

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – CAMPUS I
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE ENGENHARIA CIVIL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS

**ANÁLISE DE INCERTEZA NO ESCOAMENTO SIMULADO COM
O MODELO DISTRIBUÍDO NAVMO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

MYRLA DE SOUZA BATISTA

CAMPINA GRANDE – PB

Março / 2006

MYRLA DE SOUZA BATISTA

**ANÁLISE DE INCERTEZA NO ESCOAMENTO SIMULADO COM
O MODELO DISTRIBUÍDO NAVMO**

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, na área de Engenharia Hidráulica, em cumprimento às exigências para obtenção do Grau de Mestre.

Área de Concentração: ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS

Orientador: PROF. EDUARDO ENEAS DE FIGUEIREDO

Co-Orientador: PROF. EDUARDO SÁVIO P. R. MARTINS

CAMPINA GRANDE
Março / 2006

MYRLA DE SOUZA BATISTA

**ANÁLISE DE INCERTEZA NO ESCOAMENTO SIMULADO COM
O MODELO DISTRIBUÍDO NAVMO**

Aprovado em 15 de Março de 2006.

COMISSÃO EXAMINADORA:



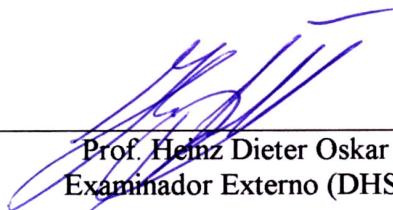
Prof. Eduardo Eneas de Figueiredo – PhD
Presidente – Orientador (UAEC / CTRN / UFCG - PB)



Prof. Eduardo Sávio P. R. Martins – PhD
Co-Orientador (FUNCEME - CE)



Prof. Vajapeyam Srirangachar Srinivasan – PhD
Examinador Interno (UAEC / CTRN / UFCG - PB)



Prof. Heinz Dieter Oskar August Fill – PhD
Examinador Externo (DHS / ST / UFPR - PR)

Campina Grande, 15 de Março de 2006.

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

B333a Batista, Myrlla de Souza
2006 Análise de incerteza no escoamento simulado com o modelo distribuído
NAVMO / Myrlla de Souza Batista. — Campina Grande, 2006.
133f. : il.

Referências.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de
Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Orientador: Eduardo Enéas de Figueiredo.

1— Recursos hídricos – Modelo distribuído 2— Recursos hídricos - Incerteza
3— Recursos hídricos - Escoamento I— Título

CDU 556.013:556.16

DEDICATÓRIA

“Tudo posso naquele que me fortalece.”

(Fl 4:13)

À minha amada mãe Terezinha de Souza Batista, pela sua atenção e seu amor que acompanham sempre, ao meu pai Maciel Vitorino Batista, pelo seu incentivo e apoio, à minha irmã Mylene de Souza Batista e ao meu amado sobrinho Yuri que está a caminho, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

À **Deus**, pelas dádivas que me concedeu ao longo da minha vida, principalmente, nos anos de mestrado e por estar sempre ao meu lado em todas as horas.

Ao meu orientador **Prof. Eduardo Eneas de Figueiredo**, por acreditar em mim, pelo incentivo e paciência durante o mestrado e por não me deixar divagar em trilhas desnecessárias.

Ao professor **Eduardo Sávio P. R. Martins**, por acreditar neste trabalho, pela paciência e explicações sempre elucidativas.

Ao professor **Francisco Morais** do Departamento de Matemática - UFCG, pela paciência e disponibilidade ao esclarecer as minhas dúvidas em estatística.

Aos meus amigos **Osvalcélio Furtunato** e **Aracy Nunes**, pela ajuda nas primeiras etapas desta pesquisa.

Aos meus amigos da minha turma de mestrado, **Cledson, Alcidney, Simone, Érica e Renato**, pelo constante auxílio com o MATLAB e outros softwares, pela amizade e companheirismo que muito me ajudaram nestes dois anos.

Aos alunos, professores e funcionários do Laboratório de Hidráulica da UFCG, pela amizade, apoio e estímulo recebidos, os quais, sem sombra de dúvida, tornaram esta fase de mestrado uma das melhores épocas da minha vida.

À minha mãe **Terezinha de Souza Batista**, pelo carinho e amor que me deu em todos os instantes e pela sua dedicação e paciência comigo.

Ao meu pai **Maciel Vitorino Batista**, pelo seu amor, pelo apoio e incentivo nos estudos e pelo exemplo de determinação e de eterna busca pelo conhecimento.

À minha irmã **Mylene de Souza Batista** e cunhado **Valcides Francisco de Souza**, pelo apoio, compreensão e companheirismo que me ajudaram durante todo o tempo.

Ao **Danielson Vieira de Araújo**, pelos incentivos e por me ensinar que os detalhes algumas vezes fazem à diferença.

À minha amiga **Daniela de Melo B. Alves**, pela sempre presente amizade e por me ensinar que nada faz sentido se não estiver inserido no todo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo suporte financeiro através da bolsa de estudo para a realização desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, pelo apoio financeiro para publicação e participação em eventos.

Enfim, a todos aqueles que de forma direta ou indireta contribuíram e ajudaram com este trabalho.

RESUMO

A modelagem hidrológica tem como objetivo principal a simulação dos processos do ciclo da água através de modelos matemáticos. Porém, a modelagem é afetada pela variabilidade dos processos climatológicos, hidrológicos e físicos, particularmente em grandes bacias. Por isto, modelos distribuídos capazes de considerar as variabilidades do sistema, estão cada vez mais sendo desenvolvidos. Mesmo assim, os resultados das simulações podem conter incertezas seja pela parametrização, pela qualidade dos dados de entrada e saída, estrutura do modelo ou mesmo pelo modelador. Nesse sentido, o presente trabalho pretende avaliar as incertezas no escoamento simulado com o modelo distribuído NAVMO em várias bacias na região do alto rio Paraíba considerando diferentes divisões da bacia, um aspecto ainda não investigado regionalmente. As análises foram conduzidas em relação a trabalhos anteriores com o modelo, que foi calibrado para uma divisão da região em 61 sub-bacias e usado para simular o escoamento com outras divisões (10, 21, 31 e 40 sub-bacias) e quatro bancos de dados consistindo de 16, 18, 35 e 80 postos pluviométricos. Ademais, os parâmetros sensíveis do modelo foram recalibrados para a região dividida em 31 sub-bacias e usados para simular séries de longo período com outras divisões (10, 21, 40 e 60 sub-bacias), que serviram para investigar as incertezas nas simulações e para comparações. As incertezas foram analisadas através das características estatísticas das séries simuladas, tais como: coeficiente de determinação, somatório das vazões anuais, teste da dupla massa, somatório do quadrado das diferenças, testes paramétricos da média e variância, o teste não paramétrico de Wilcoxon e distribuições de probabilidade (e.g., Gama, Pearson III, Normal, Gumbel e GEV). Os resultados mostraram que as simulações foram sensíveis ao número de divisões da bacia, a parametrização do modelo e aos dados de precipitação. Além disso, as incertezas diminuíram à medida que o número de divisões da região aumentou e a qualidade do banco de dados pluviométricos melhorou. Ainda, as simulações foram afetadas pela estrutura do modelo em relação ao sistema de drenagem e banco de dados de chuva, os quais variam dependendo da divisão da região.

ABSTRACT

The main purpose of hydrologic modelling is the simulation of the water cycle processes. These processes are complex owing to their variability, particularly at large river basins. Distributed models which may consider these variabilities of the system have been designed recently. However, even with such models the simulations contain uncertainties due to the parameterization, poor quality data, model structure and model user. In this sense, this research intend to analyze the uncertainties in the simulated runoffs at various catchments in the upper Paraíba river basin, with the distributed model NAVMO considering different basin divisions and databases, an aspect not yet investigated regionally. The analyses were carried out in relation to previous work with the model, calibrated for the region divided into 61 sub-basins and used to simulate long-time series of runoff with other basin divisions (10, 21, 31 and 40) and four databases consisting of 16, 18, 35 and 80 rainfall stations. In addition, the sensitive parameters of the model were calibrated with the region divided into 31 sub-basins and used to simulate long-term time series of runoff with other basin divisions (10, 21, 40 and 61), which served as the basis for investigating the uncertainties in the simulations, and for comparisons. The investigations were carried out by analyzing the statistical properties of the simulated series such as: the sum of annual simulated values, the double mass curve, the coefficient of determination, the sum of squared differences, the parametric t-test and F-test, the Wilcoxon test and fitting typical distributions of probability (e.g., Gama, Pearson III, Normal, Gumbel and GEV). The results showed that the simulations were sensitive to the basin divisions, model parameterization and rainfall data. In addition, the uncertainties decreased as the number of basin divisions and quality of the rainfall data increased. Moreover, the results were affected by the model structure in relation to the drainage system and rainfall database, which vary depending on the division of the region.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO	v
LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo geral	3
1.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Organização da Dissertação.....	4
2 REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1 Modelos hidrológicos	5
2.1.1 Classificação dos modelos.....	7
2.1.2 Modelo distribuído.....	8
2.2 Escalas hidrológicas e seus efeitos.....	9
2.2.1 Escala espacial.....	9
2.2.2 Escala temporal.....	10
2.2.3 Efeito de escala.....	11
2.3 Incertezas na hidrologia.....	13
2.3.1 Fontes de incertezas na hidrologia.....	16
2.3.2 Métodos de estimativa de incertezas.....	17
2.3.3 Alguns estudos sobre incertezas	19
3 O MODELO NAVMO	21
3.1 Cálculo dos processos no modelo NAVMO.....	23
3.1.1 Cálculo da precipitação média.....	23
3.1.2 Cálculo da capacidade dos reservatórios.....	24
3.1.3 Cálculo da evapotranspiração atual	25

