	0,040	0,995	-0,031	0,072	0,983	-0,034	0,078	0,979
40800000-1	0,003	0,040	0,971	-0,074	0,035	0,990	-0,090	0,034	0,990
40865001	-0,007	0,072	0,982	-0,040	0,052	0,996	0,013	0,081	0,983
Descritores P	P1		100,00	P1		90,91	P1		90,91
	P2		0,00	P2		9,09	P2		9,09
	P3		0,00	P3		0,00	P3		0,00

Observa-se que os erros relativos médios geralmente aumentam, à medida que se caminha da estimação direta de parâmetros às estimativas pelos modelos de *jack-knife*, embora esse comportamento não seja uma regra. Constata-se que nos postos 40579995 – rio Maranhão em Congonhas Linígrafo, 40680000 – rio Brumado em Entre Rios de Minas, e 40865001 – rio Paraopeba em Porto do Mesquita, os erros diminuem quando são usados esses modelos. Por sua vez, os maiores desvios-padrão dos resíduos relativos são encontrados em se tratando das equações de regressão de *jack-knife*. O coeficiente de Nash-Sutcliffe diminui em quase todos os casos, uma vez que se retiram informações disponíveis para estimação de parâmetros. Há três exceções a esse comportamento (postos 40800000-1 – rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba, 40579995 e 40865001).

Dentre as estações fluviométricas utilizadas na elaboração dos modelos regionais, apenas uma teve E_s na faixa intermediária, seja para os modelos completos, seja para os obtidos pelo procedimento de *jack-knife*: 40680000 – rio Brumado em Entre Rios de Minas. A hipótese para que isso tenha ocorrido é que seu C_{esc} é o mais alto dentre os valores utilizados nas equações regionais. A retirada desse posto da elaboração dos modelos regionais e o peso da mencionada variável independente sobre os valores dos parâmetros da distribuição Log-normal de 3 parâmetros estão entre as prováveis causas para a variação que se encontrou entre os mesmos em relação aos valores obtidos diretamente por estimação pelo método dos

momentos-L.

Os gráficos das Figuras 5.21 a 5.23 permitem que se visualizem essas tendências. Assim, é possível perceber que de forma geral, os modelos regionais são robustos, pois se perde pouca qualidade quando se retiram os postos fluviométricos na validação cruzada. Já os erros, desvios e o coeficiente de Nash apresentam quase sempre os melhores valores, em comparação às outras duas situações, e mostram que o método estocástico é muito adequado para reprodução de FDCs nas bacias estudadas.

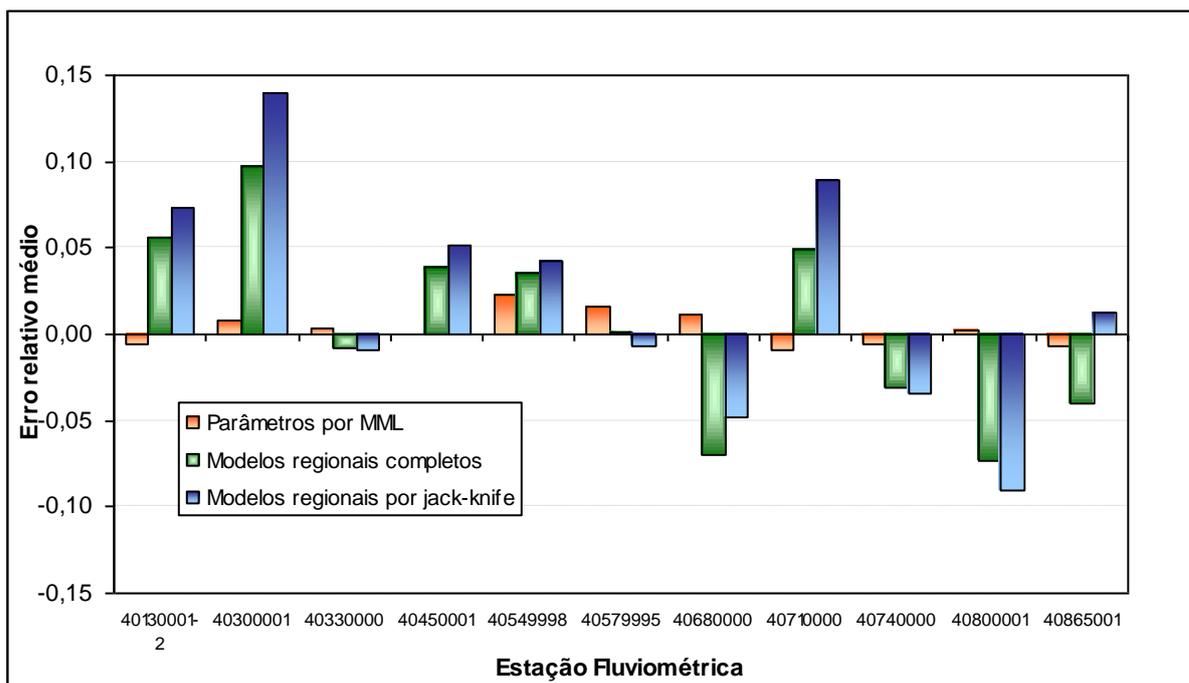


Figura 5.21 – Erros relativos médios das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.

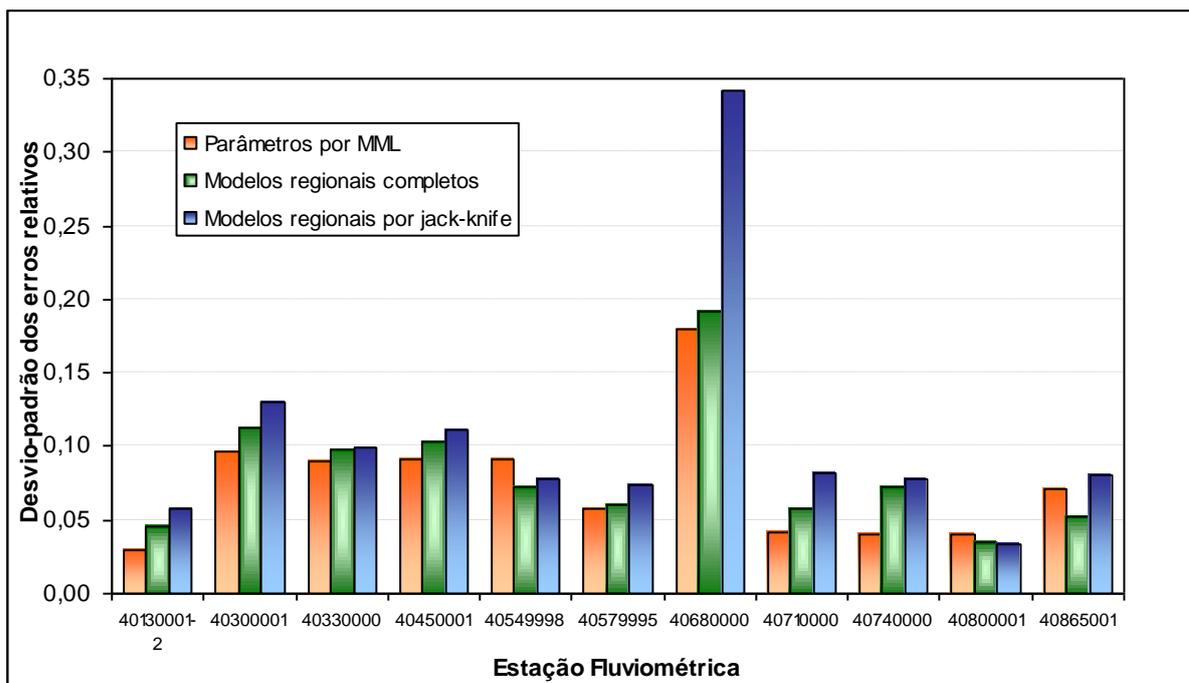


Figura 5.22 – Desvios-padrão dos erros relativos das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.

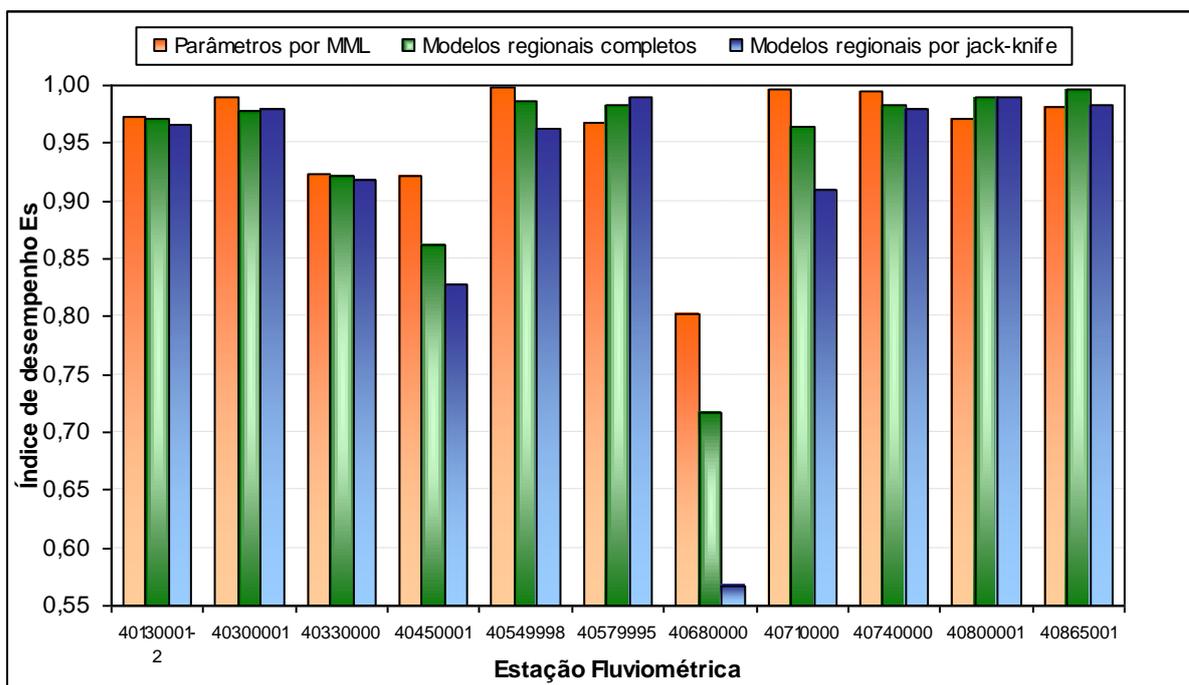


Figura 5.23 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, nas 11 bacias hidrográficas estudadas.

As curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis são colocadas nas Figuras 5.24 e 5.25, obtidas das FDCs geradas pelos outros dois processos de estimação de parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, respectivamente. As escalas foram mantidas iguais à do gráfico das curvas encontradas para as FDCs sintéticas de *jack-knife*, a fim de facilitar a comparação. Nas figuras, é possível ver que os resíduos nas duas circunstâncias ora analisadas seguem as mesmas tendências observadas no caso dos modelos regionais elaborados no processo de validação cruzada, embora a média dos erros seja menor naquelas duas situações. Há, claro, alguma exceções, como a que se nota a partir de 70% de duração nas curvas média e mediana das FDCs obtidas pelos modelos regionais completos: essas estatísticas são mais desfavoráveis do que as dos modelos de *jack-knife*, apontando a confiabilidades desses.

Em se tratando das curvas de resíduos das FDCs reproduzidas a partir dos parâmetros estimados pelo método dos momentos-L, o viés é sempre menor em relação às outras duas situações, como se nota pela concentração das curvas em torno do zero de ordenadas. Esse comportamento é outra prova da aplicabilidade do método estocástico de síntese de FDCs ao caso das bacias estudadas.

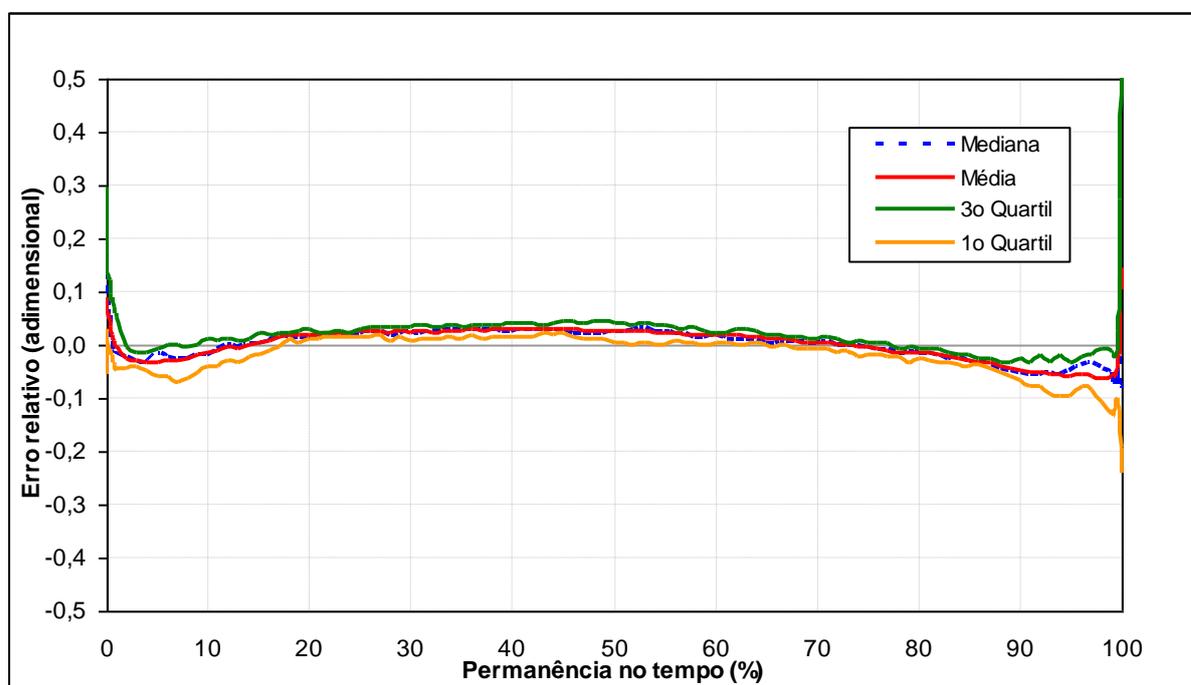


Figura 5.24 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo método MML.

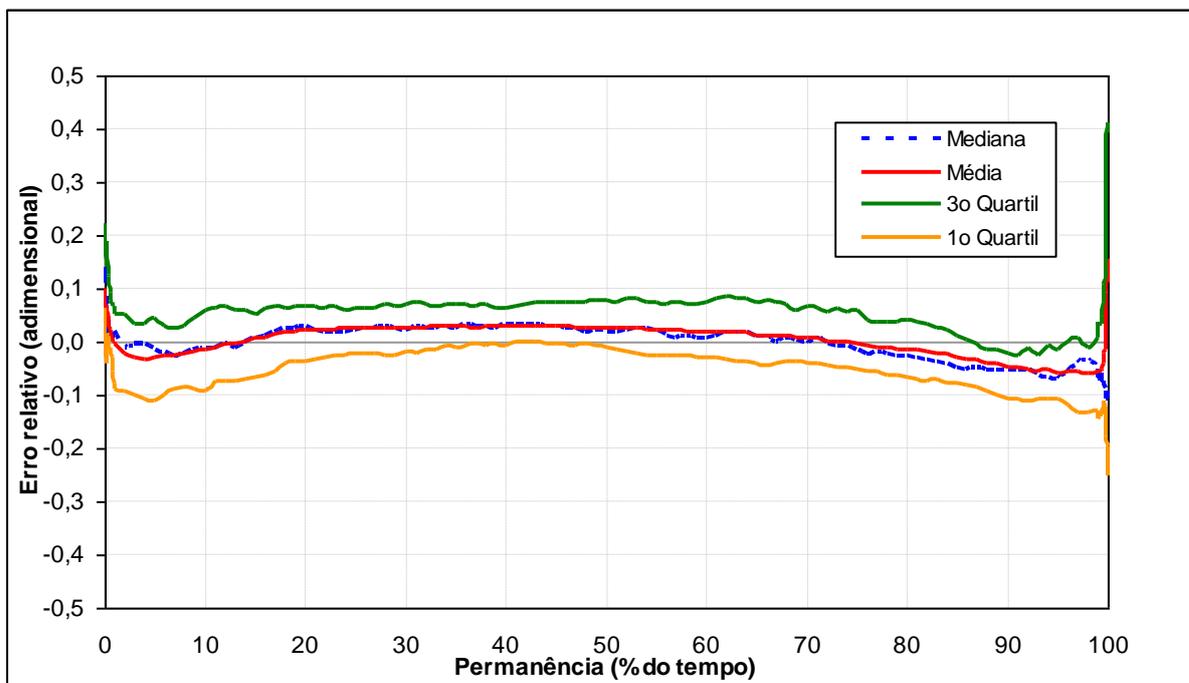


Figura 5.25 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartil, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo modelos regionais completos.

A análise dos erros relativos médios em relação à área de drenagem foi feita com base no gráfico da Figura 5.26. Percebe-se que tais resíduos se encontram bem-distribuídos para o caso das estimativas pelos modelos regionais, completos ou de *jack-knife*. No entanto, tais erros aumentam à medida que se diminui a área no caso dos parâmetros calculados diretamente pelo método dos momentos-L.

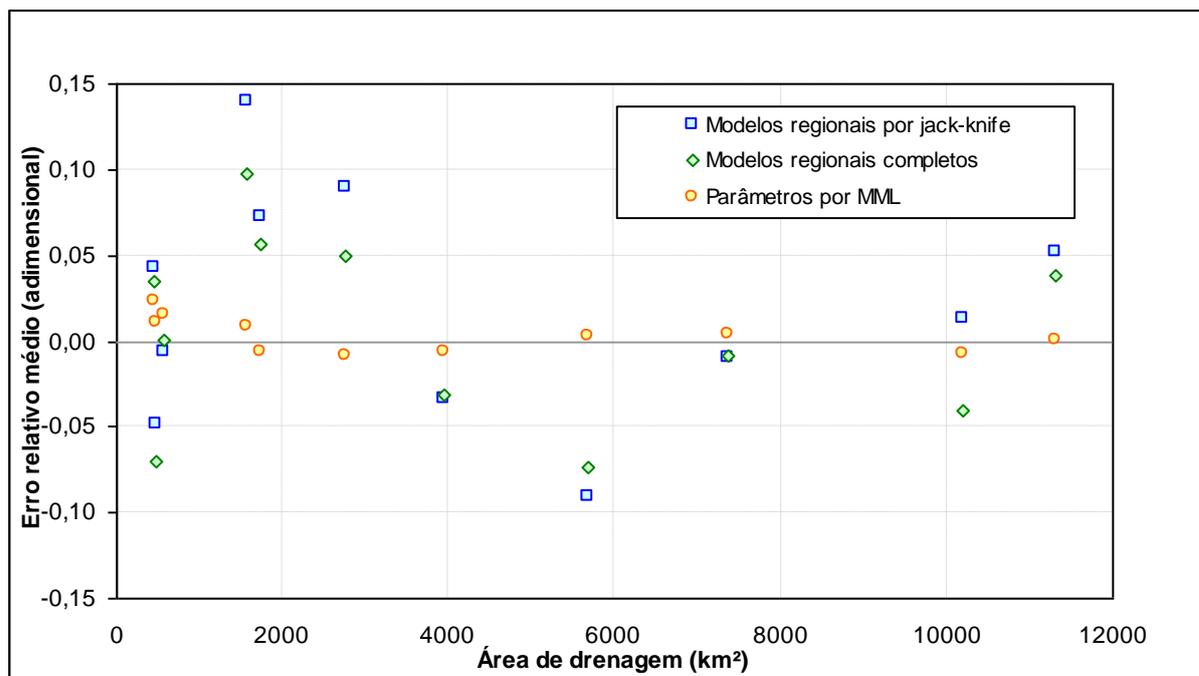


Figura 5.26 – Erros relativos médios em relação à área de drenagem, obtidos pelas FDCs geradas a partir de parâmetros calculados por três processos distintos, nas 11 bacias hidrográficas usadas no modelos regionais.

Todas as análises realizadas no contexto deste item permitem concluir que a metodologia estocástica para regionalização de curvas de permanência de longo termo reproduz de forma adequada tais curvas nas bacias hidrográficas estudadas no âmbito desta pesquisa. Além disso, os modelos regionais elaborados segundo esse método mostraram-se robustos e capazes de gerar FDCs sintéticas com boa confiabilidade em seções fluviais não-monitoradas, desde que essas pertençam à região homogênea definida.

A verificação das incertezas e da confiabilidade do método e dos modelos regionais completou-se com a avaliação realizada nas bacias hidrográficas que não se prestaram à elaboração das equações de regressão, mas que compõem a região homogênea. Tais análises constituem objeto do próximo item.

5.9.6 Análise de desempenho nas estações fluviométricas que não integraram os modelos regionais

Os parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros foram estimados nas outras 6 bacias hidrográficas restantes por meio de somente dois procedimentos: (1) modelos regionais completos, elaborados com as informações das 11 bacias hidrográficas selecionadas para esse fim, e (2) método dos momentos-L.

Sendo assim, esse conjunto de 6 postos fluviométricos subsidiou a validação da metodologia e dos modelos regionais, embora feita sem a forma cruzada. Duas ressalvas devem ser levantadas. Em primeiro lugar, o período de dados de vazão nessas estações não foi igual ao período homogeneizado no outro grupo de postos. Dessa forma, as FDCs empíricas, ou observadas, podem refletir um comportamento um pouco diferente do que aquele que se observaria caso fosse utilizado o período comum para se obtê-las. A segunda observação relevante é que, em algumas dentre essas seis bacias, as características físicas usadas nas equações de regressão para obtenção das estimativas estiveram fora dos limites máximo e mínimo dos atributos levantados nas outras onze bacias. A extrapolação de relações regionais não é recomendada em hidrologia. Apesar disso, os resultados foram razoáveis, conforme se verá.

A Tabela 5.23 sintetiza os parâmetros encontrados nas seis bacias hidrográficas de validação. Os índices $\bar{\varepsilon}_s$, $\sigma_{\varepsilon,s}$, E_s e os descritores P_1 , P_2 e P_3 , por sua vez, estão na Tabela 5.24. As estimativas dos parâmetros pelos modelos regionais são confrontadas com suas estimativas empíricas nos gráficos da Figura 5.27, nos quais constam também os valores dos parâmetros na mesma situação para o caso do grupo de onze estações fluviométricas.

Tabela 5.23 – Parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, estimados pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais completos, para o grupo de 6 bacias hidrográficas.

Posto Fluviométrico	Parâmetros das distribuições LN-2p e LN-3p									
	Estimação pelo método MML					Modelos regionais completos				
	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}	μ_{LN2}	σ_{LN2}	μ_{LN3}	σ_{LN3}	ξ_{LN3}
40160000	1,070	0,350	-1,019	1,141	0,308	1,067	0,278	-0,918	1,264	0,293
40180000	1,120	0,257	-0,928	1,099	0,277	0,952	0,289	-0,976	1,436	0,523
40350000	1,506	0,336	-0,836	1,005	0,282	1,465	0,283	-0,717	1,008	0,175
40665000	1,424	0,293	-0,592	0,872	0,190	1,601	0,284	-0,590	0,860	0,081
40700002	3,684	0,296	-0,686	0,902	0,243	3,746	0,225	-0,694	0,963	0,218
40830000	0,123	0,239	-0,663	0,919	0,214	0,413	0,255	-0,984	1,622	0,591

Tabela 5.24 – Índices de desempenho das FDCs geradas por dois procedimentos distintos de estimação dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, no grupo de 6 estações fluviométricas.

Posto Fluviométrico	Estimação pelo método MML			Modelos regionais completos		
	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s	ε_s	$\sigma_{\varepsilon,s}$	E_s
40160000	-0,011	0,126	0,928	0,091	0,235	0,191
40180000	0,004	0,059	0,957	0,313	0,337	-2,304
40350000	-0,004	0,135	0,834	-0,116	0,182	0,810
40665000	-0,021	0,076	0,984	-0,029	0,163	0,945
40700002	0,005	0,070	0,938	0,053	0,107	0,784
40830000	-0,017	0,071	0,992	1,533	1,599	-72,106
Descritores P	P1		100,00	P1		50,00
	P2		0,00	P2		0,00
	P3		0,00	P3		50,00

Pela Tabela 5.23, é possível comprovar novamente a eficácia da metodologia inicialmente proposta por Castellarin *et al.* (2004a) para reprodução e regionalização de FDCs. No entanto, os modelos regionais elaborados não apresentaram desempenho tão satisfatório quanto o visto nas 11 bacias hidrográficas que se prestaram à elaboração dos próprios. Esse comportamento pode ter ocorrido devido à extrapolação de algumas relações regionais, implicando valores para os parâmetros muito distantes de suas estimativas empíricas, o que pode ser compreendido por meio da análise da Figura 5.27.

Há seis gráficos no Apêndice 7 mostrando o ajuste das FDCs sintéticas produzidas a partir das estimativas dos parâmetros das distribuições LN2p-LN3p a partir dos modelos regionais completos, no caso do grupo das seis bacias de validação. Pode-se ver o fraco desempenho para as estações fluviométricas 40830000 – ribeirão Florestal em Fazenda Escola Florestal, e 40180000 – ribeirão Boa Vista em Carmo da Mata, e o ajuste muito bom em 40665000 – rio Camapuã em Usina João Ribeiro, e em 40700002 – rio Paraopeba em Jeceaba.

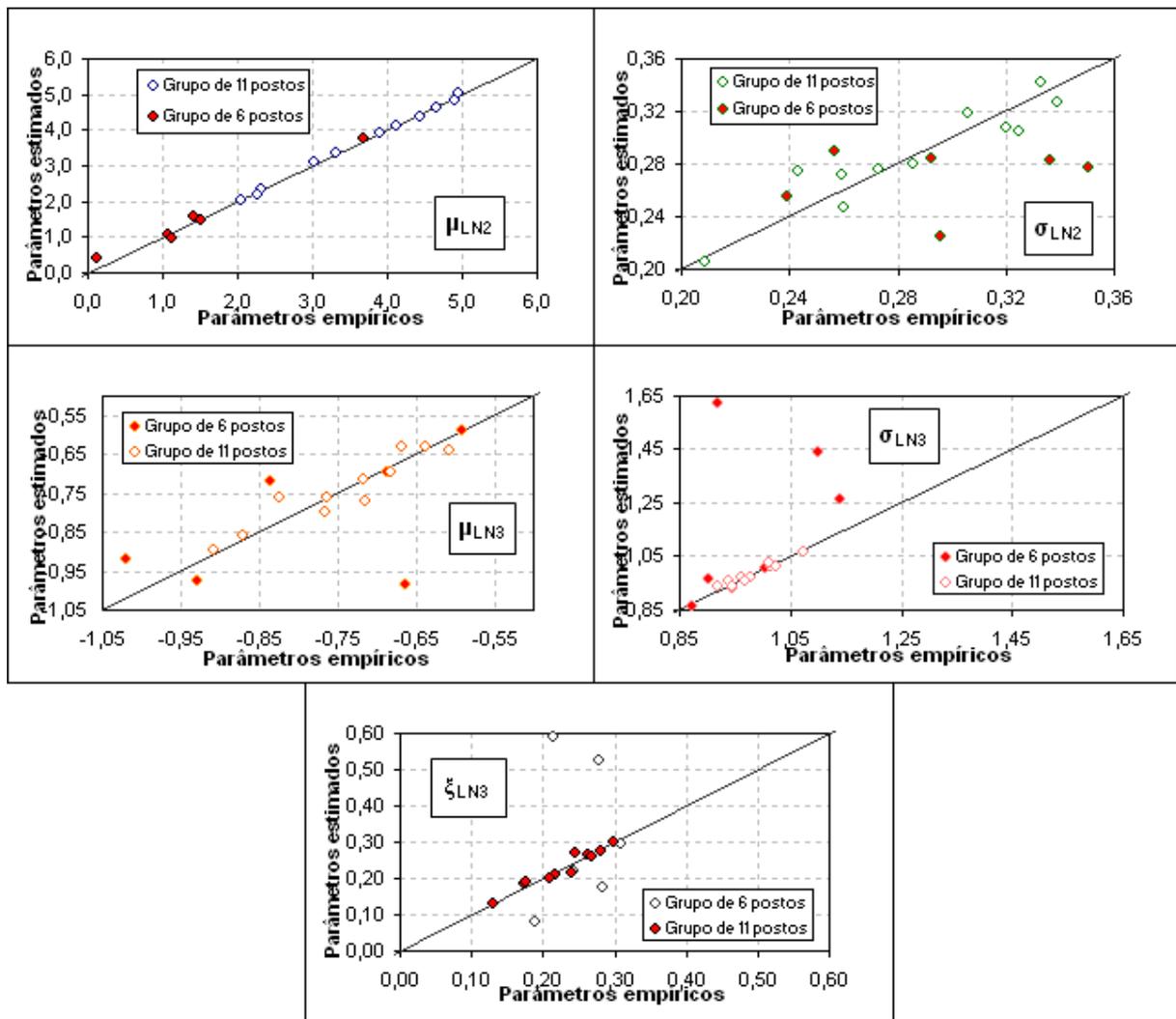


Figura 5.27 – Estimativas dos parâmetros das distribuições Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, obtidas pelos modelos completos, em relação às estimativas empíricas, para as 17 bacias da região homogênea.

As Figuras 5.28 e 5.29 ilustram como ficaram as curvas média, mediana, e do primeiro e terceiro quartis dos erros relativos por duração notável, ao se acrescentarem os resíduos correspondentes às seis estações fluviométricas aos erros do grupo de onze postos, em se tratando das FDCs geradas pelas estimativas empíricas e obtidas pelos modelos regionais completos.

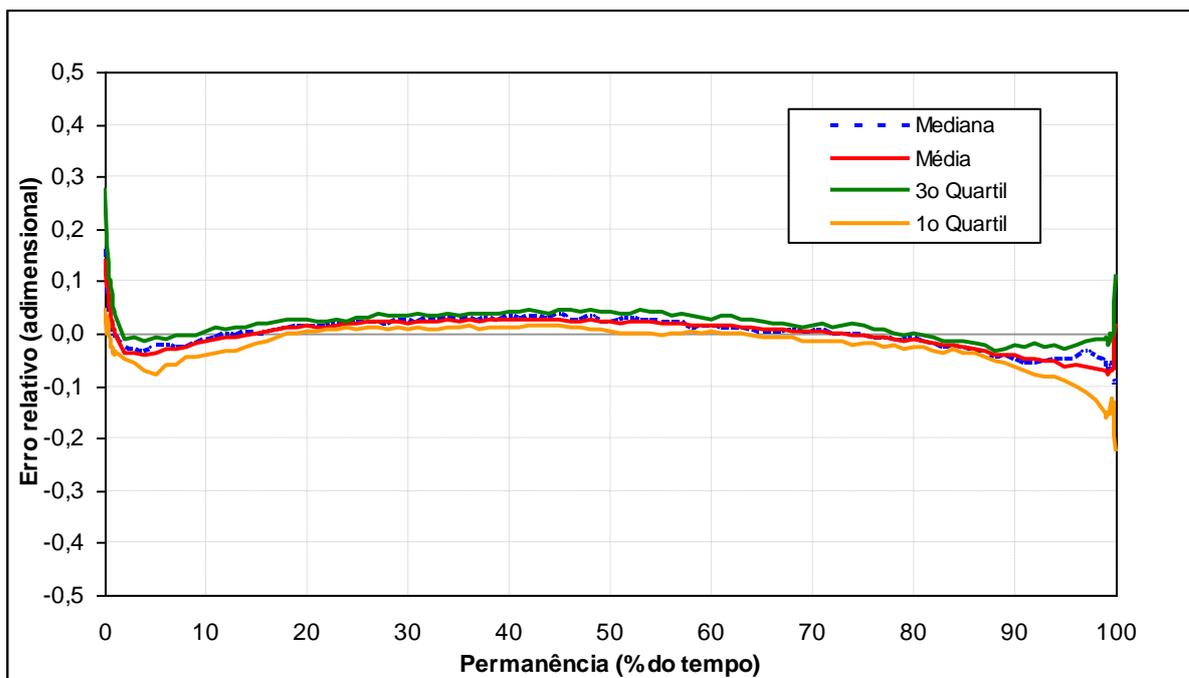


Figura 5.28 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos parâmetros obtidos pelo método MML, nas 17 estações fluviométricas integrantes da região homogênea.

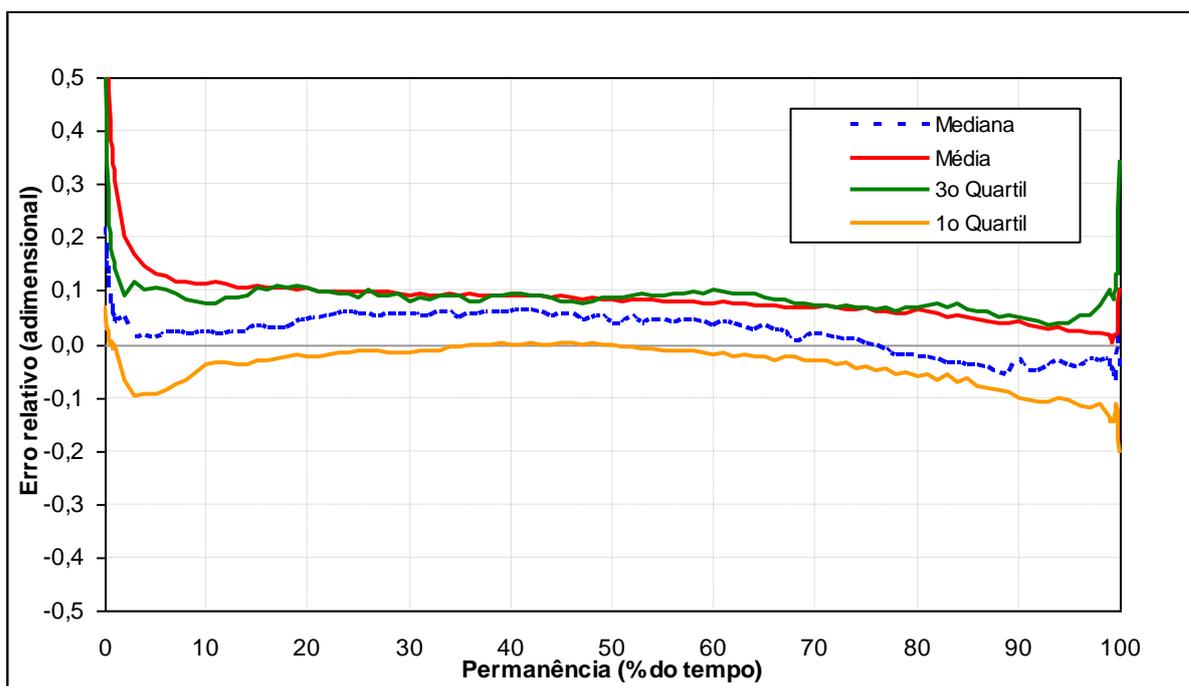


Figura 5.29 – Curvas média, mediana, e do primeiro e do terceiro quartis, associadas às 121 durações notáveis de FDCs geradas pelos modelos regionais completos, nas 17 estações fluviométricas integrantes da região homogênea.

Nota-se que as referidas curvas pouco variaram com a inserção nos cálculos das estimativas

empíricas das seis bacias hidrográficas adicionais. O mesmo não é válido para o caso dos modelos regionais completos, cuja média dos resíduos foi prejudicada pelo péssimo desempenho observado na estação fluviométrica do ribeirão Florestal em Fazenda Escola Florestal (40830000). O interessante é que as curvas mediana e de quartis não foram muito alteradas, em relação à situação para apenas onze postos, pois são montadas a partir de estatísticas mais robustas.

Finalmente, são apresentados nas Figuras 5.30 a 5.32 os gráficos de barras dos indicadores $\overline{\varepsilon_s}$, $\sigma_{\varepsilon,s}$ e E_s obtidos pela comparação entre as FDCs empíricas e as elaboradas a partir das estimativas dos parâmetros de LN2p-LN3p pelos modelos regionais completos, possibilitando a comparação entre os desempenhos nas 17 (dezessete) bacias hidrográficas componentes da região homogênea delimitada. O posto 40830000 – ribeirão Florestal em Fazenda Escola Florestal foi retirado da análise, pois seus índices prejudicavam a comparação entre os demais. Cogita-se a possibilidade de que o desempenho dos modelos regionais completos para esse posto tenha sido o pior dentre todos os casos avaliados neste item devido ao fato de a ordem de grandeza de algumas das características físicas da bacia correspondente, tais como área de drenagem, comprimento e declividade média equivalente do talvegue principal, ser distinta daquela das bacias hidrográficas consideradas na elaboração dos supracitados modelos.

A Figura 5.33 mostra a variabilidade dos erros relativos médios em relação à área de drenagem, apenas para a estimação de parâmetros pelo método dos momentos-L e pelos modelos regionais completos.

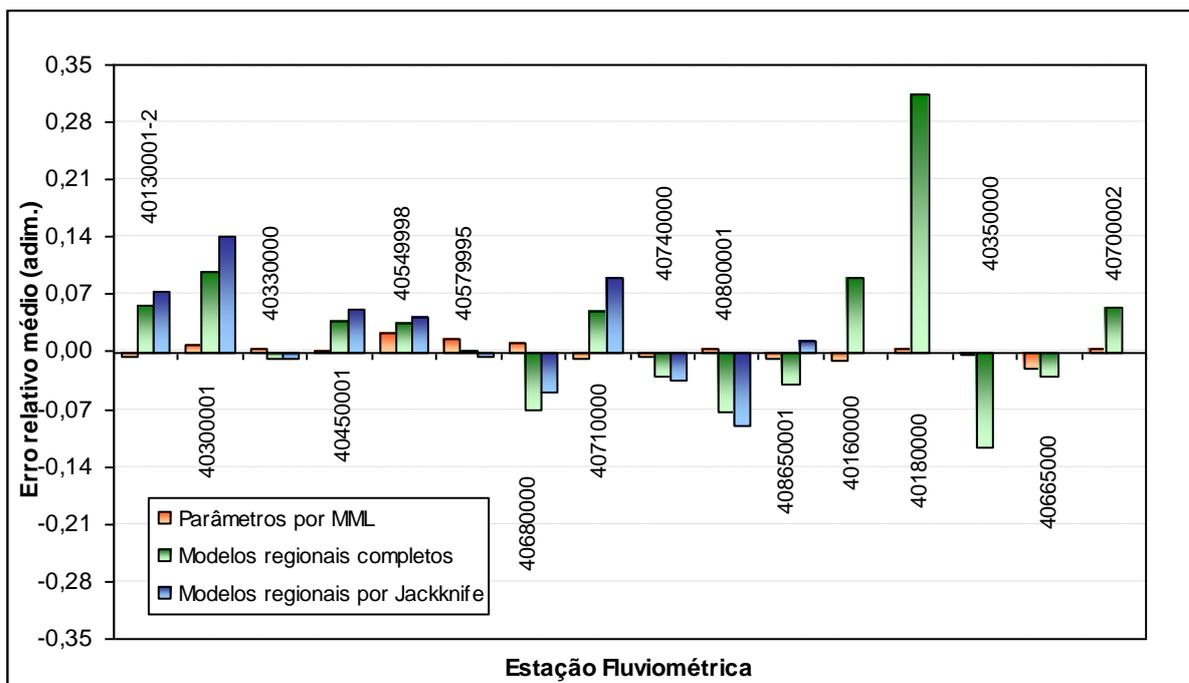


Figura 5.30 - Erros relativos médios das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de *jack-knife*).

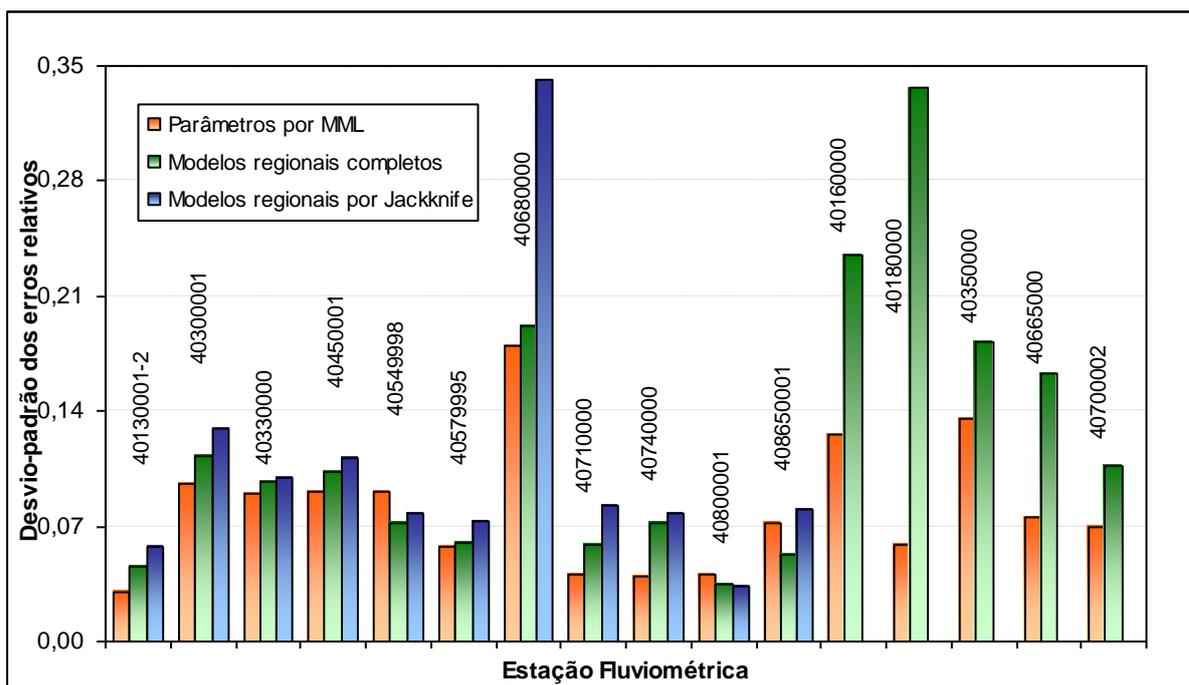


Figura 5.31 - Desvios-padrão dos erros relativos das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de *jack-knife*).