3.1.4	Cálculo do déficit de umidade do solo	26
3.1.5	Condições para o transbordamento	27
3.1.6	Cálculo da lâmina do escoamento superficial direto.....	27
3.1.7	Cálculo da lâmina do escoamento sub-superficial	27
3.1.8	Cálculo da lâmina do escoamento subterrâneo.....	28
3.1.9	Hidrogramas dos escoamentos	28
3.1.10	Escoamento total.....	29
3.1.11	Cálculo da propagação do escoamento nos canais.....	29
3.2	Pesquisas utilizando o modelo NAVMO.....	31
4	ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	34
4.1	Área de estudo: Região do alto rio Paraíba.....	34
4.1.1	Características climáticas e fisiográficas da região.....	35
4.2	Base de dados.....	38
5	CALIBRAÇÃO DO MODELO NAVMO	41
5.1	Estudos anteriores com o modelo NAVMO	41
5.2	Nova calibração do modelo NAVMO	43
5.2.1	Análise e discussão da nova calibração.....	48
5.2.2	Comparação dos resultados da nova calibração com os de Furtunato (2004)	51
5.3	Simulações com o modelo NAVMO.....	52
6	METODOLOGIAS DE ANÁLISE DE INCERTEZA.....	54
6.1	Coefficiente de determinação (r^2).....	54
6.2	Somatório das vazões anuais (SVA)	55
6.3	Teste da dupla massa (TDM).....	55
6.4	Somatório do quadrado das diferenças (SQD).....	55
6.5	Testes paramétricos	56
6.5.1	Teste de Student (t)	56
6.5.2	Teste de Snedecor (F)	57
6.6	Testes não paramétricos	57
6.7	Distribuições de probabilidade.....	58
6.7.1	Distribuição Normal.....	59
6.7.2	Distribuição Pearson III	60
6.7.3	Distribuição Gama	61
6.7.4	Distribuição Gumbel	62
6.7.5	Distribuição GEV	62

7	RESULTADOS E DISCUSSÃO DA ANÁLISE DE INCERTEZAS	66
7.1	Coeficiente de determinação (r^2).....	66
7.2	Somatório das vazões anuais (SVA)	70
7.3	Teste da dupla massa (TDM).....	73
7.4	Somatório do Quadrado das Diferenças (SQD).....	74
7.5	Testes paramétricos e não paramétricos	78
7.5.1	Teste de Student (t).....	78
7.5.2	Teste de Snedecor (F)	78
7.5.3	Teste de Wilcoxon (W).....	79
7.6	Distribuições de Probabilidade	83
7.6.1	Avaliação das funções de distribuição de probabilidade: Normal, Gama, Pearson III e Gumbel	83
7.6.2	Simulação do comportamento aleatório das variáveis	91
7.6.3	Avaliação dos parâmetros da distribuição GEV	92
7.6.4	Avaliação da função de distribuição de probabilidade da GEV	99
8	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	102
8.1	Conclusões.....	102
8.2	Recomendações.....	104
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	105
	ANEXOS.....	114

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 – Representação de uma bacia hidrográfica.....	1
---	---

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Esquema do ciclo hidrológico.....	5
Figura 2.2 – Esquema da divisão da bacia hidrográfica.....	8
Figura 2.3 – Escalas temporais relativas aos processos de junção dos elementos da Terra.	11
Figura 2.4 – Soma do quadrado das diferenças.	16
Figura 2.5 – Lâminas observadas e simuladas pelos modelos MOFIPE (a) e SHETRAN (b).	17

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Fluxograma do modelo NAVMO.....	22
Figura 3.2 – Representação do processo de precipitação-vazão-evaporação no modelo NAVMO..	23
Figura 3.3 – Esquema representativo do método do ponto reticular modificado.	23
Figura 3.4 – Seção transversal do rio.	30

CAPÍTULO 4

Figura 4.1 – Mapa do estado da Paraíba dividido em bacias hidrográficas.....	34
Figura 4.2 – Mapa de clima da região do alto rio Paraíba.....	36
Figura 4.3 – Mapa de vegetação da região do alto rio Paraíba.	36
Figura 4.4 – Mapa de solos da região do alto rio Paraíba.	37
Figura 4.5 – Mapa de relevo da região do alto rio Paraíba.....	37
Figura 4.6 – Mapa geológico da região do alto rio Paraíba.....	38
Figura 4.7 – Mapa hidrológico da região do alto rio Paraíba.	39
Figura 4.8 – Mapa da localização das estações pluviométricas utilizadas por Furtunato (2004) no banco de dados com 18 estações (a) e 80 estações (b).	39
Figura 4.9 – Mapa da localização das estações pluviométricas utilizadas por Nunes (2005) no banco de dados com 16 estações (a) e 35 estações (b).	40

CAPÍTULO 5

Figura 5.1 – Divisão da região do alto rio Paraíba em 61 sub-bacias.	42
Figura 5.2 – Esquema das abordagens de Furtunato (2004) e Nunes (2005) para distribuição dos parâmetros.	43
Figura 5.3 – Divisão da região do alto rio Paraíba em 10, 21, 31 e 40 sub-bacias.	44
Figura 5.4 – Esquema da distribuição dos parâmetros usada na nova calibração.	45
Figura 5.5 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados na sub-bacia de Caraúbas.	48
Figura 5.6 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Caraúbas em 1975 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).	48
Figura 5.7 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Taperoá em 1925 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).	49
Figura 5.8 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados na sub-bacia de Taperoá.	49
Figura 5.9 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados em Poço de Pedras.	50
Figura 5.10 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Poço de Pedras em 1971 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).	50
Figura 5.11 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados em Boqueirão.	50
Figura 5.12 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Boqueirão em 1925 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).	51
Figura 5.13 – Gráfico dos resultados de r^2 obtidos com a nova calibração e a de Furtunato (2004).	51
Figura 5.14 – Esquema das séries simuladas.	53

CAPÍTULO 7

Figura 7.1 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Caraúbas.	67
Figura 7.2 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Taperoá.	68
Figura 7.3 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Poço de Pedras.	69
Figura 7.4 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Boqueirão.	69
Figura 7.5 – Gráfico do SVA para a divisão de 61 sub-bacias para os diferentes bancos de dados para a sub-bacia de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d). ...	71
Figura 7.6 – Gráfico do SVA para as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.	71
Figura 7.7 – Gráfico do SVA para as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d), usando a nova calibração e com 16 postos pluviométricos.	72

Figura 7.8 – Gráficos do teste da dupla massa para a divisão de 61 sub-bacias para os diferentes bancos de dados para a sub-bacia de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d).	73
Figura 7.9 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.....	74
Figura 7.10 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Taperoá para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.....	75
Figura 7.11 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.	76
Figura 7.12 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Boqueirão, para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.	77
Figura 7.13 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d), usando a nova calibração e com 16 postos. ..	77
Figura 7.14 – Exemplos das correlações das vazões simuladas pelo modelo NAVMO com as determinadas pelas distribuições de probabilidade para as séries: $Q_{méd}$ de Caraúbas (a), $Q_{máx}$ de Taperoá (b), $Q_{méd}$ de Poço de Pedras (c) e $Q_{máx}$ de Boqueirão (d).....	91
Figura 7.15 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.	93
Figura 7.16 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.	93
Figura 7.17 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.	94
Figura 7.18 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.	95
Figura 7.19 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.	95
Figura 7.20 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.	95
Figura 7.21 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.	97
Figura 7.22 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.	97
Figura 7.23 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.	97
Figura 7.24 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.	98

Figura 7.25 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.....	99
Figura 7.26 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.....	99
Figura 7.27 – Gráficos comparativos das vazões determinadas a partir da distribuição GEV com as vazões simuladas através do modelo NAVMO em Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d).....	101

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 2.1 – Subdivisões da incerteza.	15
Tabela 2.2 – Tipos de incerteza e seus tratamentos.	19

CAPÍTULO 4

Tabela 4.1 – Estações fluviométricas selecionadas.....	39
Tabela 4.2 – Evaporação média diária em (mm/dia) na estação de Ouro Velho.	40

CAPÍTULO 5

Tabela 5.1 – Valores médios de ALFA, EET e CN para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão.	42
Tabela 5.2 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Caraúbas.	46
Tabela 5.3 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Taperoá.	46
Tabela 5.4 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Poço de Pedras.	47
Tabela 5.5 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Boqueirão.....	47
Tabela 5.6 – Valores dos resultados de r^2 obtidos com a nova calibração e por Furtunato (2004)...	51
Tabela 5.7 – Especificação de cada série utilizada.	52

CAPÍTULO 7

Tabela 7.1 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Caraúbas.	67
Tabela 7.2 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Taperoá.	68
Tabela 7.3 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Poço de Pedras.	69
Tabela 7.4 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Boqueirão.....	70
Tabela 7.5 – Resultados do teste t de Student ($\alpha = 5\%$).....	80
Tabela 7.6 – Resultados do teste F de Snedecor ($\alpha = 5\%$).	81
Tabela 7.7 – Resultados do teste de Wilcoxon ($\alpha = 5\%$).	82
Tabela 7.8 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição normal.	85
Tabela 7.9 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Gumbel (Vazão máxima).	86
Tabela 7.10 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada às séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.	87

Tabela 7.11 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada às séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.	88
Tabela 7.12 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada às séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.	89
Tabela 7.13 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada às séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.	90
Tabela 7.14 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Caraúbas.	93
Tabela 7.15 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Taperoá.	94
Tabela 7.16 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Poço de Pedras.	96
Tabela 7.17 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Boqueirão.	98
Tabela 2.1 – Subdivisões da incerteza.	15
Tabela 2.2 – Tipos de incerteza e seus tratamentos.	19
 CAPÍTULO 4	
Tabela 4.1 – Estações fluviométricas selecionadas.....	39
Tabela 4.2 – Evaporação média diária em (mm/dia) na estação de Ouro Velho.	40
 CAPÍTULO 5	
Tabela 5.1 – Valores médios de ALFA, EET e CN para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá e Poço de Pedras e Boqueirão.	42
Tabela 5.2 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Caraúbas.	46
Tabela 5.3 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Taperoá.	46
Tabela 5.4 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Poço de Pedras.	47
Tabela 5.5 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Boqueirão.	47
Tabela 5.6 – Valores dos resultados de r^2 obtidos com a nova calibração e por Furtunato (2004)...	51
Tabela 5.7 – Especificação de cada série utilizada.	52
 CAPÍTULO 7	
Tabela 7.1 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Caraúbas.	67
Tabela 7.2 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Taperoá.	68
Tabela 7.3 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Poço de Pedras.	69
Tabela 7.4 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Boqueirão.	70
Tabela 7.5 – Resultados do teste t de Student ($\alpha = 5\%$).	80