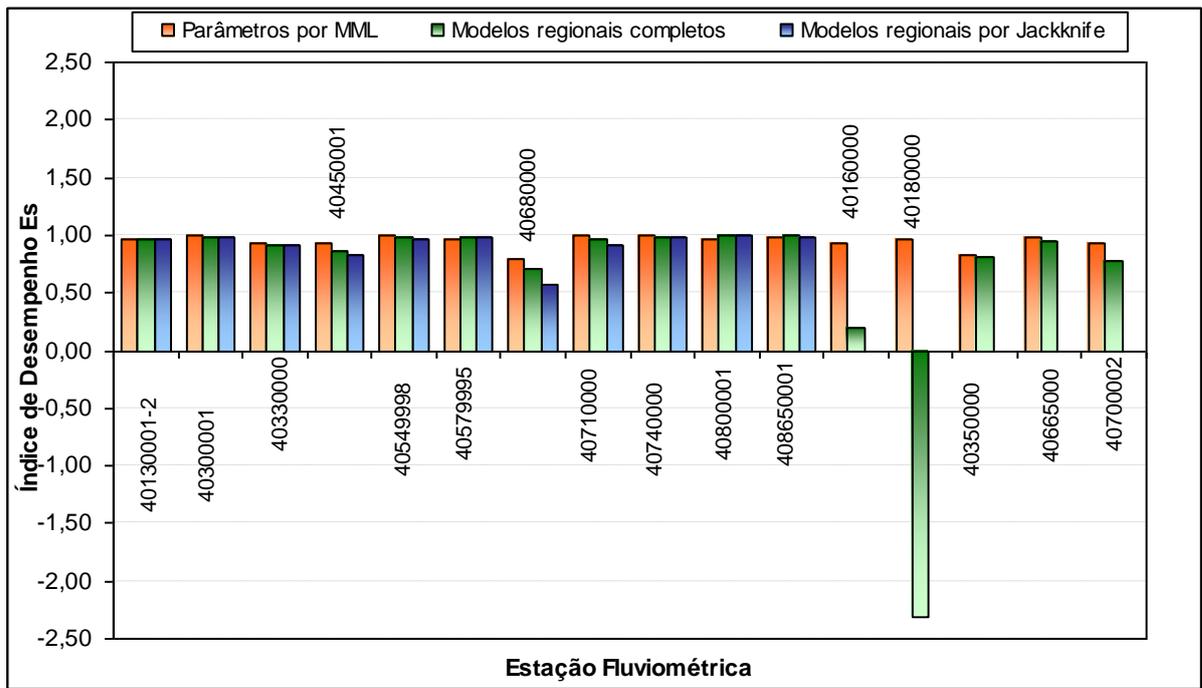


Figura 5.32 - Coeficiente de Nash-Sutcliffe das FDCs geradas a partir de três procedimentos distintos de estimação de parâmetros, em 16 bacias hidrográficas estudadas (em 5 delas não há estimativas pelos modelos de *jack-knife*).

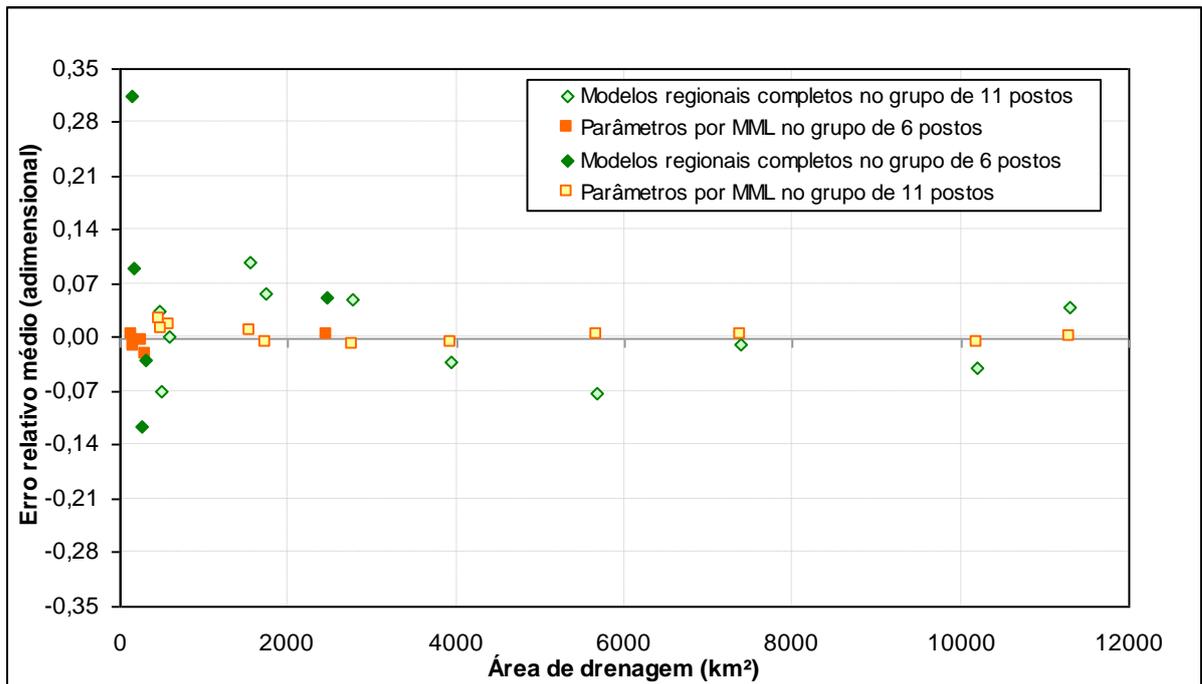


Figura 5.33 - Erros relativos médios em relação à área de drenagem, obtidos pelas FDCs geradas a partir de parâmetros calculados por dois processos distintos, em 16 bacias hidrográficas estudadas.

Os quatro últimos gráficos levam à conclusão de que a metodologia de reprodução de FDCs é

adequada para a região homogênea estudada, seja qual forem os atributos das bacias hidrográficas analisadas. Da mesma forma, os modelos regionais são em geral confiáveis para a região, produzindo indicadores satisfatórios até mesmo em bacias que não serviram para sua elaboração, embora não se recomende a extrapolação de relações regionais. No grupo de seis postos fluviométricos, a bacia hidrográfica com características médias (40700002 – rio Paraopeba em Jeceaba), apresentou resultados semelhantes aos obtidos no grupo de onze estações.

5.10 Calibração do modelo Rio Grande utilizando as curvas de permanência sintéticas

5.10.1 Avaliações preliminares e dados de entrada

Os dados de entrada para a realização da calibração do modelo chuva-vazão Rio Grande tendo FDCs sintéticas como paradigma encontram-se listados a seguir:

- Área de drenagem e forma dominante das bacias hidrográficas envolvidas, no caso correspondentes às 11 estações fluviométricas usadas na elaboração dos modelos regionais de curvas de permanência;
- Parâmetros das distribuições de probabilidades Log-normal de 2 parâmetros e Log-normal de 3 parâmetros, obtidos pelos modelos regionais de *jack-knife* correspondentes a cada bacia estudada (ver Tabela 5.19, à página 192);
- Limites inferior e superior e valores iniciais dos parâmetros do módulo de produção do modelo Rio Grande, sintetizados na Tabela 4.2, à página 125;
- Alturas diárias de chuva (mm) espacializadas na área de cada bacia hidrográfica pelo método dos polígonos de Thiessen, os quais podem ser visualizados no Apêndice 1;
- Evaporação diária (mm), medida no tanque evaporimétrico Classe A de Porto Pará;
- Número de iterações para avaliação da função-objetivo, entrada ao algoritmo de calibração automática DDS, e definição do tipo de função-objetivo;
- Número de permanências a serem utilizadas no cálculo da função-objetivo a cada iteração.

Nas bacias correspondentes às estações fluviométricas de número 40300000-1 (rio São João em Jaguaruna e em Jaguaruna Jusante), 40549998 (rio Paraopeba em São Brás do Suaçui

Montante), 40800000-1, 40740000 e 40865001 (rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba, em Alberto Flores e em Porto do Mesquita, respectivamente), a forma predominante da bacia ficou definida como retangular. Nas demais, isto é, nos postos de códigos 40130001-2, 40330000 e 40450001 (rio Pará em Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante, em Velho da Taipa e em Porto Pará, respectivamente), 40579995 (rio Maranhão em Congonhas Linígrafo), 40680000 (rio Brumado em Entre Rios de Minas), e 40710000 (rio Paraopeba em Belo Vale), definiu-se a forma elipsoidal como dominante.

A Tabela 5.25 apresenta as estações pluviométricas envolvidas na obtenção das alturas de chuva média espacializadas nas bacias hidrográficas, com as respectivas contribuições em porcentagem da área total.

A escolha do período de calibração esteve condicionada à menor quantidade de dados pluviométricos e evaporimétricos que necessitavam de preenchimento, e ao teste de hipóteses aplicado à média de longo termo das seqüências de 6 anos hidrológicos embutidas nos 29 anos usados na elaboração dos modelos regionais de FDCs. Por meio desse teste, verificou-se que os períodos mais adequados seriam os correspondentes a outubro de 1989 até setembro de 1995, e a outubro de 1992 até setembro de 1998. A verificação das falhas diárias nos 24 postos pluviométricos listados na Tabela 5.25 levou à decisão pela segunda seqüência mencionada.

Realizado o preenchimento em algumas estações pluviométricas e no posto evaporimétrico, calculadas as alturas de chuva diárias espacializadas em cada área de drenagem, e definidos os parâmetros das bacias e das distribuições LN2p-LN3p, passou-se à determinação dos dados de entrada específicos do processo de calibração automática: número de iterações, tipo de função-objetivo e quantas e quais permanências seriam usadas na comparação entre FDCs sintéticas e calibradas. Para tanto, optou-se por fazer verificações iniciais em uma bacia hidrográfica selecionada como referência para esse fim, correspondente ao rio Paraopeba na estação pluviométrica de Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1). Os índices avaliados nessa tarefa de cunho preliminar, seja para as curvas de permanência, seja para os hidrogramas, foram a *RMSE* (raiz quadrada da média dos erros quadráticos), a *AAPE* (média dos valores absolutos dos erros relativos), e o coeficiente de Nash-Sutcliffe, em porcentagem. Deve-se lembrar que os hidrogramas resultantes da calibração foram comparados aos observados na

seção fluvial em questão, enquanto que as FDCs calibradas foram confrontadas às sintéticas.

Tabela 5.25 – Pesos (em porcentagem) das estações pluviométricas nas 11 bacias hidrográficas estudadas, obtidos pelo método dos polígonos de Thiessen.

Posto Pluviométrico	Bacias correspondentes às estações fluviométricas										
	40130001-2	40300000-1	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800000-1	40865001
1944004										0,742	2,604
1944007		15,543	3,296	2,149							7,400
1944011		36,742	10,344	7,756							1,021
1944021			3,759	8,173							
1944032			0,900	2,702							
1944049				5,444							12,304
1944055									7,055		5,112
1944059											16,704
1945008				4,257							
1945039				4,255							
2043002									1,288	1,269	0,706
2043013					27,504	100,000		38,422	26,871	18,592	10,360
2043043								2,054	9,587	6,611	3,679
2044003	0,602	18,582	16,745	10,920							
2044006		2,616	14,370	10,185							
2044007	0,673		0,158	0,103	72,496		50,078	48,999	38,526	26,677	14,835
2044008									11,247	15,074	8,390
2044009	79,724		18,739	12,220					5,112	5,879	3,272
2044012										3,581	1,993
2044021	1,293	26,517	6,451	4,207						7,805	6,660
2044024										1,618	2,121
2044027	8,488		2,675	1,744							
2044038	1,294		0,303	0,198			49,922	10,525	7,369	5,099	2,838
2044042	7,926		10,980	7,161							
2045005			11,280	9,672							
2045010				0,387							
2045013				8,469							

No caso do número de iterações m para avaliação da função-objetivo, foram testadas as seguintes possibilidades: 100, 400, 2500, 6400 e 10.000. À medida que se aumentava esse número, até 6400, verificaram-se melhorias importantes nos mencionados índices, tanto para as curvas de permanência, quanto para os hidrogramas. A partir daí, não foram observados ganhos nos indicadores. Dessa forma, ficou definido que seria igual a 6400 o número de avaliações da função-objetivo.

Em se tratando do número de permanências avaliadas no cálculo da função-objetivo, a idéia inicial era utilizar tanto quanto possível as mesmas durações notáveis usadas na verificação do desempenho dos modelos regionais de FDCs, a fim de se manter a coerência. Dessa forma, seriam válidas as permanências no intervalo [0,5; 99,5]%, tendo sido excluídas 12 durações extremas, devido ao aumento dos erros das FDCs sintéticas observados nessa faixa, durante as análises de desempenho.

Nessa fase de definição das permanências, foram usadas 6400 iterações e diversas possibilidades de função-objetivo, derivadas da fórmula genérica apresentada no Capítulo de Metodologia. Além disso, não se cogitou a possibilidade de utilização de mais durações do que as notáveis, em um primeiro momento. Chegou-se finalmente ao intervalo de [1; 99]% de permanências, espaçadas de 1% em 1%, pois se notou maior dificuldade de ajuste entre a FDC sintética e a calibrada à medida que se acrescentavam mais durações em direção aos extremos, até 0,5% e 99,95%. Esse comportamento também se refletiu nos índices de desempenho dos hidrogramas, embora em menor grau. A Figura 5.34 mostra esse aspecto, e a Tabela 5.26 condensa os indicadores considerados, ambas retratando um dos exemplos de avaliação. Nesse caso específico, a função-objetivo atribuía pesos uniformes e iguais à unidade para tantas quantas fossem as permanências, e expoente igual a 2. Foram avaliadas 99 ou 109 permanências notáveis. O primeiro ano dos hidrogramas foi excluído dessas análises.

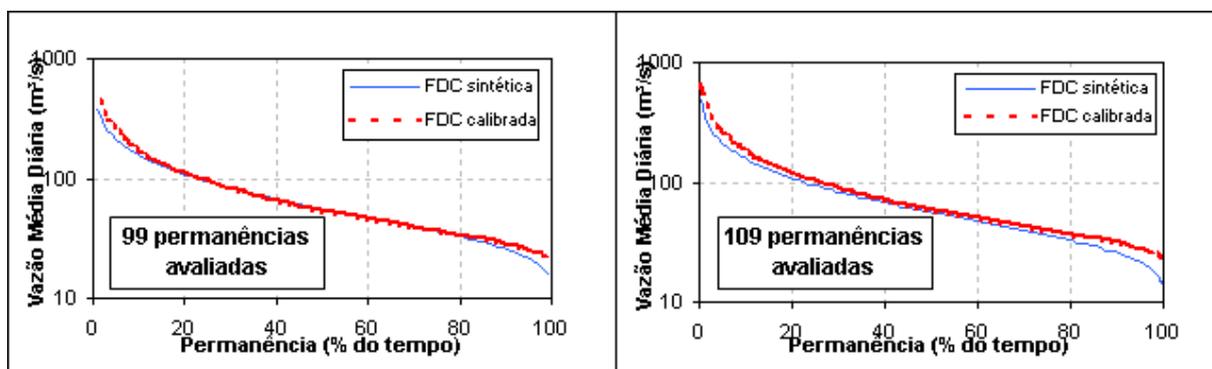


Figura 5.34 - Comparação entre as FDCs sintéticas e calibradas quando se altera o número de permanências na avaliação da função-objetivo.

Tabela 5.26 - Comparação entre índices de desempenho obtidos para FDCs e hidrogramas quando se altera o número de permanências na avaliação da função-objetivo.

Tipo de avaliação	Indicadores para dado número de permanências avaliadas					
	99 durações, [1,99]%			109 durações, [0,5;99,5]%		
	RMSE	AAPE	NASH	RMSE	AAPE	NASH
FDCs	25,294	0,074	84,106	42,233	0,172	82,273
Hidrogramas	40,623	68,775	0,233	38,042	70,254	0,234

No que concerne à função-objetivo, foram testadas preliminarmente diversas opções, geradas a partir da equação genérica explicitada no Capítulo de Metodologia, levando-se em conta 6400 iterações e 99 permanências de avaliação. Deu-se preferência àquelas que atribuíssem pesos não-nulos a todas as durações, e que tivessem algum embasamento teórico que as justificasse. Foram analisados também os expoentes iguais a 1 e a 2 para as diferenças entre as

vazões sintéticas e calibradas. Ao final, concluiu-se que os resultados mais satisfatórios em termos de índices de desempenho analisados ocorriam quando se utilizava o expoente 2, e dois tipos de função-objetivo, cujas distribuições dos pesos são mostradas na Figura 5.35, obtidas pelos coeficientes constantes da Tabela 5.27.

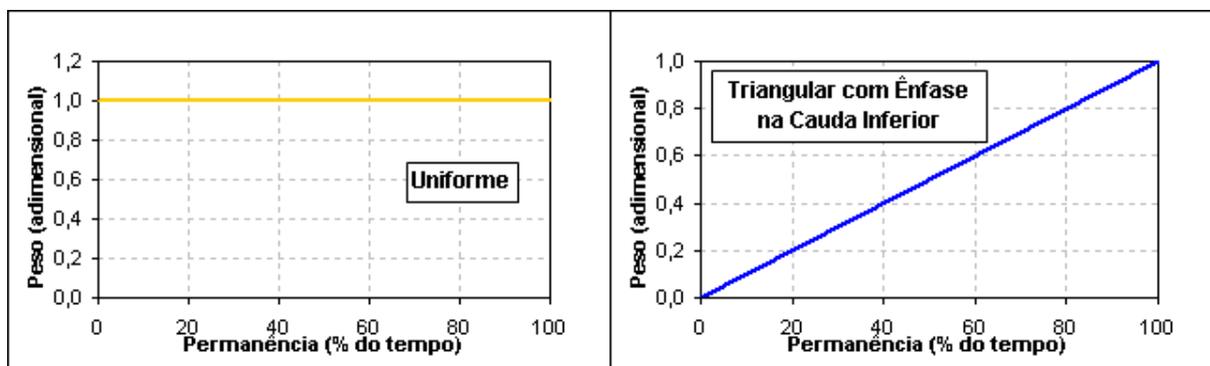


Figura 5.35 - Distribuições de pesos usadas nos dois tipos de função-objetivo finalmente selecionadas.

Tabela 5.27 - Coeficientes da equação polinomial que define a distribuição dos pesos atribuídos às diversas durações avaliadas nas funções-objetivo definidas.

Coeficiente	Tipo de distribuição dos pesos w_i	
	Uniforme	Triangular com Ênfase na Cauda Inferior
a	-0,0004	0,0001
b	0,04	0
c	0	0
n	0	0,5

Dessa maneira, foram definidos os seguintes critérios relativos à calibração para dar continuidade aos estudos nas demais bacias hidrográficas:

- Número m de avaliações da função-objetivo: 6400;
- Número de permanências avaliadas na função-objetivo: 99, espaçadas de 1 em 1, no intervalo [1; 99]%;
- Funções-objetivo, ambas com expoente 2 para as diferenças entre as vazões calibradas e sintéticas: a de peso uniforme e igual à unidade para todas as durações, e a de pesos que enfatizam as maiores durações (e, portanto, as menores vazões), da maneira mostrada na Figura 5.35, e chamada aqui de Triangular com Ênfase na Cauda Inferior.

Para escolha final da função-objetivo, foram levantados os índices de desempenho, seja para

as FDCs, seja para os hidrogramas, e avaliou-se qual das duas supracitadas proporcionavam os melhores resultados. Finalmente, optou-se pela função-objetivo de pesos distribuídos triangularmente com ênfase na cauda inferior, e expoente 2. Essa escolha é justificada não só pelo fato de essa ter fornecido valores mais apropriados para os indicadores de desempenho em 8 dentre as 11 estações fluviométricas estudadas, e índices médios regionais mais favoráveis, mas também por dar maior peso às vazões de estiagem, não-priorizadas por funções-objetivo que elevam ao quadrado as diferenças entre as descargas sintéticas (equivalentes às observadas, em se tratando do paradigma de calibração utilizado) e as calibradas. É importante mencionar que o expoente 1 aplicado a essas diferenças acarretou valores negativos para o coeficiente de Nash-Sutcliffe, para diversas distribuições de pesos testadas, o que implicou em seu descarte.

5.10.2 Resultados

A Tabela 5.28 sintetiza todos os índices de desempenho obtidos para as FDCs calibradas, em relação às FDCs sintéticas, paradigmas de calibração. A título de comparação, também são colocados os valores dos mesmos índices em relação às FDCs empíricas relativas ao período de outubro de 1992 até setembro de 1998. As Figuras 5.36 e 5.37 mostram os ajustes proporcionados em duas estações fluviométricas. Para os demais postos, deve-se consultar o Apêndice 8.

Os índices obtidos, quando se comparam as FDCs sintéticas às calibradas, situam-se todos entre 90% de 100%, apontando qualidade satisfatória para a calibração tendo tais curvas como paradigma. Tais resultados são até mesmo superiores aos encontrados quando se utilizam hidrogramas observados no processo de calibração (QUEIROGA, 2003; LIMA, 2004), ressaltando-se que, nesse caso, são eles próprios objeto de comparação. Entretanto, os mesmos indicadores não são tão bons quando se analisam as FDCs calibradas em relação às observadas, refletindo o que ocorreu também na avaliação de hidrogramas, conforme se verá adiante.

Tabela 5.28 – Índices de desempenho obtidos para a calibração realizada: análise das curvas de permanência de longo termo.

Posto Fluviométrico	Em relação à FDC sintética			Em relação à FDC empírica		
	RMSE _{sint}	AAPE _{sint}	NASH _{sint}	RMSE _{emp}	AAPE _{emp}	NASH _{emp}
40130001-2	3,815	0,044	97,237	9,621	0,161	72,678
40300001	3,472	0,028	97,014	6,430	0,079	87,029
40330000	13,766	0,031	97,469	19,909	0,066	94,276
40450001	21,783	0,033	97,158	47,905	0,101	80,402
40549998	1,186	0,030	97,120	2,023	0,088	89,423
40579995	0,784	0,034	99,101	0,519	0,049	99,653
40680000	0,989	0,030	97,659	4,089	0,175	85,158
40710000	2,409	0,024	99,752	13,714	0,110	87,199
40740000	7,184	0,037	98,042	12,452	0,067	92,835
40800001	19,724	0,048	90,336	15,699	0,086	94,592
40865001	5,957	0,032	99,654	10,315	0,079	99,151

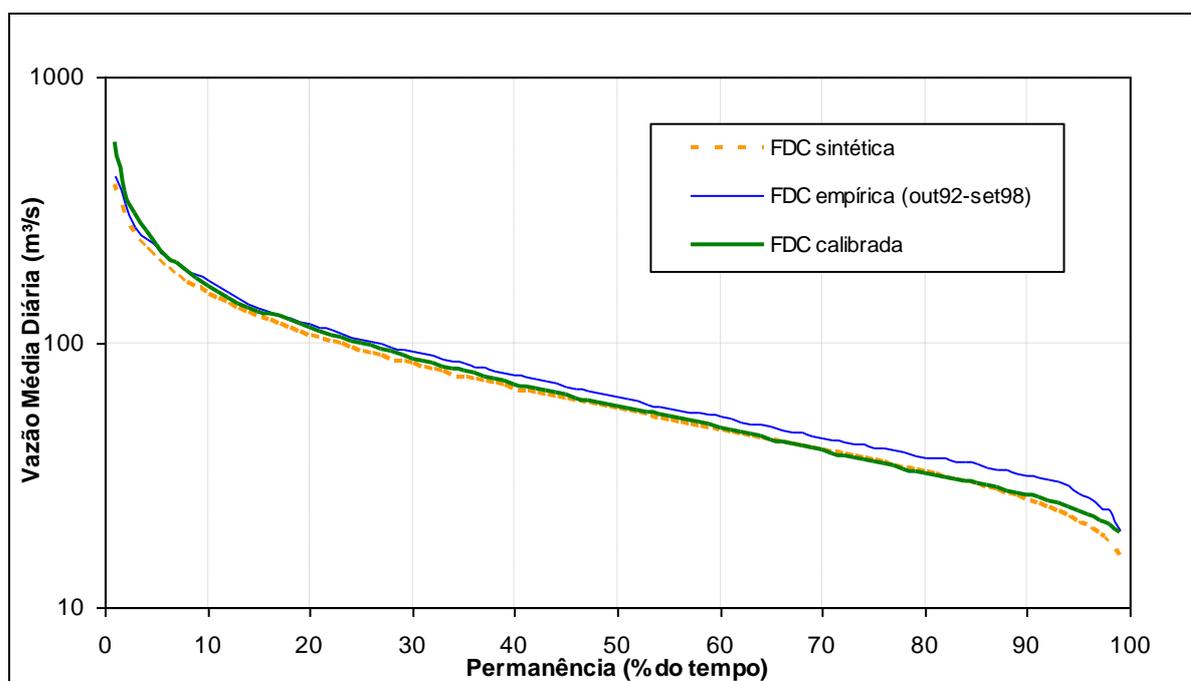


Figura 5.36 - Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).

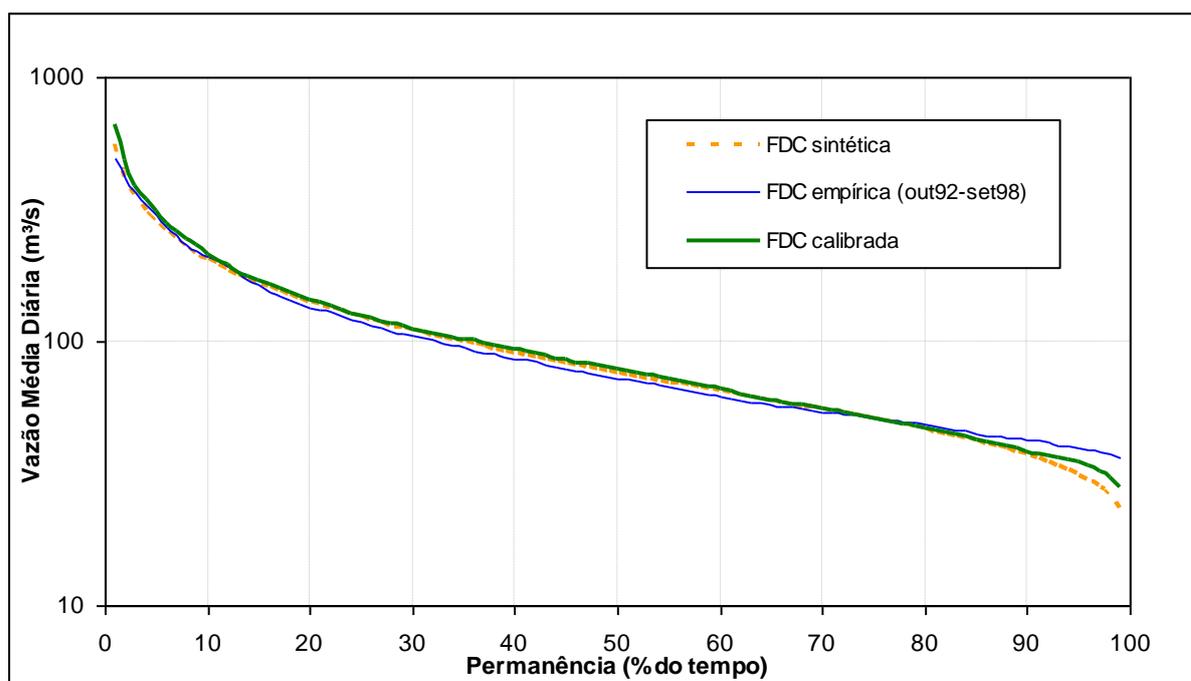


Figura 5.37 - Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).

Os indicadores levantados para avaliação dos hidrogramas obtidos na calibração, em relação aos observados, encontram-se resumidos na Tabela 5.29. Para seu cálculo, foi excluído o ano hidrológico 1992-1993, seguindo-se a recomendação de Queiroga (2003) quanto ao tempo de aquecimento do modelo Rio Grande. A média regional dos índices, que figura no final da referida tabela, não levou em conta os resultados do posto fluviométrico 40549998 (rio Paraopeba em São Brás do Suaçuí Montante), devido ao coeficiente de Nash negativo.

Observa-se pela Tabela 5.29 que, em média para a região homogênea definida, o modelo Rio Grande é capaz de explicar quase 60% da variância natural observada nas séries de vazões médias diárias naturais, atingindo até mesmo 84% no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865001). Os valores individuais do critério de Nash são comparáveis aos obtidos nos estudos de Queiroga (2003) e Lima (2004). No entanto, o mesmo não pode ser dito dos índices \bar{r} (média dos resíduos) e $\overline{r_{rel}}$ (resíduo médio relativo), maiores do que os encontrados nesses trabalhos, que envolveram a calibração do modelo Rio Grande a partir de hidrogramas observados em outras bacias mineiras.

O índice K , por sua vez, mostra que há boa reprodução dos volumes de escoamento gerado nas bacias envolvidas. Já o valor médio regional de $AAPE$ (média dos valores absolutos dos

erros relativos) aponta que o modelo chuva-vazão em questão superestima ou subestima as vazões médias diárias em 26%, variando entre 19,5% (rio São João em Jaguaruna e Jaguaruna Jusante) e 38,4% (rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante).

Tabela 5.29 - Índices de desempenho obtidos para a calibração realizada: análise dos hidrogramas calibrados em relação aos observados no grupo de 11 bacias.

Posto Fluviométrico	RMSE	AAPE	NASH	r	σ_r	r_{rel}	K	R ²
40130001-2	21,510	0,365	54,662	6,618	20,472	25,722	1,257	0,889
40300001	14,863	0,195	61,902	2,050	14,725	9,060	1,091	0,780
40330000	54,907	0,184	76,487	10,953	53,818	10,482	1,105	0,894
40450001	73,750	0,197	73,916	22,264	70,328	15,477	1,155	0,894
40549998	9,647	0,384	-28,911	1,699	9,499	22,771	1,228	0,705
40579995	6,810	0,346	61,772	-0,124	6,811	-1,246	0,988	0,674
40680000	14,922	0,312	60,560	-3,288	14,560	-27,671	0,723	0,783
40710000	43,825	0,314	35,784	9,059	42,890	18,317	1,183	0,748
40740000	40,068	0,232	62,283	6,141	39,605	10,028	1,100	0,871
40800001	78,460	0,198	22,724	3,102	78,420	3,595	1,036	0,796
40865001	61,908	0,254	83,664	5,070	61,717	3,806	1,038	0,853
Média regional*	41,102	0,260	59,375	6,185	40,335	6,757	1,068	0,818

* Excluído do cálculo da média regional o posto 40549998 (rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante).

As Figuras 5.38 e 5.39 mostram os hidrogramas observados e calibrados em duas bacias hidrográficas. Nos outros nove casos, o leitor deve reportar-se ao Apêndice 8.

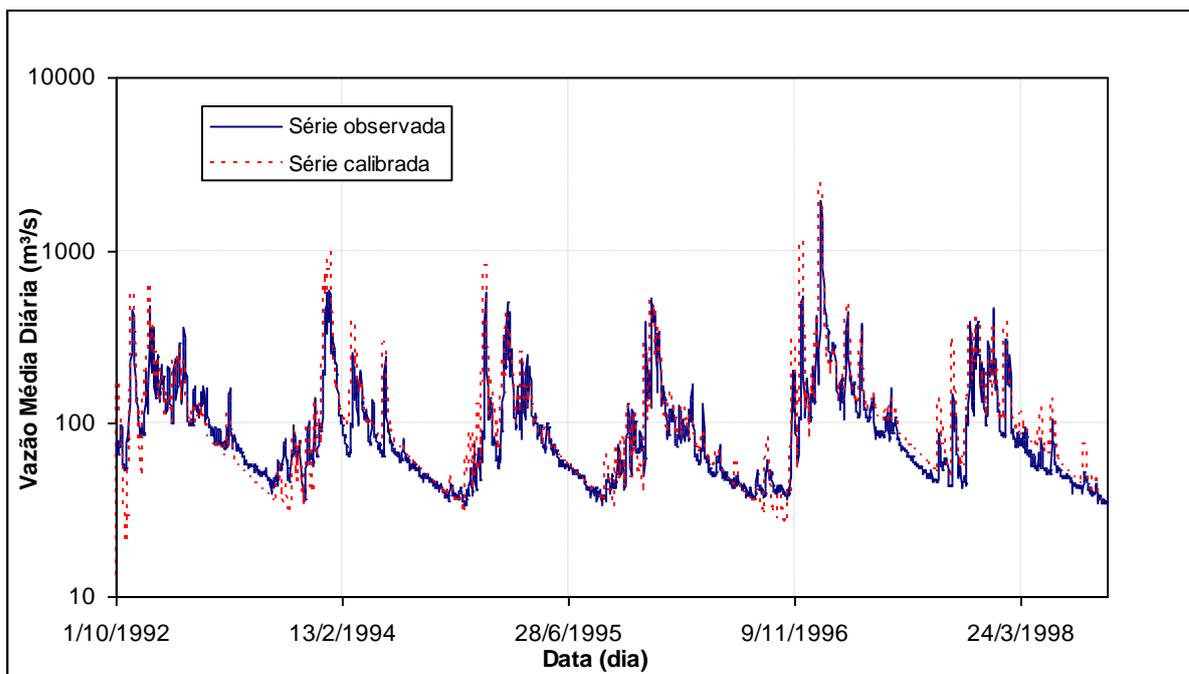


Figura 5.38 - Hidrogramas observados e calibrados no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).

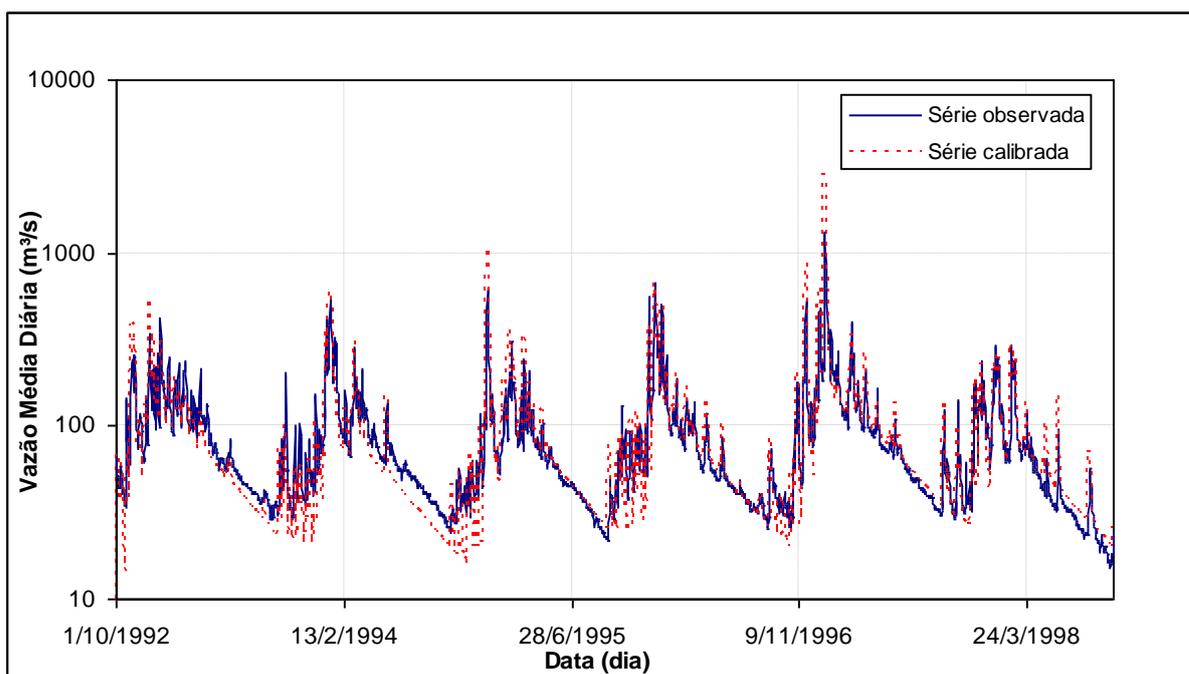


Figura 5.39 - Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).

Alguns dentre os índices de desempenho também foram levantados para cada ano hidrológico, conforme mostra a Tabela 5.30.

Tabela 5.30 - Índices de desempenho para cada ano hidrológico, obtidos para a calibração realizada: análise dos hidrogramas calibrados em relação aos observados no grupo de 11 bacias.

ANO	K - relação entre o volume calibrado e o volume observado										
	40130001-2	40300001	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800001	40865001
92-93	1,087	1,237	0,945	1,092	0,982	1,048	0,897	1,025	0,987	0,928	0,999
93-94	1,231	1,145	1,158	1,240	0,928	0,863	0,630	1,004	0,867	0,831	0,842
94-95	1,255	1,107	1,072	1,191	1,363	1,036	1,032	1,262	1,320	1,109	1,149
95-96	1,472	0,976	0,982	1,052	1,113	0,986	0,822	1,097	1,076	0,983	0,982
96-97	1,491	1,157	1,142	1,169	1,263	1,073	0,627	1,263	1,174	1,186	1,175
97-98	0,786	1,030	1,134	1,098	1,573	0,947	0,703	1,300	1,063	1,019	0,981
ANO	R ² - coeficiente de determinação										
	40130001-2	40300001	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800001	40865001
92-93	0,539	0,721	0,856	0,878	0,466	0,320	0,213	0,432	0,684	0,708	0,877
93-94	0,809	0,836	0,894	0,950	0,652	0,529	0,569	0,541	0,815	0,838	0,891
94-95	0,805	0,663	0,866	0,876	0,663	0,735	0,701	0,596	0,788	0,889	0,881
95-96	0,911	0,666	0,927	0,917	0,582	0,609	0,617	0,760	0,874	0,836	0,913
96-97	0,947	0,845	0,919	0,881	0,783	0,688	0,877	0,841	0,922	0,856	0,864
97-98	0,732	0,761	0,843	0,907	0,571	0,785	0,605	0,811	0,889	0,890	0,908
ANO	Coeficiente de Nash-Sutcliffe										
	40130001-2	40300001	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800001	40865001
92-93	3,193	-12,826	75,346	47,566	22,142	-55,552	-69,596	-11,433	52,840	57,400	86,653
93-94	26,101	43,995	46,938	52,823	32,662	41,379	40,110	18,241	72,694	74,575	84,249
94-95	56,063	50,428	81,995	58,823	-9,118	66,021	69,756	-9,081	-15,303	46,124	80,950
95-96	45,535	65,534	92,164	83,966	25,766	54,111	50,481	74,818	79,664	81,807	87,161
96-97	56,592	64,561	76,695	76,469	-54,668	60,629	61,343	30,383	64,122	-35,605	80,512
97-98	60,195	73,292	80,753	81,627	-257,651	75,998	47,904	26,692	80,272	88,577	88,262
ANO	AAPE - média dos valores absolutos dos resíduos relativos										
	40130001-2	40300001	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800001	40865001
92-93	0,226	0,282	0,212	0,169	0,357	0,477	0,466	0,387	0,246	0,227	0,127
93-94	0,227	0,197	0,194	0,256	0,273	0,318	0,348	0,306	0,235	0,268	0,158
94-95	0,287	0,205	0,149	0,187	0,497	0,304	0,270	0,337	0,350	0,187	0,291
95-96	0,527	0,150	0,137	0,158	0,234	0,277	0,269	0,265	0,182	0,156	0,261
96-97	0,503	0,254	0,218	0,245	0,307	0,517	0,238	0,328	0,251	0,193	0,379
97-98	0,283	0,170	0,219	0,137	0,610	0,316	0,433	0,332	0,141	0,188	0,180
ANO	r _{rel} - resíduo médio relativo										
	40130001-2	40300001	40330000	40450001	40549998	40579995	40680000	40710000	40740000	40800001	40865001
92-93	8,726	23,690	-5,542	9,202	-1,796	4,758	-10,324	2,477	-1,312	-7,247	-0,080
93-94	23,106	14,508	15,805	24,005	-7,154	-13,730	-37,001	0,385	-13,334	-16,905	-15,848
94-95	25,477	10,702	7,154	19,115	36,285	3,591	3,171	26,162	32,009	10,934	14,886
95-96	47,203	-2,404	-1,836	5,249	11,283	-1,411	-17,786	9,659	7,608	-1,714	-1,789
96-97	49,086	15,697	14,215	16,909	26,350	7,302	-37,297	26,257	17,390	18,604	17,454
97-98	-21,425	3,019	13,399	9,848	57,348	-5,261	-29,747	30,010	6,333	1,871	-1,945

Da Tabela 5.30, pode-se observar, por exemplo (o ano hidrológico de 1992-1993 não foi considerado no cálculo de estatísticas máximas e mínimas):

- Valores de K variando entre 0,627 e 1,573, passando por diversos valores próximos a 1,000, como se vê nos postos fluviométricos 40300000-1 (rio São João em Jaguaruna e Jaguaruna Jusante), 40330000 (rio Pará em Velho da Taipa), 40450001 (rio Pará em Porto Pará), 40579995 (rio Maranhão em Congonhas Linígrafo), 40680000 (rio Brumado em Entre Rios de Minas) e 40710000 (rio Paraopeba em Belo Vale);
- O coeficiente de determinação R^2 oscila entre 0,529 e 0,950, apresentando valores maiores nos postos 40130001-2, 40330000 e 40450001 (rio Pará em Ponte do Vilela e Ponte do

Vilela Jusante, em Velho da Taipa e em Porto Pará, respectivamente), 40740000, 40800000-1 e 40865001 (rio Paraopeba em Alberto Flores, em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita, respectivamente);

- O coeficiente de Nash-Sutcliffe, por sua vez, adquiriu valores ruins, negativos nos postos 40740000 e 40710000, e principalmente em 40549998 (rio Paraopeba em São Brás do Suaçuí Montante). Como era de se esperar, o ano hidrológico de 1992-1993 apresentou valores negativos em algumas bacias;
- O indicador *AAPE* mostrou valores bons a razoáveis em alguns postos, da ordem de 15%, em algumas bacias (40300000-1, 40330000, 40450001, 40740000, 40800000-1 e 408650001), até valores altos, em torno de 50%, em 40549998 e 40579995.
- O resíduo médio relativo variou entre -37,3 (em 40680000) e 57,3 (em 40549998), passando por valores razoáveis, da ordem de unidades, nos postos 40300001, 40330000, 40450001, 40680000 e 40710000.

De acordo com as análises realizadas, tendo por base os indicadores para o período de 1993 a 1998 e por ano hidrológico, percebe-se que o modelo Rio Grande produziu, em geral, resultados mais satisfatórios nas bacias hidrográficas do rio Pará e do seu afluente rio São João.

As Figuras 5.40 e 5.41 apresentam a evolução temporal dos resíduos resultantes da calibração em duas bacias hidrográficas. Os gráficos dos demais postos fluviométricos estudados encontram-se no Apêndice 8.

Nota-se nas referidas figuras a flutuação dos resíduos ($Q_{cal} - Q_{obs}$) em torno de zero, indicando a ausência de viés causado pelos parâmetros calibrados. Em algumas estações, verificou-se a tendência de superestimar as vazões de estiagem, sobretudo no ano 1996-1997, como ocorreu no rio Pará em Ponte do Vilela (40130001-2) e no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865001). O mês de janeiro de 1997 apresentou, na bacia do Alto São Francisco, vazões de cheias de elevada magnitude, comparáveis às registradas em fevereiro de 1979, janeiro de 1985 e janeiro de 1992, para citar alguns casos. Observam-se, também, erros maiores no período chuvoso, comportamento esperado tendo em vista a variabilidade intra-anual típica da região estudada.

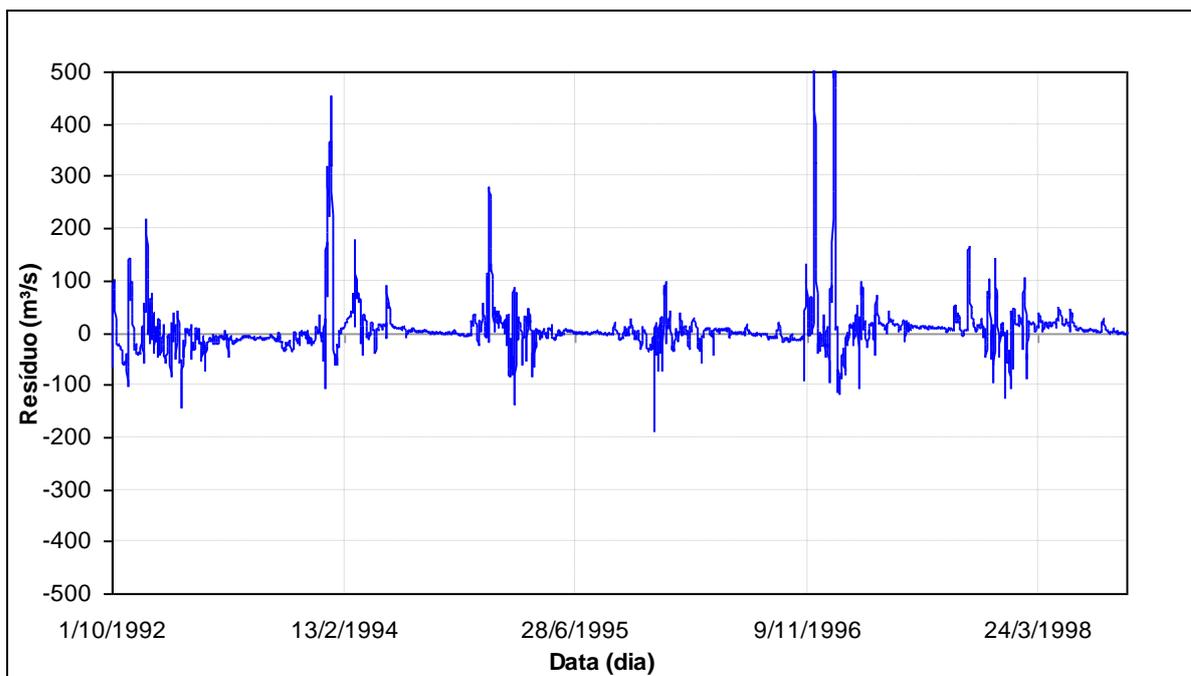


Figura 5.40 - Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).

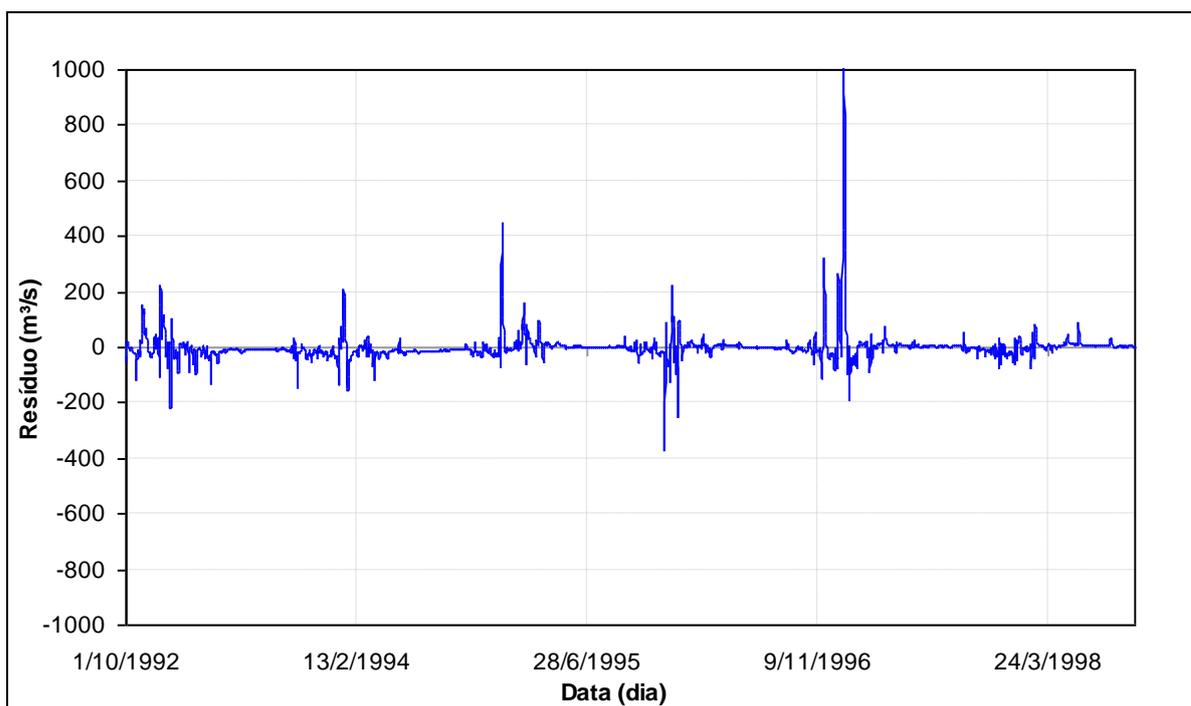


Figura 5.41 - Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).

Por sua vez, as Figuras 5.42 e 5.43 mostram, nos postos 40330000 (rio Pará em Velho da

Taipa) e 40800000-1 (rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba), respectivamente, a dispersão dos resíduos com as vazões observadas, e nas quais se constata a heteroscedasticidade dos mesmos. Ressalva-se que o ano de 1992-1993 foi retirado da elaboração das figuras. Comportamento semelhante pode ser conferido nas demais estações fluviométricas, cujos gráficos constam do Apêndice 8. O mesmo aspecto confirma-se em trabalhos anteriores que estudaram a calibração do modelo Rio Grande (QUEIROGA, 2003; LIMA, 2004).

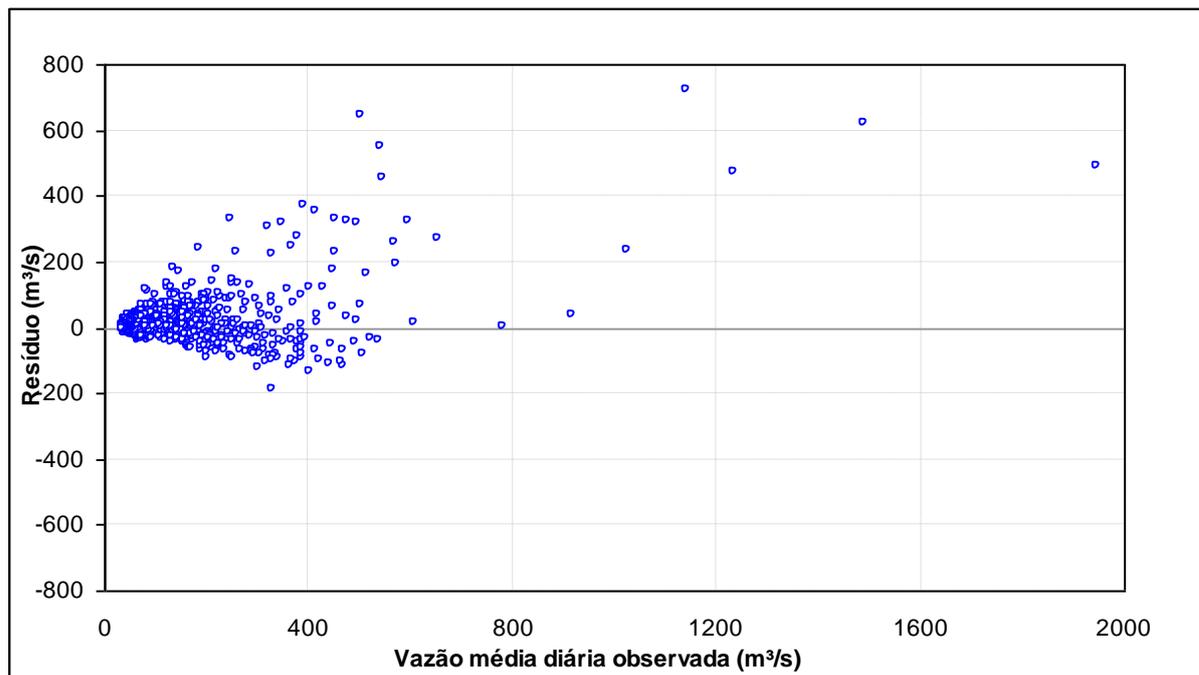


Figura 5.42 - Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).

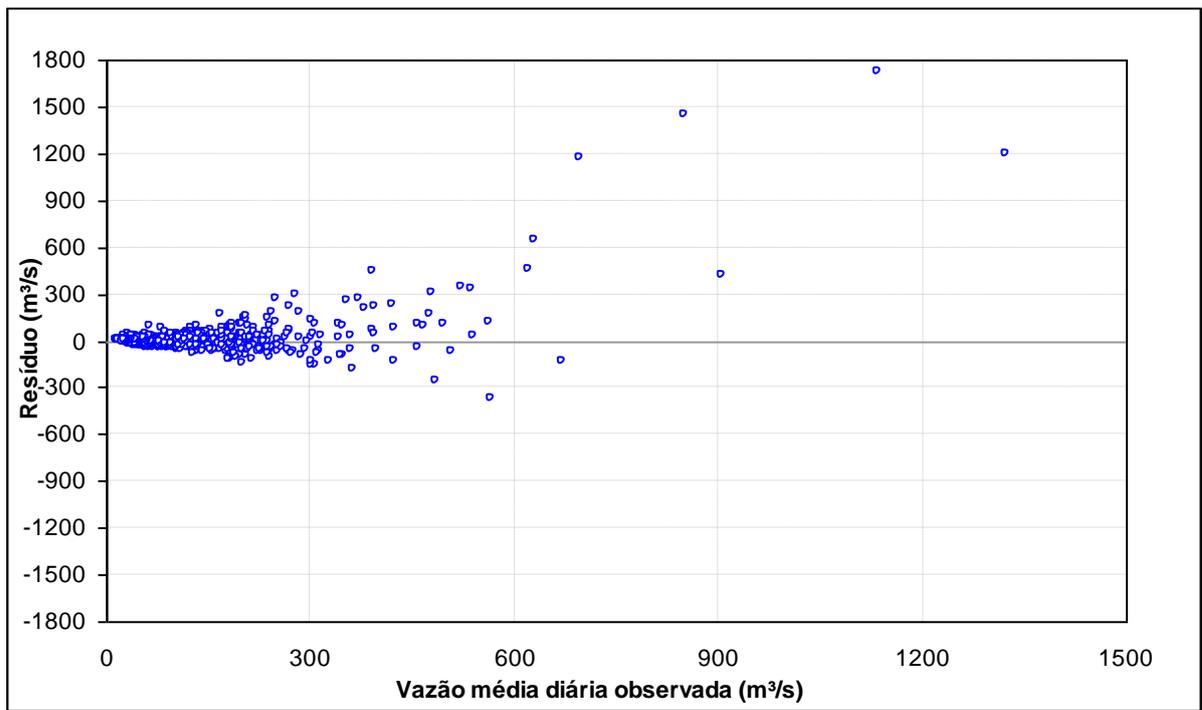


Figura 5.43 - Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).

Finalmente, são apresentadas a título de exemplo nas Figuras 5.44 e 5.45, para os mesmos postos 40330000 e 40800000-1, respectivamente, as vazões calibradas *versus* as observadas, ambas classificadas em ordem crescente.

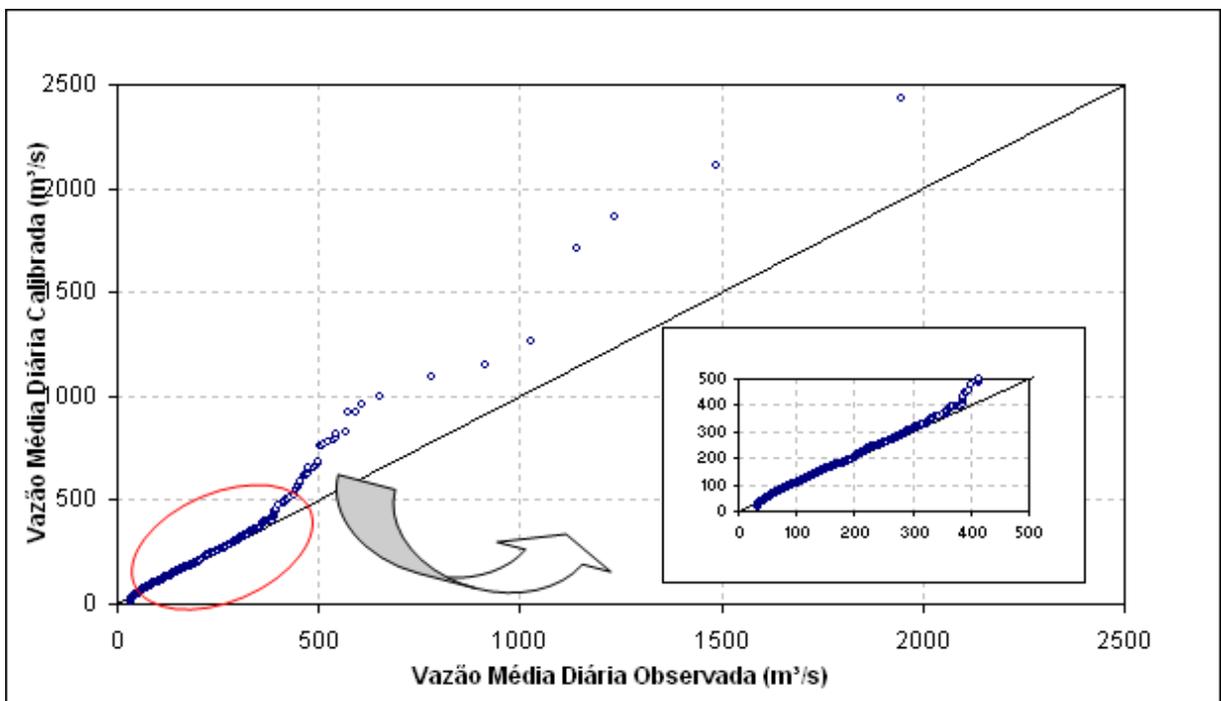


Figura 5.44 - Vazões calibradas classificadas *versus* vazões observadas no rio Pará em Velho da Taipa (40330000).

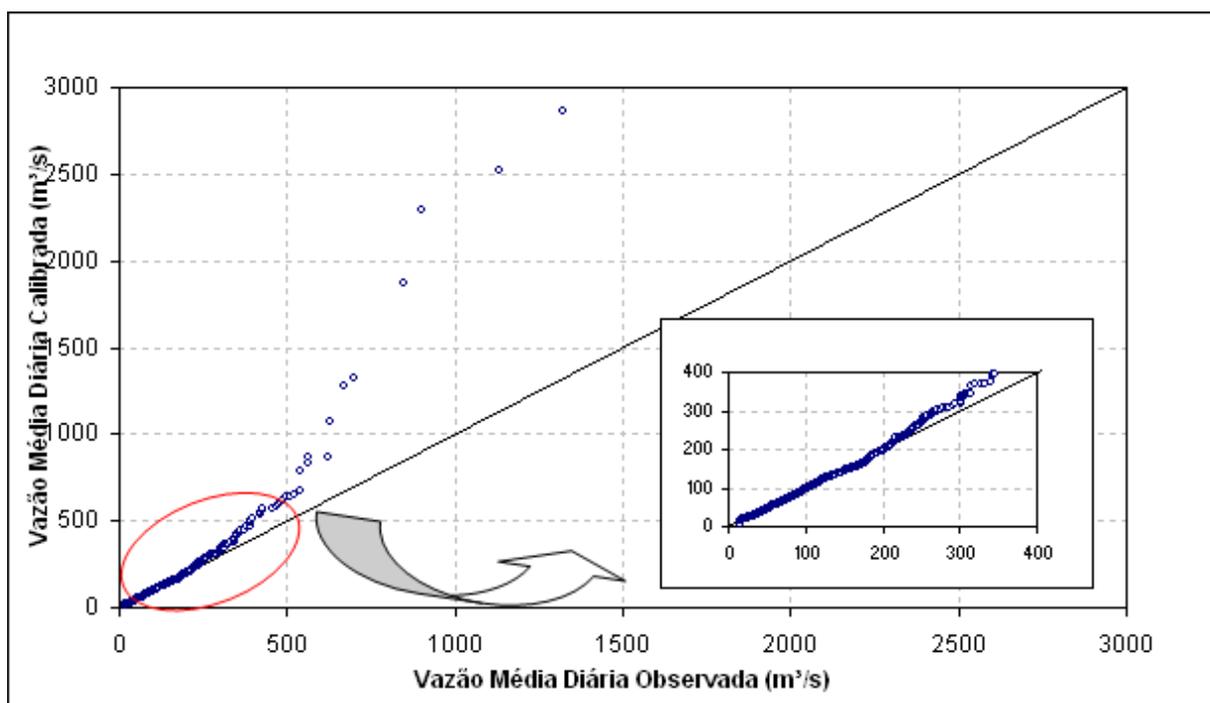


Figura 5.45 - Vazões calibradas classificadas *versus* vazões observadas no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1).

Nota-se, a partir de certa descarga, um viés causado pelos parâmetros do modelo Rio Grande, pois para as vazões maiores aumenta a variabilidade em torno da reta de 45 graus, com pontos concentrados acima da mesma, indicando tendência a superestimar as vazões de cheias. Esse comportamento é observado em muitas dentre as estações fluviométricas restantes, à exceção do posto do rio Brumado em Entre Rios de Minas (40680000). Em alguns casos, os pontos começam a se afastar apenas no caso das vazões de permanências inferiores a 5%, como ocorreu com as duas bacias mostradas nas Figuras 5.44 e 5.45.

Devido aos resultados terem mostrado grande variação entre as bacias hidrográficas estudadas, foram feitas análises adicionais para a estação fluviométrica 40130001-2 (rio Pará em Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante), já que especialmente nessa houve dificuldade de o modelo reproduzir as vazões de estiagem. Dessa forma, foram refeitas as calibrações, para as seguintes circunstâncias: (1) aumento da discretização de permanências, no intervalo [1; 99]%, com maior número de durações avaliadas no ramo inferior da FDC; (2) uso da FDC empírica, cujos quantis eram menores no presente caso; e (3) calibração com os hidrogramas observados, preservado o número de avaliações da função-objetivo.

Na primeira situação, não se observaram melhorias, seja nos índices, seja pela inspeção visual

dos hidrogramas, constatando-se que o aumento de permanências altera pouco o desempenho da calibração. No segundo caso, realizado apenas a título de comparação e pela busca por ressalvas à calibração com FDCs, tampouco foram vistas mudanças. Finalmente, na terceira análise feita, notou-se a melhoria dos índices $AAPE$, \bar{r} e $\overline{r_{rel}}$, e piora em relação ao coeficiente de Nash-Sutcliffe, à $RMSE$ e ao R^2 , quando se utilizam hidrogramas observados como paradigma de calibração, em relação à situação com a FDC sintética. Ressalta-se que, nesse caso, a função-objetivo usada para comparação foi a de peso uniforme e expoente 2, já que, na versão educacional do modelo Rio Grande (EHR/EEUFMG, 2007), há somente essa possibilidade.

Recomenda-se a verificação posterior da calibração por meio de hidrogramas nas demais bacias hidrográficas envolvidas nesta pesquisa. Tais análises poderão apontar as prováveis razões da dificuldade de reproduzir a magnitude das descargas em alguns postos fluviométricos, notadamente nas estiagens.

Cogita-se a hipótese de que o problema de reprodução das vazões menores esteja associado à não-representatividade da chuva em algumas bacias, como ocorreu em 40130001-2 (rio Pará em Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante), 40549998 (rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante), 40680000 (rio Brumado em Entre Rios de Minas), 40740000 e 40865001 (rio Paraopeba em Alberto Flores e Porto do Mesquita, respectivamente). Entretanto, antes que se confirme isso, sugere-se a realização de calibrações na forma convencional, isto é, por meio de hidrogramas observados, a fim de se averiguar se pode haver algum impasse imposto pela calibração por FDCs sintéticas. Emergem também as questões relativas à representatividade dos dados de vazão média diária e à extrapolação do ramo inferior das curvas-chave em alguns postos. Outra importante cogitação refere-se à possível falta de representatividade da série de alturas evaporimétricas de Porto Pará, em relação ao conjunto de bacias aqui estudadas, tendo em vista o efeito marcante que as perdas por evapotranspiração podem ter sobre as vazões de estiagem.

De qualquer modo, foram obtidos resultados satisfatórios e comparáveis a outros estudos que usaram o modelo Rio Grande, principalmente na bacia do rio Pará. Além disso, o ajuste encontrado na comparação entre FDCs sintéticas e calibradas foi muito bom na maioria dos casos, tal como se comprova pelos indicadores correspondentes a essa análise.

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho teve por objetivo principal a calibração de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico, utilizando como paradigma do processo as curvas de permanência de longo termo inferidas nesses locais. Os estudos dividiram-se em duas etapas principais, sendo a primeira delas relativa à regionalização das referidas curvas, e, a segunda, referente à calibração propriamente dita.

O modelo Rio Grande de simulação hidrológica foi selecionado para aplicação da metodologia, o qual foi adaptado do modelo Xinanjiang por uma equipe de desenvolvimento do Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais em projetos de pesquisa anteriores ao desta dissertação.

As bacias eleitas, por sua vez, correspondem às áreas de drenagem contribuintes aos rios Pará e Paraopeba, afluentes do Alto Rio São Francisco pela margem direita. Sua escolha foi condicionada pela existência de estudos anteriores realizados para esse conjunto de bacias, relativos à consistência e à regionalização de variáveis e funções hidrológicas, assim como pela disponibilidade de dados de cunho fluviométrico, pluviométrico e evaporimétrico.

Anteriormente à realização das duas etapas principais desta pesquisa, procedeu-se à análise e ao tratamento das informações fluviométricas, sendo que o estudo de CPRM (2001) auxiliou esse processo, já que em sua realização foi incluída a consistência dos registros disponíveis. De um grupo de 34 bacias hidrográficas, 3 foram eliminadas nessa etapa, devido ao fato de não atenderem aos pressupostos de continuidade de vazões médias mensais. As características físicas, morfológicas e climáticas das 31 bacias restantes foram levantadas a partir do estudo de CPRM (2001). Os postos pluviométricos foram selecionados em fases posteriores, devido ao uso ao qual se prestaram na pesquisa.

Em seguida, passou-se à delimitação de regiões homogêneas, a partir da medida de heterogeneidade H de Hosking e Wallis (1997), a qual constitui um método objetivo para esse fim. Foram usadas as amostras de vazões médias diárias máximas e mínimas anuais, e de vazões médias anuais, considerando-se que as mesmas seriam suficientes para representar os ramos inferior, médio e superior das curvas de permanência de longo termo.

Os agrupamentos iniciais de bacias basearam-se nas regiões definidas nos estudos de CPRM (2001) para curvas de permanência de longo termo. Após a aplicação do método, apenas uma região homogênea foi levantada, integrando bacias dos rios Pará e Paraopeba e de seus afluentes. Dentre os tributários do rio Pará, ficaram de fora as bacias dos rios Lambari, Picão e Itapecerica e do ribeirão Boa Vista, todos em suas porções médias e baixas. Também não puderam ser integradas à região as bacias dos seguintes afluentes do rio Paraopeba: rios Manso, Maranhão e Betim, e ribeirão Serra Azul. O conjunto de bacias excluídas não formou outra região homogênea.

Passou-se em seguida à elaboração e aplicação da metodologia de regionalização de curvas de permanência de longo termo (FDCs), tendo como base a idéia central do trabalho de Castellarin *et al.* (2004a; 2007). No método proposto por esses estudiosos, de cunho estatístico, assume-se que as FDCs são o complemento da função acumulada de probabilidades (FAP) das vazões médias diárias ordenadas. A premissa fundamental do modelo é a de que tais descargas sejam equivalentes ao produto de duas variáveis independentes, quais sejam: a vazão média anual (AF), e a vazão média diária adimensionalizada (X') por aquela, correspondente ao ano hidrológico dessa. Assim, para reprodução de FDCs, devem ser escolhidas distribuições de probabilidades adequadas para as amostras de AF e X' . Seus parâmetros são, na seqüência, associados às características físicas das bacias hidrográficas, através de equações de regressão.

Para a regionalização de FDCs, procedeu-se à homogeneização das séries de vazões médias diárias, a fim de evitar a agregação de mais incertezas à técnica. O período escolhido foi de outubro de 1977 a setembro de 2006. No entanto, esse procedimento impôs a eliminação de 6 dentre as 17 bacias hidrográficas integrantes da região homogênea definida, já que demandariam preenchimento de períodos muito longos. Esses postos fluviométricos não foram usados na elaboração dos modelos regionais (equações de regressão), mas se prestaram à validação da metodologia de regionalização, realizada à parte das outras 11 estações.

Foram selecionadas *a priori* algumas distribuições de probabilidades mais adequadas para as séries de AF e X' , de acordo com indicado no diagrama de curtose-L (τ_4) *versus* assimetria-L (τ_3), e com o embasamento teórico de cada distribuição. Os métodos de estimação de parâmetros utilizados foram: o método dos momentos (MOM) e o método dos momentos-L

(MML).

Para cálculo do complemento da função acumulada de probabilidades conjuntas de AF e X' , isto é, das permanências associadas às vazões médias diárias ordenadas, foi necessário elaborar um programa computacional, já que o cômputo envolvia integrais de difícil resolução analítica. Foi preparado, assim, um programa em linguagem *Visual Basic*, que também calculava a função inversa de quantis associada à FAP em questão.

Por meio do cálculo de índices envolvendo as vazões empíricas e as correspondentes descargas obtidas pela função inversa de quantis, foi possível decidir pela distribuição Log-normal de 2 parâmetros para representar as amostras de AF , e pela distribuição Log-normal de 3 parâmetros para as séries de X' .

Em seguida, foram elaboradas as equações de regressão para duas situações: (1) utilizando-se as informações existentes nas onze bacias hidrográficas, resultando nos chamados modelos regionais completos, e (2) preparo de modelos para realização da validação cruzada de *jack-knife*, que consiste na retirada das informações de uma estações fluviométrica por vez. As equações resultantes receberam o nome de modelos regionais de *jack-knife*.

A validação da metodologia foi realizada em duas frentes: (1) nas onze bacias hidrográficas que se prestaram à elaboração dos modelos regionais, através do procedimento de validação cruzada de *jack-knife*, e (2) nas outras seis bacias componentes da região homogênea definida, através da aplicação dos modelos regionais completos.

Os resultados dessa fase de regionalização de curvas de permanência de longo termo permitem concluir que:

- Os modelos regionais elaborados são robustos;
- As distribuições Log-normal de 2 e 3 parâmetros são adequadas para reproduzir as amostras de AF e X' , respectivamente, e, conseqüentemente, as vazões médias diárias, na região homogênea definida;
- A validação cruzada no grupo de onze bacias apresentou resultados satisfatórios, com apenas um coeficiente de Nash menor do que 75%. Da mesma forma, os resíduos relativos médios encontrados nesse caso apontaram um viés da ordem de 5% na porção central das

FDC, e em torno de -1% nos extremos, até as permanências de 0,5% e 99,5%, durações a partir das quais os erros crescem até atingir os $\pm 30\%$;

- Os resultados da validação não foram tão bons no caso do conjunto das demais bacias hidrográficas da região homogênea, já que, em algumas delas, as relações regionais foram extrapoladas. Dessa forma, recomenda-se a utilização das mesmas apenas nas bacias que apresentarem características físicas, climáticas e morfológicas dentro da faixa dos valores usados na elaboração das equações.
- O método estocástico aplicado é muito adequado para reprodução e regionalização de FDCs na região homogênea, desde que sejam respeitados os limites dos modelos regionais.

Em seguida, passou-se à calibração do modelo Rio Grande, a partir das FDCs sintéticas nas onze bacias usadas na elaboração dos modelos regionais de FDCs. Para tanto, foi elaborado um programa computacional em linguagem *Visual Basic* e que integrou os módulos de produção e de concentração do modelo Rio Grande ao algoritmo de otimização DDS.

Foram definidos, a partir de calibrações preliminares realizadas na estação fluviométrica do rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1), os seguintes parâmetros para realização da calibração nos demais postos: (1) número de iterações, (2) 2 tipos de funções-objetivo a serem testados, e (3) o número de permanências de avaliação das funções-objetivo.

As informações acima mencionadas constituem dados de entrada para o programa computacional que realizou a calibração do modelo Rio Grande a partir de FDCs sintéticas. Também foram fornecidos: (1) limites inferior e superior e valores iniciais dos parâmetros do módulo de produção, (2) alturas diárias de chuva (mm), espacializadas nas bacias pelo método dos polígonos de Thiessen, (3) evaporação diária (mm), (4) parâmetros das distribuições LN2p-LN3p, obtidos pelos modelos regionais de *jack-knife* correspondentes à bacia estudada, (5) área de drenagem e sua forma dominante.

Arbitrou-se um período de 6 anos hidrológicos para calibração, cuja escolha esteve condicionada a um teste de hipóteses aplicado à média de longo termo das vazões médias diárias em relação à média de longo termo do período homogeneizado de 29 anos, e ao menor preenchimento necessário nas estações pluviométricas selecionadas.

Da análise dos diversos índices de desempenho elaborados para avaliar a calibração do

modelo Rio Grande no grupo de onze bacias hidrográficas, depreende-se que:

- A calibração com FDCs sintéticas produziu, para alguns postos fluviométricos, resultados comparáveis a outros estudos envolvendo a calibração do modelo Rio Grande em bacias mineiras;
- As médias regionais dos índices apontam que o modelo Rio Grande foi capaz de explicar 60% da variância das vazões observadas nas bacias estudadas, e que o erro médio associado foi da ordem de 26%;
- Os resultados foram variados: no rio Pará em Velho da Taipa (40330000), atingiu-se um coeficiente de Nash-Sutcliffe igual a 76%, enquanto que o mesmo índice foi igual a 22% e a -29% no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800000-1) e em São Brás do Suaçui Montante (40549998), respectivamente;
- O modelo reproduziu de forma razoável a satisfatória os volumes associados ao escoamento, já que o índice K variou entre 0,723 a 1,257, com valores mais frequentes oscilando em torno de 1,000.
- Os melhores resultados concentraram-se nas bacias do rio Pará e do seu afluente rio São João. Nas áreas contribuintes ao rio Paraopeba, os índices apontaram desempenho variável.
- Observou-se maior dificuldade do modelo em reproduzir as vazões de estiagem, em relação às descargas de maior magnitude.

A calibração do modelo chuva-vazão estudado mostrou-se adequada a uma parcela das bacias envolvidas. Para estudos posteriores, são feitas as seguintes recomendações:

- É necessário avaliar se o problema de reprodução de algumas estiagens está associado ao paradigma de calibração, ou aos dados de chuva, ou ainda aos dados evaporimétricos. Para tanto, sugere-se que sejam adotadas outras técnicas de espacialização da precipitação para dar entrada ao modelo, e que sejam realizadas calibrações por meio de hidrogramas observados, a fim de que se comparem os resultados aos encontrados nesta pesquisa, e que sejam usadas estimativas mais representativas da evapotranspiração diária;
- Cabe lembrar que o período selecionado para a calibração dos parâmetros do modelo chuva-vazão considerado contém uma das maiores cheias já registradas nas estações fluviométricas dos rios Pará e Paraopeba, a qual corresponde ao ano hidrológico 1996-1997. Esse fator pode ter contribuído para a obtenção de conjuntos de parâmetros que não

reproduziram de forma razoável as estiagens em algumas bacias hidrográficas utilizadas. Sendo assim, trabalhos futuros podem executar a calibração para períodos que contemplem anos hidrológicos sem a presença de eventos raros e extremos registrados nas áreas estudadas;

- Outro fator que emerge como provável problema para a qualidade da calibração concerne aos dados de vazão gerados a partir de extrapolações nos ramos extremos das curvas-chave, sobretudo o inferior. Recomenda-se uma análise mais cuidadosa desses dados, do que a realizada no âmbito desse trabalho;
- É importante que se verifique a aplicabilidade da metodologia a bacias com porte menor em relação ao daquelas que se prestaram à elaboração dos modelos regionais, com áreas de contribuição de até 100 km² e registros fluviométricos de no mínimo 5 anos completos;
- Trabalhos semelhantes de regionalização dos parâmetros do modelo Rio Grande podem ser realizados para as grandes bacias estudadas, utilizando a metodologia mais comum para esse fim, descrita no Capítulo de Revisão da Literatura da presente dissertação, ou mesmo outros procedimentos regionais, o que permitirá a comparação do desempenho de distintos métodos para a mesma região homogênea considerada.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDRE, A.M.B.; MARTINS, E. S.; CLARKE, R. T.; REIS Jr., D. S. Regionalização de parâmetros de modelos hidrológicos. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa, PB. *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa, PB: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2005. 1 CD-ROM.
- ANDERSON, R. M.; KOREN, V. I.; REED, S. M. Using SSURGO data to improve Sacramento Model *a priori* parameter estimates. *Journal of Hydrology*, v. 320, p. 103-116, Mar. 2006. Disponível em: <<http://www.periodicos.capes.gov.br>>. Acesso em: 20 janeiro 2009.
- ARCHFIELD, S. A.; VOGEL, R. M. A decision-support system to assess surface water resources in Massachusetts. In: American Society of Civil Engineers World Water and Environmental Resources Congress, 2008, Honolulu, Hawaii. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers World Water and Environmental Resources Congress*. Honolulu, Hawaii, 2008. 10p.
- BACHE, S. L.; JOHNSON, J.; WHITE, C. T. Developing a Synthetic, Long Term Flow Record for the Lower Virgin River Using Flow-Duration Curves. *Journal of the Nevada Water Resources Association*, v. 3, n. 2, 22p., 2006.
- CAMARGO, E. C. G. Geoestatística: Fundamentos e Aplicações. In: CAMARA, G.; MEDEIROS, J. S. (Coord.) *Geoprocessamento para Projeto Ambientais*. 1998. 36 p. Curso disponível em: <http://www.dpi.inpe.br/gilberto/tutoriais/gis_ambiente/5geoest.pdf>. Acesso em: 12 março 2009.
- CAMARGOS, C. C.; NAGHETTINI, M. C. *Roteiro para análise de consistência de dados plúvio-fluviométricos*. 1983. 34 p.
- CASTELLARIN, A.; CAMORANI, G.; BRATH, A. Predicting annual and long-term flow-duration curves in ungauged basins. *Advances in Water Resources*, v. 30, p. 937-953, 2007.
- CASTELLARIN, A.; VOGEL, R. M.; BRATH, A. A stochastic index flow model of flow duration curves. *Water Resources Research*, v. 40, 10p., 2004a.
- CASTELLARIN, A.; GALEATI, G.; BRANDIMARTE, L.; MONTANARI, A.; BRATH, A. Regional flow-duration curves: reliability for ungauged sites. *Advances in Water Resources*. v. 27, p. 953-965, 2004b.
- CHOW, V. T. (Ed.). *Handbook of Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill, 1964.
- CLAPS, P.; FIORENTINO, M. Probabilistic Flow Duration Curves for use in Environmental Planning and Management. In: HARMANCIOGLU *et al.* (Eds.). *Integrated Approach to Environmental Data Management Systems*. Kluwer, Dordrecht, The Netherlands: NATO-ASI, series 2 (31), 1997. p. 255-266.
- COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. (2001). Calibração automática global do modelo IPH2. In: XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2001, Aracaju, SE. *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Aracaju, SE: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2001. 1 CD-ROM.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – Superintendência Regional de Belo Horizonte. *Regionalização de vazões sub-bacias 40 e 41, Convênio 015/2000 ANEEL – 013/CPRM/2000, Relatório Final*. Belo Horizonte, 2001, 5v.
- CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. (Brasil) Programa de

Avaliação de Recursos Hídricos. *Caracterização Pluviométrica da Bacia do Alto São Francisco - Sub-Bacia 40 - Fase 1*. Belo Horizonte, 1996.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. (Brasil) *Projeto Análise de Consistência de Dados Pluviométricos – Bacia do Rio São Francisco. Sub-Bacias 40 a 44: Relatório Técnico Parcial. Sub-Bacia 40*. Belo Horizonte: DNAEE/CPRM, 1995a, 3v.

CPRM - COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. (Brasil) *Projeto Análise de Consistência de Dados Pluviométricos – Bacia do Rio São Francisco. Sub-Bacias 40 a 44: Relatório Técnico Parcial. Sub-Bacia 41*. Belo Horizonte: DNAEE/CPRM, 1995b, 3v.

DALRYMPLE, T. *Flood-frequency analyses, Manual of Hydrology: Part. 3. Flood-flow Techniques. Geological Survey Water Supply Paper 1543-A*. Washington, D.C: U.S. Government Printing Office, 1960. 80p.

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS DA ESCOLA DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS. RGa – Modelo Rio Grande Versão Acadêmica (planilha Excel). 2007. Disponível em: <<http://www.ehr.ufmg.br/downloads.php>>. Acesso em: 30 novembro 2008.

DNAEE – Departamento Nacional de Recursos Hídricos. *Inventário das Estações Fluviométricas*. Brasília, 1996.

DUAN, Q.; SCHAAKE, J.; ANDREASSIAN, V. Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *Journal of Hydrology*, v. 320, p. 3-17, Mar. 2006. Disponível em: <<http://www.periodicos.capes.gov.br>>. Acesso em: 20 janeiro 2009.

EUCLYDES, H. P.; FERREIRA, P. A.; RUBERT, O. A. SANTOS, R. M. Regionalização hidrológica na bacia do Alto São Francisco a montante da barragem de Três Marias, MG. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 6, n. 2, p. 81-105, 2001.

FERNANDEZ, W.; VOGEL, R. M.; SANKARASUBRAMANIAN, A. Regional calibration of a watershed model. *Hydrological Sciences Journal*, 45 (5), p. 689-707, 2000.

GREENWOOD, J. A., LANDWEHR, J. M., MATALAS, N. C., e WALLIS, J. R. Probability weighted moments: definition and relation to parameters expressible in inverse form. *Water Resources Research*, v.15, n. 5, p.1049-1054, 1979.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. *Drainage basin form and process: a geomorphological approach*. London: Edward Arnold, 1973. 458 p.

HAAN, C. T. *Statistical Methods in Hidrology*. 2. ed. Ames, Iowa: The Iowa State University, Press/Ames, 1977. 378 p.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-moments*. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 1997. 224 p.

HUGHES, D. A.; SMAKHTIN, V. Y. Daily flow data time series patching or extension: a spatial interpolation based on flow duration curves. *Hydrological Sciences Journal*, 41 (6), p. 851-871, 1996.

KRASOVSKAIA, I.; GOTTSCHALK, L.; LEBLOIS E.; PACHECO A. Regionalization of flow duration curves. In: Climate Variability and Change – Hydrological Impacts – Fifth FRIEND World Conference, 2006, Havana, Cuba. *Proceedings of the Fifth FRIEND World*

- Conference. Havana, Cuba: IAHS Publication, 2006. v. 308, p. 105-110.
- KUCZERA, G.; MROCKOWSKI, M. Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resources Research*, v. 34, n. 6, p.1481-1489, 1998.
- LeBOUTILLIER, D.W.; WAYLEN, P.R. A stochastic model of flow duration curves. *Water Resources Research*, v. 29, n.10, p. 3535-3541, 1993a.
- LIMA, A. A. *Metodologia Integrada para Determinação da Enchente de Projeto de Estruturas Hidráulicas por meio de Séries Sintéticas de Precipitação e Modelos Chuva-Vazão*. Belo Horizonte, MG, 2004. 316 f. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais.
- MASRI, S. F. AND BEKEY, G.A. A global optimization algorithm using adaptive random search. *Applied Mathematics and Computation*, v.7, p.353-375, 1980.
- MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M.; MELLO, J. M.; OLIVEIRA, M. S. Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 27, n. 5, p. 925-933, 2003.
- MENDONÇA, C. A., VERSIANI, B. R., GRIPP, A. H., NAGHETTINI, M. C., BOIS, P., ARAÚJO, G. C. Aplicação da Geoestatística na Análise de Precipitações Extremas Médias em Bacias Hidrográficas. In: XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1997, Vitória, ES. *Anais do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Vitória, ES: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1997. 1 CD-ROM.
- MERZ, R.; BLÖSCHL, G. Regionalization of catchment model parameters. *Journal of Hydrology*, v. 287, p. 95–123, 2004.
- MONTGOMERY, D. C.; PECK, E. A. *Introduction to Linear Regression Analysis*. 2^a ed. EUA: John Wiley & Sons, 1992. 527p.
- NAGHETTINI, M.; NASCIMENTO, N. O.; FERNANDES, W. S. Relatório Técnico 1: a estrutura funcional do Sistema Rio Grande – um sistema integrado para simulação hidrológica e previsão de vazões afluentes a reservatório de aproveitamentos hidrelétricos. Belo Horizonte: Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, 2006. 73 p.
- NAGHETTINI, M.; PINTO, E. J. A. *Hidrologia Estatística*. 1. ed. Belo Horizonte: CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Superintendência Regional de Belo Horizonte, 2007. 552 p.
- O'CONNELL, P. E.; TODINI, E., Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 3-16, 1996.
- OLIVEIRA, J. N.; CHAUDHRY, F. H. Uso de métodos geoestatísticos na determinação de isoietas a partir de dados pluviométricos. In: XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1995, Recife, PE. *Anais do XI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, RS: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1995. v.1, p. 13-19.
- PINTO, J. A. O. *Avaliação de Métodos para a Regionalização de Curvas de Permanência de Vazões para a Bacia do Rio das Velhas*. Belo Horizonte, MG, 2006. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais.
- POST, D. A.; JAKEMAN, A. J. Relationships between catchment attributes and hydrological response characteristics in small Australian mountain ash catchments. *Hydrological*

Processes, 10, p. 877–892, 1996.

PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. *Numerical Recipes – The Art of Scientific Computing*. Estados Unidos: Cambridge University Press. 1.ed., 1989. 702 p.

QUEIROGA, Y. G. A. *Estudo e Modelagem dos Erros de Simulação Hidrológica e sua Assimilação na Previsão de Vazões de Curto Prazo – O Caso da Bacia do Rio Grande na UHE Camargos*. Belo Horizonte, MG, 2003. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais.

RAO, A. R.; HAMED, K. H. *Flood Frequency Analysis*. Boca Raton, Flórida: CRC Press, 2000. 350 p.

SEARCY, J. K. Flow duration curves. In: USGS – U.S. Geological Survey. *Manual of Hydrology, part. 2. Low – flow techniques. USGS Supply Paper 1542A*. Washington: U.S. Government Printing Office, 1959. 33 p.

SEFTON, C. E. M.; HOWARTH, S. M. Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales. *Journal of Hydrology*, v. 211, p. 1-16, 1998.

SINGH, V. P.; WOOLHISER, D. A. Mathematical modeling of watershed hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 7, n. 4, p. 270-292, 2002.

SINGH, R. D.; MISHRA S. K.; CHOWDHARY, H. Regional flow-duration models for large number of ungauged Himalayan catchments for planning microhydro projects. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 6, n. 4, p. 310-316, 2001.

SINGH, V. P. Watershed Modeling. In: SINGH, V. P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Highlands Ranch: WRP, 1995. p. 1-22.

SKØIEN, J. O.; BLÖSCHL, G. Spatiotemporal topological kriging of runoff time series. *Water Resources Research*, v. 43, 21 p., 2007.

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

SMAKHTIN, V. Y.; HUGHES, D. A.; CREUSE-NAUDIN, E. Regionalization of daily flow characteristics in part of the Eastern Cape, South Africa. *Hydrological Sciences Journal*, 42 (6), p. 919-936, 1997.

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Model Calibration, In: SINGH, V. P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Highlands Ranch: WRP, 1995. p. 23-68.