Tabela 7.6 – Resultados do teste F de Snedecor ($\alpha = 5\%$).	81
Tabela 7.7 – Resultados do teste de Wilcoxon ($\alpha = 5\%$).	82
Tabela 7.8 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição normal.	85
Tabela 7.9 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Gumbel (Vazão máxima).	86
Tabela 7.10 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada nas séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.	87
Tabela 7.11 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada nas séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.	88
Tabela 7.12 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada nas séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.	89
Tabela 7.13 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada nas séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.	90
Tabela 7.14 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Caraúbas.	93
Tabela 7.15 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Taperoá.	94
Tabela 7.16 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Poço de Pedras.	96
Tabela 7.17 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Boqueirão.	98
Tabela 7.18 – Valores médios de r^2 obtidos pela comparação de $P(X \leq x)$ com $F(X \leq x)$	100
Tabela 7.19 – Valores médios de r^2 obtidos pela comparação das vazões determinadas a partir da distribuição GEV com as vazões simuladas através do modelo NAVMO.	100

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

A água é um bem vital para os seres vivos, mas vem se tornando escasso devido à ação predatória do homem. Por isso, atualmente, uma das questões mais pesquisadas e discutidas pelos estudiosos, é como avaliar e gerenciar os recursos hídricos em cada região, levando em consideração todas as características físicas, hidrológicas e climatológicas, bem como a sua sustentabilidade.

A avaliação e o gerenciamento dos recursos hídricos tomam por base o sistema hidrológico ou bacia hidrográfica (Figura 1.1), considerando todas as variáveis que constituem o ciclo da água, seja no ambiente terrestre e/ou atmosférico, e o seu balanço hídrico, que pode ser resumido, para um dado intervalo de tempo e espaço, na equação básica proveniente da lei de conservação da massa: $I - O = \text{Variação de Armazenamento}$, onde I são os dados de entrada no sistema e O são os dados de saída.



Figura 1.1 – Representação de uma bacia hidrográfica.
(Fonte: http://www.eco.unicamp.br/nea/Gestao_Bacia)

Segundo Chevallier (2000), as variáveis do sistema podem ser divididas em três áreas: variáveis climáticas (ou processos climáticos), variáveis do escoamento (ou processos hidrológicos) e as características do meio receptor (que são as características físicas e os processos físicos). Os processos climáticos são os processos de precipitação, transpiração e evaporação, enquanto que os processos hidrológicos são os de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo; já os processos físicos são os de interceptação e infiltração. Contudo, a medição e a avaliação desses processos são complexas e, portanto, se torna importante o desenvolvimento de modelos que os representem bem.

A modelagem de um processo qualquer é feita através de um modelo matemático que se constitui num conjunto de métodos (Tucci, 1998) com parâmetros associados. Faz parte da modelagem o tratamento dado à bacia, os processos de calibração dos parâmetros, verificação, validação e simulação (Ewen & Parkin, 1996; Figueiredo, 1998). Na fase de calibração, os parâmetros são ajustados comparando-se os valores do processo calculado pelo modelo com aqueles observados no sistema (Green & Stephenson, 1986). A verificação é uma etapa onde se checa se os parâmetros calibrados são capazes de simular bem os observados não incluídos na fase de calibração, enquanto que a fase seguinte é a validação dos parâmetros e do modelo que é feita com base na simulação de valores observados em outro sistema com características semelhantes.

Os critérios para a decisão se os parâmetros estão adequadamente calibrados, verificados e validados são variados conforme se vê na literatura (Klemeš, 1986; Figueiredo et al., 2004; Figueiredo & Bathurst, 2004; Parkin et al., 1996). Apesar desses critérios, incertezas são comumente presentes nas variáveis envolvidas (dados observados) devido à sua natureza aleatória, ao processo de medição, à estimativa dos parâmetros associados e, conseqüentemente, aos resultados das simulações (Melching, 1995) que é a última fase da modelagem.

Em grandes bacias, como os processos climatológicos e hidrológicos apresentam grande variabilidade (Singh, 1995), os mesmos podem ser melhor representados por modelos capazes de considerar as variabilidades do sistema (Rosso, 1992) e, em geral, os modelos distribuídos apresentam essa vantagem, i.e., consideram os processos nos vários locais da bacia (Tucci, 1998). Porém, em decorrência da divisão da bacia, os parâmetros podem ser afetados e os resultados das simulações podem apresentar incertezas (Figueiredo, 1998).

Um trabalho realizado por Figueiredo et al. (2004), mostrou que as simulações com o modelo NAVMO para a bacia do Rio Piancó foram afetadas pela divisão da bacia, com a

incerteza nos resultados aumentando com a diminuição do número de sub-bacias. Contudo, as incertezas não provêm apenas da parametrização do modelo, elas são também decorrentes dos dados de entrada (e.g., chuva) e de saída (vazão), da estrutura do modelo e do modelador (Melching, 1995). A incerteza é decorrente da variação do processo natural (Ferreira & Anjos, 1993) que é aleatório e com probabilidade de ocorrência e risco (Vieira, 1997; Studart, 2000; Castro, 1999). Dados do passado são geralmente utilizados para previsão futura que é muito incerta (Lanna, 1997). Assim, é importante se minimizar as incertezas para que as simulações possam representar melhor o sistema (Bernsterin, 1997; Silva, 2003).

1.1 Objetivo geral

Esta pesquisa tem por **objetivo geral**, analisar as incertezas no escoamento simulado com o modelo distribuído NAVMO em várias bacias da região do alto rio Paraíba com diferentes divisões da região e bancos de dados pluviométricos, com base no comportamento de características estatísticas em relação às divisões e aos bancos de dados empregados, sem avaliar quantitativamente o grau de incerteza. Isto porque a região do alto rio Paraíba é uma região semi-árida com grande variabilidade climática e, embora o modelo já tenha sido calibrado e validado para a região (Furtunato, 2004; Nunes, 2005), uma avaliação do efeito da divisão da bacia sobre as simulações ainda não foi feita regionalmente. Portanto, este trabalho vem tentar fechar esta lacuna, a partir da análise de incertezas nas simulações realizadas por Nunes (2005) e nas simulações realizadas com base em uma nova calibração.

1.2 Objetivos específicos

- 1) Revisar estudos anteriores realizados por Furtunato (2004) na calibração do modelo e Nunes (2005) em simulações de longo período;
- 2) Simular séries de longo período segundo metodologia utilizada por Nunes (2005) com diferentes bancos de dados e divisões da região;
- 3) Realizar uma nova calibração utilizando um banco de dados e uma divisão da região escolhidos a partir de uma análise preliminar das etapas anteriores;

- 4) Simular séries de longo período a partir da nova calibração utilizando diferentes divisões da região e o mesmo banco de dado;
- 5) Comparar e analisar as séries simuladas através de metodologias estatísticas: coeficiente de determinação, dupla massa, soma do quadrado das diferenças, testes paramétricos e não paramétricos e distribuições típicas de probabilidade e suas características.

1.3 Organização da Dissertação

Visando uma melhor apresentação do desenvolvimento do estudo, esta dissertação está dividida em oito capítulos:

- Introdução (capítulo 1);
- Revisão de literatura (capítulo 2) sobre modelos hidrológicos, escalas hidrológicas e seus efeitos, e incertezas e suas causas, efeitos e métodos de análise;
- No capítulo 3 encontra-se uma breve discussão sobre o modelo NAVMO e sua estrutura;
- As descrições da área do estudo e dos bancos de dados das estações pluviométricas e fluviométricas estão no capítulo 4;
- As metodologias de calibração e simulação de estudos passados e da presente pesquisa estão descritas no capítulo 5;
- As metodologias de análises empregadas nesta pesquisa estão apresentadas no capítulo 6;
- No capítulo 7 estão os resultados e discussões;
- Finalmente, no capítulo 8 estão as conclusões obtidas nesta pesquisa e algumas sugestões para futuros trabalhos.

CAPÍTULO 2

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Modelos hidrológicos

A Hidrologia é uma ciência que se baseia na observação, estudo e tratamento dos processos do ciclo da água, que também pode ser denominado de ciclo hidrológico (Tucci, 2000). O ciclo hidrológico (Figura 2.1) é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado, fundamentalmente, pela energia solar associada à gravidade e a rotação terrestre. O intercâmbio entre as circulações da água na superfície terrestre (escoamentos) e na atmosfera (movimento de massas de vapor por pelos ventos ou advecção), fechando o ciclo hidrológico, ocorre pela evaporação no sentido superfície-atmosfera e pela precipitação no sentido atmosfera-superfície (Silveira, 2000).

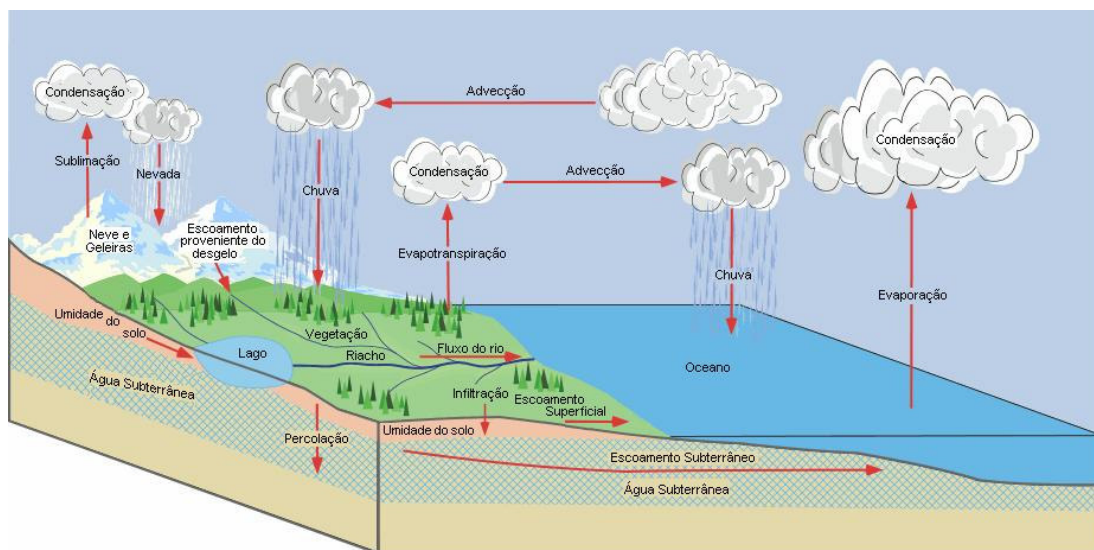


Figura 2.1 – Esquema do ciclo hidrológico.
(Fonte: Adaptado de <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8b.html>)

Devido, porém, à complexidade da medição destes processos, a análise quantitativa e qualitativa dos mesmos tem sido também realizada através de modelos hidrológicos. De modo geral, um modelo é uma representação simplificada do sistema real que se deseja analisar (Porto & Azevedo, 1997), numa linguagem ou forma de fácil acesso e uso, com o objetivo de entendê-lo e buscar suas respostas para diferentes entradas (Tucci, 1998). Ou seja, o modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou sub-superfície terrestre (Maidment, 1993).