STEDINGER, J. R.; VOGEL, R. M.; FOUFOULA-GEORGIU, E. Frequency analysis of extreme events. In: MAIDMENT, D. R. (Ed.) *Handbook of Hydrology*. Estados Unidos: McGraw-Hill, 1993. 66 p.

TOLSON, B. A.; SHOEMAKER, C. A. Comparison of optimization algorithms for the automatic calibration of SWAT2000. In: SWAT 3rd International Conference, 2005, Zurich, Switzerland. *Proceedings from the SWAT 3rd International Conference*. Zurich, Switzerland, Jul. 2005. 8 p.

TOLSON, B. A. *Automatic Calibration, Management and Uncertainty Analysis: Phosphorus Transport in the Cannonsville Watershed*. Ithaca, EUA, 2005. Tese de Doutorado, Faculty of the Graduate School of Cornell University.

- TRIOLA, M. F. *Introdução à estatística*. 7. ed. Rio de Janeiro: LTC S.A., 1999. 412 p.
- TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. 1. ed. Porto Alegre: Editora Universidade (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.
- TUCCI, C. E. M. *Regionalização de vazões*. 1. ed. Porto Alegre: Editora da Universidade (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), 2002. 256 p.
- TUNG, Y. -K.; YEH, K. C.; YANG, J. C. Regionalization of unit hydrograph parameters: 1. Comparison of regression analysis techniques. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 11, p. 173-192, 2007.
- VANDEWIELE, G. L.; ELIAS, A. Monthly water balance of ungauged catchments obtained by geographical regionalization. *Journal of Hydrology*, v. 170, p.277–291, 1995.
- VOGEL, R. M. Regional calibration of watershed models. In: SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. (Coord.) *Watershed Models*. 1. ed. Boca Raton: CRC Press, 2006. p. 47-74.
- VOGEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Flow-duration curves I: new interpretation and confidence intervals. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 120 (4), p. 485-504, 1994.
- VOGEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Flow-duration curves II: applications in water resources planning. *Water Resources Bulletin of American Water Resources Association*, v. 31 (6), p. 1029-1039, 1995.
- VOGEL, R. M.; FENNESSEY, N. M. Regional flow-duration curves for ungauged sites in Massachusetts. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 116 (4), p. 530-549, 1990.
- WAGENER, T.; WHEATER, H.; GUPTA, H. V. *Rainfall-Runoff Modeling in Gauged and Ungauged Catchments*. Cingapore: Imperial College Press, 2004. 306 p.
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, v. 181, p. 23-48, 1996.
- YU, P. S.; YANG, T. C.; WANG, Y. C. Uncertainty analysis of regional flow duration curves. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 128 (6), p. 424-430, 2002.
- YU, P. -S.; YANG, T. -C. Using synthetic flow duration curves for rainfall-runoff model calibration at ungauged sites. *Hydrological Processes*, 14 (1), p. 117-133, 2000.
- ZHANG, Z.; KOREN, V. I.; REED, S.; SMITH, M. B.; MOREDA, F. Comparison of simulation results using SSURGO-based and STATSGO-based parameters in a distributed hydrologic model. In: 3rd Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, 2006, Reno, NV. *Proceeding from the 3rd Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*. Reno, NV, 2006. 8 p.
- ZHAO, R. J.; LIU, X. R. The Xinajiang model. In: SINGH, V. P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Highlands Ranch: WRP, 1995. p. 215-232.
- ZHAO, R. J.; ZHUANG, L. R.; FANG, X.; LIU, R.; ZHANG, Q. S. The Xinanjiang model. In: Hydrological Forecasting, 1980. *Proceedings from the Oxford Symposium*. IAHS Publication, 1980. v. 129, p. 351-356.

APÊNDICES

APÊNDICE 1

APÊNDICE 2

APÊNDICE 2 – DISTRIBUIÇÕES DE EVENTOS MÁXIMOS E MÍNIMOS ANUAIS E DAS MÉDIAS ANUAIS

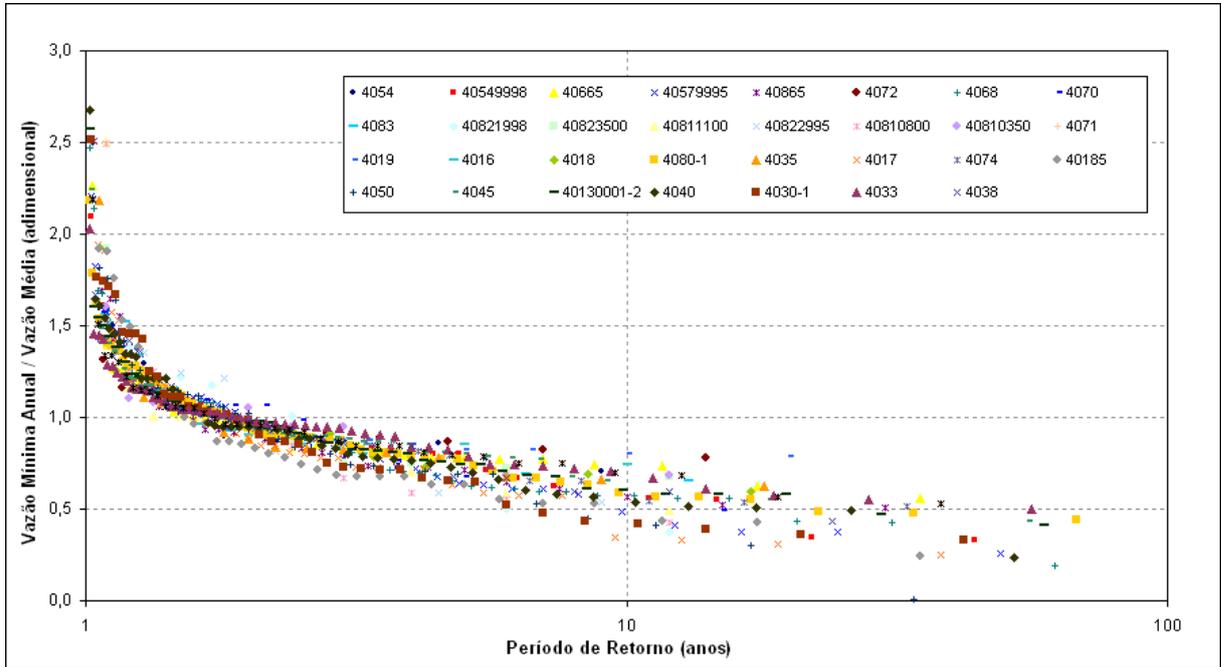


Figura P 2.1 – Distribuição de probabilidades empírica das vazões médias diárias mínimas anuais adimensionalizadas por sua média, nas 31 estações fluviométricas estudadas.

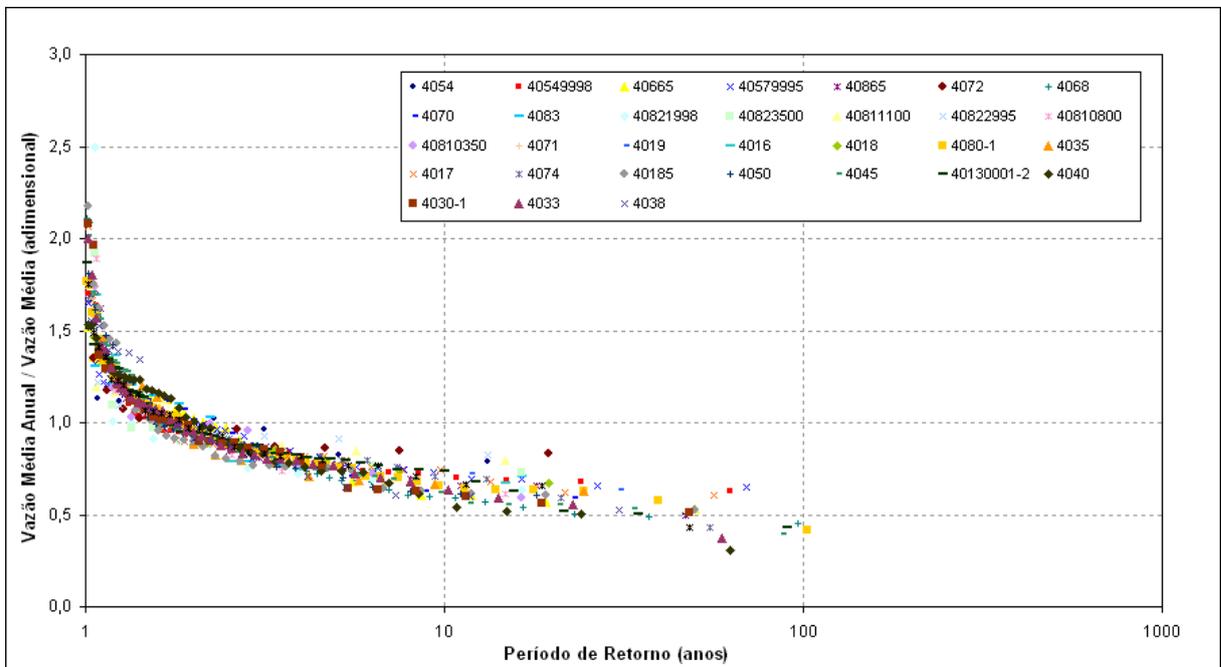


Figura P 2.2 – Distribuição de probabilidades empírica das vazões médias anuais adimensionalizadas por sua média, nas 31 estações fluviométricas estudadas.

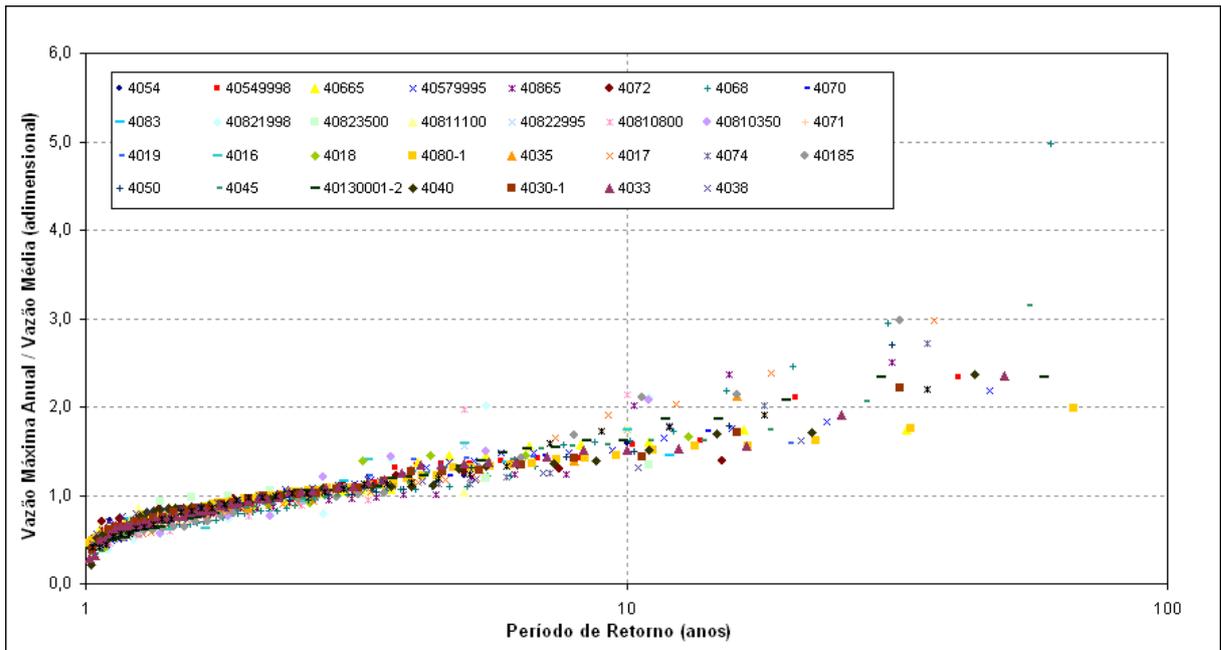


Figura P 2.3 – Distribuição de probabilidades empírica das vazões médias diárias máximas anuais adimensionalizadas por sua média, nas 31 estações fluviométricas estudadas.

APÊNDICE 3

APÊNDICE 3 – ESTATÍSTICAS ENVOLVIDAS NO CÁLCULO DA MEDIDA DE HETEROGENEIDADE H PARA DELIMITAÇÃO DA REGIÃO HOMOGÊNEA

Tabela P 3.1 – Coeficiente de variação-L, assimetria-L e curtose-L das amostras usadas no cálculo da medida H , e demais estatísticas envolvidas em seu cômputo, nas dezessete estações fluviométricas componentes da região homogênea delimitada.

Estação Fluviométrica	Código	Vazões Mínimas			Vazões Médias			Vazões Máximas		
		t	t_3	t_4	t	t_3	t_4	t	t_3	t_4
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	0,1789	0,1636	0,2296	0,1547	0,1193	0,1694	0,2558	0,2369	0,1521
Lamounier	40160000	0,1480	0,2336	0,2582	0,2073	0,2991	0,2193	0,2668	0,2706	0,0741
Carmo da Mata	40180000	0,1739	0,2061	0,2721	0,1570	0,1643	0,2043	0,2328	0,1415	0,1439
Usina Camarão	40350000	0,1924	0,3429	0,3209	0,1954	0,2313	0,1488	0,2163	0,2875	0,2577
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	0,2568	0,1700	0,1603	0,1920	0,2179	0,2508	0,2067	0,1866	0,2158
Velho da Taipa	40330000	0,1387	0,0848	0,2576	0,1865	0,1812	0,2162	0,2221	0,1574	0,1603
Porto Pará	40450001	0,1602	0,1609	0,2465	0,1899	0,1790	0,1566	0,2397	0,2630	0,2484
São Brás do Suaçui Montante	40549998	0,1924	0,1064	0,2076	0,1552	0,2588	0,2029	0,2261	0,2670	0,1760
Congonhas Linígrafo	40579995	0,2234	0,0895	0,1604	0,1284	0,0884	0,1604	0,2344	0,1452	0,1307
Usina João Ribeiro	40665000	0,1553	0,2540	0,2731	0,1605	-0,0082	0,0887	0,2029	0,2452	0,1132
Entre Rios de Minas	40680000	0,2127	0,1482	0,2139	0,1899	0,1547	0,1940	0,2948	0,4534	0,3467
Jeceaba	40700002	0,1813	0,0321	0,1806	0,1688	0,0564	0,1789	0,1999	0,1885	0,2131
Belo Vale	40710000	0,1536	0,2023	0,2789	0,1611	0,1293	0,1953	0,2369	0,2004	0,1933
Alberto Flores	40740000	0,1762	0,1884	0,2747	0,1535	0,1306	0,2073	0,2328	0,2933	0,2778
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	0,1796	0,1264	0,1672	0,1643	0,1455	0,1528	0,1842	0,1336	0,1463
Fazenda Escola Florestal	40830000	0,1847	0,2361	0,1806	0,1509	0,0283	0,0942	0,1837	0,0884	0,1504
Porto do Mesquita	40865001	0,2226	0,3077	0,2556	0,1813	0,2460	0,2021	0,2210	0,4417	0,3446
MÉDIAS PONDERADAS		0,1856	0,1623	0,2247	0,1691	0,1525	0,1787	0,2309	0,2585	0,2070
Desvio-padrão observado de t	V	0,0312			0,0194			0,0299		
Média do desvio-padrão de t nas 500 regiões simuladas	μ_V	0,0255			0,0232			0,0328		
Desvio-padrão do desvio-padrão de t nas 500 regiões simuladas	σ_V	0,0049			0,0042			0,0064		
Medida de heterogeneidade H	H	1,18			-0,91			-0,46		

APÊNDICE 4

APÊNDICE 4 – VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS, MOMENTOS CONVENCIONAIS E SEUS COEFICIENTES E MOMENTOS-L E SEUS COEFICIENTES PARA AS AMOSTRAS DE AF E X' E DE SEUS LOGARITMOS NATURAIS

Tabela P 4.1 – Valores máximos e mínimos, momentos convencionais e seus coeficientes, momentos-L e seus coeficientes para as amostras da variável AF nas estações fluviométricas da região homogênea definida.

Estação Fluviométrica	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Momentos convencionais e seus coeficientes					Momentos-L e seus coeficientes				
				x	s _x	CV	g	κ	l ₁	l ₂	t	t ₃	t ₄
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	14,352	51,648	28,533	8,159	0,286	0,754	0,705	28,533	4,565	0,160	0,147	0,101
Lamounier	40160000	2,057	5,197	3,065	1,057	0,345	1,193	0,673	3,065	0,600	0,196	0,363	0,121
Carmo da Mata	40180000	2,109	4,619	3,154	0,773	0,245	0,614	-0,432	3,154	0,454	0,144	0,168	0,094
Usina Camarão	40350000	2,982	8,367	4,739	1,570	0,331	0,926	0,318	4,739	0,891	0,188	0,239	0,064
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	11,108	40,458	21,532	7,231	0,336	1,134	1,032	21,532	3,916	0,182	0,241	0,218
Velho da Taipa	40330000	58,874	203,273	108,872	34,221	0,314	1,125	0,920	108,872	18,660	0,171	0,268	0,144
Porto Pará	40450001	76,849	292,363	150,279	51,357	0,342	1,125	0,780	150,279	27,954	0,186	0,280	0,147
São Brás do Suaçui Montante	40549998	4,640	12,571	7,926	1,921	0,242	0,662	0,062	7,926	1,083	0,137	0,158	0,122
Congonhas Linígrafo	40579995	6,751	15,659	10,307	2,106	0,204	0,428	-0,084	10,307	1,211	0,117	0,073	0,084
Usina João Ribeiro	40665000	2,285	7,378	4,344	1,238	0,285	0,250	-0,284	4,344	0,712	0,164	0,029	0,089
Entre Rios de Minas	40680000	4,253	19,828	10,212	3,602	0,353	1,175	1,877	10,212	1,934	0,189	0,182	0,232
Jeceaba	40700002	24,792	64,487	41,516	11,688	0,282	0,334	-0,323	41,516	6,875	0,166	0,061	0,106
Belo Vale	40710000	32,817	84,571	50,534	12,972	0,257	0,739	0,050	50,534	7,376	0,146	0,167	0,071
Alberto Flores	40740000	36,701	103,695	63,230	16,346	0,259	0,775	0,015	63,230	9,208	0,146	0,193	0,116
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	48,000	147,116	87,424	23,890	0,273	0,839	0,356	87,424	13,374	0,153	0,190	0,155
Fazenda Escola Florestal	40830000	0,827	1,524	1,164	0,267	0,230	-0,164	-1,908	1,164	0,156	0,134	-0,031	-0,166
Porto do Mesquita	40865001	69,528	247,922	139,429	45,775	0,328	1,072	0,496	139,429	24,951	0,179	0,266	0,167

Tabela P 4.2 – Valores máximos e mínimos, momentos convencionais e seus coeficientes, momentos-L e seus coeficientes para as amostras dos logaritmos naturais da variável AF nas estações fluviométricas da região homogênea definida.

Estação Fluviométrica	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Momentos convencionais e seus coeficientes					Momentos-L e seus coeficientes				
				x	s _x	CV	g	κ	l ₁	l ₂	t	t ₃	t ₄
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	2,664	3,944	3,313	0,282	0,085	0,003	-0,063	3,313	0,161	0,049	0,018	0,095
Lamounier	40160000	0,721	1,648	1,073	0,317	0,295	0,783	-0,455	1,073	0,187	0,174	0,243	0,047
Carmo da Mata	40180000	0,746	1,530	1,122	0,240	0,214	0,218	-0,760	1,122	0,143	0,128	0,063	0,080
Usina Camarão	40350000	1,093	2,124	1,508	0,315	0,209	0,433	-0,860	1,508	0,184	0,122	0,119	0,008
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	2,408	3,700	3,020	0,315	0,104	0,351	0,031	3,020	0,178	0,059	0,079	0,191
Velho da Taipa	40330000	4,075	5,315	4,647	0,292	0,063	0,502	-0,183	4,647	0,166	0,036	0,139	0,112
Porto Pará	40450001	4,342	5,678	4,962	0,317	0,064	0,492	-0,255	4,962	0,180	0,036	0,142	0,114
São Brás do Suaçui Montante	40549998	1,535	2,531	2,043	0,238	0,117	0,106	-0,236	2,043	0,136	0,067	0,047	0,116
Congonhas Linígrafo	40579995	1,910	2,751	2,313	0,204	0,088	-0,018	-0,555	2,313	0,118	0,051	-0,017	0,076
Usina João Ribeiro	40665000	0,826	1,999	1,427	0,298	0,209	-0,355	-0,573	1,427	0,171	0,120	-0,100	0,088
Entre Rios de Minas	40680000	1,448	2,987	2,268	0,339	0,150	0,020	0,624	2,268	0,190	0,084	-0,008	0,202
Jeceaba	40700002	3,211	4,166	3,688	0,289	0,078	-0,201	-0,737	3,688	0,171	0,046	-0,068	0,087
Belo Vale	40710000	3,491	4,438	3,892	0,248	0,064	0,286	-0,759	3,892	0,145	0,037	0,066	0,044
Alberto Flores	40740000	3,603	4,641	4,116	0,250	0,061	0,266	-0,412	4,116	0,144	0,035	0,082	0,101
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	3,871	4,991	4,437	0,264	0,060	0,207	-0,136	4,437	0,152	0,034	0,062	0,140
Fazenda Escola Florestal	40830000	-0,191	0,421	0,126	0,239	1,889	-0,287	-1,982	0,126	0,139	1,098	-0,088	-0,177
Porto do Mesquita	40865001	4,242	5,513	4,890	0,307	0,063	0,415	-0,059	4,890	0,174	0,036	0,123	0,143

Tabela P 4.3 – Valores máximos e mínimos, momentos convencionais e seus coeficientes, momentos-L e seus coeficientes para as amostras da variável X' nas estações fluviométricas da região homogênea definida.

Estação Fluviométrica	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Momentos convencionais e seus coeficientes					Momentos-L e seus coeficientes				
				x	s_x	CV	g	κ	l_1	l_2	t	t_3	t_4
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	0,182	17,889	1,000	0,969	0,969	5,319	50,324	1,000	0,386	0,386	0,454	0,295
Lamounier	40160000	0,154	12,182	1,000	1,038	1,038	4,304	26,379	1,000	0,402	0,402	0,519	0,359
Carmo da Mata	40180000	0,165	15,596	1,000	1,065	1,065	4,769	35,073	1,000	0,407	0,407	0,502	0,356
Usina Camarão	40350000	0,186	11,187	1,000	0,860	0,860	3,079	13,911	1,000	0,375	0,375	0,464	0,291
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	0,121	16,447	1,000	0,976	0,976	4,049	26,493	1,000	0,398	0,398	0,493	0,318
Velho da Taipa	40330000	0,198	12,791	1,000	0,855	0,855	3,305	16,734	1,000	0,370	0,370	0,469	0,281
Porto Pará	40450001	0,189	11,708	1,000	0,828	0,828	2,975	13,553	1,000	0,371	0,371	0,446	0,254
São Brás do Suaçui Montante	40549998	0,094	12,321	1,000	0,883	0,883	3,806	24,782	1,000	0,380	0,380	0,429	0,280
Congonhas Linógrafo	40579995	0,067	13,588	1,000	1,021	1,021	3,408	17,515	1,000	0,440	0,440	0,449	0,285
Usina João Ribeiro	40665000	0,187	13,262	1,000	0,852	0,852	3,855	26,858	1,000	0,375	0,375	0,409	0,232
Entre Rios de Minas	40680000	0,055	24,154	1,000	1,167	1,167	6,345	73,370	1,000	0,439	0,439	0,472	0,327
Jeceaba	40700002	0,175	8,793	1,000	0,792	0,792	2,802	11,203	1,000	0,360	0,360	0,421	0,251
Belo Vale	40710000	0,190	14,703	1,000	0,938	0,938	4,312	30,232	1,000	0,384	0,384	0,467	0,300
Alberto Flores	40740000	0,179	12,530	1,000	0,863	0,863	3,574	21,370	1,000	0,375	0,375	0,438	0,267
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	0,165	10,911	1,000	0,901	0,901	3,356	16,906	1,000	0,393	0,393	0,440	0,269
Fazenda Escola Florestal	40830000	0,163	11,748	1,000	0,890	0,890	3,822	23,639	1,000	0,380	0,380	0,429	0,281
Porto do Mesquita	40865001	0,151	9,869	1,000	0,910	0,910	2,846	11,182	1,000	0,409	0,409	0,439	0,258

Tabela P 4.4 – Valores máximos e mínimos, momentos convencionais e seus coeficientes, momentos-L e seus coeficientes para as amostras dos logaritmos naturais da variável X' nas estações fluviométricas da região homogênea definida.

Estação Fluviométrica	Código	Valor mínimo	Valor máximo	Momentos convencionais e seus coeficientes					Momentos-L e seus coeficientes				
				x	s_x	CV	g	κ	l_1	l_2	t	t_3	t_4
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	-1,701	2,884	-0,240	0,636	-2,646	0,763	0,776	-0,240	0,352	-1,462	0,140	0,127
Lamounier	40160000	-1,871	2,500	-0,261	0,642	-2,459	1,057	1,389	-0,261	0,346	-1,324	0,196	0,167
Carmo da Mata	40180000	-1,801	2,747	-0,269	0,655	-2,439	0,963	1,257	-0,269	0,357	-1,328	0,161	0,158
Usina Camarão	40350000	-1,680	2,415	-0,224	0,616	-2,744	0,858	0,561	-0,224	0,338	-1,505	0,177	0,141
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	-2,112	2,800	-0,254	0,647	-2,542	0,908	0,870	-0,254	0,352	-1,385	0,185	0,147
Velho da Taipa	40330000	-1,621	2,549	-0,217	0,602	-2,777	0,935	0,594	-0,217	0,329	-1,519	0,199	0,125
Porto Pará	40450001	-1,665	2,460	-0,218	0,611	-2,811	0,810	0,259	-0,218	0,338	-1,554	0,179	0,110
São Brás do Suaçui Montante	40549998	-2,369	2,511	-0,234	0,641	-2,740	0,589	0,520	-0,234	0,356	-1,521	0,113	0,135
Congonhas Linígrafo	40579995	-2,706	2,609	-0,323	0,763	-2,366	0,438	0,129	-0,323	0,427	-1,325	0,086	0,128
Usina João Ribeiro	40665000	-1,677	2,585	-0,225	0,630	-2,804	0,632	0,100	-0,225	0,353	-1,573	0,127	0,083
Entre Rios de Minas	40680000	-2,903	3,184	-0,321	0,744	-2,316	0,515	0,708	-0,321	0,413	-1,285	0,089	0,143
Jeceaba	40700002	-1,742	2,174	-0,206	0,602	-2,917	0,697	0,242	-0,206	0,335	-1,622	0,146	0,116
Belo Vale	40710000	-1,659	2,688	-0,236	0,626	-2,654	0,876	0,780	-0,236	0,345	-1,460	0,165	0,126
Alberto Flores	40740000	-1,721	2,528	-0,225	0,622	-2,768	0,749	0,376	-0,225	0,346	-1,538	0,149	0,112
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	-1,802	2,390	-0,248	0,656	-2,648	0,682	0,261	-0,248	0,366	-1,476	0,135	0,112
Fazenda Escola Florestal	40830000	-1,812	2,464	-0,234	0,638	-2,731	0,638	0,459	-0,234	0,355	-1,520	0,114	0,129
Porto do Mesquita	40865001	-1,889	2,289	-0,269	0,689	-2,562	0,622	0,008	-0,269	0,386	-1,434	0,131	0,106

APÊNDICE 5

APÊNDICE 5 – PARÂMETROS DAS DISTRIBUIÇÕES DE PROBABILIDADES AVALIADAS NO GRUPO DE ONZE ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

Tabela P 5.1 – Parâmetros das distribuições de probabilidades avaliadas no grupo de onze estações fluviométricas, estimados pelo método dos momentos (MOM).

Estação Fluviométrica	Código	Gama		Log-normal de 2p		Generalizada de Pareto			Log-normal de 3p		
		Escala	Forma	Escala	Posição	Forma	Escala	Posição	Escala	Posição	Forma
		α	β	σ	μ	κ	α	ξ	σ	μ	ξ
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	2,333	12,231	0,280	3,311	-0,219	0,568	0,273	0,837	-0,552	0,166
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	2,428	8,867	0,327	3,020	-0,178	0,644	0,217	0,745	-0,430	0,101
Velho da Taipa	40330000	10,756	10,122	0,307	4,648	-0,138	0,627	0,272	0,769	-0,527	0,177
Porto Pará	40450001	17,551	8,562	0,332	4,962	-0,114	0,645	0,272	0,773	-0,507	0,165
São Brás do Suaçui Montante	40549998	0,465	17,030	0,239	2,042	-0,166	0,601	0,278	0,695	-0,326	0,057
Congonhas Linígrafo	40579995	0,430	23,946	0,202	2,312	-0,145	0,737	0,139	0,811	-0,392	0,037
Entre Rios de Minas	40680000	1,270	8,038	0,342	2,266	-0,239	0,641	0,157	0,795	-0,393	0,038
Belo Vale	40710000	3,330	15,176	0,253	3,892	-0,188	0,601	0,259	0,809	-0,550	0,171
Alberto Flores	40740000	4,226	14,963	0,254	4,116	-0,154	0,607	0,282	0,778	-0,495	0,153
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	6,529	13,391	0,268	4,436	-0,141	0,656	0,237	0,807	-0,494	0,135
Porto do Mesquita	40865001	15,028	9,278	0,320	4,890	-0,103	0,727	0,189	0,830	-0,490	0,118

Tabela P 5.2 – Parâmetros das distribuições de probabilidades avaliadas no grupo de onze estações fluviométricas, estimados pelo método dos momentos-L (MML).

Estação Fluviométrica	Código	Gama		Log-normal de 2p		Generalizada de Pareto			Log-normal de 3p		
		Escala	Forma	Escala	Posição	Forma	Escala	Posição	Escala	Posição	Forma
		α	β	σ	μ	κ	α	ξ	σ	μ	ξ
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante	40130001 e 40130002	2,342	12,182	0,286	3,311	-0,249	0,507	0,325	0,980	-0,763	0,246
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante	40300000 e 40300001	2,298	9,369	0,325	3,020	-0,321	0,454	0,332	1,075	-0,907	0,281
Velho da Taipa	40330000	10,288	10,583	0,306	4,648	-0,277	0,460	0,363	1,016	-0,872	0,299
Porto Pará	40450001	16,798	8,946	0,333	4,962	-0,234	0,501	0,345	0,960	-0,766	0,263
São Brás do Suaçui Montante	40549998	0,472	16,786	0,243	2,042	-0,202	0,546	0,317	0,921	-0,668	0,216
Congonhas Linígrafo	40579995	0,452	22,823	0,209	2,312	-0,240	0,590	0,225	0,968	-0,607	0,130
Entre Rios de Minas	40680000	1,185	8,620	0,339	2,266	-0,283	0,540	0,247	1,024	-0,715	0,174
Belo Vale	40710000	3,441	14,687	0,260	3,892	-0,273	0,482	0,337	1,010	-0,823	0,269
Alberto Flores	40740000	4,285	14,757	0,260	4,116	-0,217	0,524	0,331	0,940	-0,716	0,240
Ponte Nova do Paraopeba	40800000 e 40800001	6,549	13,350	0,273	4,436	-0,222	0,544	0,301	0,946	-0,681	0,208
Porto do Mesquita	40865001	14,394	9,687	0,320	4,890	-0,221	0,567	0,273	0,944	-0,639	0,175

APÊNDICE 6

APÊNDICE 6 – MODELOS REGIONAIS DE JACK-KNIFE

Tabela P 6.1 – Modelos regionais de *jack-knife* elaborados para as onze estações fluviométricas submetidas à validação cruzada, e seus índices de avaliação da regressão: primeira parte.

Estação Fluviométrica Retirada	Tipo de Modelo	Equação	R ²	R ² ajustado	Erro-padrão	σ_y	F _{total}
Ponte do Vilela e Ponte do Vilela Jusante - 40130001 e 40130002	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998193	0,997676	0,055282	1,146831	1933,137
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,874768	0,812151	0,019035	0,043918	13,970
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,878332	0,817497	0,042893	0,100403	14,438
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,929188	0,872538	0,017358	0,048618	16,402
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,965157	0,937283	0,013646	0,054489	34,625
Jaguaruna e Jaguaruna Jusante - 40300000 e 40300001	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998974	0,998681	0,041125	1,132427	3408,582
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,910560	0,865841	0,015311	0,041802	20,361
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,824204	0,736306	0,042325	0,082424	9,377
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,859940	0,747891	0,017910	0,035669	7,675
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,929103	0,872385	0,018447	0,051639	16,381
Velho da Taipa - 40330000	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,997988	0,997413	0,055719	1,095468	1735,902
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,880408	0,820611	0,018377	0,043388	14,723
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,850757	0,776136	0,042486	0,089795	11,401
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,915968	0,848742	0,018280	0,047002	13,625
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,918390	0,853102	0,018695	0,048778	14,067
Porto Pará - 40450001	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998124	0,997588	0,051726	1,053269	1862,327
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,860900	0,791350	0,018664	0,040861	12,378
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,894514	0,841772	0,039896	0,100297	16,960
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,933943	0,881097	0,016592	0,048116	17,673
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,932096	0,877773	0,018683	0,053440	17,158
São Brás do Suaçui - 40549998	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,997602	0,996917	0,056090	1,010123	1455,929
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,942934	0,914402	0,012066	0,041240	33,047
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,899453	0,849179	0,037792	0,097313	17,891
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,934780	0,882604	0,015046	0,043914	17,916
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,936640	0,885952	0,018488	0,054746	18,479
Congonhas Linígrafo - 40579995	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,997804	0,997176	0,056138	1,056466	1590,239
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,794930	0,692395	0,019135	0,034501	7,753
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,873503	0,810255	0,038784	0,089037	13,811
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,931695	0,877051	0,016976	0,048413	17,050
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,895859	0,812546	0,018608	0,042979	10,753

Tabela P 6.2 – Modelos regionais de *jack-knife* elaborados para as onze estações fluviométricas submetidas à validação cruzada, e seus índices de avaliação da regressão: segunda parte.

Estação Fluviométrica Retirada	Tipo de Modelo	Equação	R ²	R ² ajustado	Erro-padrão	σ_Y	F _{total}
Entre Rios de Minas - 40680000	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998405	0,997949	0,047516	1,049317	2191,049
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,902806	0,854209	0,015251	0,039941	18,577
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,973173	0,959760	0,020113	0,100264	72,553
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,945338	0,901609	0,014466	0,046118	21,618
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,959201	0,926561	0,013975	0,051570	29,388
Belo Vale - 40710000	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998269	0,997775	0,054170	1,148394	2018,937
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,880039	0,820058	0,018212	0,042932	14,672
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,933342	0,900013	0,030521	0,096524	28,004
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,933154	0,879678	0,016475	0,047495	17,450
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,938697	0,889654	0,017580	0,052922	19,140
Alberto Flores - 40740000	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998106	0,997565	0,056220	1,139381	1844,766
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,875099	0,812648	0,018563	0,042885	14,013
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,878019	0,817028	0,042894	0,100278	14,396
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,929708	0,873475	0,016551	0,046530	16,533
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,959927	0,927869	0,014693	0,054709	29,943
Ponte Nova do Paraopeba - 40800000 e 40800001	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998272	0,997778	0,052643	1,116861	2021,998
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,871329	0,806993	0,019177	0,043652	13,544
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,875984	0,813975	0,042442	0,098403	14,127
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,930872	0,875570	0,016606	0,047077	16,832
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,939688	0,891438	0,017948	0,054472	19,476
Porto do Mesquita - 40865001	μ_{LN2}	$\mu_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(k_c)$	0,998375	0,997911	0,048634	1,064060	2150,628
	σ_{LN2}	$\sigma_{LN2} = \beta_0 + \beta_1 \cdot \ln(A) + \beta_2 \cdot \ln(S_{eq}) + \beta_3 \cdot \ln(\Delta H)$	0,876376	0,814564	0,018240	0,042357	14,178
	μ_{LN3}	$\mu_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot C_{esc} + \beta_3 \cdot H_{mín}$	0,863913	0,795869	0,042484	0,094031	12,696
	σ_{LN3}	$\sigma_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot H_{mín}$	0,938604	0,889487	0,015609	0,046954	19,110
	ξ_{LN3}	$\xi_{LN3} = \beta_0 + \beta_1 \cdot L + \beta_2 \cdot S_{eq} + \beta_3 \cdot C_{esc} + \beta_4 \cdot \Delta H$	0,969592	0,945266	0,012114	0,051778	39,858

APÊNDICE 7

APÊNDICE 7 – ANÁLISE DE DESEMPENHO DOS MODELOS REGIONAIS DE CURVAS DE PERMANÊNCIA DE LONGO TERMO

P 7.1 – Gráficos de ajuste das FDCs sintéticas às FDCs empíricas nas estações fluviométricas que serviram à elaboração dos modelos regionais

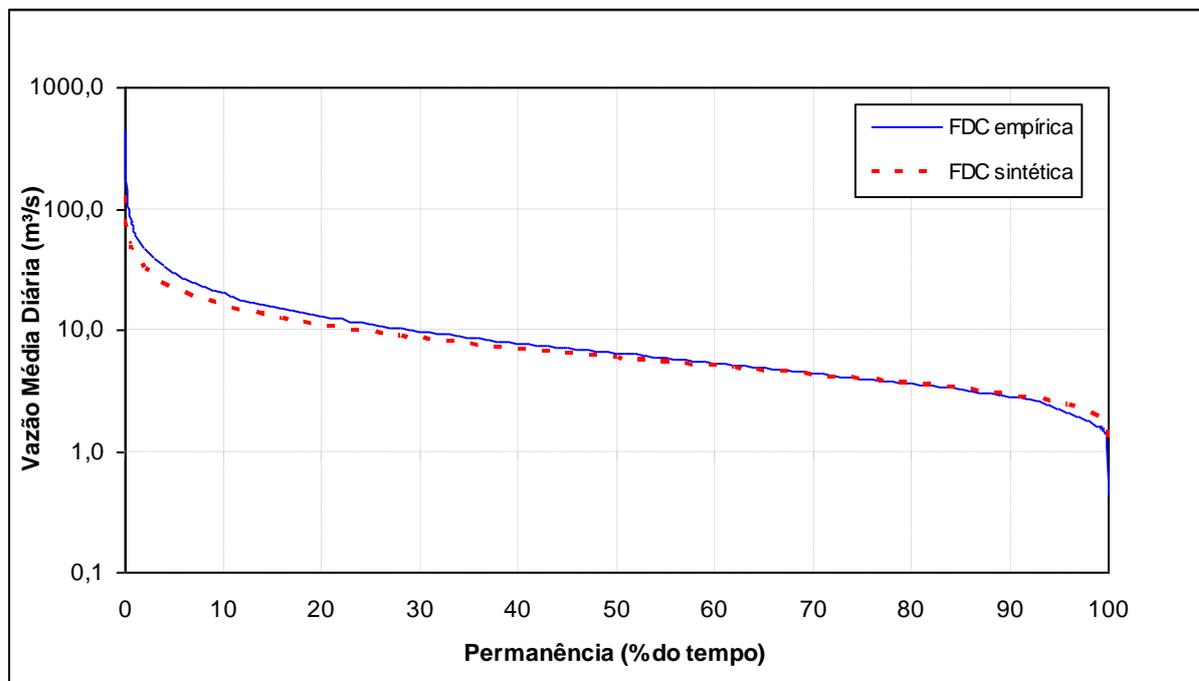


Figura P 7.1 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000.

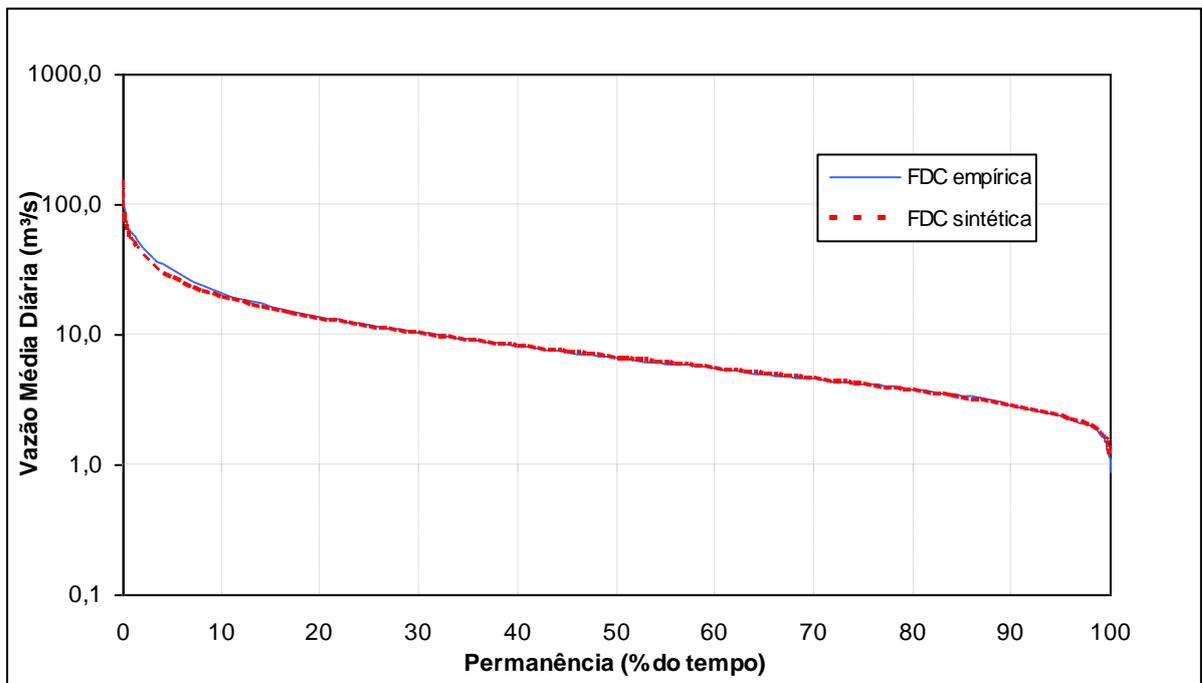


Figura P 7.2 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995.

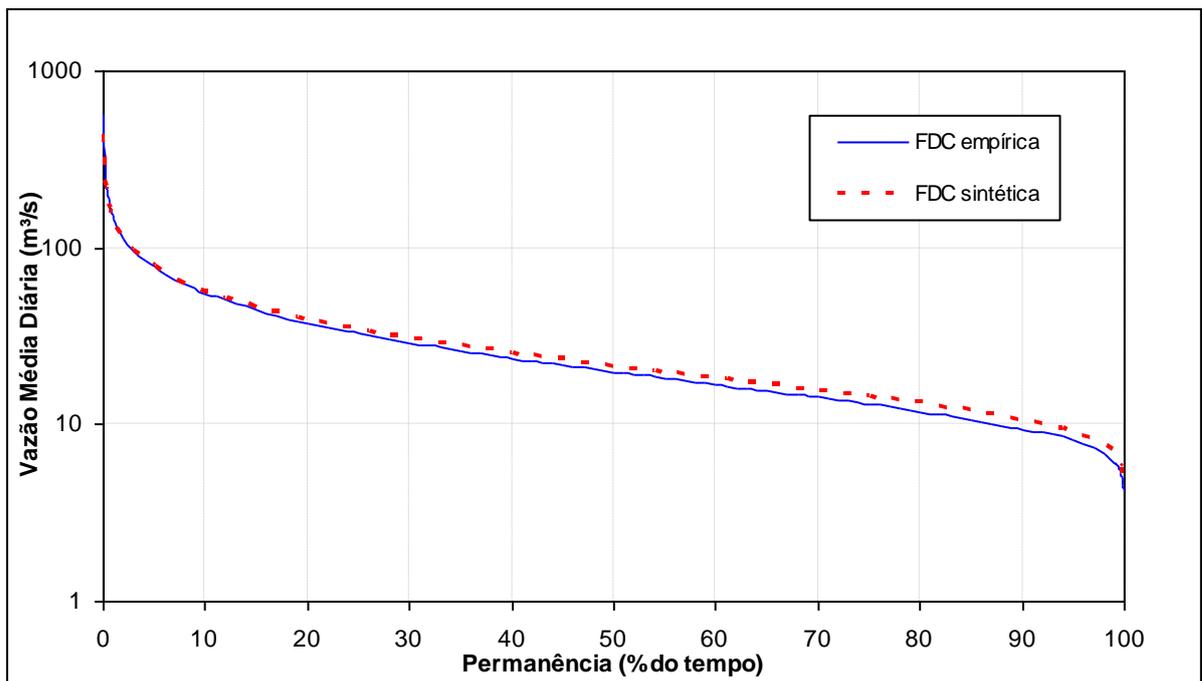


Figura P 7.3 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Pará em Ponte do Vilela – 40130001-2.

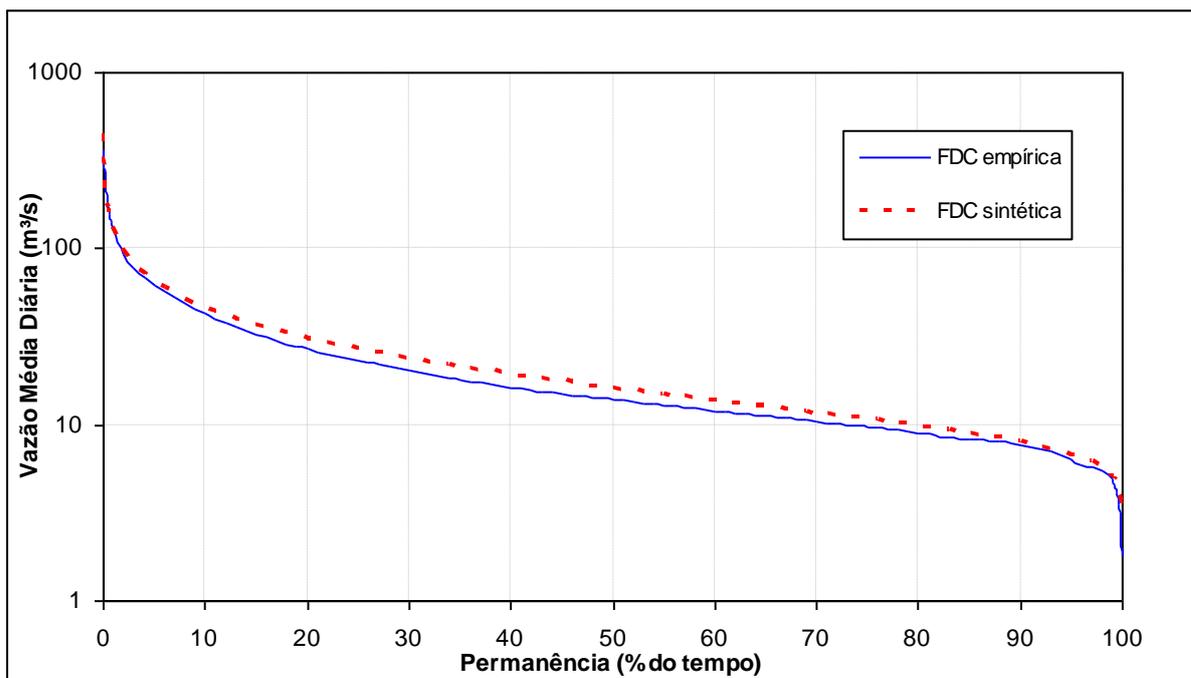


Figura P 7.4 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio São João em Jaguaruna – 40300000-1.

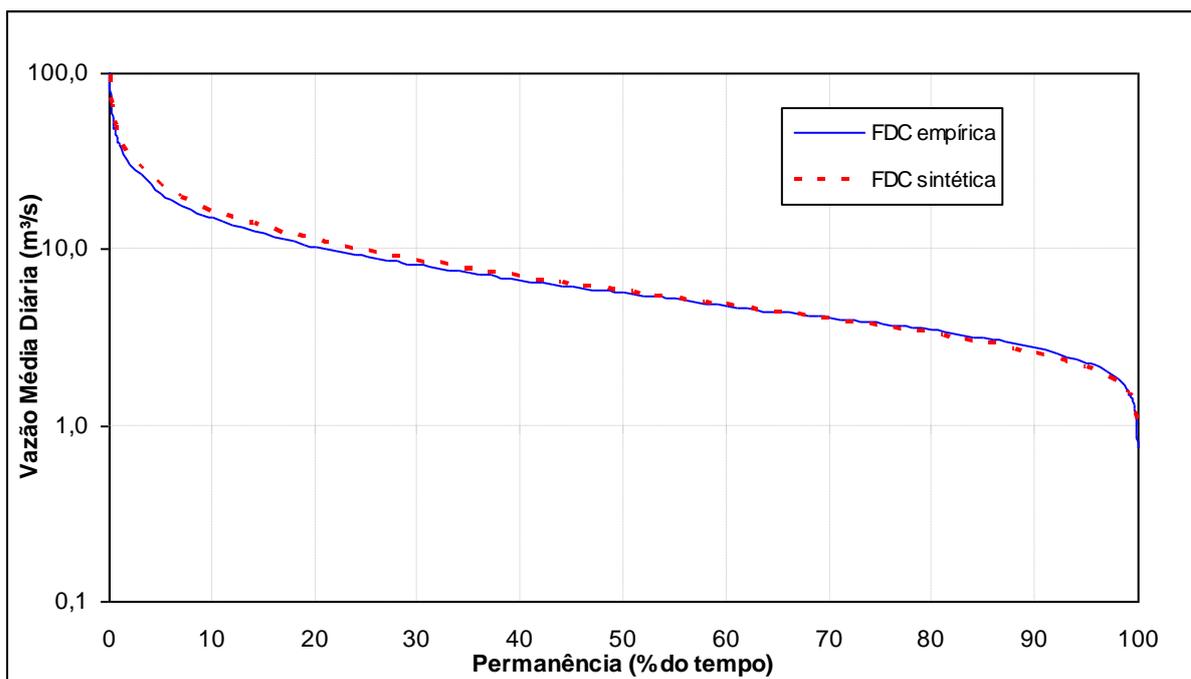


Figura P 7.5 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante – 40549998.

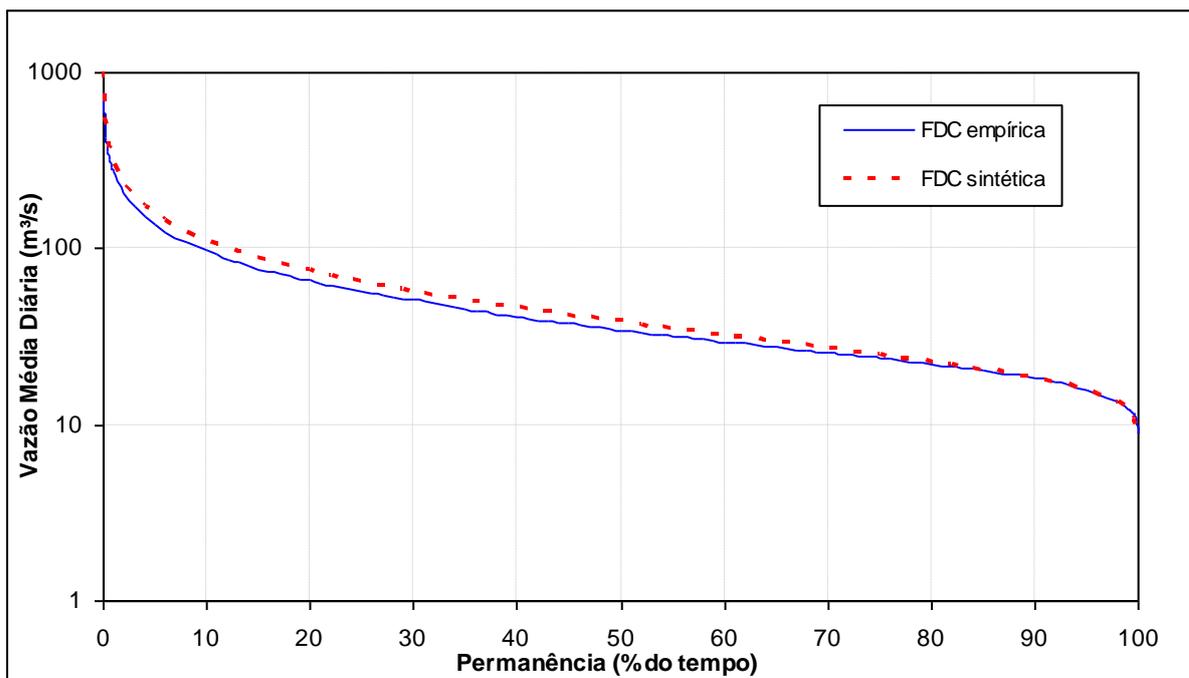


Figura P 7.6 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Paraopeba em Belo Vale – 40710000.

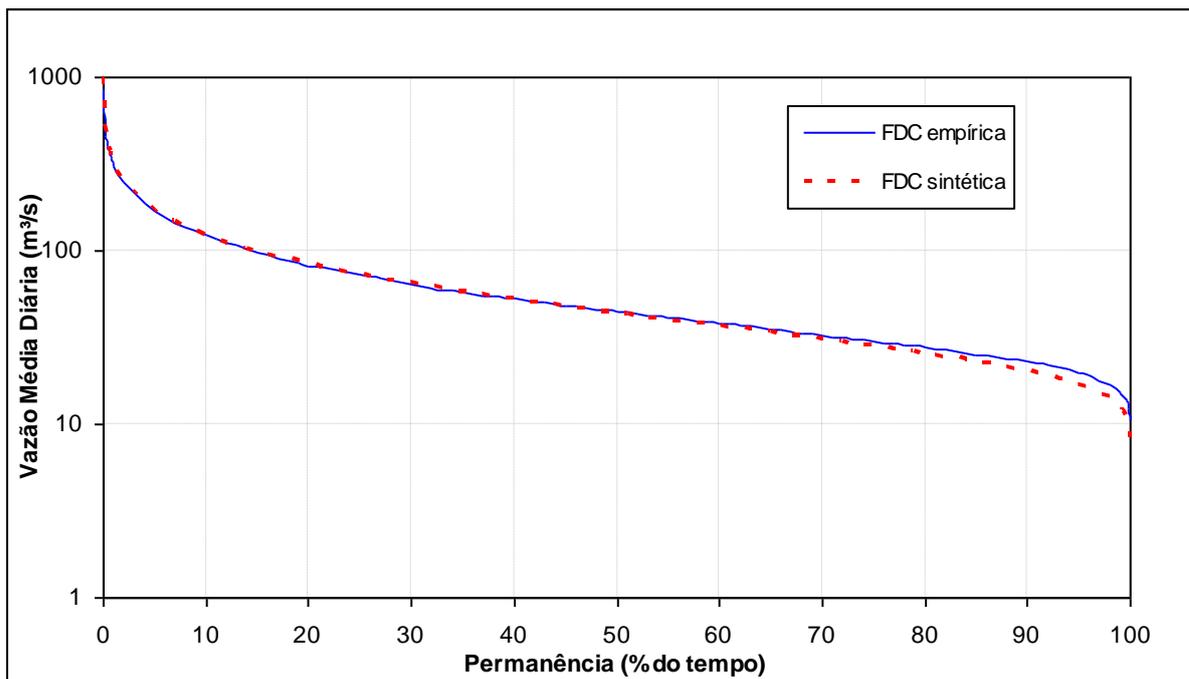


Figura P 7.7 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Paraopeba em Alberto Flores – 40740000.

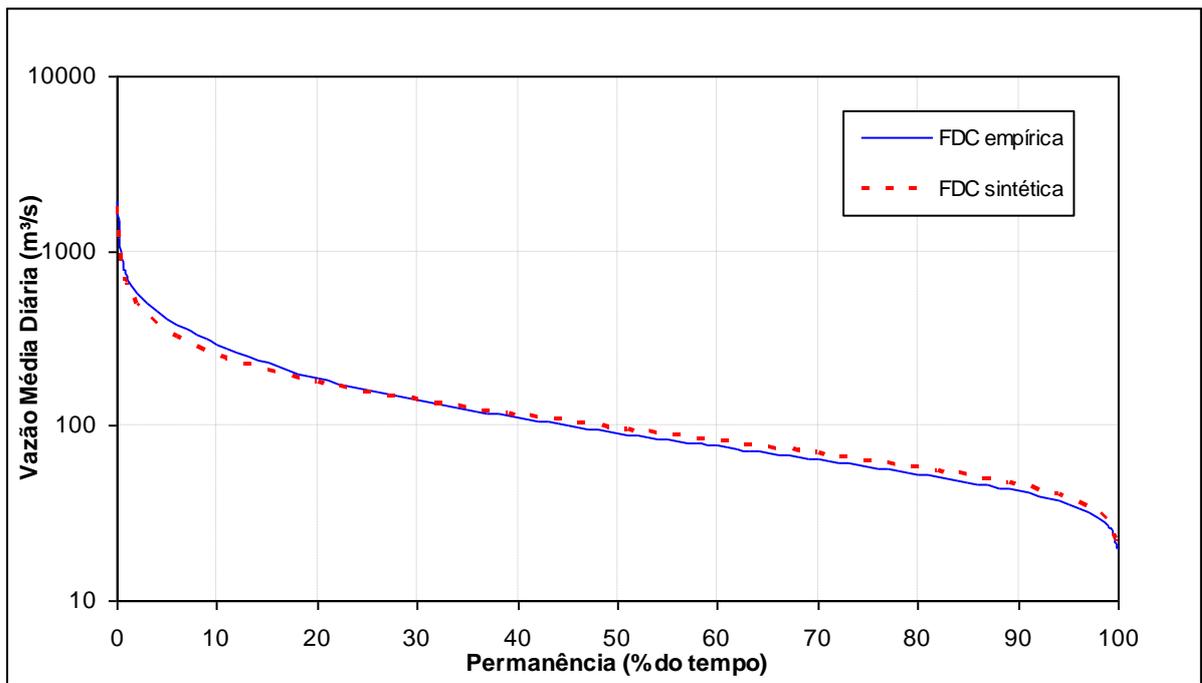


Figura P 7.8 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Paraopeba em Porto do Mesquita – 40865001.

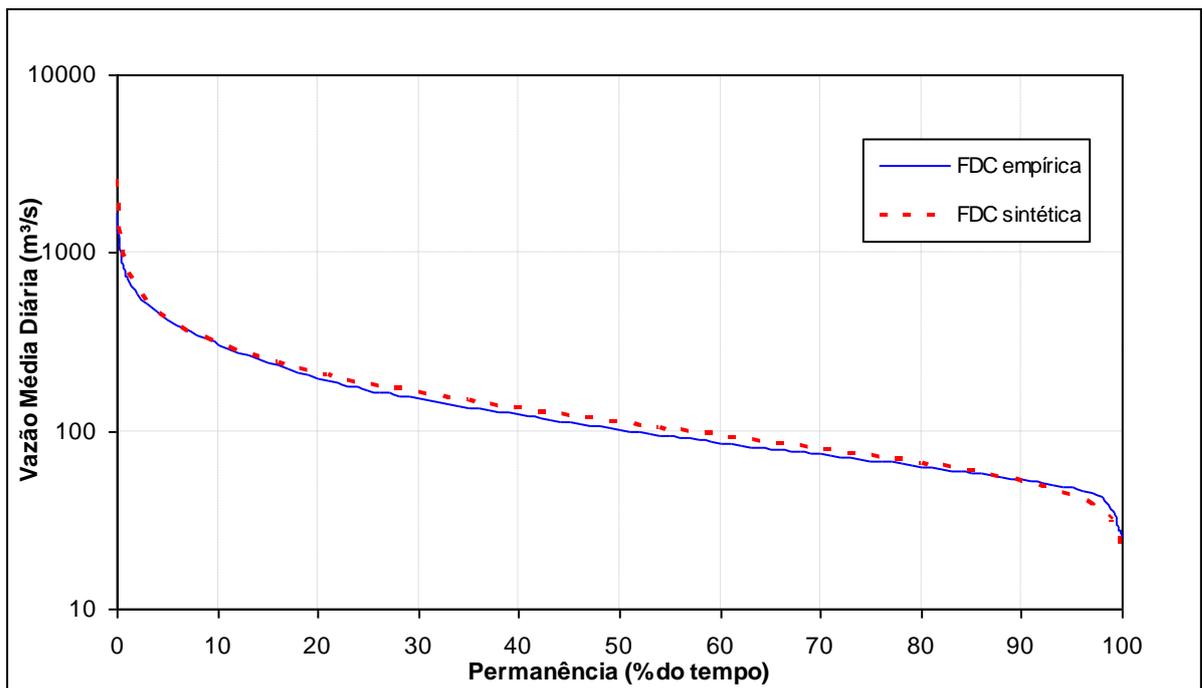


Figura P 7.9 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais de *jack-knife*) e a FDC empírica no rio Pará em Porto Pará – 40450001.

P 7.2 – Gráficos de ajuste das FDCs sintéticas às FDCs empíricas nas estações fluviométricas que não foram usadas na elaboração dos modelos regionais

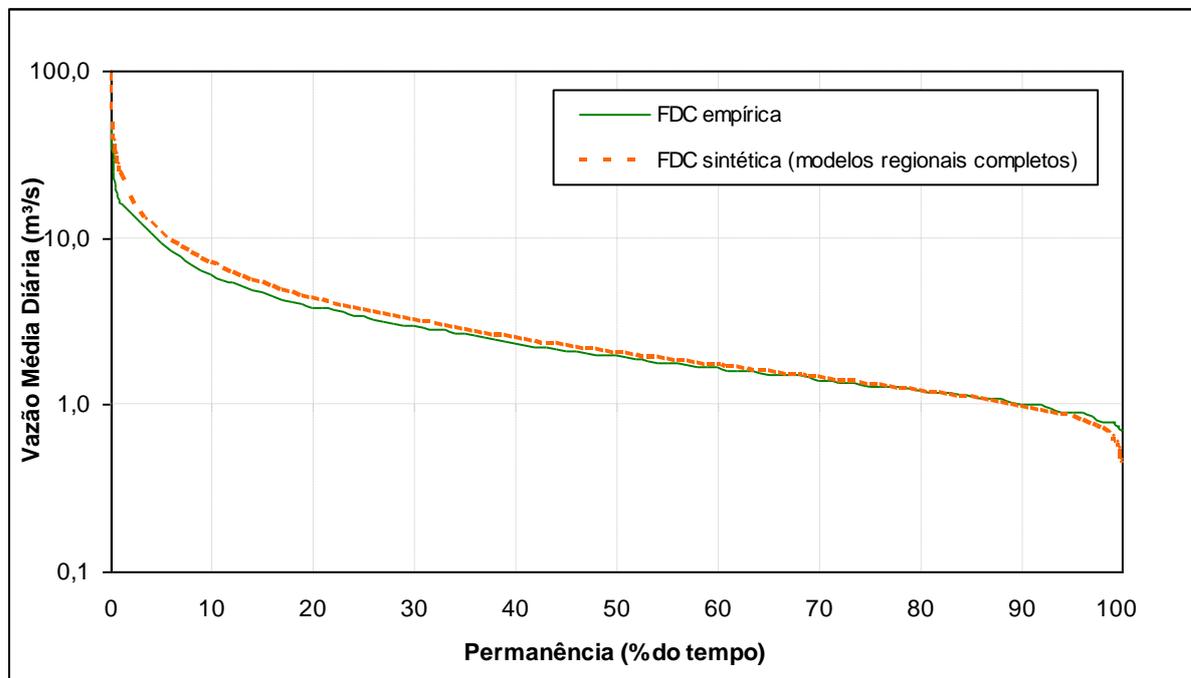


Figura P 7.10 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no rio Itapecerica em Lamounier – 40160000.

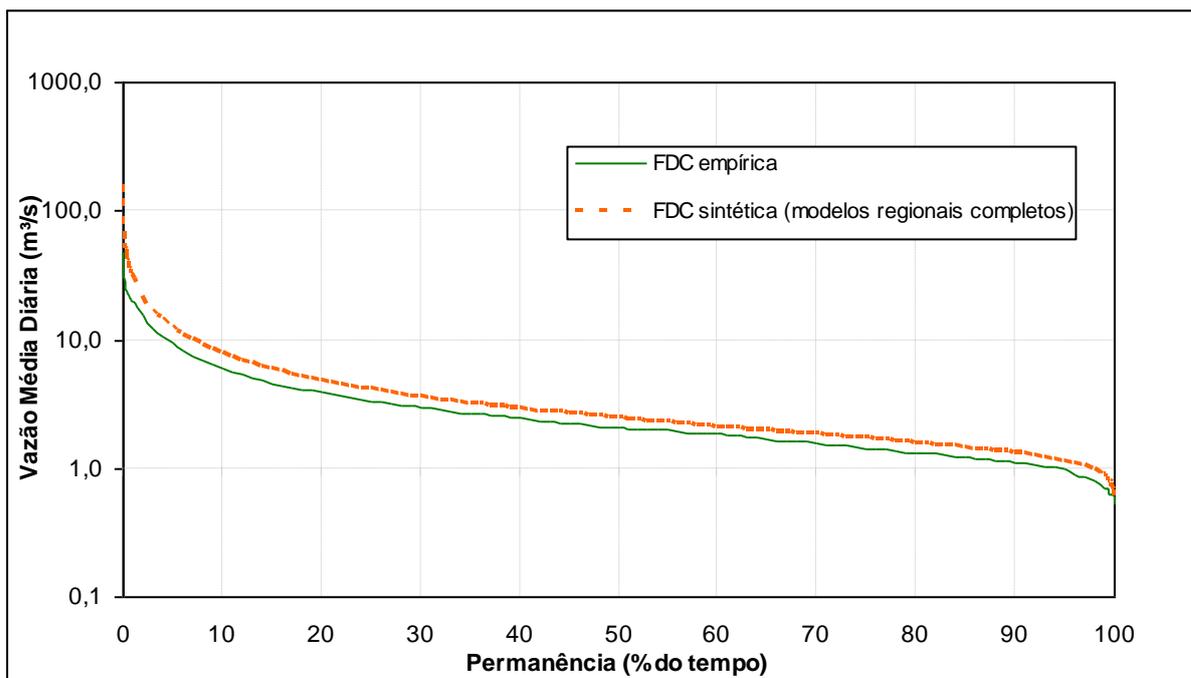


Figura P 7.11 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no ribeirão Boa Vista em Carmo da Mata – 40180000.

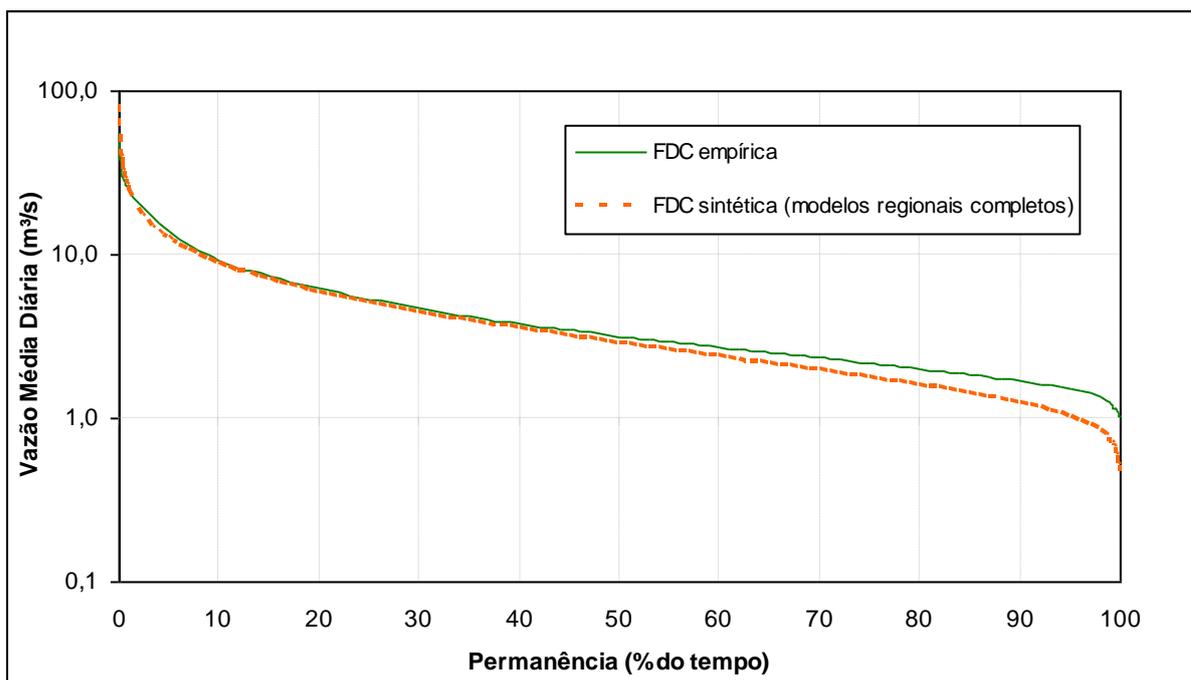


Figura P 7.12 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no rio Lambari em Usina Camarão – 40350000.

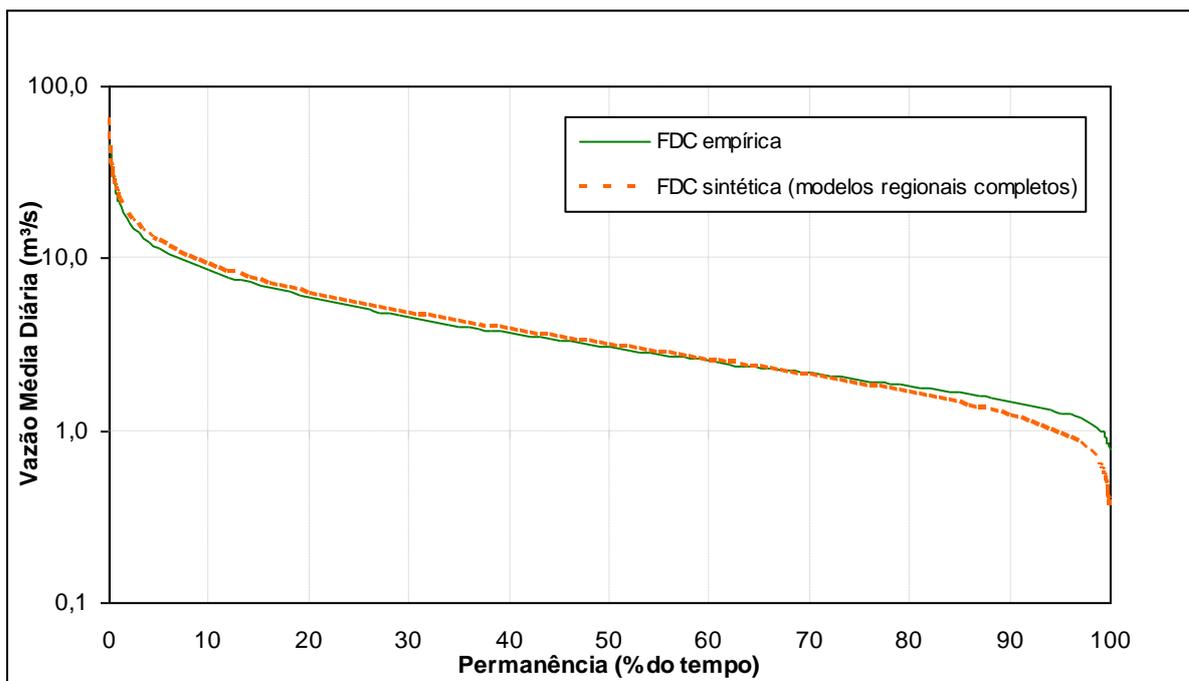


Figura P 7.13 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no rio Camapuã em Usina João Ribeiro – 40665000.

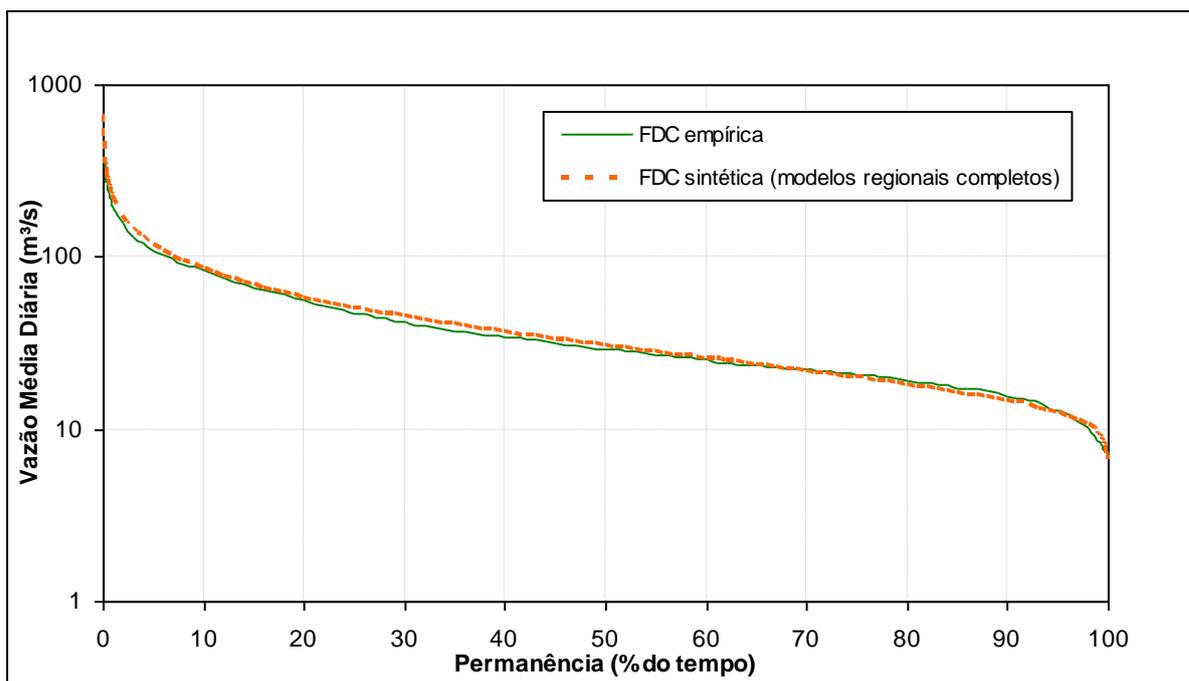


Figura P 7.14 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba – 40700002.

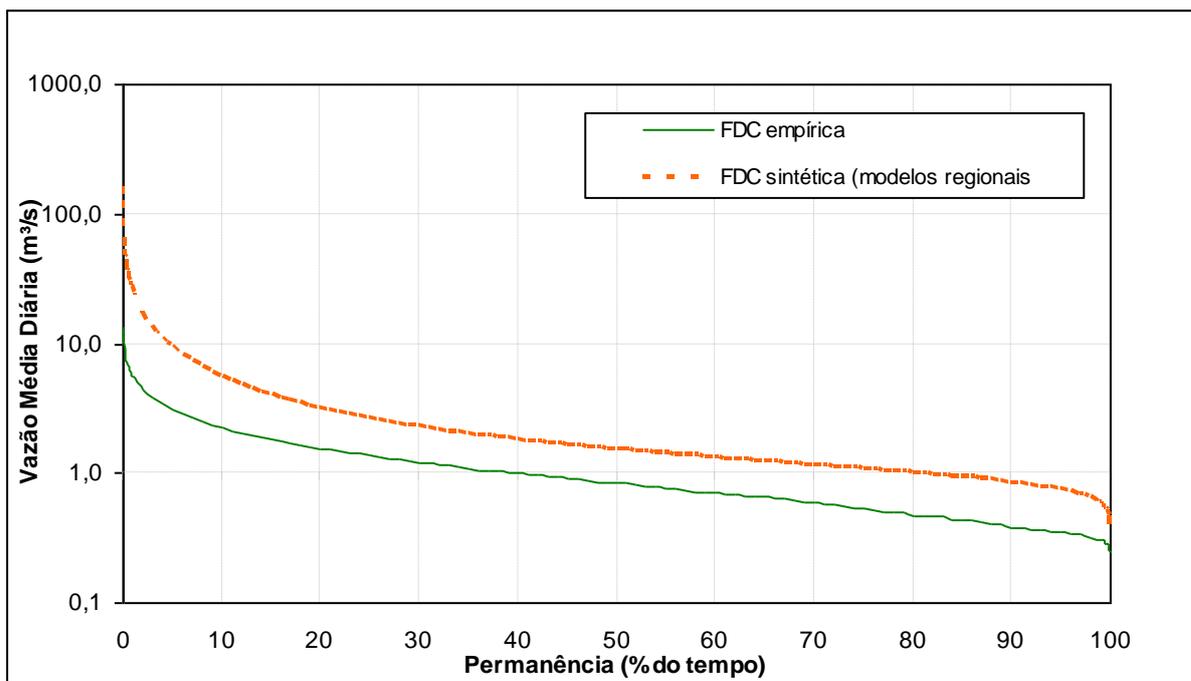


Figura P 7.15 – Comparação entre a FDC sintética (modelos regionais completos) e a FDC empírica no ribeirão Florestal em Fazenda Escola Florestal – 40830000.

APÊNDICE 8

APÊNDICE 8 – RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO DO MODELO RIO GRANDE A PARTIR DE CURVAS DE PERMANÊNCIA SINTÉTICAS

P 8.1 – Gráficos de ajuste das FDCs calibradas às FDCs sintéticas e às FDCs empíricas no grupo de 11 estações fluviométricas

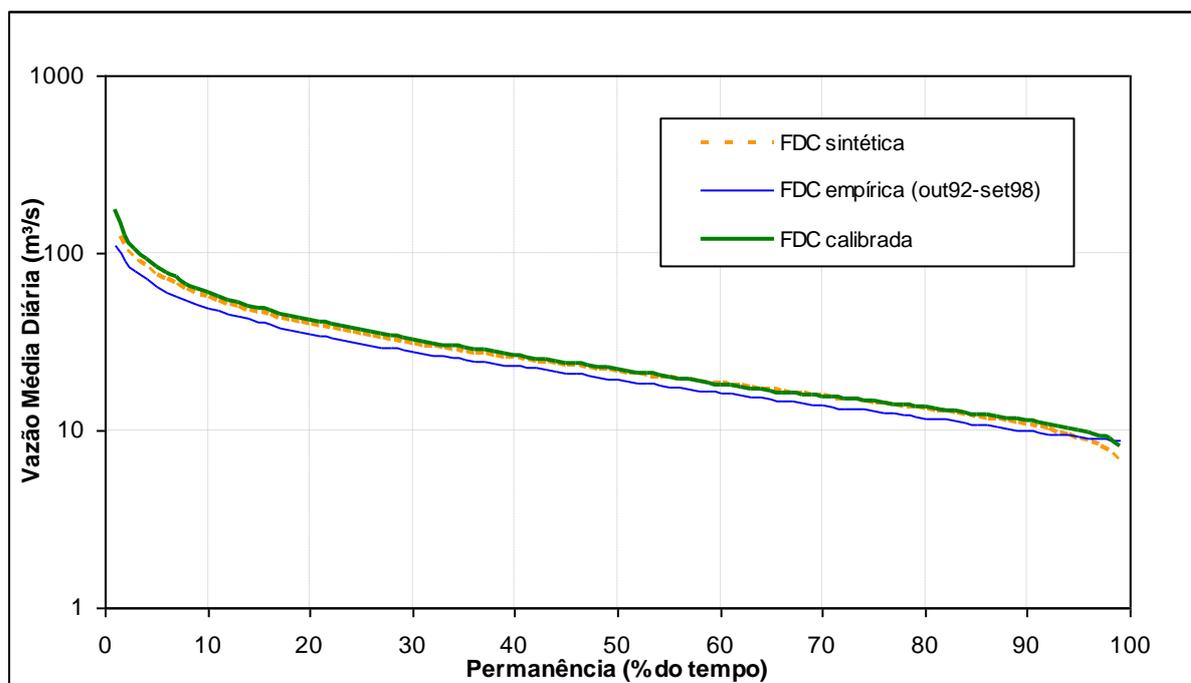


Figura P 8.1 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Pará em Ponte do Vilela – 40130001-2.

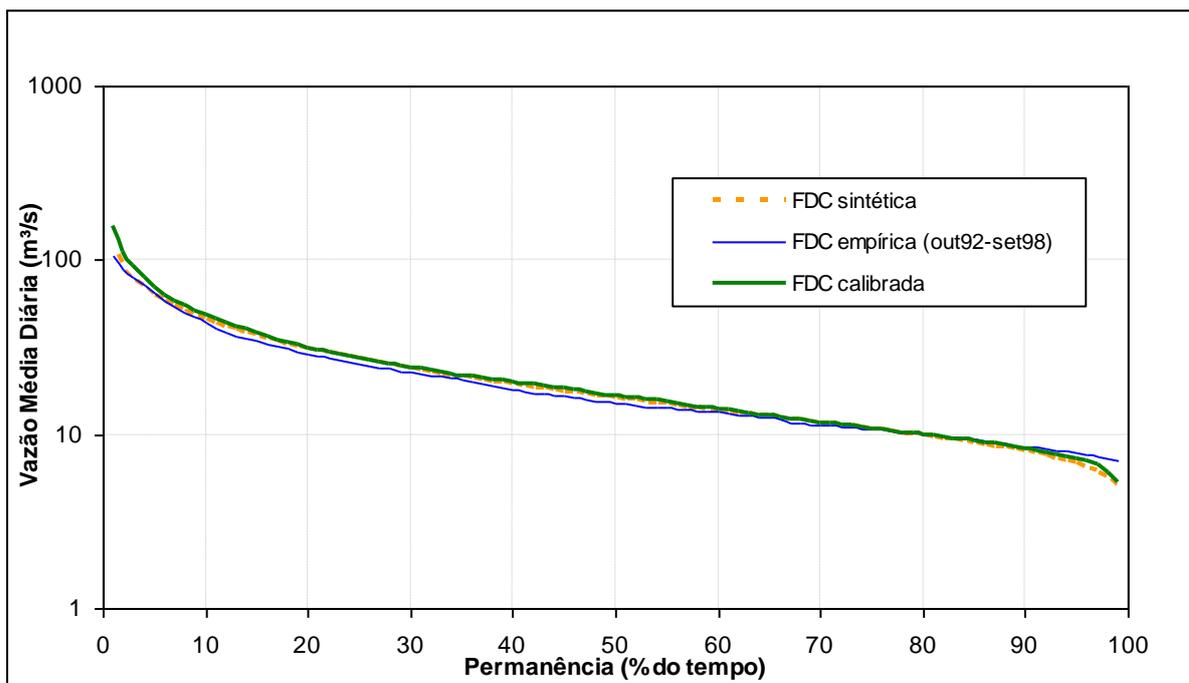


Figura P 8.2 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio São João em Jaguaruna – 40300000-1.

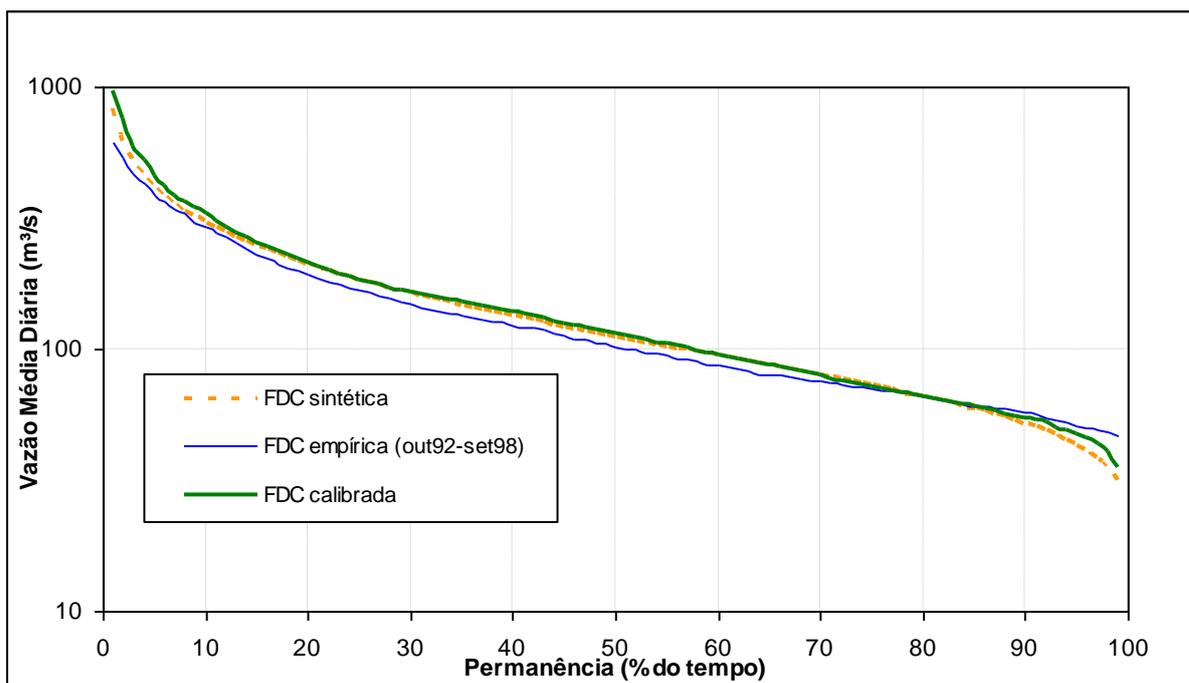


Figura P 8.3 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, no rio Pará em Porto Pará – 40450001.