O modelo hidrológico é uma ferramenta de simulação dos processos que ocorrem no sistema hidrológico que é definido por uma estrutura (esquema, procedimento) que, num dado tempo de referência, se relaciona com uma entrada (causa, estímulo) e uma saída (efeito, resposta) (Tucci, 1998). A estrutura de um sistema clássico é constituída de uma entrada, que são todos os elementos que entram no sistema, um processo, onde estão incluídos todos os elementos necessários para converter a entrada no resultado final do sistema e uma saída, que é o produto final das transformações ocorridas no sistema.

Tucci (1998) enumerou cinco vantagens de se utilizar os modelos para analisar os processos hidrológicos, sendo elas:

- A análise do sistema real (quando possível) é mais cara que a modelagem;
- O custo de cometer erros e/ou realizar experiências com o sistema real é incomparavelmente maior quando comparado com o custo da simulação dos processos por modelos;
- Os processos de tentativa e erro podem ser explorados “gratuitamente” e contribuem para a melhor compreensão do sistema e para concepção de novas idéias e linhas de ação;
- Os modelos são instrumentos muito eficientes para treinamento quando desenvolvidos ou adaptados especificamente para esta finalidade;
- Os modelos conferem flexibilidade às análises.

Os modelos, porém, também têm limitações e a possibilidade de expressar os processos como um conjunto de equações matemáticas detalhadas, pode não existir ou ser muito complexa (Steyaert, 1993). Por isso, é importante lembrar que não existe um modelo único que seja o melhor, e sim, pode existir aquele que melhor descreve um fenômeno ou processo (Rennó & Soares, 2003).

2.1.1 Classificação dos modelos

Os modelos são classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos, conceituais ou de base física), a forma de representação dos dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (concentrados ou distribuídos) e a existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos) (Rennó & Soares, 2003). Define-se brevemente cada um a seguir.

- Concentrado: considera que todas as variáveis de entrada e de saída são representativas de toda área do estudo, ou seja, a variabilidade espacial não é considerada e a variável independente é apenas o tempo (Tucci, 1998).
- Distribuído: suas variáveis e parâmetros dependem do espaço e do tempo (Tucci, 1998), pois consideram a variabilidade espacial dos processos.
- Estocástico: pelo menos uma das variáveis envolvidas tem comportamento aleatório e segue uma abordagem estatística (Rennó & Soares, 2003).
- Determinístico: utilizam equações para representar os processos hidrológicos (Silva & Ewen, 2000) e não são considerados os conceitos de probabilidade. Se uma variável de entrada for aleatória, mas produzir um único valor de saída, ainda assim o modelo é determinístico (Rennó & Soares, 2003).
- Conceitual: utiliza funções que procuram descrever todos os fenômenos que constituem determinado processo (Tucci, 1998; Rennó & Soares, 2003).
- Base física: utiliza as equações fundamentais da física (massa, energia e momento) na representação dos processos e seus parâmetros podem ser medidos (Rennó & Soares, 2003).
- Empírico: é denominado de caixa-preta e possui valores calculados, que são ajustados aos dados observados através de funções que não têm nenhuma relação com os processos envolvidos (Tucci, 1998). Em geral, é um modelo simples e útil, mas pouco robusto, e não pode ser livremente utilizado para simular outras condições diferentes daquelas em que foram determinadas (Rennó & Soares, 2003).

A escolha do tipo de modelo deve ser feita a partir da aplicação que se deseja e na disponibilidade de dados de entrada (Rennó & Soares, 2003). Porto & Azevedo (1997) citaram o trabalho de Orens (1984), onde estavam condensados os critérios para orientar a escolha de um modelo, que podem ser sintetizados em cinco critérios: precisão, simplicidade, robustez, transparência e adequação.

2.1.2 Modelo distribuído

Na década de 80, as pesquisas hidrológicas prestaram uma atenção crescente à variação espacial dos vários processos hidrológicos, por causa do papel reconhecido da variabilidade espacial da bacia na determinação das respostas da bacia (Rosso, 1992). E para modelar estes processos foram desenvolvidos os modelos distribuídos, que utilizam as equações da continuidade e da dinâmica dos processos envolvidos, buscando integrar a descrição dos processos físicos que ocorrem na bacia (Tucci, 1998).

Os modelos distribuídos consideram a existência de uma relação espacial entre elementos vizinhos (relação topológica) e a geração do escoamento dentro da bacia, que é influenciada fortemente pelas características de cobertura de superfície, pelo relevo e pela forma da bacia, correlacionada com a estrutura e o tipo de solo (Rosso, 1992). Por isso, eles requerem uma divisão da bacia (Figura 2.2), seja em sub-bacias (Kleeberg et al., 1989), em planos e canais (Lopes, 1987) ou em quadrículas (Abbott et al., 1979).

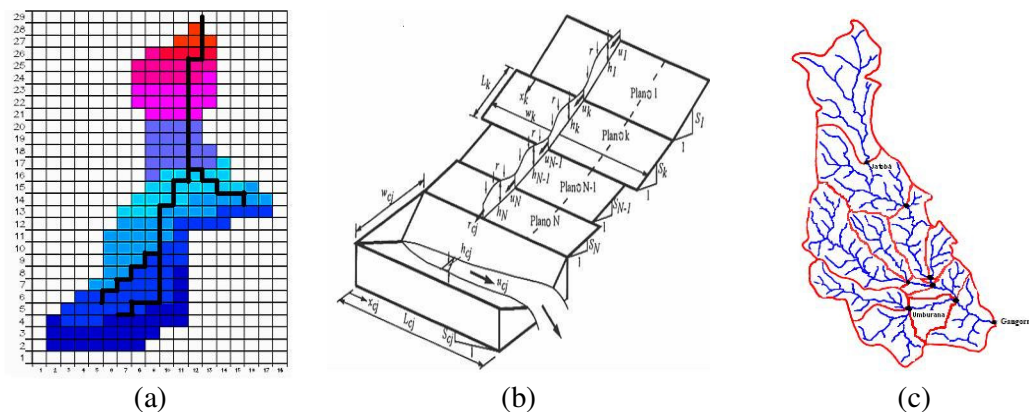


Figura 2.2 – Esquema da divisão da bacia hidrográfica em quadrículas (a), planos e canais (b), e sub-bacias (c).
(Fonte: Figueiredo et al., 2005; Lacerda Jr. et al., 2003)

Segundo Rosso (1992), apesar da etapa precursora da hidrologia espacialmente variável, muitos problemas continuam aparecendo e realizar trabalhos é necessário para alcançar uma aproximação compreensiva da modelagem da resposta da bacia dentro de uma estrutura distribuída. O autor cita ainda que um dos problemas é como representar a variabilidade espacial dos processos hidrológicos em pequenas escalas, devido à interação entre as escalas temporais e espaciais. E afirma que o problema científico é identificar e formular relacionamentos convenientes nas escalas de interesse prático e procurar conexões analíticas coerentes entre elas e, em seguida, em outras escalas.

2.2 Escalas hidrológicas e seus efeitos

Como atualmente a hidrologia está mais direcionada para o desenvolvimento e aprimoramento da representação de processos e da modelagem hidrológica, é importante entender que os modelos geralmente descrevem processos com diferentes níveis de detalhamento espacial e diferentes escalas de tempo. Segundo Rennó & Soares (2003), um modelo pode ser detalhado e apropriado aos pequenos intervalos de tempo e espaço, ou pode ser mais simples e genérico, simulando o comportamento de regiões inteiras e/ou longos períodos de tempo (décadas, séculos). Os autores ainda afirmam que alguns processos podem ser simulados considerando-se intervalos de tempo bastante pequenos (minutos, horas e dias) e escalas espaciais muito detalhadas (estômato, folha, planta), mas que os resultados podem ser generalizados para intervalos de tempo maiores (dias, anos, décadas) e escalas espaciais menos detalhadas (comunidade, região).

Rodríguez-Iturbe & Gupta (1983) e Bergström & Graham (1998), apud Rennó & Soares (2003), afirmam que “a escolha da escala espacial e temporal do modelo deve ser feita em termos de um nível apropriado de conceitualização dos processos hidrológicos que seja compatível, como um todo, com o fenômeno observado”. Ou seja, a escala deve combinar os fatores empíricos e o conhecimento teórico disponível, sendo ela a mais detalhada possível dentro da síntese matemática (Klemeš, 1983; Rennó & Soares, 2003).

Segundo Mendiondo & Tucci (1997), a representação dos processos hidrológicos em diferentes escalas tem esbarrado em três principais aspectos:

- A heterogeneidade espacial dos sistemas hídricos e a incerteza com a qual os parâmetros e processos são medidos em diferentes escalas;
- A dificuldade de representar os processos caracterizados e analisados na microescala para outras escalas da bacia hidrográfica;
- A falta de relação entre os parâmetros de modelos matemáticos com as diferentes configurações espaciais encontradas.