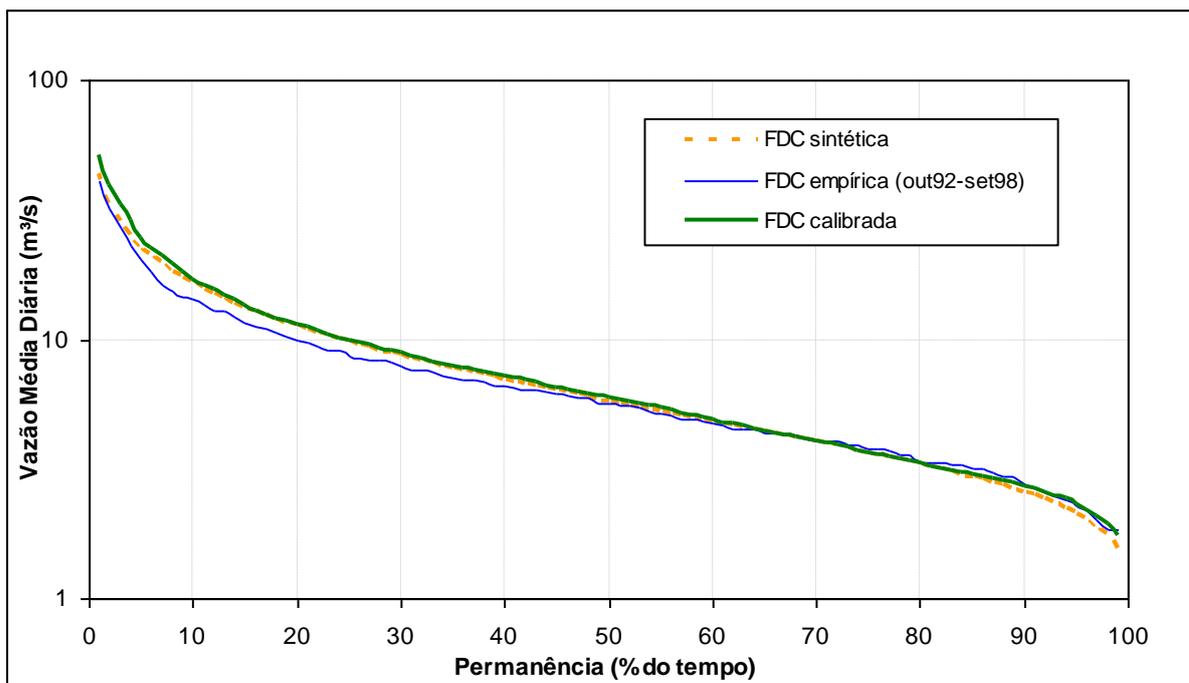


Figura P 8.4 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante – 40549998.

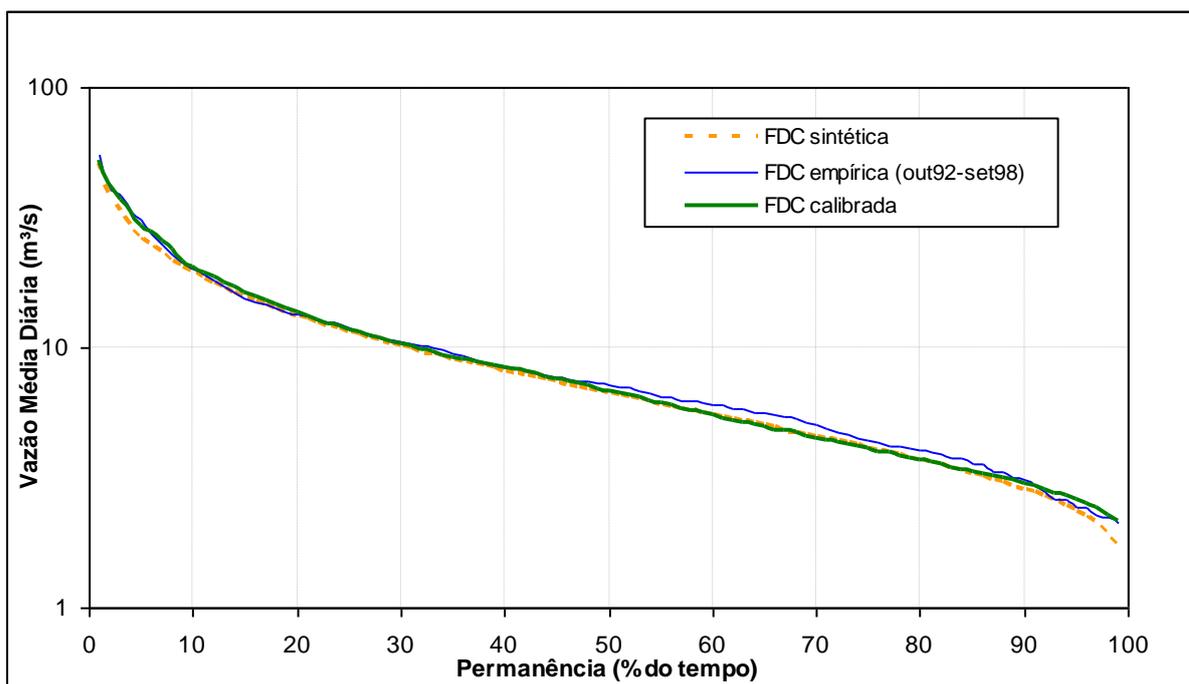


Figura P 8.5 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995.

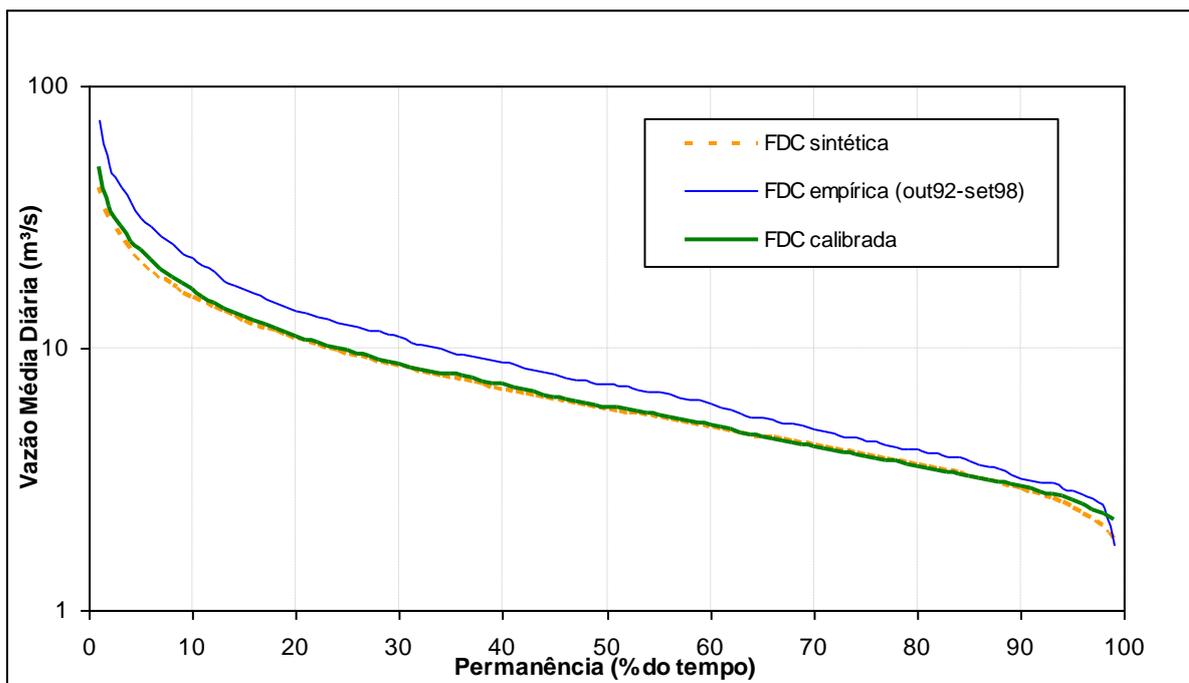


Figura P 8.6 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000.

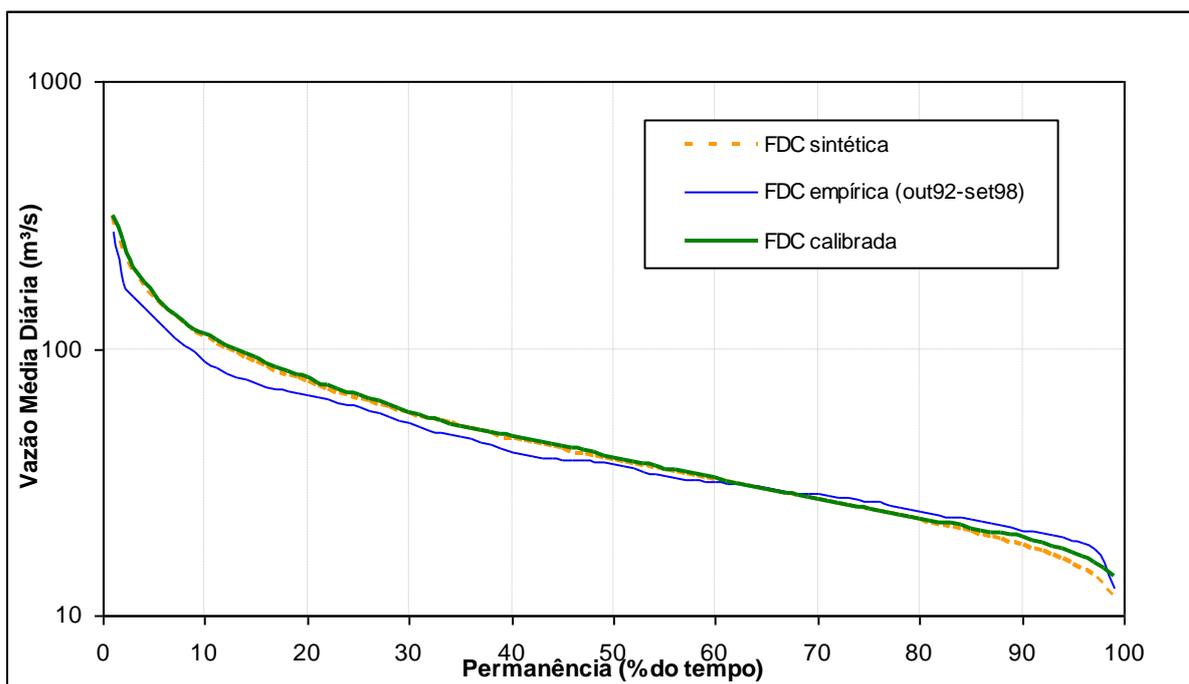


Figura P 8.7 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Paraopeba em Belo Vale – 40710000.

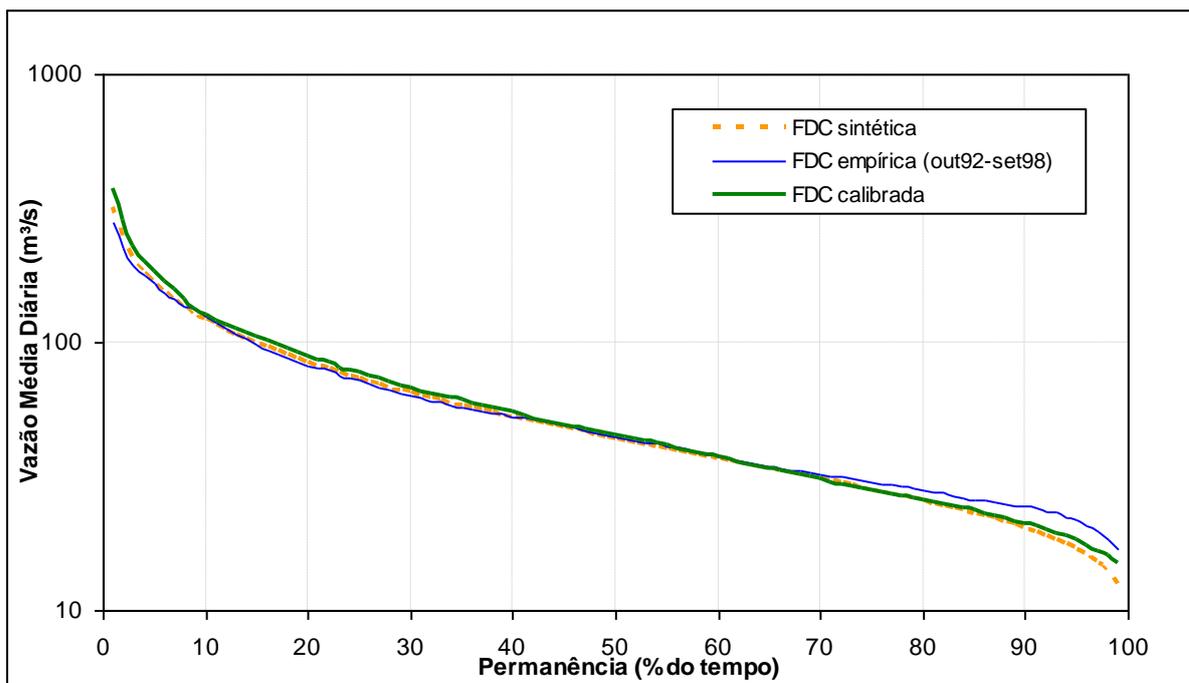


Figura P 8.8 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Paraopeba em Alberto Flores – 40740000.

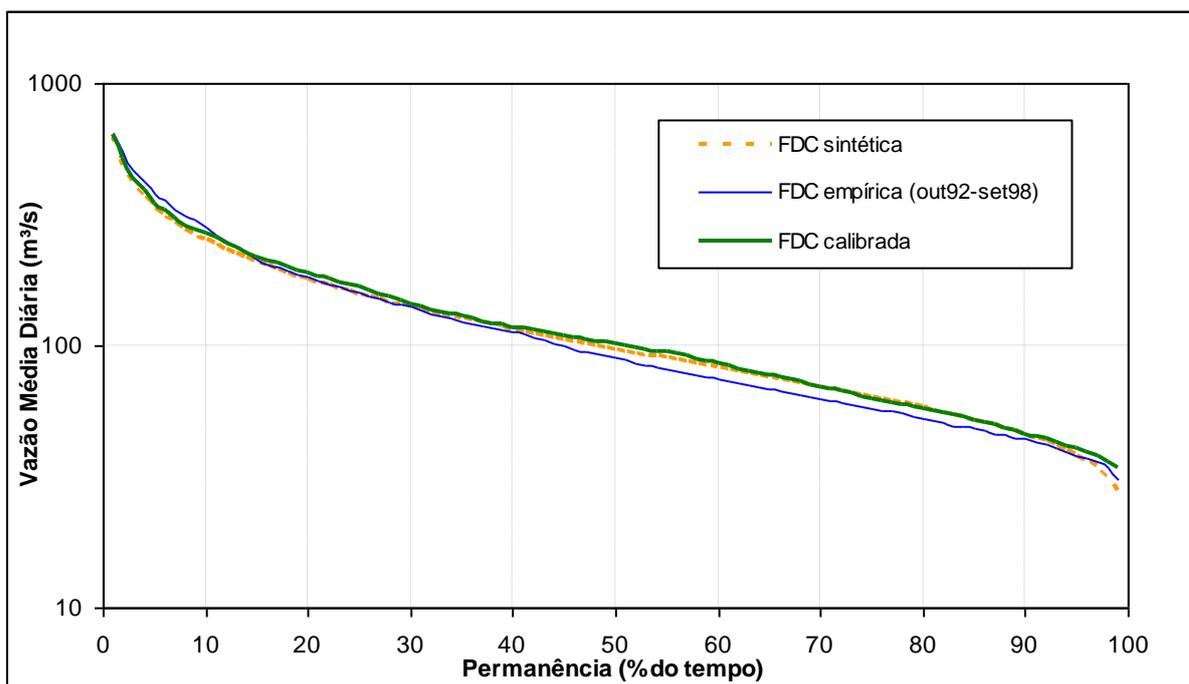


Figura P 8.9 – Ajuste da FDC calibrada em relação à FDC sintética usada na calibração e à FDC empírica, rio Paraopeba em Porto do Mesquita – 40865001.

P 8.2 – Gráficos dos hidrogramas observados versus hidrogramas calibrados

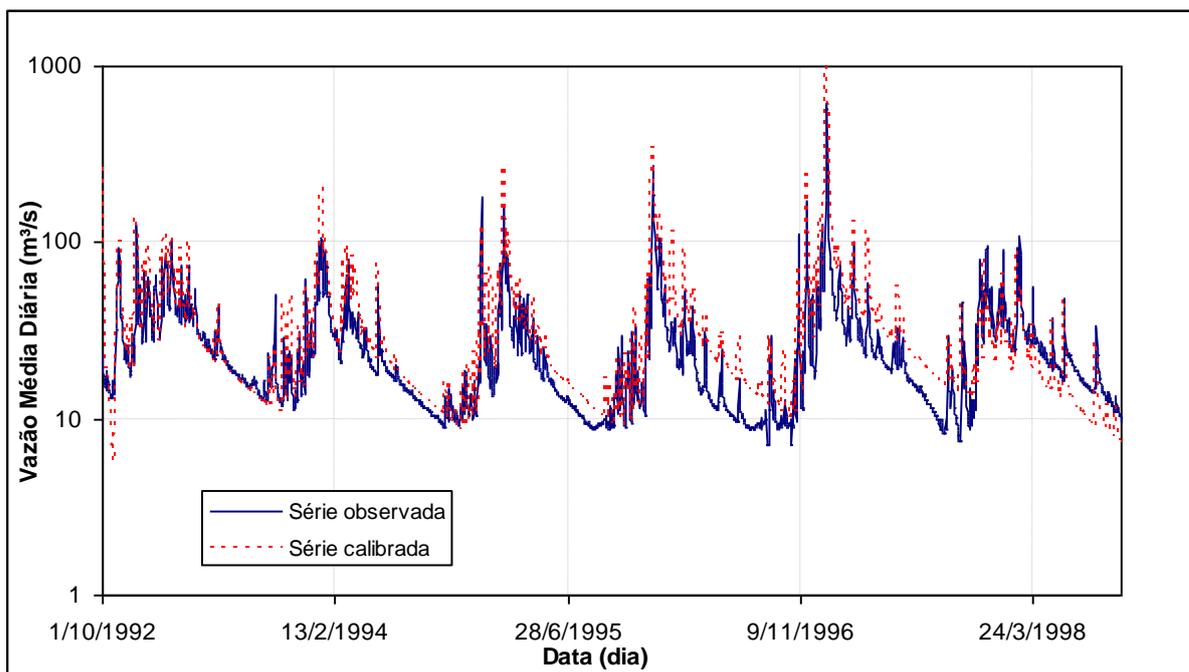


Figura P 8.10 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Pará em Ponte do Vilela – 40130001-2.

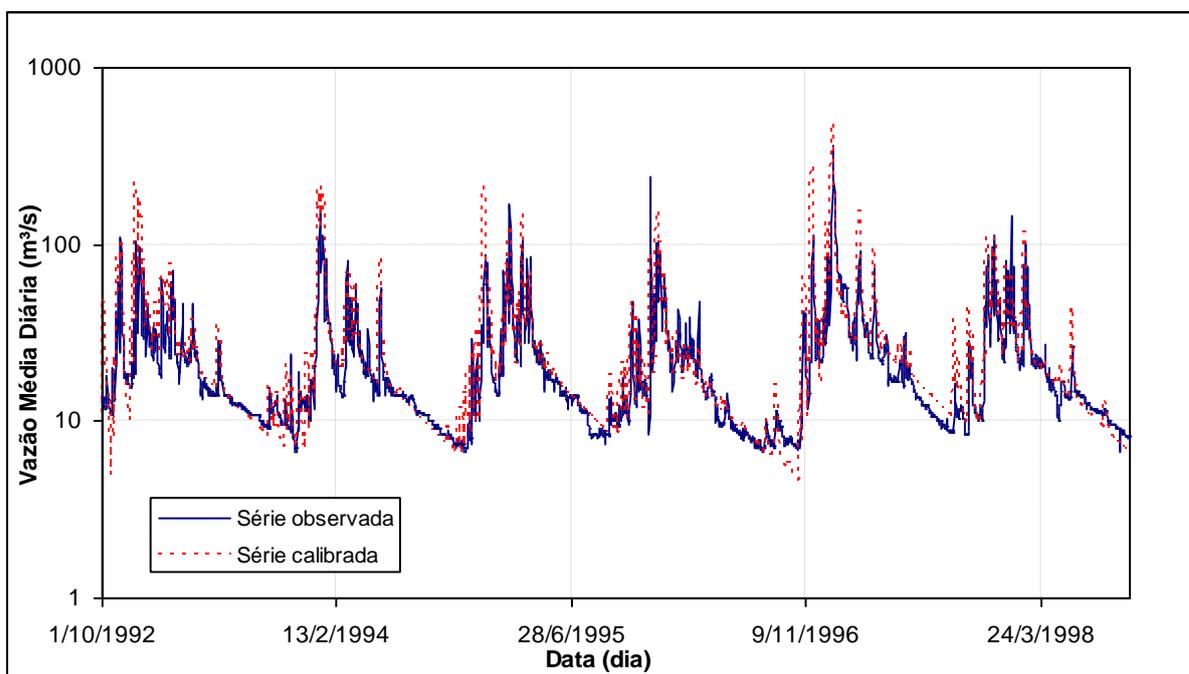


Figura P 8.11 – Hidrogramas observados e calibrados no rio São João em Jaguaruna – 40300000-1.

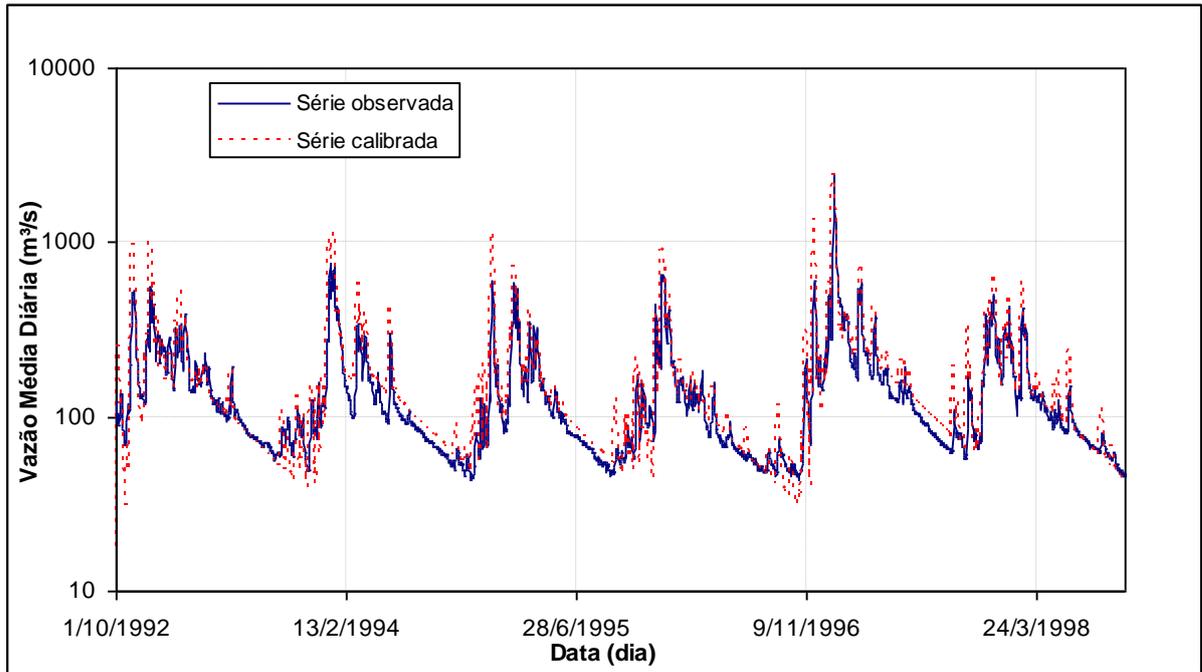


Figura P 8.12 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Pará em Porto Pará – 40450001.

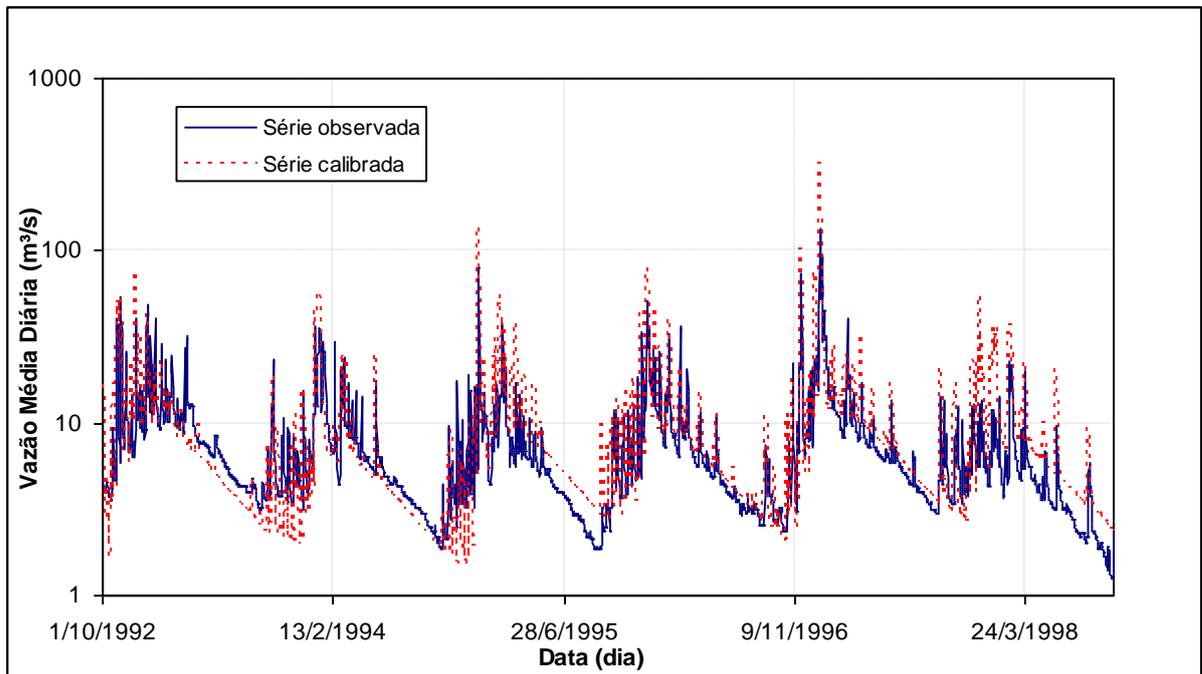


Figura P 8.13 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em São Brás do Suaçu Montante – 40549998.

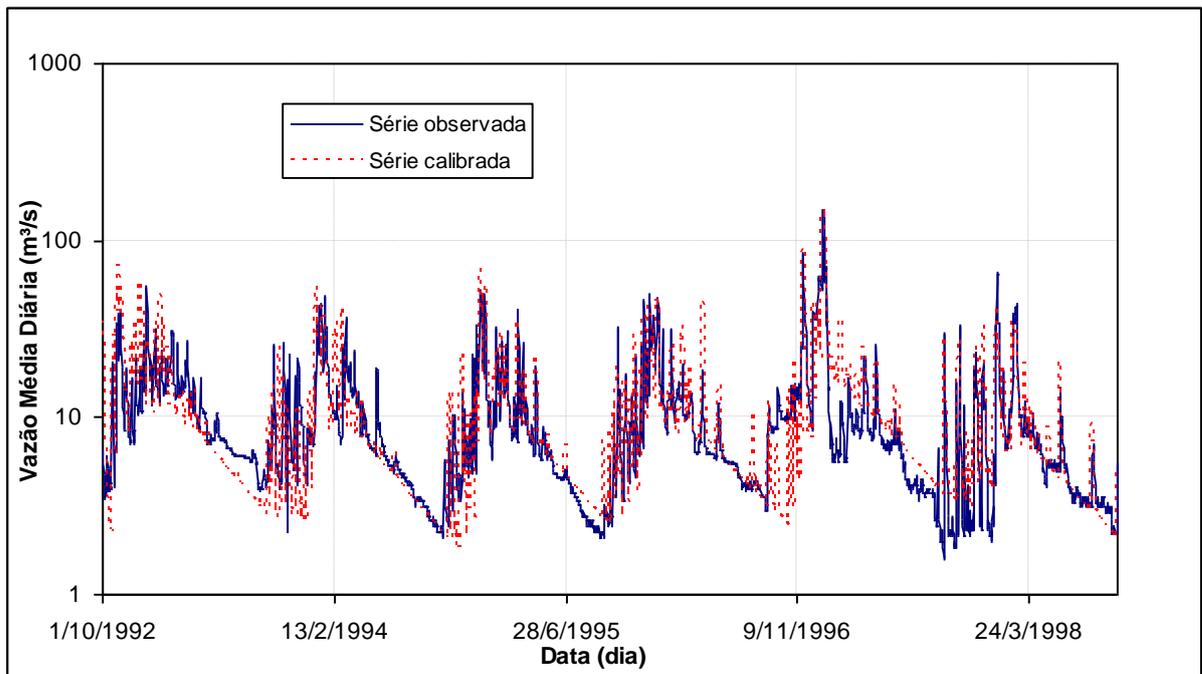


Figura P 8.14 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995.

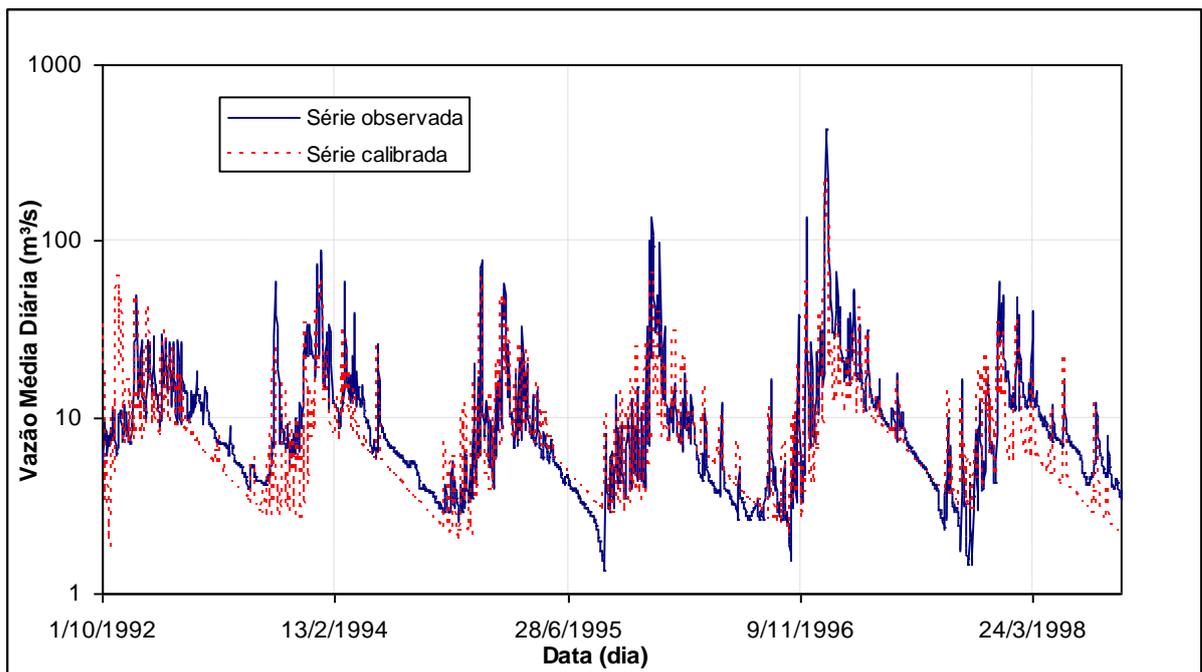


Figura P 8.15 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000.

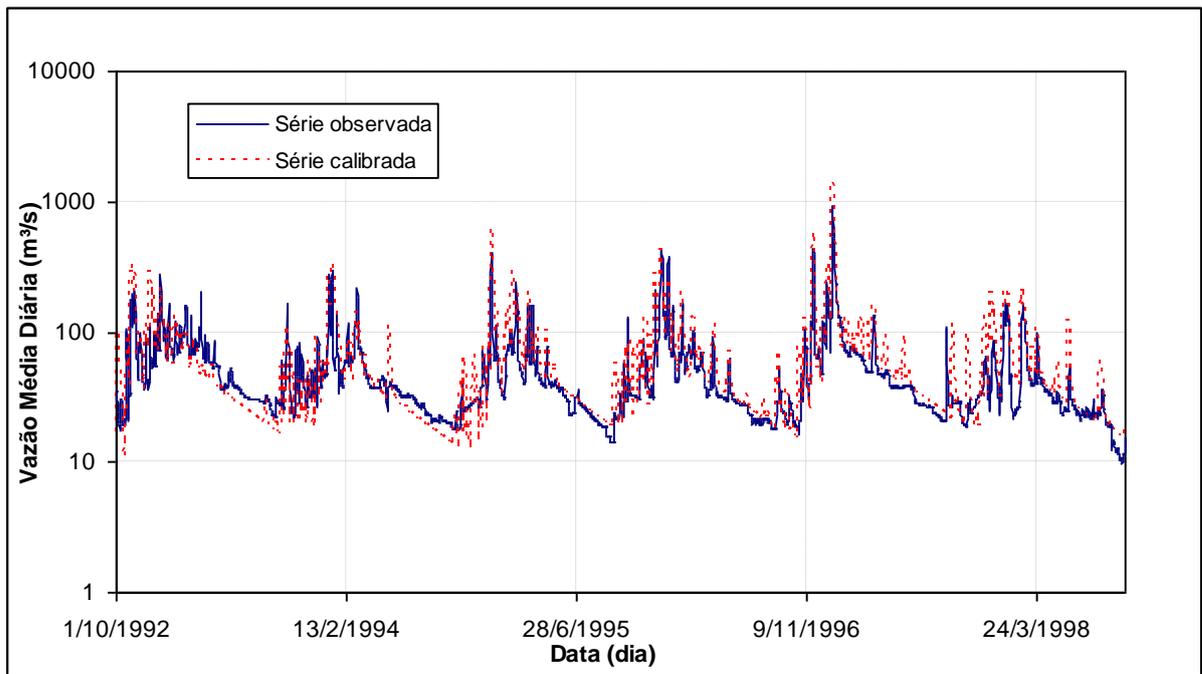


Figura P 8.16 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Belo Vale – 40710000.

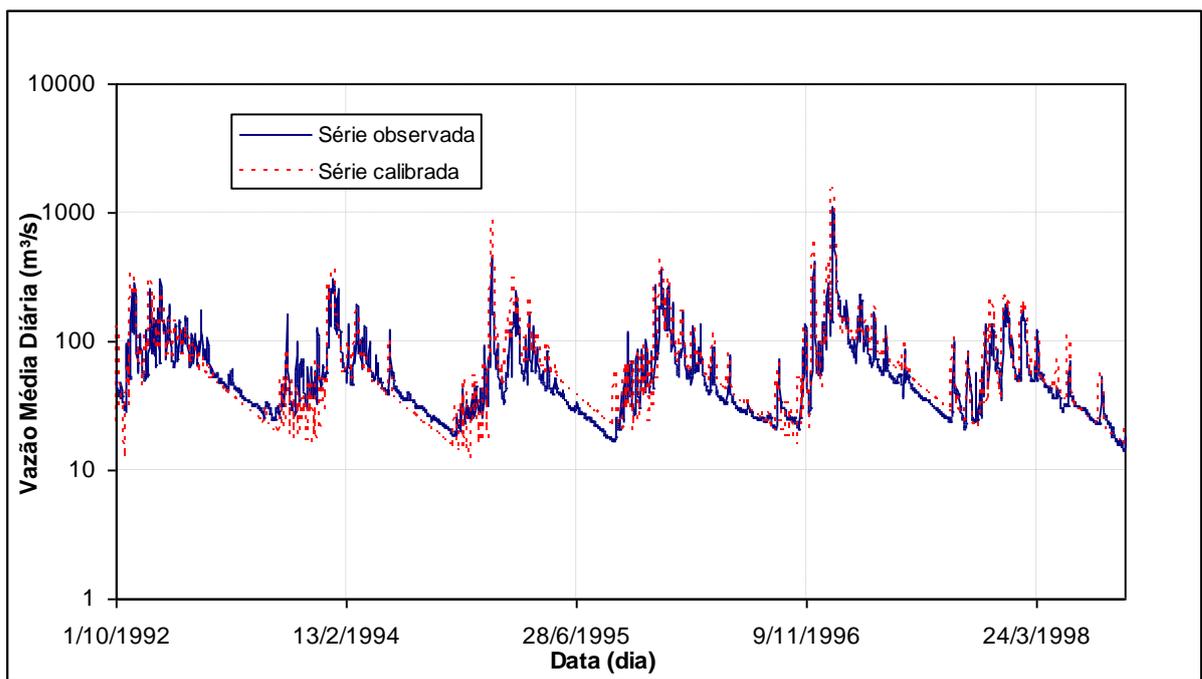


Figura P 8.17 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Alberto Flores – 40740000.

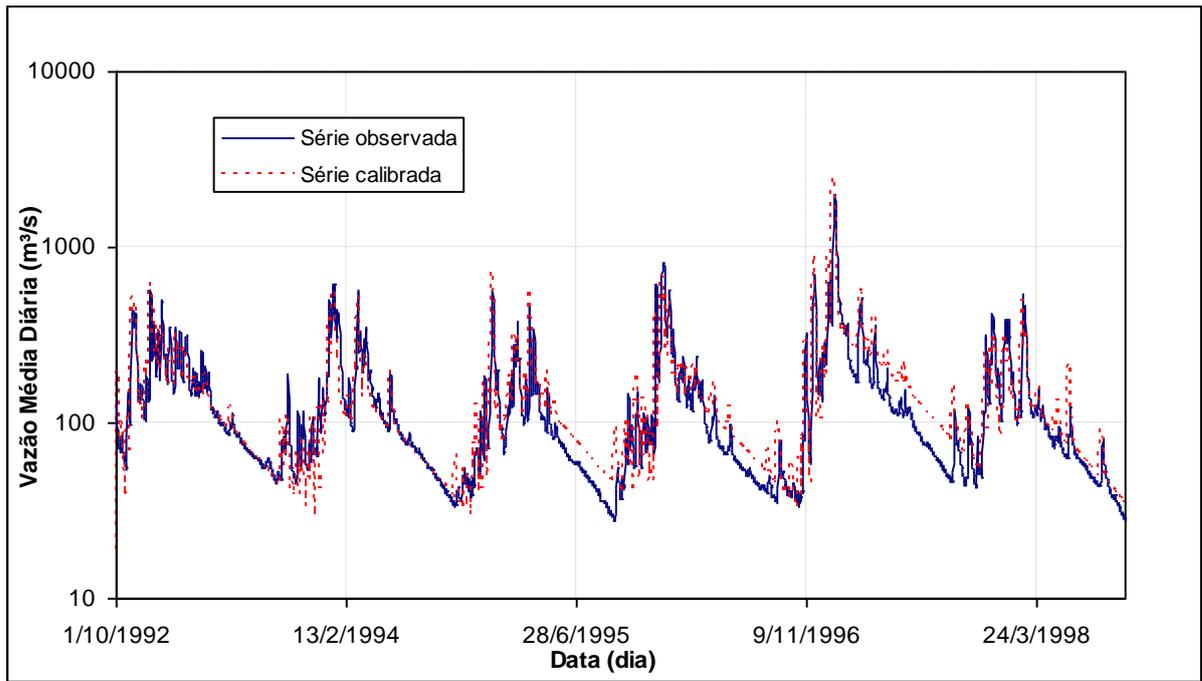


Figura P 8.18 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Porto do Mesquita – 40865001.

P 8.3 – Gráficos da evolução temporal dos resíduos da calibração

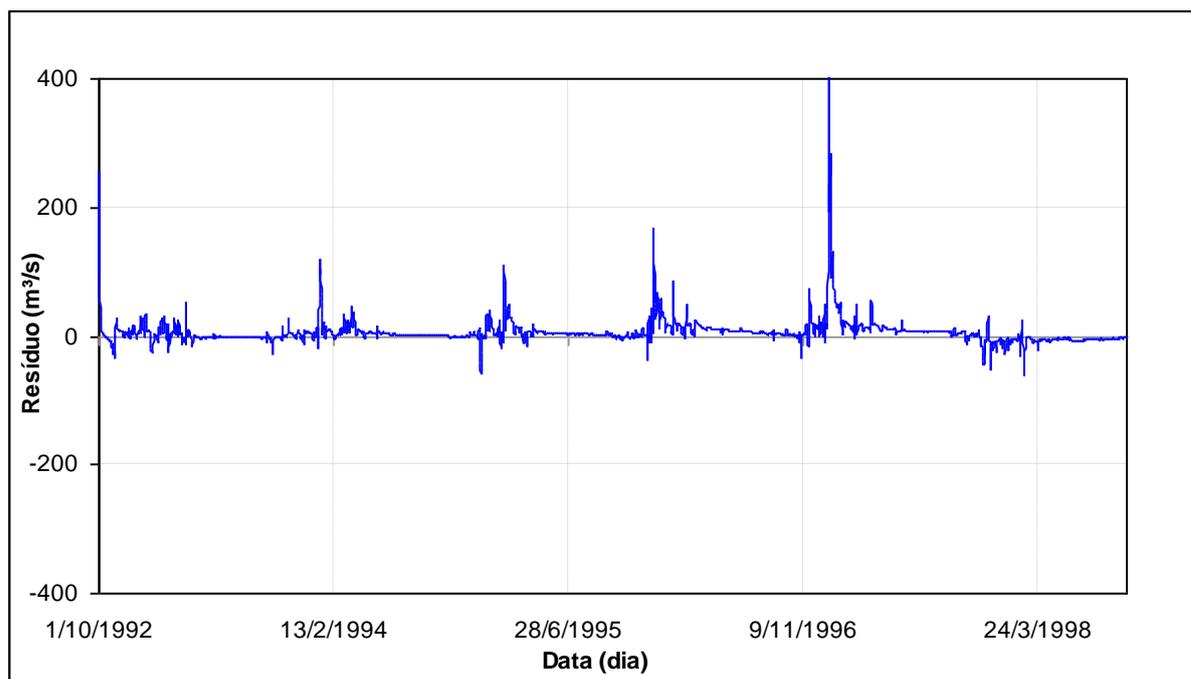


Figura P 8.19 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Pará em Ponte do Vilela – 40130001-2.

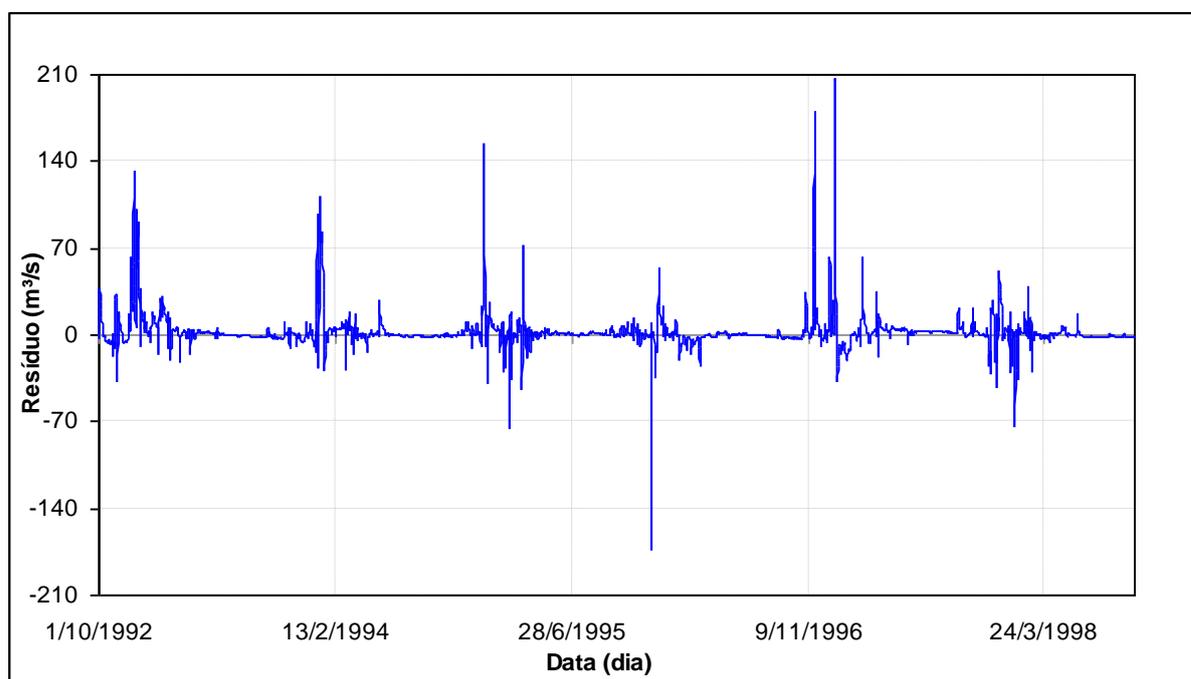


Figura P 8.20 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio São João em Jaguaruna – 40300000-1.