2.2.1 Escala espacial

A escala espacial tem grande influência na escolha do modelo, pois as variáveis hidrológicas variam no espaço de acordo com sua posição e direção. No caso dos fenômenos terrestres, o tratamento em apenas uma dimensão é adequado na maioria dos casos. Porém, particularmente no interior do solo, a variabilidade é muito alta, nas três dimensões, podendo então surgir incompatibilidades quando o continuum é modelado e,

principalmente, ao adicionar outros processos (e.g.: atmosféricos) devido às diferenças dos tempos de resposta (Albert, 2000).

Segundo Rennó & Soares (2003), a forma comumente usada para tratar uma bacia hidrográfica é considerá-la um sistema agregado com propriedades espacialmente homogêneas, desprezando-se a variabilidade espacial natural da bacia e as relações existentes entre seus componentes. Porém, Burrough (1998) afirma que, conceitualmente, o espaço pode ser discretizado segundo duas abordagens distintas. Na primeira, a divisão é feita em partes reconhecíveis, as quais são denominadas objetos e podem ser representadas através de pontos, linhas ou polígonos. E no outro, o espaço pode também ser simplesmente fatiado formando o que se denomina de campos contínuos.

No caso mais simples de discretização espacial que pertence à segunda abordagem, a bacia hidrográfica é dividida em sub-bacias, onde cada uma constitui um sistema agregado (ponto), conectadas por ligações que representam os cursos de água (linhas) (Maidment, 1993). Mas o trabalho realizado por Figueiredo et al. (2004), mostrou que a divisão da área em sub-bacias influencia os resultados das simulações, criando uma incerteza nos resultados. Por isso, um dos grandes desafios da modelagem atualmente é gerar estimativas confiáveis ao nível regional baseando-se em extrapolações de resultados detalhados obtidos em nível local (Steyaert, 1993).

Cressie (1991), que foi citado por Mendiondo & Tucci (1997), afirma que a escala espacial do processo pode se referir a uma extensão (período) no espaço, ou pode ser relativo a uma escala de correlação, desde que as observações se baseiem numa dada agregação, estejam distribuídas no espaço e tenham certo grau de correlação. Porém, como a variabilidade das características físicas de uma bacia é grande, uma medida pontual dos processos nem sempre permite uma boa estimativa numa escala maior, ou seja, quando as bacias e sub-bacias tratadas envolvem áreas enormes, enquanto que a variação de alguns processos ocorre em poucos centímetros (Tucci, 1998).

2.2.2 Escala temporal

A grande maioria dos processos é caracterizada por escalas de tempo da ordem de segundos a dias, pois todos os processos hidro-climatológicos e o meio receptor são variáveis no tempo e têm uma evolução dinâmica, apresentando tendências que podem, às vezes, serem representadas através de leis estatísticas. A amplitude (ou escala) desta

evolução depende muito do processo e do fenômeno escolhidos para serem estudados (Chevallier, 2000), como pode ser observado na Figura 2.3.

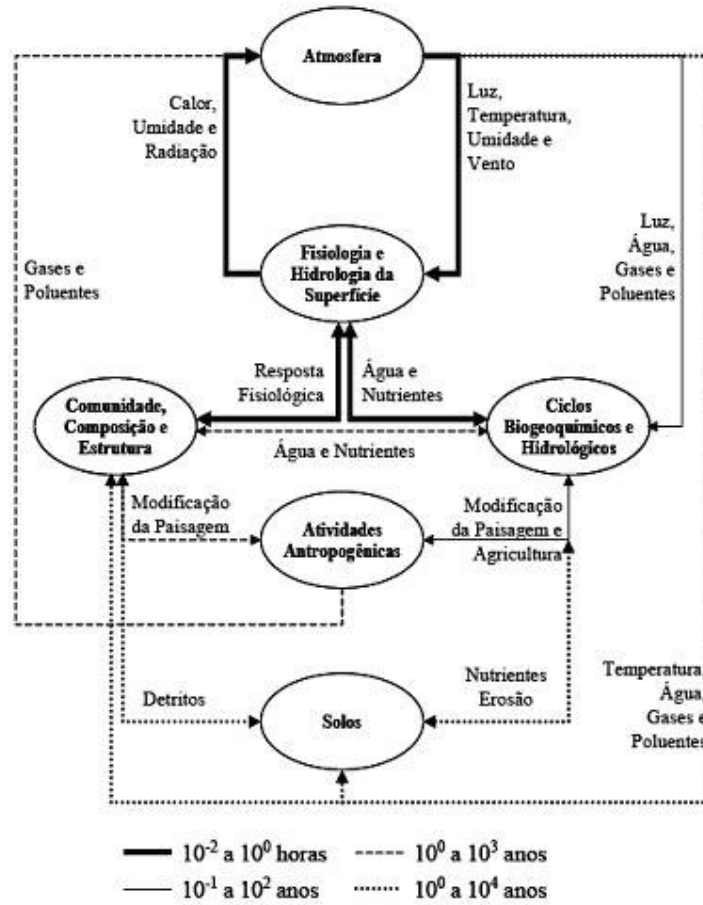


Figura 2.3 – Escalas temporais relativas aos processos de junção dos elementos da Terra. (Fonte: Rennó & Soares, 2003)

2.2.3 Efeito de escala

As escalas temporal e espacial são diferentes para diversos fenômenos e processos hidro-climatológicos, por isso a área ou o tempo de influência deles são diferentes e, portanto, para duas situações diferentes é possível que diferentes processos interfiram em cada situação ou simplesmente interfiram diferenciadamente. Este é o chamado efeito de escala. Geralmente, este efeito é muito comum na modelagem hidrológica, onde são reunidos os dados adquiridos numa escala espacial ou temporal definida, com os processos analisados ou os métodos elaborados dentro do quadro de uma escala maior ou menor (Chevallier, 2000).

Alguns estudos apontam para a existência do efeito de escala, como é o caso da pesquisa realizada por Singh & Woolhiser (2002), onde foi observado que a configuração das respostas hidrológicas muda com a escala espacial sendo as heterogeneidades maiores nas escalas maiores, i.e., com o aumento do tamanho da bacia. Segundo eles, quando a escala espacial é estendida para o patamar das grandes bacias, o processo de geração do escoamento se torna menos sensível às variações temporais da precipitação local ou às variações das características do solo, devido ao efeito “atenuante” das variáveis.

Com relação à cobertura vegetal, Pillar (1994) demonstrou que, devido à existência de várias possibilidades de observação para diferentes combinações de escalas de espaço e de tempo, uma vegetação que parece ser estável numa grande extensão mostra-se extremamente dinâmica em pequenas manchas e que apresenta modificações quando observada a cada ano, as quais não são vistas quando observada de 10 em 10 anos.

Simanton et al. (1986), apud Lacerda Jr. (2002), mostraram que, para a bacia experimental de Walnut Gulch (150 km²), os valores da curva-número (CN) variaram inversamente com a área da bacia.

O coeficiente de rugosidade de Manning, que é utilizado nos cálculos da velocidade de fluxo e que depende de vários fatores como vegetação, superfície, forma do rio ou canal, etc. (Chow, 1959), foi estudado por Figueiredo (1998) que confirmou a existência do efeito de escala no valor deste coeficiente nas simulações do escoamento e erosão do solo com o modelo SHETRAN numa bacia do semi-árido paraibano.

Lopes et al. (2003), utilizando os modelos Kineros2 e WESP, investigaram o efeito da área sobre os parâmetros dos modelos através da simulação dos processos em várias bacias variando entre 100 m² (parcelas) e 140 km², e os resultados mostraram que os principais parâmetros do modelo Kineros2 sofreram efeito de escala e que o parâmetro da equação de infiltração do modelo WESP variou com o tamanho da bacia hidrográfica.

Por isto, o efeito de escala se constitui uma grande fonte de incertezas na modelagem hidrológica, devido à variabilidade dos parâmetros usados no cálculo dos processos pelo modelo hidrológico. Mas, segundo Lacerda Jr. et al. (2003), é possível avaliar o efeito de escala sobre os parâmetros do modelo hidrológico pela comparação, através de diferentes escalas e condições de superfície, dos resultados do modelo (vazões e volumes) com os dados observados. Ademais, pode ser feita, também, uma análise dos efeitos de escala sobre o escoamento.

2.3 Incertezas na hidrologia

Quando um modelo matemático é utilizado para simular um processo, são produzidos resultados das simulações, que geralmente trazem incertezas decorrentes da variação do processo natural (Ferreira & Anjos, 1993) que é aleatório e com probabilidade de ocorrência e risco (Vieira, 1997; Studart, 2000; Castro, 1999). Dados do passado são geralmente utilizados para previsão futura que é muito incerta (Lanna, 1997), em virtude do efeito de escala. Assim, é importante se quantificar as incertezas para que as simulações possam representar melhor o estado futuro (Bernsterin, 1997; Silva, 2003).

As incertezas podem ser de natureza aleatória ou epistêmica (Plate & Duckstein, 1987; Bernier, 1987; Beck, 1987; Klir, 1989; Ganoulis, 1994; Frey, 1998; Morgan & Henrion, 1990, Studart, 2000). As incertezas aleatórias, nos processos hidrológicos, ocorrem em função da variabilidade climática e das condições naturais da bacia hidrográfica devido à oscilação, tanto espacial quanto temporal, da ocorrência dos processos (Borah & Haan, 1991). As incertezas epistêmicas podem ser subdivididas em incertezas nos dados, incertezas operacionais, incertezas no modelo e as incertezas causadas por razões econômicas.

O processo de medição dos dados depende do conhecimento dos mecanismos de formação do processo, do instrumento utilizado para medi-los, da transcrição, etc., os quais quando não são bem estabelecidos levam a erros e imprecisão, a que se denomina incertezas nos dados.

As incertezas operacionais existem devido a incertezas nas obras de engenharia, seja na construção, na operação ou na manutenção, e podem ser classificadas em incertezas hidráulicas, e incertezas estruturais que correspondem ao material utilizado e o projeto estrutural.