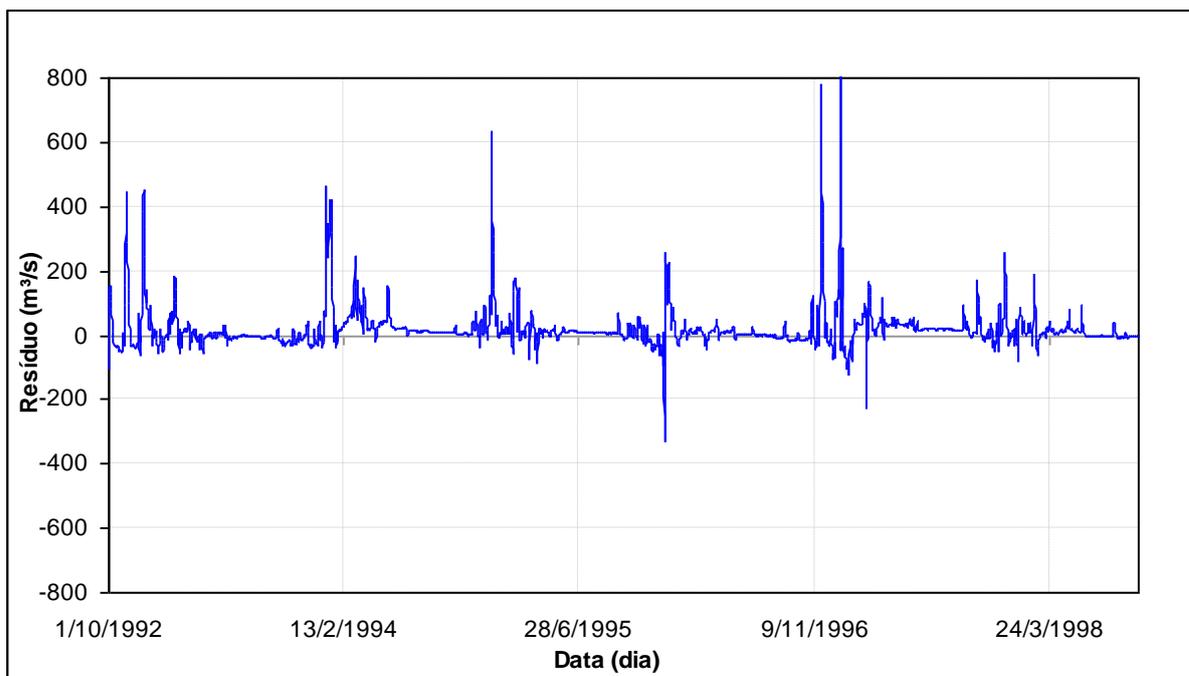


Figura P 8.21 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Pará em Porto Pará – 40450001.

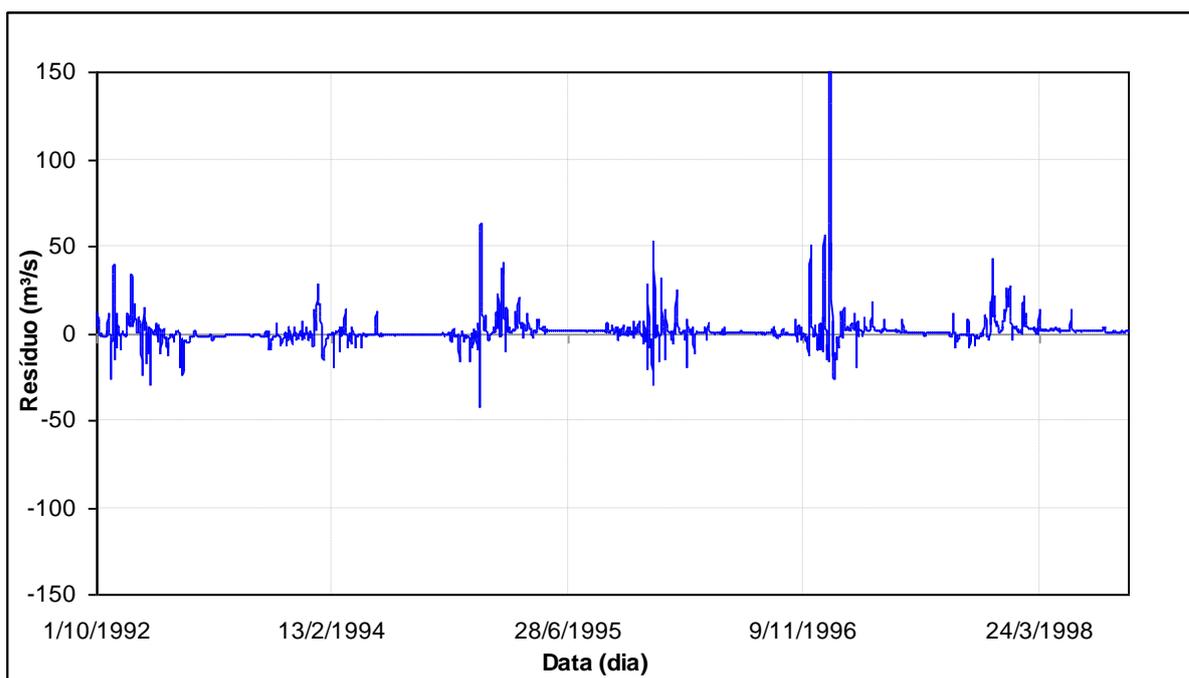


Figura P 8.22 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante – 40549998.

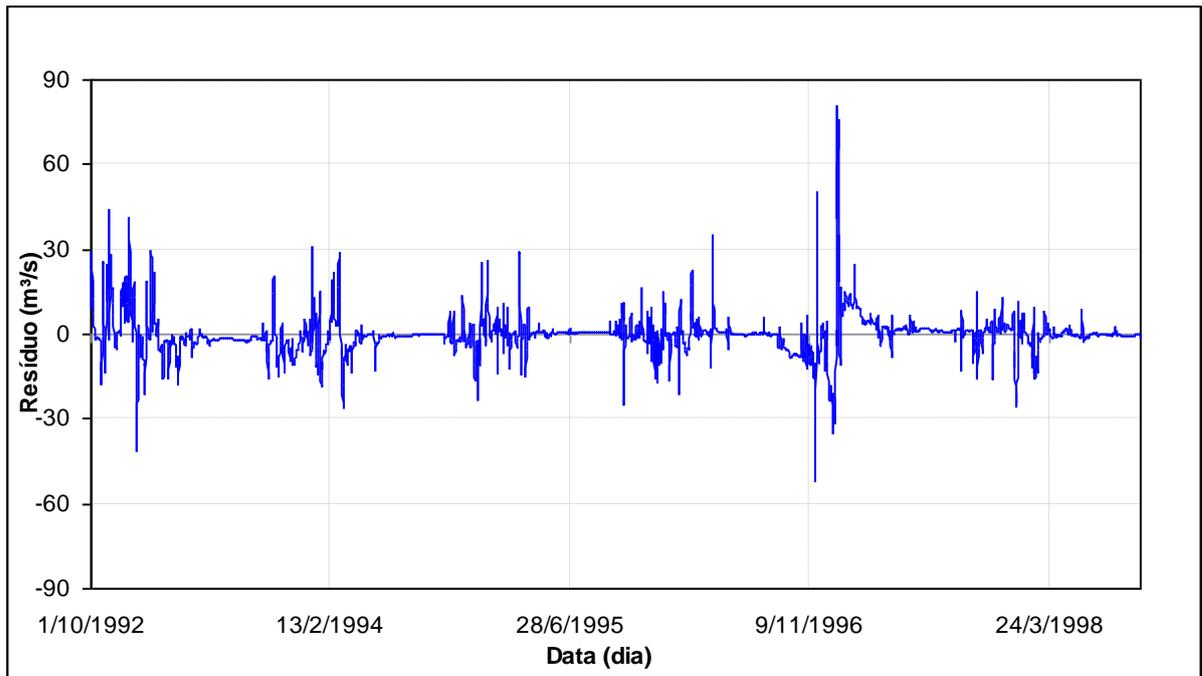


Figura P 8.23 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995.

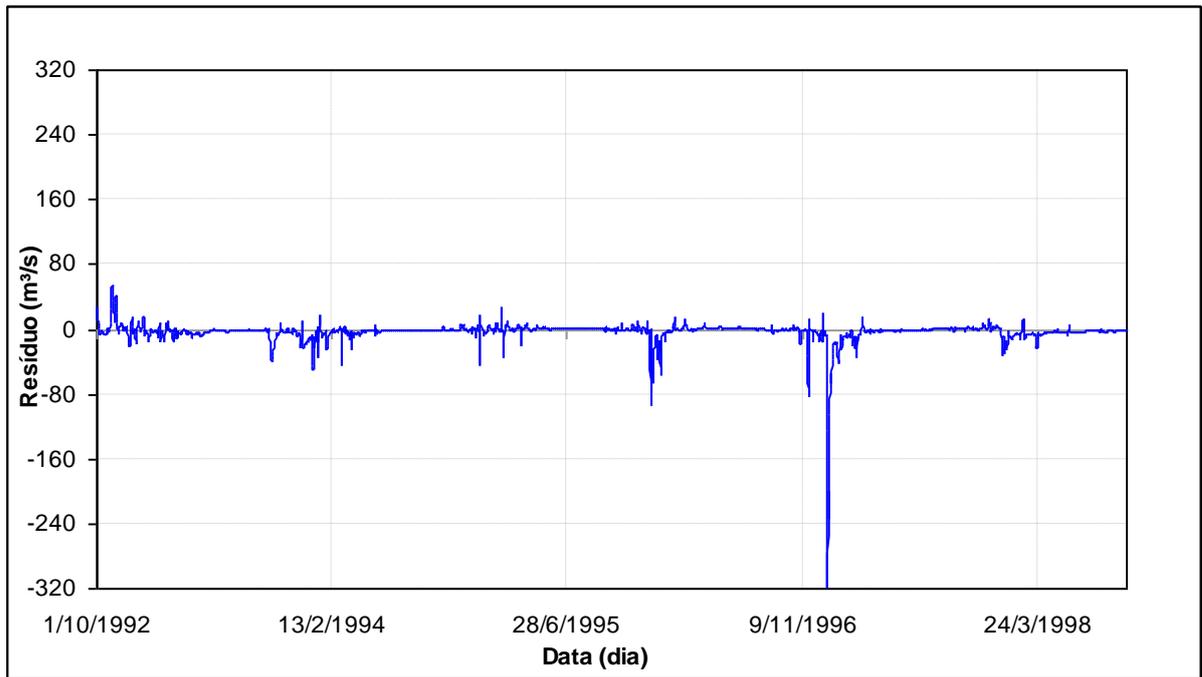


Figura P 8.24 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000.

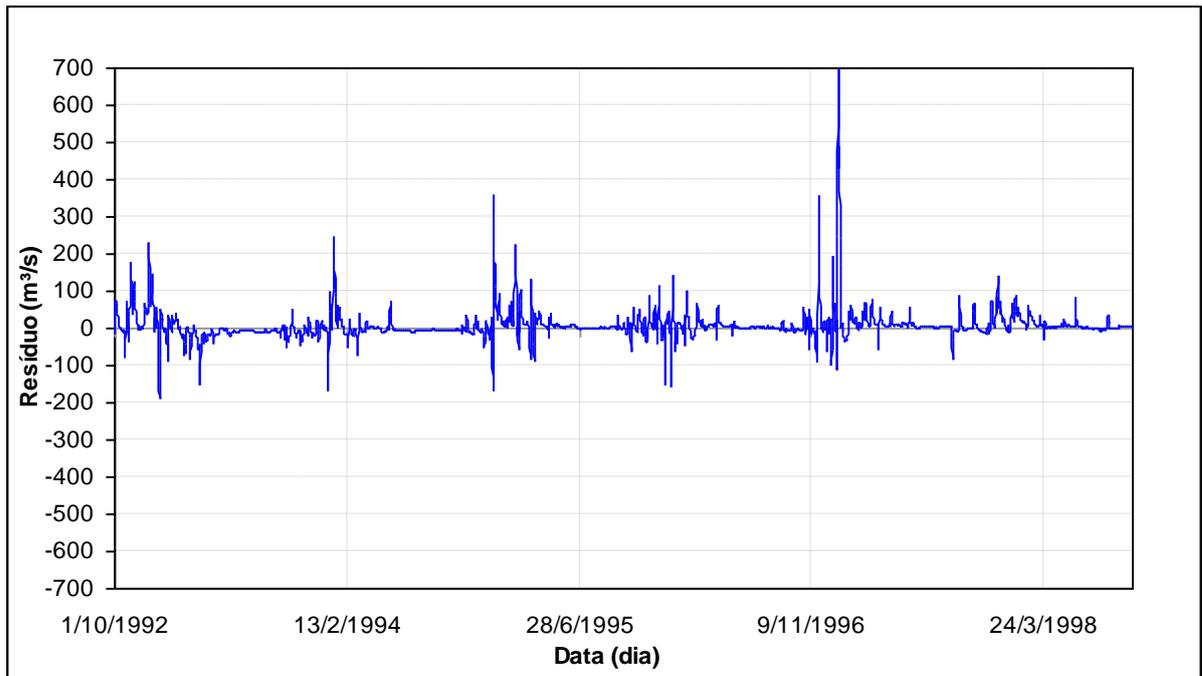


Figura P 8.25 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Belo Vale – 40710000.

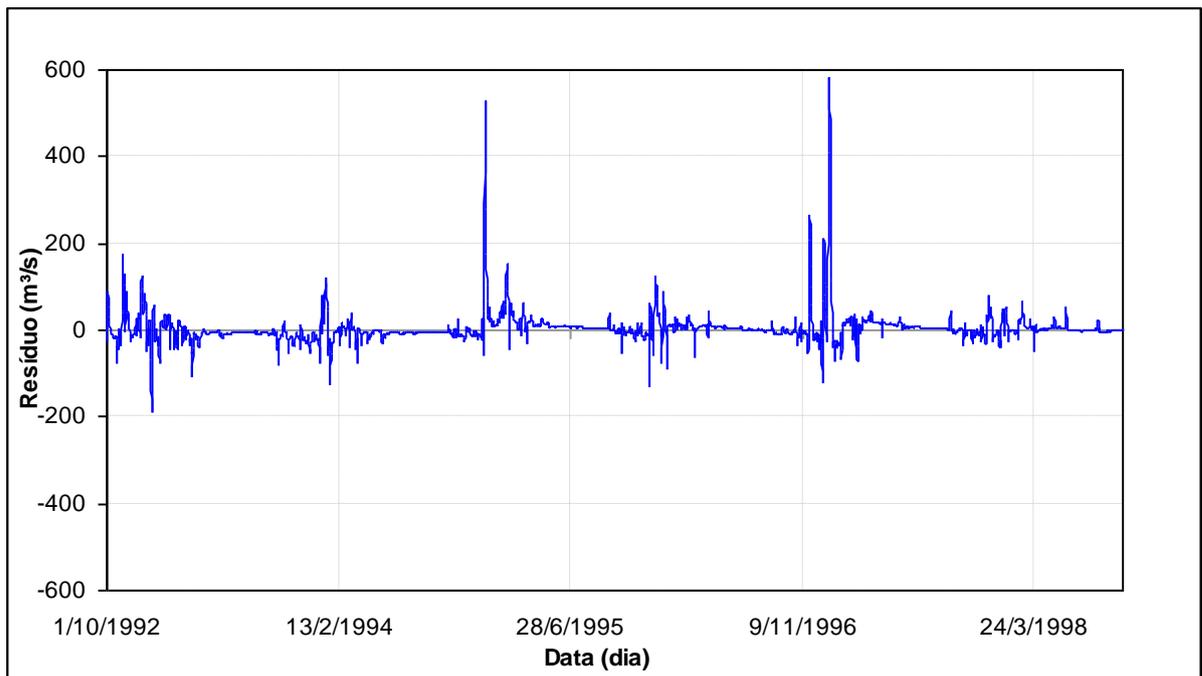


Figura P 8.26 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Alberto Flores – 40740000.

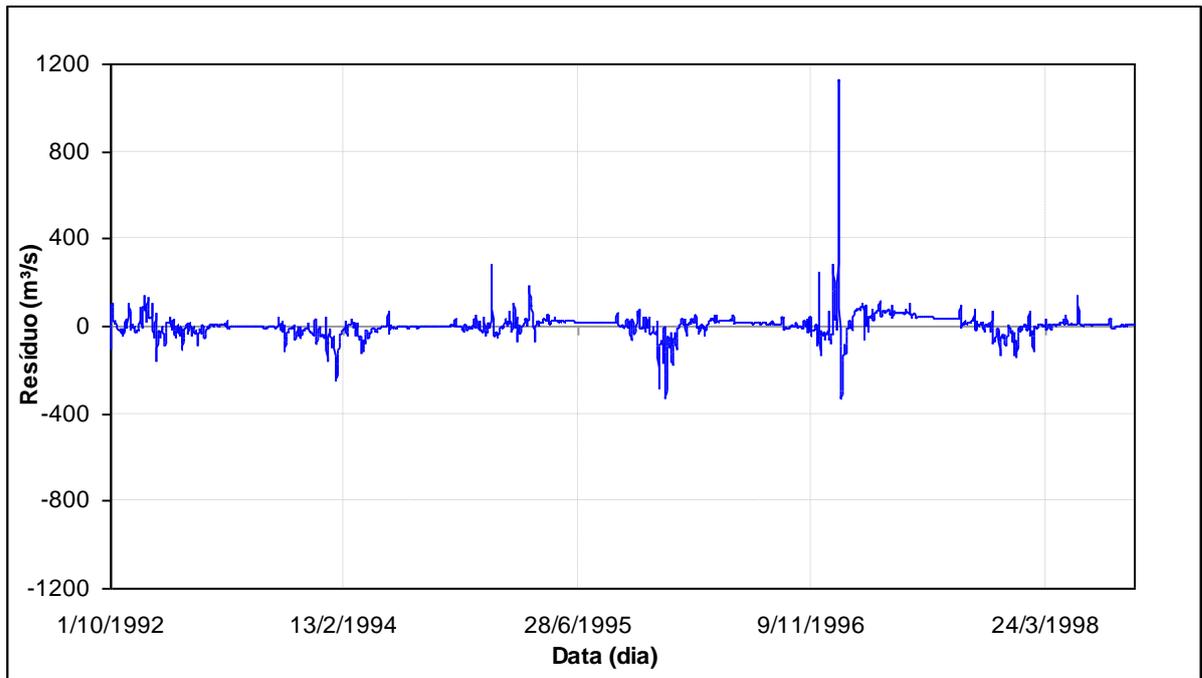


Figura P 8.27 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Porto do Mesquita – 40865001.

P 8.4 – Gráficos de dispersão dos resíduos em relação às vazões observadas

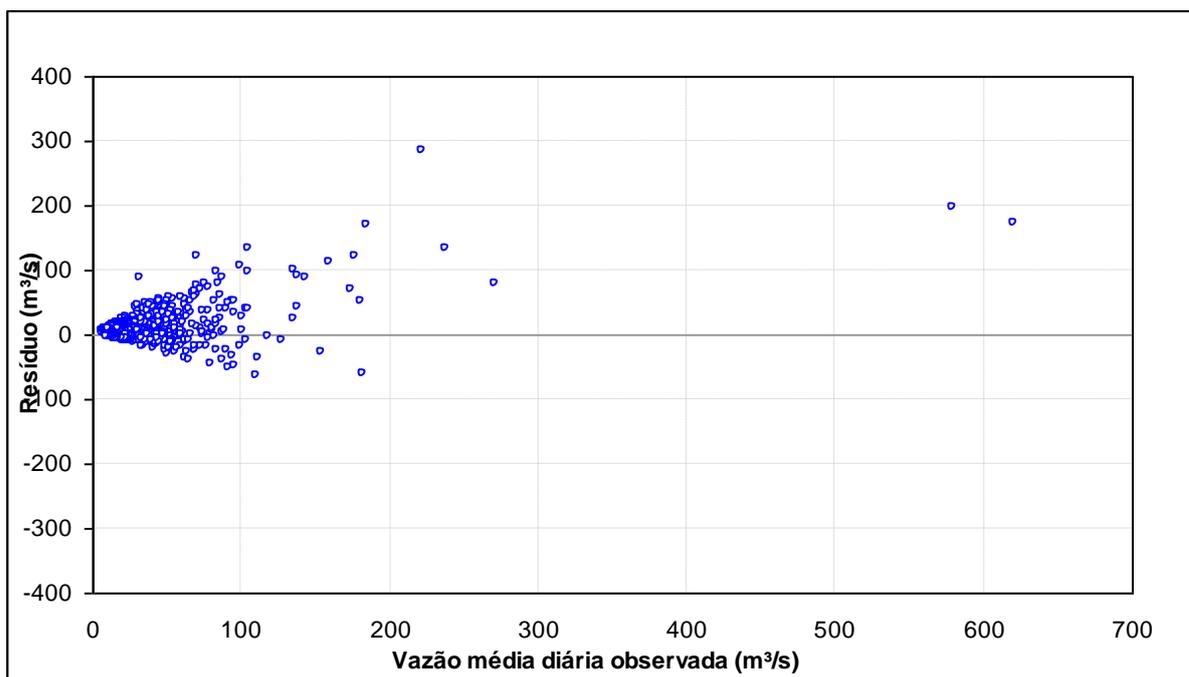


Figura P 8.28 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Pará em Ponte do Vilela – 40130001-2.

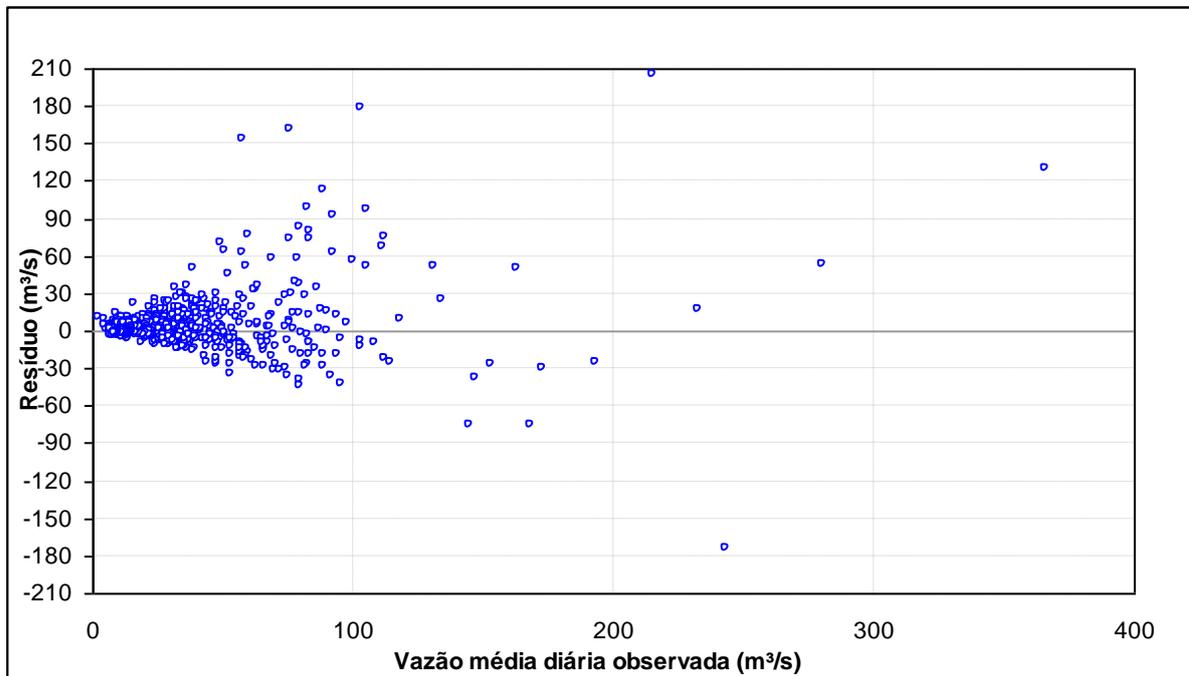


Figura P 8.29 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio São João em Jaguaruna – 40300000-1.

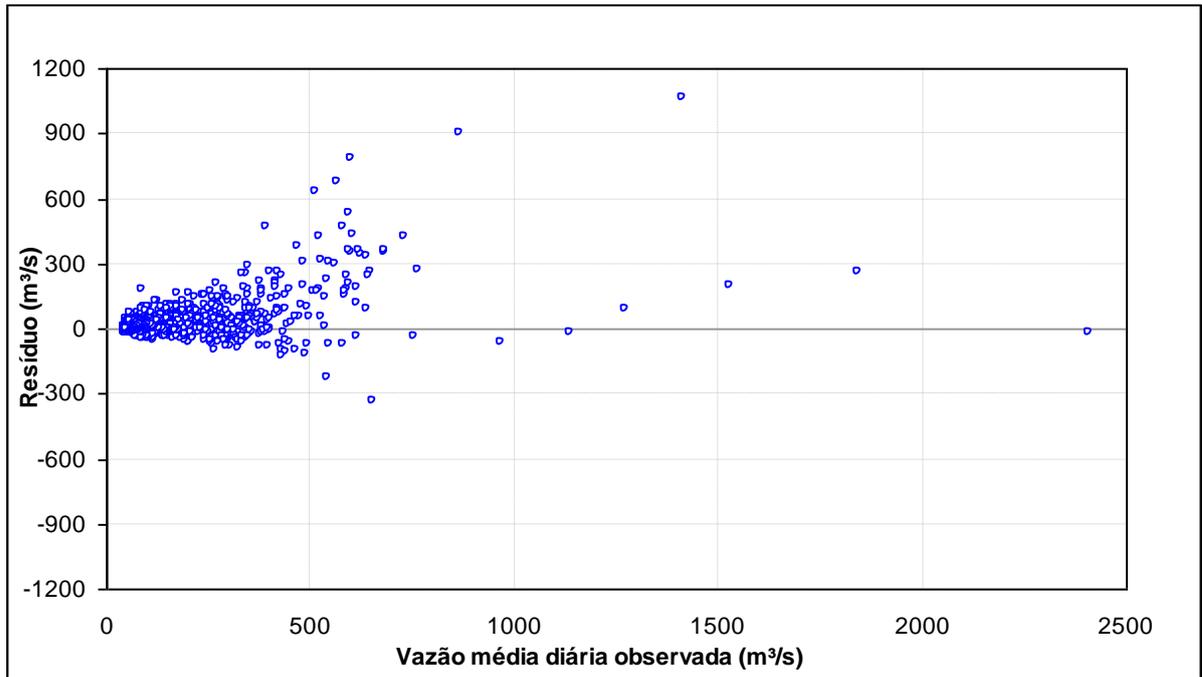


Figura P 8.30 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Pará em Porto Pará – 40450001.

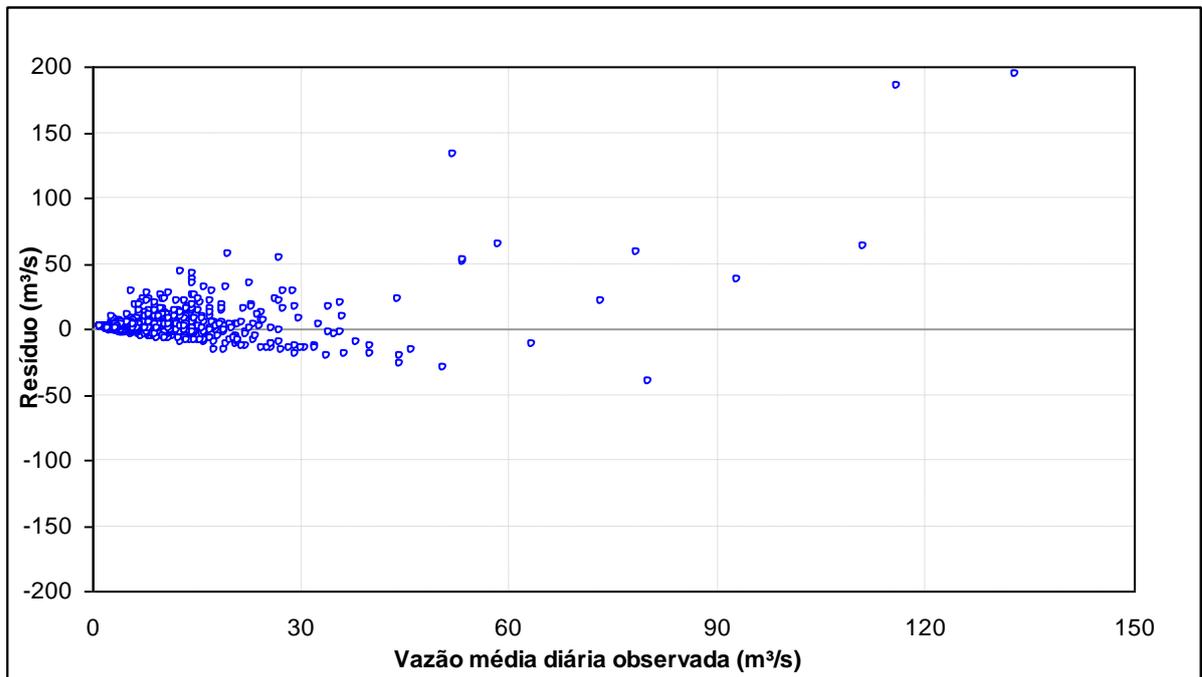


Figura P 8.31 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em São Brás do Suaçui Montante – 40549998.

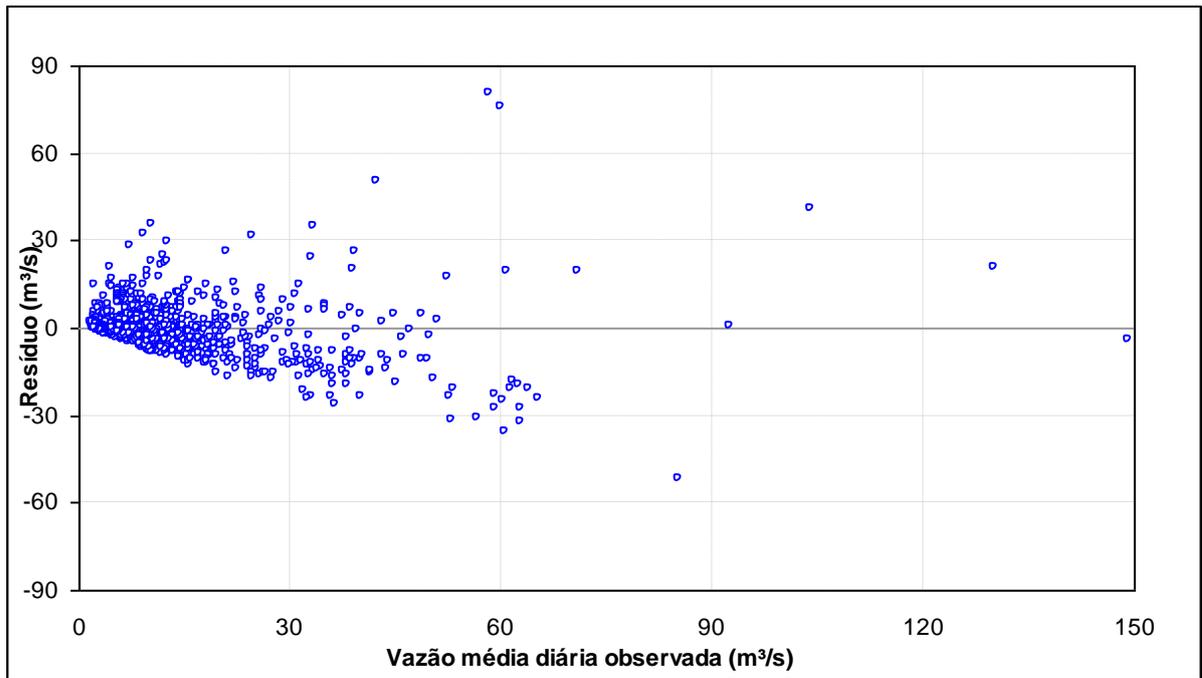


Figura P 8.32 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Maranhão em Congonhas Linígrafo – 40579995.

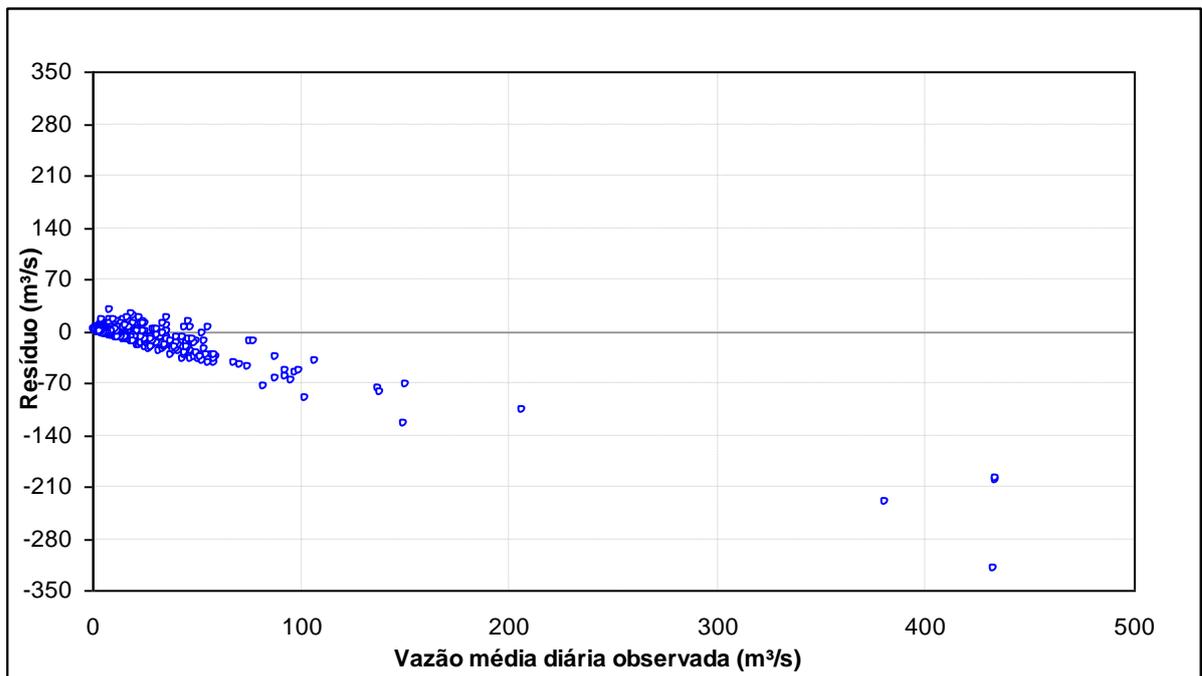


Figura P 8.33 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Brumado em Entre Rios de Minas – 40680000.

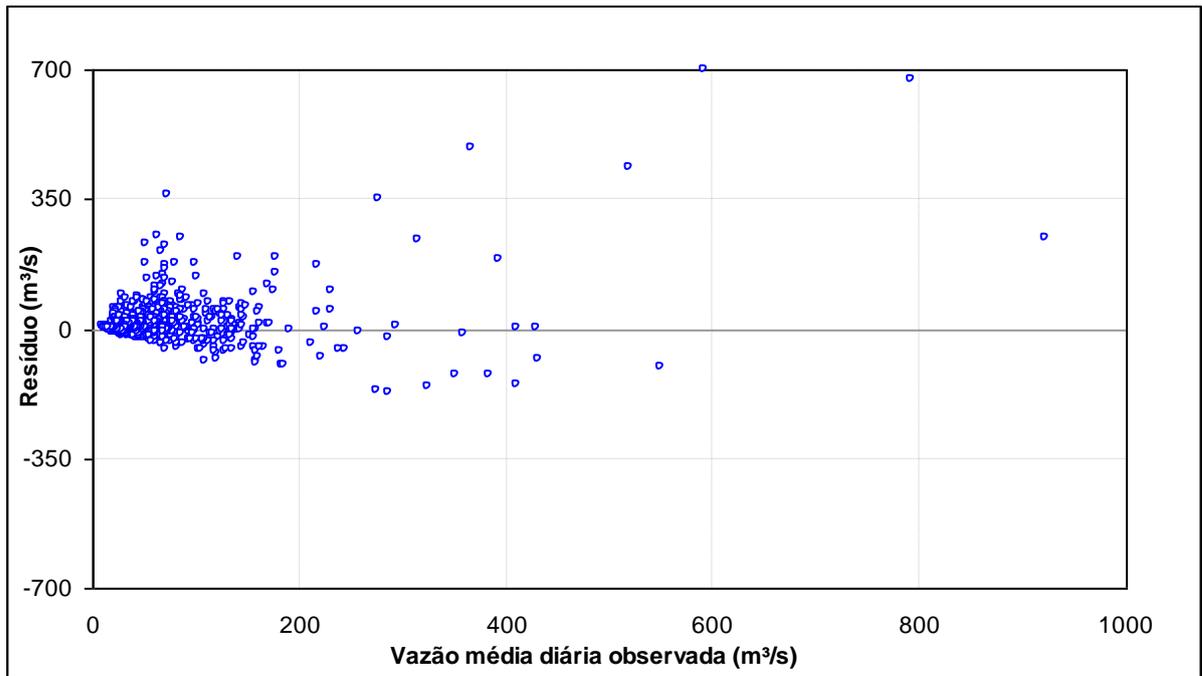


Figura P 8.34 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Belo Vale – 40710000.

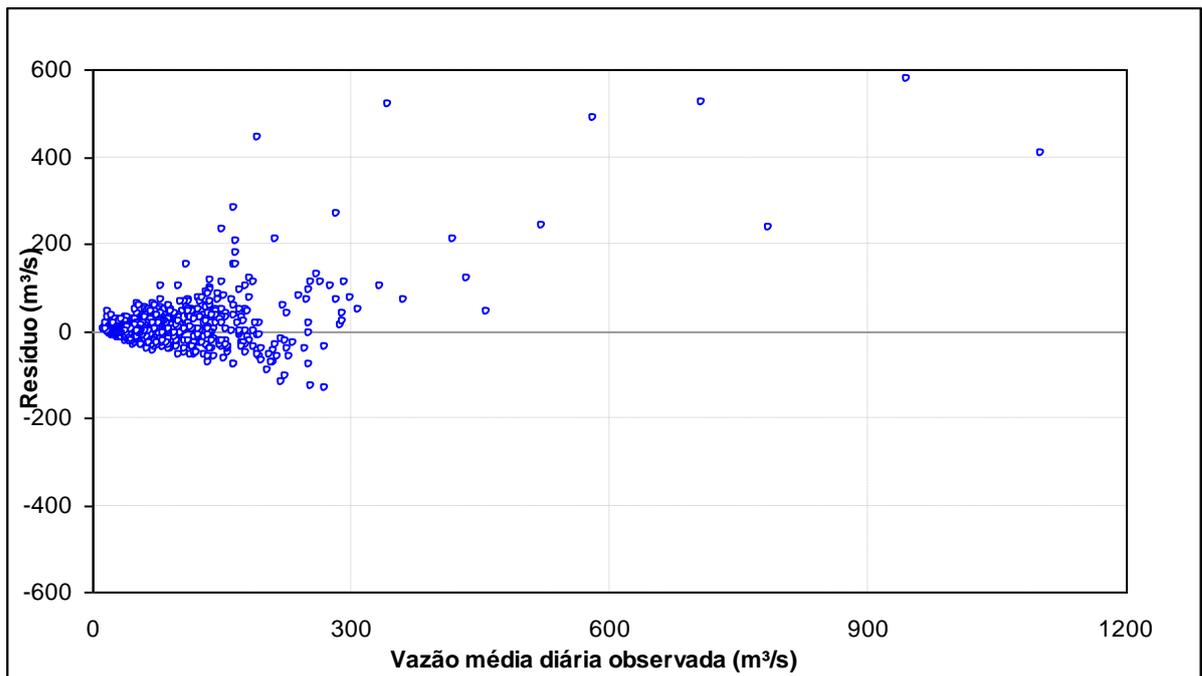


Figura P 8.35 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Alberto Flores – 40740000.

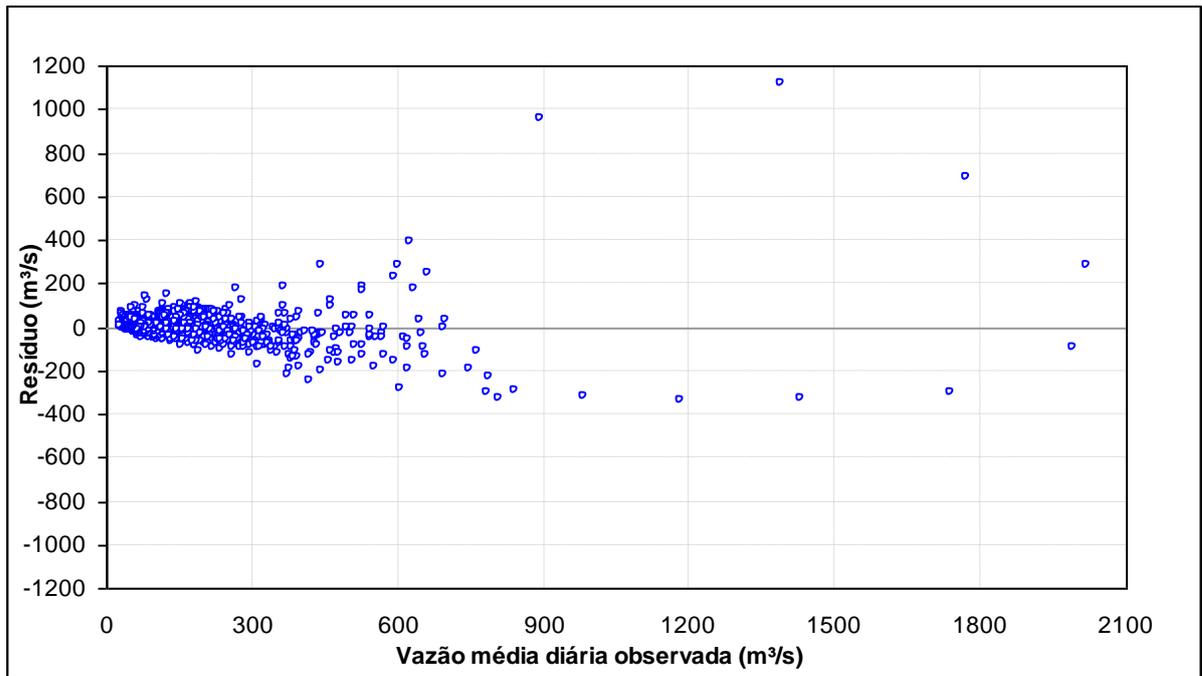


Figura P 8.36 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Porto do Mesquita – 40865001.