Quando as incertezas provêm de modelos matemáticos inadequados ou erro na estimativa dos parâmetros, são denominadas de incertezas no modelo, e podem ser classificadas em dois tipos, as incertezas no modelo matemático e as incertezas na estimativa dos parâmetros. Mas se for para classificar e caracterizar as incertezas na modelagem dos sistemas hidrológicos, uma metodologia mais específica foi proposta por Vincens et al. (1975), citada por Studart (2000), que classificou as incertezas em três tipos:

- Incertezas do Tipo I: “ocasionadas pelo desconhecimento do verdadeiro mecanismo que rege o processo natural”;

- Incertezas do Tipo II: “geradas na avaliação dos parâmetros dos métodos matemáticos”;
- Incertezas do Tipo III: “aquelas inerentes aos processos naturais”

Uma abordagem simples sobre as fontes de incerteza foi apresentada por Melching (1995). Segundo ele, quatro fontes de incerteza podem estar presentes na modelagem hidrológica: (1) aleatoriedade natural das informações; (2) processo de medição dos dados; (3) estimativa e/ou calibração dos parâmetros do modelo; e (4) estrutura do modelo.

A estimativa e/ou calibração de parâmetros é dependente do método de medição, quando são mensuráveis (e.g., textura do solo, condutividade hidráulica, potencial mátrico, etc.) e do processo de calibração (quando são fatores de multiplicação de processos). Os parâmetros são geralmente dependentes da escala espacial e quanto maior a escala maior a heterogeneidade (Singh, 1995) que apontam grandes variações nos valores dos parâmetros e, conseqüentemente, há incertezas.

Finalmente, a estrutura do modelo depende de como os métodos são interligados e, por conseguinte, as incertezas nos resultados das simulações aumentam ainda em função do seu efeito multiplicativo. Cornell (1972) observa que é importante analisar situações através de um modelo que seja capaz de simular os processos e suas interações, em lugar de um modelo que só seja capaz de simular um processo sem interações.

Durante a modelagem ocorrem duas situações extremas que geram as incertezas (Malczewski, 1999): na primeira, as situações são previstas e determinísticas, com informações claras e uma situação de certeza; e na segunda, as situações não são previstas, não tem informações claras nem uma situação de certeza. O autor afirma ainda que, as informações e suas incertezas podem ser de natureza determinística (que se determina), estocástica (avaliadas estatisticamente) ou de imprecisão (incerteza difusa nas medições, etc.). A confiabilidade da resposta de um modelo hidrológico (determinístico ou estocástico) depende do efeito combinado das várias incertezas.

Os tipos de incertezas também foram classificados por Asselt (1999), Simonovic (2000) e Trucano (2004), que simplificaram e afirmaram que as incertezas provêm de dois tipos principais: 1) **da variabilidade** das propriedades gerais do objeto em estudo, ou incerteza objetiva (externa ou randômica), que é o resultado da heterogeneidade e da flutuação das variáveis dos processos no tempo e no espaço; e 2) **da falta ou da limitação de conhecimento** acerca de uma determinada variável, ou incerteza subjetiva, informativa, ou interna, e que não pode ser analisada completamente. A classificação e distribuição dos tipos de incertezas, segundo Simonovic (2000), estão resumidas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Subdivisões da incerteza.

		Tipo	Fonte	Descrição	
		Incertezas	variabilidade	Temporal	
Espacial				Quando há valores dependentes da localização.	
Heterogeneidade				Quando as propriedades variam no corpo do objeto / processo estudado.	
Aleatoriedade				Refere-se ao aspecto randômico da natureza, tecnologia, diversidade de valores, ser humano e dinâmicas sociais, econômicas e culturais.	
Falta de conhecimento	modelo		Variáveis substitutas		Quando se utiliza variáveis que substituem outras menos acessíveis.
			Erro geométrico (Fortuna, 2000)		Quando o sistema de coordenadas não está alinhado com o domínio computacional.
			Convergência e arredondamento (Fortuna, 2000)		Quando se adota um critério de convergência, e devido à representação finita dos números no computador.
			Variáveis Excluídas		Quando há variáveis esquecidas ou consideradas insignificantes no modelo
			Situações anormais		Quando o modelo é submetido a situações que não foram verificadas na calibração e validação.
			Aproximações		Referem-se ao grau de discretização, simplificação e generalização da realidade.
	parâmetro		Forma incorreta		Quando não há representação do mundo real de forma correta.
			Erro randômico		Ocorre devido às imperfeições nos instrumentos de medida e nas técnicas de observação.
			Erro Sistemático		É a diferença entre o verdadeiro valor e a média dos valores medidos.
			Erro amostral		Refere-se ao erro relacionado ao tamanho da amostra (representatividade).
			Imprevisibilidade		Ocorre devido às limitações do conhecimento e à própria inerente imprevisibilidade de uma variável.
			Imprecisão Lingüística		Inerente ao processo de comunicação.
	decisão		Discordância		Refere-se aos conflitos de opiniões técnicas.
			Medidas do risco		Refere-se à incerteza na seleção de um índice para medir o risco.
Custo do risco			Refere-se à transformação da medida do risco em parâmetros comparáveis		
		Quantificação dos valores		Determinação do nível de risco aceitável	

Fonte: Simonovic, 2000; Fortuna, 2000.

2.3.1 Fontes de incertezas na hidrologia

Perret et al. (1997) e Nielssen & Harremoes (1996) analisaram incertezas no projeto de obras de drenagem e observaram que estas podem ser dominadas pelas incertezas nos parâmetros que dependem da variabilidade nos valores da textura do solo.

Refsgaard & Storm (1996) observam que a variabilidade espacial e temporal das variáveis hidrológicas é, em geral, quantificada em pontos discretos nas bacias hidrográficas sendo impraticável obter informações em todos os locais da bacia. Nesse sentido, uma grande fonte de incerteza encontra-se na curva chave das estações de medição de vazão que pode variar temporalmente devido à sedimentação, crescimento da vegetação, etc.

Melching (1995), Troutman (1982) e Laurenson & O'Donnell (1969) afirmam que a principal fonte de incerteza na modelagem está em erros nos dados que influenciam os resultados das simulações.

Figueiredo et al. (2004) analisaram o escoamento simulado com o modelo distribuído NAVMO, calibrado em uma grande bacia na região semi-árida da Paraíba e concluíram que a divisão da bacia influenciou as vazões máximas e volumes, onde a soma do quadrado das diferenças (Figura 2.4), entre valores simulados e observados, foi um dos critérios utilizados.

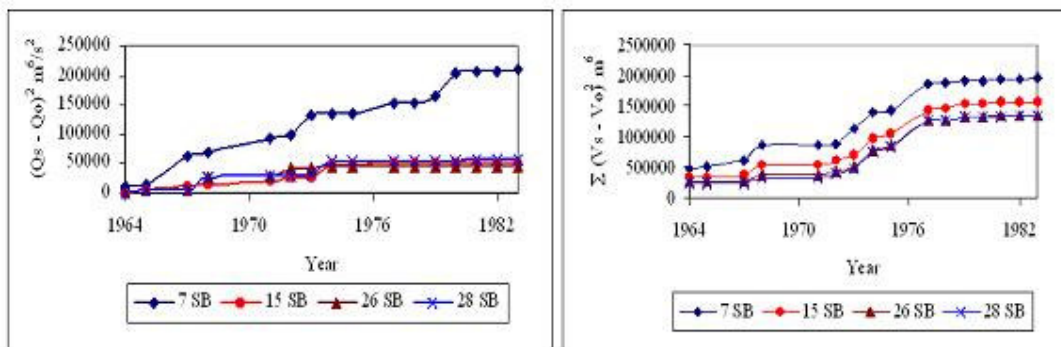


Figura 2.4 – Soma do quadrado das diferenças.
(Fonte: Figueiredo et al., 2004)

Figueiredo & Bathurst (2004) e Davi (2004) utilizaram parâmetros físicos estimados, baseados na textura, e mostraram que a lâmina do escoamento simulada, em uma pequena bacia na região do Cariri paraibano, com o modelo MOFIPE (Davi, 2004) e SHETRAN (Ewen et al., 2000), foi sensível a variação dos valores dos parâmetros estabelecida pelos limites da classe de textura do solo (Figura 2.5). Esta variação aponta a existência de incertezas em função da escolha dos parâmetros.

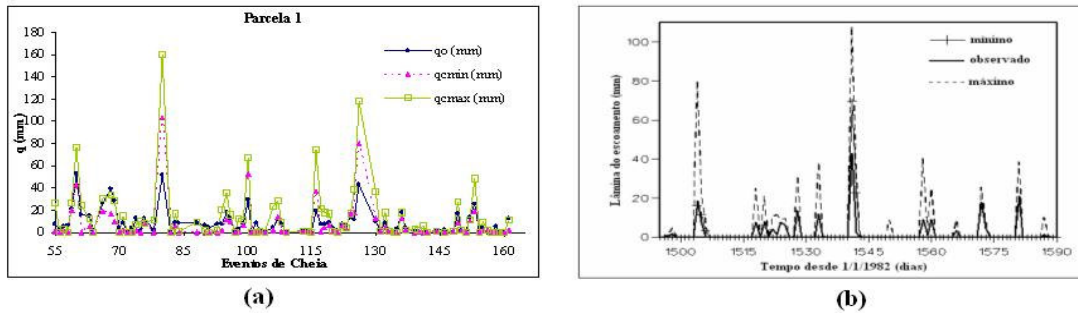


Figura 2.5 – Lâminas observadas e simuladas pelos modelos MOFIPE (a) e SHETRAN (b).
(Fonte: Davi, 2004; Figueiredo, 1998)

Segundo Melching et al. (1991) e Georgakakos (1986), apud Melching (1995), o estudo das incertezas na resposta de um modelo pode ser usado para avaliar e selecionar o modelo mais apropriado, como também pode definir o planejamento operacional através de estimativas da probabilidade das descargas ou dos volumes. Independentemente da natureza, da fonte ou do tipo da incerteza, a grande dificuldade na modelagem de processos naturais reside no estabelecimento de métodos de estimativa de incertezas. Alguns métodos são apresentados a seguir.

2.3.2 Métodos de estimativa de incertezas

1) Critérios de escolha

Em um cenário de incerteza é possível tomar quatro tipos de atitudes: 1) ignorá-las completamente, 2) tentar evitá-las, através de medidas mitigadoras, 3) tentar reduzi-las através do aprofundamento das pesquisas, e 4) incorporar os riscos e incertezas ao processo de planejamento (Canter, 1996). Para tentar reduzi-las através do aprofundamento das pesquisas ou para incorporar os riscos e incertezas ao processo de planejamento, é necessário o uso de um método que determine quantitativamente as incertezas em cada situação. Morgan & Henrion (1990) afirmam que para escolher um método para tratar as incertezas é preciso analisar os diversos critérios que dependem do grau de importância do tratamento, da contribuição dos parâmetros sobre o modelo, dos custos e recursos humanos necessários, do modelo, das operações realizadas, dos dados existentes e principalmente da habilidade e da experiência do analista.

2) Métodos de estimativa

Diferentes metodologias podem ser utilizadas para se analisar se existem incertezas. Por exemplo, nos dados envolvidos pode-se verificar a presença ou não de consistência e

homogeneidade, na estimativa de parâmetros pela simples comparação com valores medidos, na estrutura do modelo e na calibração de parâmetros através de comparações de valores simulados com observados. Em geral, os dados de entrada de um modelo devem, em princípio, apresentar consistência e homogeneidade. Já os valores observados de um processo são dependentes dos métodos de estimativa empregados, porém, a priori, não podem ser considerados certos ou mesmo com baixo grau de incerteza.

Algumas metodologias clássicas que podem ser requeridas em uma análise das incertezas são: a estimativa de desvios, os testes paramétricos e não paramétricos, os erros (e.g., relativo, padrão), diferenças entre as médias (simulada e observada), a variância e sua relação com a escala (Woods et al., 1995), o método da dupla massa (Schulz, 1973), o coeficiente de determinação (Figueiredo et al., 2004) e, também, as distribuições de probabilidade (Martins & Stedinger, 2000; 2001; Van den Brink et al., 2003; Alexandre & Martins, 2004), cujo ajustamento pode ser verificado através de testes com base nas frequências observadas das variáveis básicas que descrevem o sistema da bacia hidrográfica. Segundo Melching (1995), a estimação do desvio padrão e dos limites de confiança dos valores simulados tem grande importância na seleção, verificação e uso do modelo.

Existem outras metodologias que podem ser usadas para analisar as incertezas, as quais são: o método de simulação de Monte Carlo (Sobol, 1994; Studart, 2000), o método Latin Hypercube Sampling – LHS (Niccoli et al., 1998; Fonseca da Silva, 2004), o teorema de Bayes (Balakrishnan et al., 2003), o método do segundo momento de primeira ordem – FOSM (Ribeiro, 2000), o método do valor médio do segundo momento de primeira ordem – MFOSM (Melching, 1995; Tung, 2001) e o método do segundo momento de primeira ordem avançado – AFOSM (Tung, 2001). Estas são metodologias mais robustas que requerem um maior detalhamento dos dados observados e da estrutura e parâmetros do modelo.

Kreuse (2000), apud Menescal et al. (2004), definiu seis tipos de incertezas e os respectivos tratamentos analíticos ou quantitativos apresentados na Tabela 2.2.

Cada uma das metodologias acima apresentadas é mais utilizada para uma ou outra determinada circunstância ou estudo, sendo necessário conhecer a metodologia que mais se identifica com cada tipo de análise de incerteza. Por exemplo, para analisar os métodos de avaliação de confiabilidade para projeto de descargas de esgoto no oceano, o método do valor médio do segundo momento de primeira ordem (MFOSM) foi considerado por Mukhtasor et al. (2002) como sendo o melhor método para determinar as diluições iniciais

entre o ponto de descarga e a superfície. As metodologias para análise de incerteza têm sido cada vez mais utilizadas em estudos, embora ainda sejam pouco difundidas e, por isso, alguns estudos sobre a análise das incertezas são apresentados adiante.

Tabela 2.2 – Tipos de incerteza e seus tratamentos.

Tipo/Fonte	Exemplo de Origem	Tratamento Analítico
Física	Conhecimento limitado da geologia, hidrologia, comportamento estrutural.	Simulação Monte Carlo
Estatística	Amostragem	Desvio padrão, erro médio, limites de confiança.
Epistêmica	Simplificação de modelos matemáticos.	Simulação Monte Carlo, Teorema de Bayes, Árvore de eventos.
Decisão	Visão humana subjetiva de um estado oculto.	Teorema de Bayes, Árvore de eventos.
Predição	Eventos futuros incertos.	Teorema de Bayes, Árvore de eventos.
Erro Humano	Ignorância, negligência, subestimação da influência, falta de experiência e treinamento.	Teoria do erro grosseiro

Fonte: Kreuzer (2000) citado por Menescal et al. (2004).

2.3.3 Alguns estudos sobre incertezas

A incerteza na modelagem já foi estudada e testada em diversas áreas do conhecimento, como por exemplo, o caso do estudo realizado por Studart (2000) sobre a análise de incertezas na determinação de vazões regularizadas em climas semi-áridos, ou o estudo de caracterização da incerteza em projetos de exploração de petróleo utilizando métodos de distribuição contínua e discreta, realizado por Silva (2003).

O método de análise das incertezas mais usado no momento é o método de Monte Carlo, que foi utilizado nos estudos de Studart (2000) e Silva (2003), e também por Souza da Silva (2004) em um estudo de modelagem espacial dos processos decisórios aplicados na gestão de recursos hídricos. Esta técnica tem sido também empregada em outras áreas que não a hidrologia. Por exemplo, Fonseca da Silva (2004) em uma pesquisa sobre a contribuição da simulação de Monte Carlo na projeção de cenários para gestão de custos na área de laticínio tendo obtido bons resultados. Ele aplicou no seu estudo o método do Latin Hypercube para comparar com os resultados encontrados pelo método de Monte Carlo.

Figueiredo et al. (2004) utilizaram, por exemplo, o coeficiente de determinação, o teste da dupla massa e a soma das diferenças quadradas para investigar as incertezas a partir da comparação simples dos valores simulados nos diferentes tratamentos da bacia hidrográfica.

Nunes (2005) e Crispim (2005) empregaram testes de dupla massa para verificar homogeneidade de séries simuladas, bem como testes paramétricos e não paramétricos na investigação da tendência central e variância das séries, cujos resultados obtidos mostraram que algumas das séries apresentaram diferenças tanto na tendência central, quanto na variância indicando certo grau de incerteza.

O método FOSM apresentou bons resultados ao analisar a quantificação da confiabilidade inerente ao desempenho de fundações, em um trabalho de dissertação desenvolvido por Ribeiro (2000). Menescal & Vieira (2004), com o objetivo de demonstrar a importância da manutenção de sangradouros de açudes no seu funcionamento hidráulico, utilizaram o método de AFOSM para determinar o risco de ineficiência hidráulica do sangradouro. Porém, Mukhtasor et al. (2002), ao analisar os métodos de avaliação de confiabilidade para projeto de descargas de esgoto no oceano, determinaram que o melhor método para considerar as diluições iniciais entre o ponto de descarga e a superfície é o método MFOSM.

Na literatura foi observado que poucos trabalhos abordaram a análise de incertezas em simulações com modelos matemáticos, principalmente os modelos distribuídos que consideram a variabilidade espacial das características físicas e dos processos. O que justifica o presente estudo sobre análise de incertezas com um modelo distribuído, neste caso o NAVMO.

CAPÍTULO 3

3 O MODELO NAVMO

O modelo NAVMO – “Niederschlag, Abfluss, Verdunstungs Modell”, que significa modelo de precipitação, vazão, evaporação, foi desenvolvido no Instituto de Recursos Hídricos da Universidade de Bundeswehr, Munique, Alemanha, para simular o escoamento em uma bacia hidrográfica, considerando as variabilidades de fatores climáticos (evaporação e precipitação) e do sistema da bacia (Kleeberg et al., 1989).

O NAVMO é um modelo diário, determinístico, conceitual e distribuído, que utiliza a equação do balanço hídrico para transformar a precipitação em escoamento através de dois reservatórios hipotéticos, um superficial e outro sub-superficial e uma função de recessão para o escoamento subterrâneo. O modelo contém algoritmos alternativos para determinar os seguintes processos hidro-climatológicos: a precipitação, o escoamento, a propagação do escoamento nos trechos de rios e o amortecimento do escoamento por reservatórios (Braga, 2001).

Este modelo requer uma divisão da bacia hidrográfica em sub-bacias bem como dados de precipitação, evaporação, vazões observadas e as características físicas das sub-bacias como: área, cotas, declividades, características da cobertura do solo e geométricas dos canais. Ao final da simulação, o modelo apresenta as vazões diárias, vazões máximas e volumes anuais, bem como os valores de desvios, centróides dos hidrogramas e as diferenças entre as vazões máximas observadas e calculadas, os quais podem ser utilizados como funções objetivo para avaliar a qualidade dos resultados. A Figura 3.1 mostra o fluxograma do modelo NAVMO.

O modelo tem treze parâmetros calibráveis, sendo que quatro deles são utilizados na etapa de transformação das lâminas do escoamento (MET1, MET2, MAX1 e MAX2) em hidrograma, três para o cálculo da propagação do escoamento nos canais (EKM, EKL, EKR), dois no cálculo da lâmina do escoamento subterrâneo (KG e QBSP) e os outros no cálculo da evapotranspiração atual (EET), da lâmina do escoamento direto (ALFA), da lâmina do escoamento sub-superficial (BETA) e na atualização da umidade do solo (BFD).

Porém, segundo Lacerda Jr. (2002) e Braga (2001), o modelo é sensível a apenas dois destes parâmetros, o da evapotranspiração atual (EET) e o da lâmina do escoamento direto (ALFA). Entretanto, os autores também sugeriram que o modelo é sensível também ao parâmetro de capacidade de armazenamento do solo (CN). Por isso, apesar de inicialmente ele ter sido proposto como um parâmetro fixo, dependendo do solo e seu uso, ele pode ser calibrado para que o modelo apresente melhores resultados.