ANEXOS

ANEXO 1

ANEXO 1 – A SÍNTESE HIDROLÓGICA DO SISTEMA RIO GRANDE PARA SIMULAÇÃO E PREVISÃO DE AFLUÊNCIAS PARA CONTROLE OPERACIONAL (EXTRAÍDO DE NAGHETTINI *ET AL.*, 2006)

A síntese hidrológica usada no Sistema Rio Grande faz-se em intervalo diário compõe-se dos seguintes três elementos funcionais: (i) o de produção, responsável pela transformação dos pulsos de chuva em deflúvios superficiais diários; (ii) o de concentração, o qual executa a função de transferência dos deflúvios superficiais, dando origem a séries contínuas de vazões simuladas médias diárias; e (iii) o de propagação, cujo objetivo é de propagar vazões simuladas médias diárias ao longo de um certo trecho fluvial. Os itens A.1 a A.3 apresentam uma descrição formal desses elementos funcionais.

A 1.1 O elemento funcional de produção

O balanço de umidade do solo do modelo RIO GRANDE é inteiramente baseado na conceitualização do modelo Xinanjiang, inicialmente descrito por *Zhao et al.* (1980). Segundo *Zhao* (1984), a estrutura conceitual adotada no modelo Xinanjiang adapta-se bem a regiões úmidas e semi-úmidas, possuindo forte analogia física, com parâmetros relacionados às características físicas da bacia. Pode-se utilizar a estrutura do balanço de umidade do solo, aqui descrita, dentro de uma discretização espacial semi-distribuída, com intervalos de tempo variáveis entre o sub-diário ao diário. No *Sistema Rio Grande*, o intervalo de tempo para o balanço de umidade é o diário.

A 1.1.1 Formação do Escoamento

Em áreas úmidas e semi-úmidas, é plausível admitir-se que a intensidade de uma precipitação não representa o fator mais importante para se determinar o volume de escoamento superficial. Este irá depender particularmente da umidade inicial presente no solo e do volume de precipitação. Na estrutura sobre o qual se baseia a função de produção do *Sistema Rio Grande*, a formação do escoamento se limita às situações em que é superado o volume máximo de armazenamento de umidade do solo. Em outras palavras, não haverá escoamento antes que a umidade do solo da zona aerada alcance a chamada capacidade de campo ou retenção específica. Depois de alcançá-la, todo o volume precipitado, subtraído da evapotranspiração, converte-se em escoamento.

Para uma dada amostra de solo, pode-se escrever o balanço hídrico da seguinte forma:

antes de atingir a capacidade de campo

$$P - E = WC_2 - WC_1 \quad (\text{A.1})$$

depois de atingir a capacidade de campo

$$P - E - R = WM - WC_1 \quad (\text{A.2})$$

onde,

P = precipitação;

E = evapotranspiração;

R = escoamento;

WM = capacidade de campo;

WC_2, WC_1 = conteúdo de umidade do solo ao início e ao final do intervalo de tempo.

A capacidade de campo define-se como o conteúdo de umidade que uma dada amostra de solo teria, depois de haver completado a drenagem do excesso de água gravitacional. A capacidade de campo representa um nível relativamente baixo de umidade presente no solo, representando um limite inferior do ponto de vista de formação do escoamento e da perda por evapotranspiração. Dentro da estrutura conceitual Xinanjiang, a parte da capacidade de campo que se pode eliminar por meio da evapotranspiração é denominada de *capacidade de retenção específica da água* ou simplesmente *capacidade de tensão capilar da água do solo*. Representa o déficit máximo da umidade do solo para a evapotranspiração. Logo, WM , WC_1 e WC_2 representam respectivamente a capacidade de tensão e os conteúdos de umidade capilar em seus respectivos intervalos de tempo.

A 1.1.2 Volume de Escoamento

As equações 1 e 2 representam os balanços de umidade em um ponto. Em uma bacia, deve-se ter em conta a distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água, uma vez que se sabe de antemão que ela não é uniforme. Para esse fim, utiliza-se aqui uma curva paramétrica para a distribuição espacial da capacidade de água de tensão tal como exemplificada na Figura A 1.1.

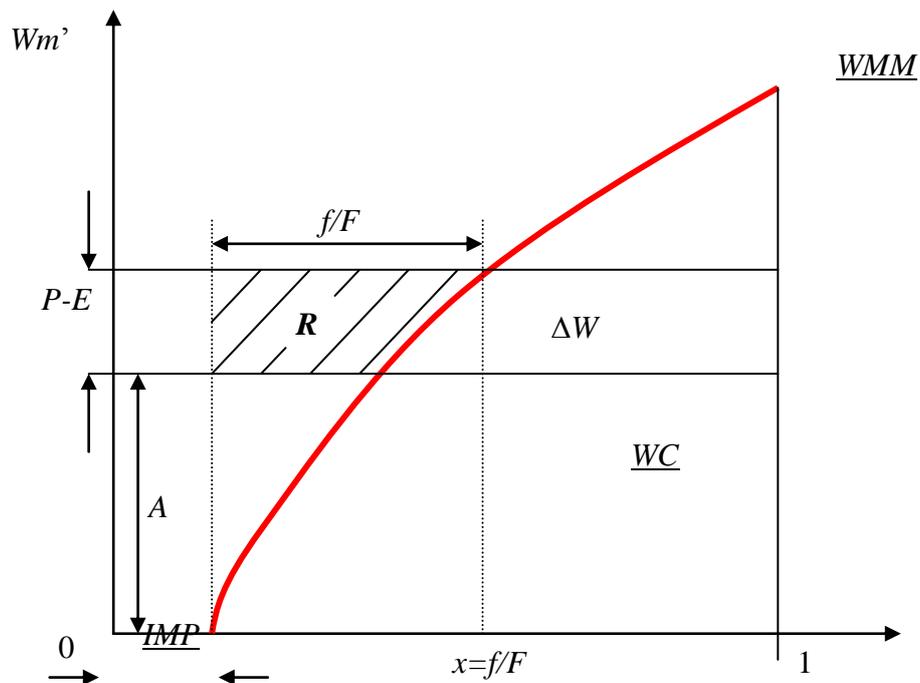


Figura A 1.1 - Distribuição Espacial da Capacidade de Tensão Capilar da Água do Solo.

Na escala da bacia, o escoamento somente ocorrerá nas áreas onde o conteúdo de umidade do solo tiver alcançado a capacidade de tensão capilar. Nesse caso, a equação do balanço hídrico torna-se:

$$P - E - R = WC_2 - WC_1 \quad (A.3)$$

onde,

WC_1 e WC_2 = conteúdos médios espaciais de umidade capilar ao início e ao final do intervalo de tempo.

Pode-se ilustrar o emprego da curva de capacidade de tensão capilar a partir da Figura A 1.1.

De fato, pode-se expressar essa curva pela seguinte função do B -ésimo grau:

$$\frac{f}{F} = (1 - IMP) \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] + IMP \quad (A.4)$$

Se $IMP=0$, a Equação A.4 torna-se:

$$\frac{f}{F} = \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] \quad (\text{A.5})$$

onde WMM = máxima capacidade de tensão capilar pontual, na bacia em análise.

De acordo com esse raciocínio, a capacidade de tensão média espacial pode ser dada por:

$$WM = \int_0^1 Wm' d\left(\frac{f}{F}\right) = \frac{WMM(1-IMP)}{1+B} \quad (\text{A.6})$$

A ordenada correspondente à umidade inicial do solo WC_1 é dada por:

$$A = WM \left[1 - \left(1 - \frac{WC_1}{WM} \right)^{\frac{1}{1+B}} \right] \quad (\text{A.7})$$

Se a precipitação é menor do que a evapotranspiração, ou seja, se $P - E \leq 0$, não ocorrerá nenhum escoamento ou $R = 0$. Caso contrário, se $P - E + A \leq WMM$, então:

$$R = P - E - WM + WM \left[1 - \left(\frac{P - E + A}{WMM} \right)^{1+B} \right] \quad (\text{A.8})$$

ou, se $P - E + A > WMM$, então:

$$R = P - E - WM + WC_1 \quad (\text{A.9})$$

Como resultado de uma dedução das equações anteriores, ressalta-se uma característica muito importante desse modelo, a qual é dada por:

$$\frac{dR}{d(P-E)} = 1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B = \frac{f}{F} \quad (\text{A.10})$$

Por meio da equação A.10, torna-se fácil compreender que a área geradora do escoamento (f/F) é igual a $(P - E)$, não havendo escoamento adicional no resto da área.

Até aqui, os parâmetros a serem incorporados no modelo são: WM (capacidade de tensão média espacial), B (expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar) e IMP (fração de área impermeável da bacia).

A 1.1.3 Escoamentos Superficial, Sub-Superficial e Subterrâneo

O escoamento ocorre em pontos da bacia onde a umidade do solo atinge a capacidade de tensão capilar. Analogamente aos conceitos da hidrologia de vertentes, o escoamento divide-se em três tipos: superficial, sub-superficial e subterrâneo. O primeiro ocorre depois que a umidade do solo atinge o *máximo armazenamento de água gravitacional ou livre*. De acordo com essa idéia, a chamada *água livre* é definida como qualquer suprimento adicional acima da capacidade de campo. Evidentemente, o escoamento proveniente das áreas impermeáveis é sempre superficial e calcula-se por:

$$RB = IMP (P - E) \quad (A.11)$$

onde RB =escoamento das áreas impermeáveis para $P - E > 0$.

Para as áreas permeáveis, o cálculo do escoamento superficial é realizado por meio da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre. De modo similar à água capilar, a curva de distribuição da capacidade de água livre pode ser expressa por:

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{SM}{SMM} \right)^{EX} \quad (A.12)$$

onde EX denota o seu grau de não uniformidade. A Figura A 1.2 ilustra a forma dada pela Equação A.12.

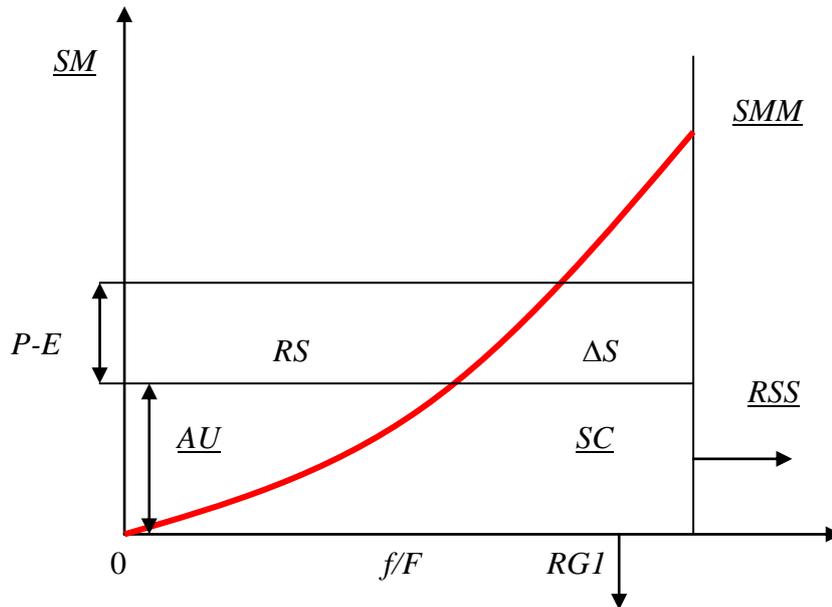


Figura A 1.2 - Distribuição Espacial da Capacidade de Água Livre.

A ordenada da umidade livre inicial é dada por:

$$AU = SMM \left[1 - \left(1 - \frac{SC}{SM} \right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (A.13)$$

sendo válida a seguinte relação entre capacidade máxima pontual SMM e a média espacial SM :

$$SMM = SM (1 + EX) \quad (A.14)$$

De acordo com as Equações A.12 a A.14, o volume de escoamento superficial pode ser calculado pelas seguintes expressões:

- se $P - E + A < SMM$,

$$RS = \left\{ P - E - SM + SC + SM \left[1 - \frac{(P - E + AU)}{SMM} \right]^{1+EX} \right\} FRC \quad (A.15)$$

- se $P - E + A \geq WMM$,

$$RS = \{P - E - SM + SC + SM\} FRC \quad (A.16)$$

onde:

RS = escoamento superficial,

SC = conteúdo de água livre ou gravitacional;

FRC = área geradora do escoamento superficial (existe água livre somente nessa área);

SM = capacidade de água livre média espacial;

SMM = capacidade máxima de água livre no ponto

EX = expoente da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre;

AU = ordenada relativa ao conteúdo inicial de água livre SC .

As contribuições de água gravitacional para os escoamentos sub-superficial e subterrâneo são especificadas pelos coeficientes KSS e KG . Essas contribuições podem ser calculadas por meio das seguintes equações:

$$RSS = SC \cdot FRC \cdot KSS \quad (A.17)$$

$$RG = SC \cdot FRC \cdot KG \quad (A.18)$$

onde:

RSS = escoamento sub-superficial;

RG = escoamento subterrâneo;

KSS = coeficiente do escoamento sub-superficial;

KG = coeficiente do escoamento subterrâneo.

Os parâmetros introduzidos nesta fase são: SM (capacidade média espacial da água livre ou gravitacional), EX (expoente da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre), KSS (coeficiente do fluxo diário do escoamento sub-superficial) e KG (coeficiente do fluxo diário do escoamento subterrâneo).

A 1.1.4 Afluxos para os elementos de drenagem

Essa fase procura sintetizar as diferentes cronologias com que as lâminas d'água, provenientes das colunas de solo, tornam-se disponíveis para os elementos do sistema de drenagem da bacia. De fato, o escoamento superficial e a lâmina d'água proveniente das áreas impermeáveis tornam-se disponíveis para os elementos do sistema de drenagem de forma muito mais rápida do que o fazem os escoamentos sub-superficial e subterrâneo. A inclusão desse fato no modelo é realizada por meio da propagação dos fluxos sub-superficial e

subterrâneo através de um reservatório linear. Os afluxos sub-superficiais aos elementos de drenagem, aqui denotados por QIC , são calculados por:

$$QIC_t = QIC_{t-1}.CI + RSS.(1 - CI) \quad (A.19)$$

onde:

CI = coeficiente de recessão do escoamento sub-superficial para o intervalo de tempo utilizado $[t-1,t]$, o qual, no modelo Rio Grande, é diário.

Por sua vez, os afluxos subterrâneos à rede de drenagem, representados por QGC , são calculados por:

$$QGC_t = QGC_{t-1}.CG + RG.(1 - CG) \quad (A.20)$$

onde:

CG = coeficiente de recessão do escoamento sub-superficial (deve ser subterrâneo) para o intervalo de tempo utilizado $[t-1,t]$, o qual, no Sistema Rio Grande, é diário.

Os termos RS , RB , QIC e QGC , todos expressos em $\text{mm}/\text{km}^2/\text{dia}$, devem ser somados para que possa ser obtida o deflúvio total CIN , afluyente à rede de drenagem, durante o dia em questão. Formalmente,

$$CIN = RS + RB + QIC + QGC \quad (A.21)$$

Os parâmetros incorporados nesta fase são: CID (coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial diário) e CGD (coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo diário).

A 1.1.5 Evapotranspiração

À medida que a coluna de solo é submetida à ação da evapotranspiração, inicia-se a depleção da umidade armazenada sob forma de água sob tensão capilar. Pode-se dividir a região aerada do solo em zonas superior, inferior e profunda, com *capacidades de tensão capilar médias espaciais* dadas respectivamente por WUM , WLM e WDM . Tanto o armazenamento quanto a depleção da umidade da região aerada do solo ocorrem na seguinte ordem: zona superior, depois inferior e, em seguida, profunda.

A evapotranspiração potencial (EM) pode ser estimada diretamente a partir de dados de tanque evaporimétrico ou indiretamente por meio de dados meteorológicos. No primeiro caso,

pode-se empregar o coeficiente de tanque K para estimar a ETP potencial a partir dos dados evapométricos. Em geral, este coeficiente, apesar de ser uma variável sazonal, é tomado como uma constante entre 0,60 a 0,85.

Na zona superior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial. Em consequência, se $WUC > EM$, pode-se escrever:

$$EU = EM \quad (A.22)$$

onde:

WUC = conteúdo de água capilar na zona superior;

EM = ETP potencial;

EU = ETP real ou efetiva na zona superior.

Na zona inferior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial multiplicada pela razão entre o conteúdo e a capacidade de água de tensão capilar na zona inferior. Logo, se $WUC=0$,

$$EL = EM \cdot \frac{WLC}{WLM} \quad (A.23)$$

onde:

WLC = conteúdo de água capilar na zona inferior;

EM = ETP potencial;

EL = ETP real ou efetiva na zona inferior.

Na zona profunda, a evapotranspiração é uma fração da ETP potencial, a qual é proporcional à área da bacia com vegetação de raízes profundas. Logo, se $WUC=0$ e $WLC=0$, então

$$ED = C \cdot EM \quad (A.24)$$

onde:

C = coeficiente de evapotranspiração da zona aerada profunda.

EM = ETP potencial.

ED = ETP real ou efetiva na zona profunda.

Se a evapotranspiração real da zona inferior é menor do que $ED = C \cdot EM$, ou seja, se $WLC/WLM < C$, então:

$$EL = C \cdot EM \quad (A.25)$$

Finalmente, a evapotranspiração efetiva total, denotada por E , calcula-se somando os termos correspondentes às zonas superior, inferior e profunda, ou seja,

$$E = EU + EL + ED \quad (A.26)$$

Os parâmetros introduzidos nesta fase são: K (coeficiente de ajuste da ETP potencial), WUM (capacidade média espacial da tensão na zona superior), WLM (capacidade média espacial da tensão na zona inferior), WDM (capacidade média espacial da tensão na zona profunda) e C (coeficiente de evapotranspiração profunda).

A 1.2 O elemento funcional de concentração

No *Sistema Rio Grande*, o elemento funcional de produção produz uma série de pulsos discretos de lâminas de escoamento total CIN , incluindo os fluxos superficial, sub-superficial e subterrâneo, sobre uma área unitária da sub-bacia em estudo, de extensão N dias, entre as datas inicial e final de simulação. Em cada dia, a unidade do deflúvio CIN é $\text{mm}/(\text{dia.km}^2)$.

Embora se presuma a uniformidade destas lâminas de escoamento sobre a sub-bacia em estudo, há que se considerar que diferentes áreas irão concentrar suas respectivas contribuições em diferentes tempos, na seção exutória pertinente. No *Sistema Rio Grande*, esta consideração é posta em prática, através de uma função de transferência baseada no hidrograma unitário sintético de Clark, tal como formulação original do Hydrologic Engineering Center do U. S. Army Corps of Engineers (HEC, 1981).

Como se descreve a seguir, HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) apresenta uma formulação original para o hidrograma unitário sintético de Clark em unidades horárias, as quais não se coadunam com as séries de deflúvios diários produzidas pelo elemento funcional de produção. Para resolver esse desacordo, duas opções foram contempladas: (i) transformar em unidades diárias as ordenadas do hidrograma unitário sintético de Clark, impondo um obstáculo de aplicação do *Sistema Rio Grande* a bacias de menor área de drenagem, ou (ii) desagregar os deflúvios diários em horários, antes de submetê-los à função de transferência, para, posteriormente, agregar as correspondentes vazões horárias em diárias, na seção exutória. Pela maior generalidade, fez-se a opção pela segunda alternativa, com o emprego de uma função uniforme para a desagregação dos deflúvios diários em horários. Portanto, no *Sistema Rio Grande*, o elemento funcional de produção fornece uma série de deflúvios

diários, os quais sofrem uma desagregação uniforme em deflúvios horários. Esses dão entrada no elemento funcional de concentração, que os distribuem no tempo, segundo o hidrograma unitário sintético de Clark, e formam uma série contínua de vazões médias horárias. Essas, depois de sofrerem a agregação, dão lugar às vazões médias diárias na seção exutória.

O hidrograma unitário sintético de Clark requer os três seguintes parâmetros:

- *TC*: tempo de concentração da sub-bacia, aqui fixado como um número *inteiro* de horas e usado para ter em conta os efeitos de translação;
- *R*: coeficiente de armazenamento da sub-bacia, também expresso em um número não necessariamente inteiro de horas e empregado para se incorporar os efeitos de armazenamento aos de translação.
- Histograma Tempo-Área, o qual representa a distribuição temporal das áreas da sub-bacia que contribuem para a formação das vazões na seção exutória.

O tempo de concentração *TC* pode ser obtido por meio de fórmulas empíricas ou por análise de hidrogramas observados; no *Sistema Rio Grande*, a primeira opção é empregada. Uma vez conhecido *TC*, o coeficiente de armazenamento *R* pode ser deduzido a partir da fórmula empírica $TC + R = 0,625 \cdot \sqrt{\text{Área total}}$, sugerida por *HEC* (1981 apud *NAGHETTINI et al.*, 2006), com a área expressa em km^2 .

O histograma tempo-área pode ser estimado diretamente a partir de mapas topográficos e curvas hipsométricas da sub-bacia em questão. Entretanto, a estimativa direta do histograma tempo-área é muito trabalhosa e envolve incertezas quanto a algumas inevitáveis simplificações referentes à hidráulica do escoamento ao longo de vertentes. No *Sistema Rio Grande*, emprega-se o histograma tempo-área sintético, proposto por *HEC* (1981 apud *NAGHETTINI et al.*, 2006), cuja formulação baseia-se apenas na forma dominante da bacia.

A 1.2.1 Histograma Tempo-área Sintético

O histograma tempo-área está na origem da construção do hidrograma unitário de Clark. A idéia básica é a de distribuir frações da área total da sub-bacia que têm tempos iguais para concentrar suas respectivas contribuições na seção exutória. Se o histograma for estimado diretamente a partir da cartografia da bacia, estas subáreas são delineadas a partir das

chamadas *isócronas*, as quais representam linhas de igual tempo para concentrar o escoamento na seção fluvial que individualiza a sub-bacia em questão.

HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006) propõe uma formulação sintética para o histograma tempo-área que é suficientemente genérica para ser incluída em um modelo de simulação. Esta formulação, abaixo descrita, pressupõe o conhecimento de TC e da forma dominante da sub-bacia, entre retangular, losangular e intermediária. Se T denota a fração do tempo de concentração, ou seja,

$$T = \frac{t}{TC} \quad (0 \leq T \leq 1) \quad (\text{A.27})$$

e AI a área acumulada, como fração da área total AT , ou seja,

$$AI = \frac{A}{AT} \quad (0 \leq AI \leq 1) \quad (\text{A.28})$$

então, o histograma tempo-área sintético é dado pela seguinte função potencial:

$$\begin{aligned} AI &= a \times T^n && \text{se} && (0 \leq T \leq 0.5) \\ AI &= 1 - a \times (1 - T)^n && \text{se} && (0.5 \leq T \leq 1) \end{aligned} \quad (\text{A.29})$$

onde o expoente n , função da forma dominante da sub-bacia, assume os seguintes valores:

- $n = 1 \Rightarrow$ bacia de forma retangular
- $n = 2 \Rightarrow$ bacia de forma losangular
- $n = 1,5 \Rightarrow$ bacia de forma elipsoidal ou intermediária entre as duas primeiras.

O parâmetro a pode ser deduzido a partir da fixação do valor de n . De fato, como a distribuição tempo-área é simétrica, pode-se escrever que, para $AI = 0,5$ e $T = 0,5$, segue-se que $0,5 = a \times 0,5^n \Rightarrow a = (0,5)^{1-n}$. Logo,

- $a = 1$ *bacias retangulares*
- $a = 2$ *bacias losangulares*

- $a = 1,414$ *bacias elipsoidais.*

A 1.2.2 Coeficiente de Armazenamento

Uma vez obtido o histograma tempo-área, ele deve ser transformado em ordenadas incrementais, ou seja, $[AI_i - AI_{i-1}]$ para $\frac{t_i}{TC}$, e posteriormente em unidades de $\frac{m^3}{s \cdot mm \cdot km^2}$. Isso irá corresponder ao HU de translação, cujas ordenadas são denotadas por y_i no tempo t_i .

O método de Clark pressupõe ainda uma propagação do HU de translação por um reservatório linear de constante R (horas). A propagação é feita da seguinte forma:

$$Q_i = CA * y_i + CB * Q_{i-1} \quad (A.30)$$

onde

$$CA = \frac{\Delta t}{R + 0,5 \cdot \Delta t} \quad (A.31)$$

e

$$CB = 1 - CA \quad (A.32)$$

sendo Δt o intervalo de tempo (horas) dos pulsos de chuva efetiva ou lâminas de escoamento total em mm/km^2 .

A 1.2.3 Hidrograma Unitário de Clark

Finalmente, as ordenadas do HU de Clark, denotadas por x_i no tempo i , são calculadas por:

$$x_i = \frac{Q_{i-1} + Q_i}{2} \quad (A.33)$$

lembrando que $x_{i=0} = 0$ (para $t=0$) e que o número total de ordenadas (M) será dado quando o volume total do HU superar 0,995.

A 1.2.4 Parâmetros e Restrições Sugeridos por HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006)

As seguintes restrições são impostas à construção do HU sintético de Clark:

$$TC \geq 1,03At \quad (\text{A.34})$$

$$R \geq 0,52At \quad (\text{A.35})$$

No *Sistema Rio Grande*, fez-se a opção pela facilidade operacional ao se adotar as expressões empíricas, sugeridas por HEC (1981 apud NAGHETTINI *et al.*, 2006), para a estimativa do tempo de concentração e , como decorrência para o coeficiente de armazenamento R . Essas expressões empíricas são as seguintes:

$$TC + R = 0,625 \cdot \sqrt{AT} \quad (\text{A.36})$$

e

$$\frac{R}{TC + R} = 0,5 \quad (\text{A.37})$$

A 1.3 O elemento funcional de propagação em cursos d'água

O elemento funcional de propagação em cursos d'água do *Sistema Rio Grande* fundamenta-se na formulação do modelo de onda difusiva proposta por Cunge (ver *Ponce*, 1989) e conhecida por Muskingum-Cunge. O modelo de onda difusiva é formulado pela equação de conservação da massa, em regime de escoamento não permanente, e por uma simplificação da equação da conservação da quantidade de movimento, a saber:

$$\text{conservação da massa: } \frac{\partial Q}{\partial x} + B \frac{\partial y}{\partial t} = 0 \quad (\text{A.38})$$

$$\text{conservação da quantidade de movimento: } S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (\text{A.39})$$

onde:

S_f = gradiente da linha de energia – perda de carga unitária;

S_0 = gradiente topográfico;

$\frac{\partial y}{\partial x}$ = gradiente de pressão, correspondente à variação da profundidade ao longo do espaço, decorrente da aceleração convectiva do escoamento.

A partir dessas premissas, formula-se o modelo de onda difusiva, o qual é dado por:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = d \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (\text{A.40})$$

onde c denota a celeridade e d representa a difusividade hidráulica da onda. Formalmente, essas quantidades são expressas por:

$$c = \frac{dQ}{dA} = \frac{1}{B} \frac{dQ}{dy} \quad \text{e} \quad d = \frac{Q}{2BS_0}.$$

O modelo Muskingum-Cunge permite a solução numérica da equação 38 por meio de formulações lineares ou não-lineares. Na solução linear, os parâmetros c e d permanecem constantes ao longo da simulação. *Ponce* (1989) propõe três alternativas para a simulação não-linear do modelo Muskingum-Cunge, nas quais os parâmetros c e d variam para cada valor de vazão Q em propagação no trecho de canal, podendo variar também no espaço, em cada sub-trecho simulado.

A solução numérica da equação de difusão adotada no modelo Muskingum-Cunge é a seguinte:

$$Q_t = C_0 I_t + C_1 I_{t-1} + C_2 O_{t-1} \quad (\text{A.41})$$

onde C_0 , C_1 , e C_2 são funções de k (coeficiente de armazenamento) e x (fator de ponderação). Os valores de C_0 , C_1 , e C_2 podem ser obtidos pelas seguintes equações:

$$C_0 = \frac{\frac{\Delta t}{k} - 2x}{\frac{\Delta t}{k} + 2(1-x)} \quad (\text{A.42})$$

$$C_1 = \frac{\frac{\Delta t}{k} + 2x}{\frac{\Delta t}{k} + 2(1-x)} \quad (\text{A.43})$$

e

$$C_2 = \frac{2(1-x) + \frac{\Delta t}{k}}{\frac{\Delta t}{k} + 2(1-x)} \quad (\text{A.44})$$

Os parâmetros k e x do modelo Muskingum-Cunge são formulados a partir da celeridade (c) e da difusividade hidráulica (d), utilizados na equação de onda difusiva, ou seja,

$$k = \frac{\Delta x}{c} \quad (\text{A.45})$$

e

$$x = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{BS_0 c \Delta x} \right) \quad (\text{A.46})$$

A equação A.46 é obtida pela combinação da equação de difusividade hidráulica (d) com o coeficiente de difusão numérica do método de Muskingum, ou seja,

$$d_n = c \Delta x \left(\frac{1}{2} - x \right) \quad (\text{A.47})$$

Ponce e Yevjevich (Ponce, 1989) introduziram modificações no modelo de Muskingum-Cunge, as quais são aqui adotadas para formular a propagação em canais no correspondente elemento funcional do *Sistema Rio Grande*. Na formulação proposta por Ponce e Yevjevich, os parâmetros C_0 , C_1 e C_2 são obtidos por:

$$C_0 = \frac{-1 + C + D}{1 + C + D} \quad (\text{A.48})$$

$$C_1 = \frac{1+C-D}{1+C+D} \quad (\text{A.49})$$

e

$$C_1 = \frac{1-C+D}{1+C+D} \quad (\text{A.50})$$

Nas equações A.48 a A.50, C é o número de Courant, ou seja, a relação entre a celeridade da onda (c) e a celeridade introduzida pelo método numérico de solução da equação 38, chamada de celeridade numérica da malha ($\Delta x/\Delta t$). Formalmente,

$$C = c \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (\text{A.51})$$

O parâmetro D é definido pela relação entre a difusividade hidráulica (d) e a difusividade numérica da malha, $d_m = c \Delta x/2$, resultando em:

$$D = \frac{q}{S_0 c \Delta x} \quad (\text{A.52})$$

A versão linear do modelo Muskingum-Cunge mantém C_0 , C_1 e C_2 constantes no tempo. Essa solução foi empregada no módulo de propagação em cursos d'água da primeira versão do modelo Rio Grande. A presente versão, incorporada ao *Sistema Rio Grande*, adota uma solução não-linear do modelo, em que C_0 , C_1 e C_2 variam em função da vazão em propagação no início do trecho simulado. Essa solução é próxima a uma das alternativas de modelagem da propagação por Muskingum-Cunge não linear propostas e avaliadas por *Ponce e Yevjevich* (1978).

Os parâmetros C e D podem ser estimados com base nas características geométricas e hidráulicas do trecho de curso d'água em foco. Caso exista uma estação fluviométrica no trecho, o perfil da seção transversal de medição e a curva cota-descarga da estação podem ser utilizadas para fornecer as informações necessárias à estimativa dos parâmetros C e D . Na hipótese de inexistência da seção de monitoramento, a estimativa de C e D pode ser realizada com base em uma seção transversal, considerada típica para o trecho, e na construção da

relação cota-descarga por meio de simulação hidráulica de escoamento uniforme, ao longo do trecho, para diferentes valores de vazão, arbitrados *a priori*.

A seção transversal típica para o trecho pode ser inserida, no modelo, por meio de 8 coordenadas (x, y) , que definem o leito principal e o leito maior, conforme ilustrado na Figura 7. Os valores de coeficiente de rugosidade de Manning, n , podem variar para o leito principal e o leito maior.

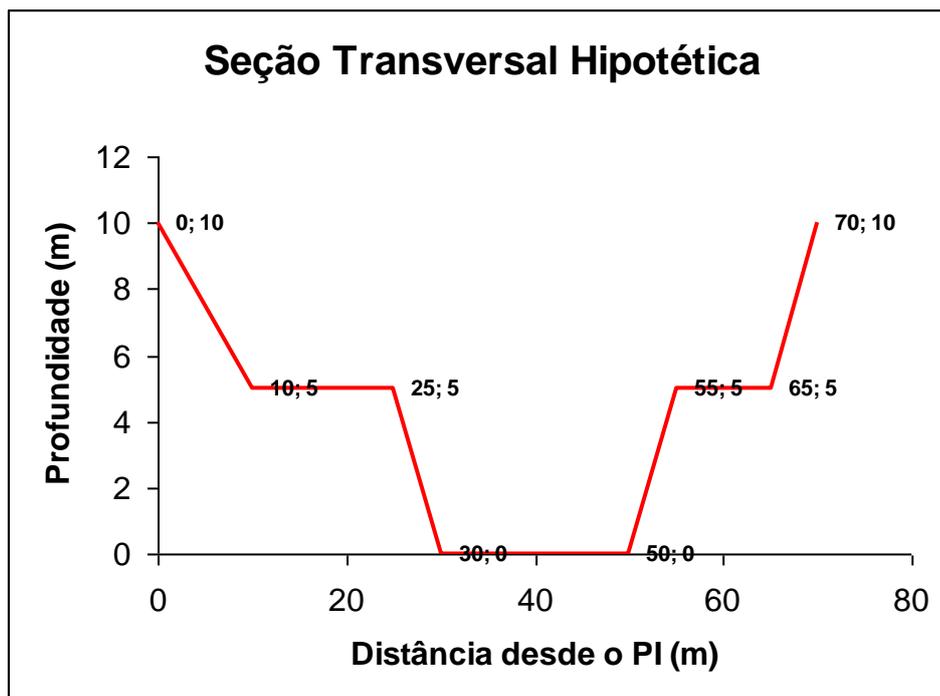


Figura A 1.3 – Exemplo de seção transversal definida por 8 pares de coordenadas (x, y) .

De posse do perfil da seção transversal e da relação curva-descarga a serem adotados para o trecho, calculam-se a celeridade ($c = [1/Q][dQ/dy]$), e os parâmetros C (equação 49) e D (equação 50), para diferentes valores arbitrados para Q .

Há restrições numéricas aos valores assumidos pelos parâmetros C_0 , C_1 e C_2 de forma a garantir a precisão e a estabilidade numérica da modelagem (e.g.: *Ponce*, 1989; *HEC*, 2000; *Tucci*, 1998). A não observância de tais restrições é aceitável e não conduz, necessariamente, a resultados inadequados (*Tucci*, 1998). Entretanto, alguns valores assumidos pelos parâmetros, como no caso de $C_0 < 0$, podem resultar em vazões simuladas negativas ou em instabilidades de resultados, particularmente quando as vazões a propagar variam pouco ao longo do tempo, como no caso da recessão de hidrogramas. No modelo Rio Grande, faz-se

um controle dos valores assumidos por C_0 , C_1 e C_2 tendo em conta as restrições numéricas propostas pelo HEC e adotadas no modelo HEC-HMS (HEC, 2000). Os valores de Δt e Δx podem ser internamente modificados de forma a evitar a ocorrência desse tipo de instabilidade.

ANEXO 2

ANEXO 2 – DIAGRAMA DE CURTOSE-L VERSUS ASSIMETRIA-L DE HOSKING E WALLIS (1997) (EXTRAÍDO DE CPRM, 2001)

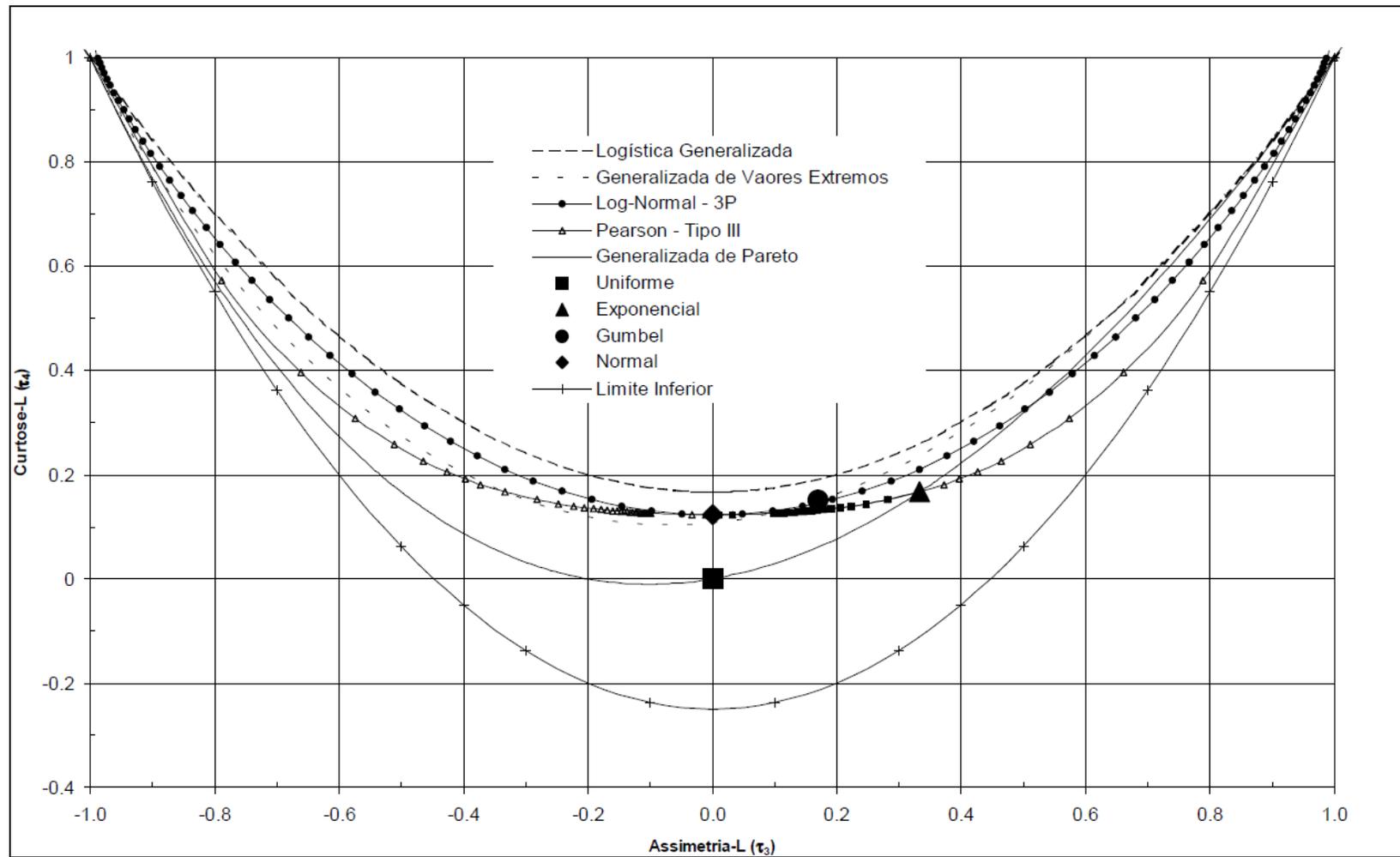


Figura A 2.1 – Diagrama de curtose-L versus assimetria-L proposto por Hosking e Wallis (1997) (adaptado de CPRM, 2001).

ANEXO 3

ANEXO 3 – MAPA DOS COEFICIENTES DE ESCOAMENTO OBTIDOS PARA AS BACIAS HIDROGRÁFICAS CONSIDERADAS NO ESTUDO DE CPRM (2001)

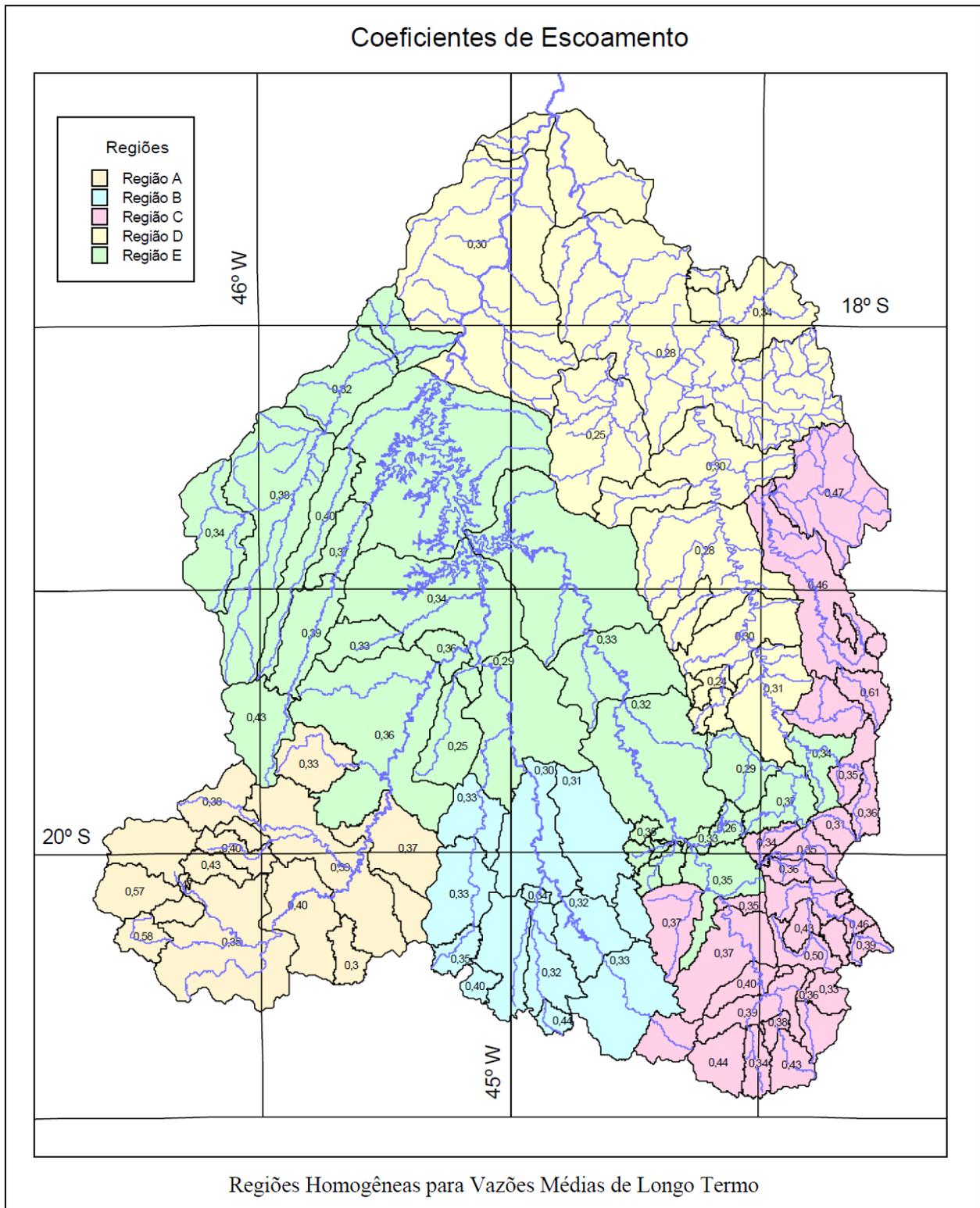


Figura A 3.1 – Mapa dos coeficientes de escoamento obtidos no estudo de CPRM (2001) para as áreas de contribuição correspondentes às estações fluviométricas das sub-bacias 40 e 41.