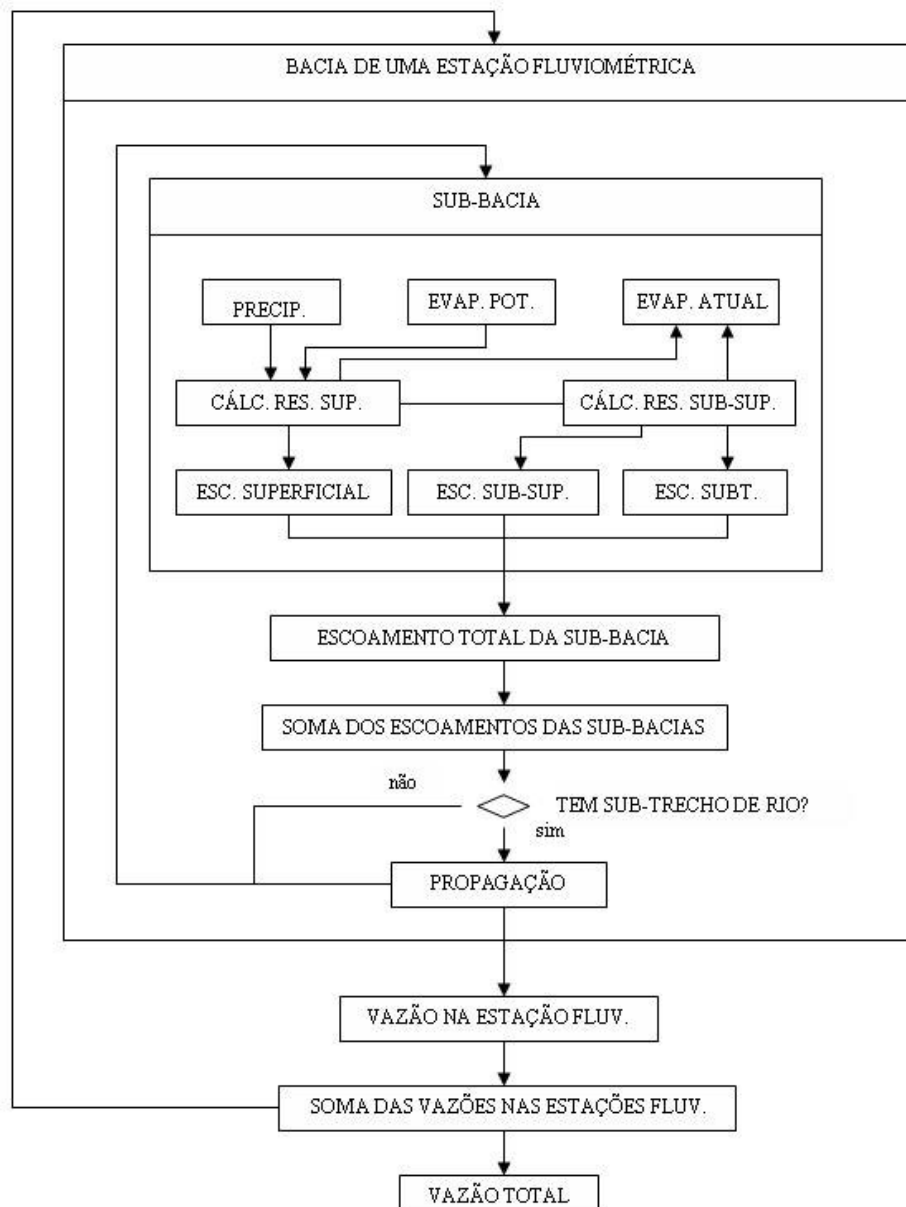


Figura 3.1 – Fluxograma do modelo NAVMO.
(Fonte: Kleeberg et al., 1989)

3.1 Cálculo dos processos no modelo NAVMO

Os processos de Precipitação – Vazão – Evaporação no modelo Navmo estão descritos detalhadamente a seguir. Uma representação esquemática do solo no modelo pode ser observada na Figura 3.2.

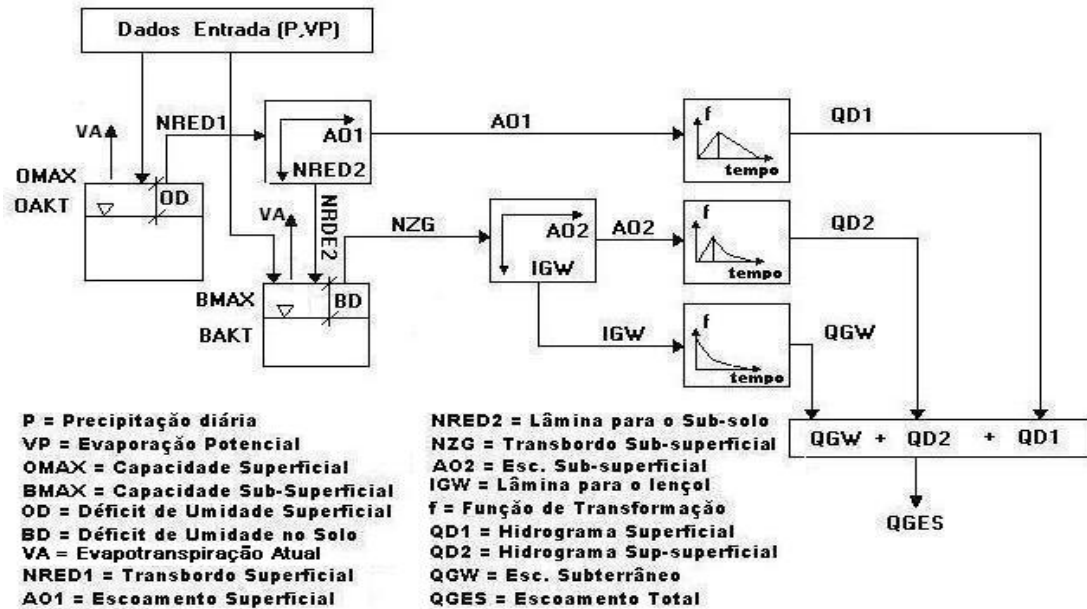


Figura 3.2 – Representação do processo de precipitação-vazão-evaporação no modelo NAVMO. (Fonte: adaptado de Figueiredo & Braga, 2002)

3.1.1 Cálculo da precipitação média

O modelo NAVMO pode calcular a precipitação média numa dada sub-bacia através de dois métodos diferentes, o método de Thiessen modificado e o método do ponto reticular modificado, também denominado de método modificado das quadrículas (Ludwig, 1981). Como neste estudo foi utilizado o método do ponto reticular modificado, somente ele será apresentado com base na Figura 3.3.

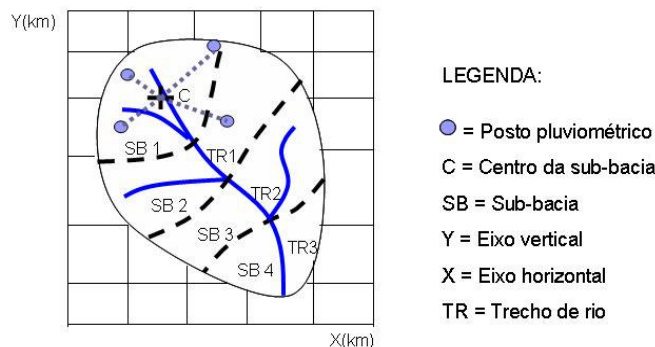


Figura 3.3 – Esquema representativo do método do ponto reticular modificado.

O método do ponto reticular modificado consiste no cálculo da precipitação para uma dada sub-bacia, através da precipitação das quatro estações mais próximas ao centróide da sub-bacia, sendo cada estação localizada em cada quadrante relativo ao centro da área (Ludwig, 1981).

A identificação dos postos pluviométricos relacionados com as sub-bacias é feita através da menor distância entre o centróide da sub-bacia (x_c, y_c) e a localização da estação pluviométrica (x_i, y_i), ou seja:

$$D_s = \min(D_{c,i}) \quad [\text{km}] \dots\dots\dots (3.1)$$

sendo D_s a distância mínima, no quadrante s , e ($D_{c,i}$) a distância entre o centróide da sub-bacia e o posto i dada por:

$$(D_{c,i}) = \sqrt{(x_c - x_i)^2 + (y_c - y_i)^2} \quad [\text{km}] \dots\dots\dots (3.2)$$

A precipitação média diária numa sub-bacia é calculada conforme a equação abaixo:

$$N_t = \frac{\sum_{s=1}^4 \left(\frac{N_{i,s,t}}{D_s^{Rast}} \right)}{\sum_{s=1}^4 \left(\frac{1}{D_s^{Rast}} \right)} \quad [\text{mm/dia}] \dots\dots\dots (3.3)$$

onde N_t é a precipitação média diária calculada na sub-bacia no intervalo de tempo t (dia); $N_{i,s,t}$ é a precipitação (mm) no posto i no quadrante no intervalo de tempo t (dia); e $Rast$ é um fator de correção dependente da distância do posto.

3.1.2 Cálculo da capacidade dos reservatórios

O NAVMO considera dois reservatórios hipotéticos para simular o escoamento da bacia, sendo um superficial e outro sub-superficial. Segundo Lopes (1994), as capacidades dos reservatórios estão associadas às propriedades físicas da bacia como solo, cobertura vegetal e relevo. Lacerda Jr. (2002) afirma que eles são espacialmente dependentes e não mudam com o evento de precipitação. O modelo utiliza o método CN (Curva Número) desenvolvido pelo Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos – SCS (McCuen,

1982), para avaliar a capacidade de armazenamento de água nos reservatórios (Lopes, 1994).

A capacidade diária do reservatório sub-superficial (BMAX) é determinada através da capacidade de armazenamento do solo (S) que é calculada pelo método da Curva Número (CN). Ou seja:

$$BMAX = S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad [\text{mm}] \dots\dots\dots (3.4)$$

Já a capacidade máxima do reservatório superficial (OMAX) é calculada em função de BMAX e da declividade da superfície (GEBGEF), segundo a equação abaixo:

$$OMAX = 0,1 \cdot BMAX \cdot e^{-4GEBGEF} \quad [\text{mm}] \dots\dots\dots (3.5)$$

3.1.3 Cálculo da evapotranspiração atual

A evaporação assume o valor potencial até que o reservatório da superfície esteja completamente seco, i.e., quando o déficit de umidade (OD) atinge a capacidade do reservatório superficial (OMAX) (Lacerda Jr., 2002), ou seja:

$$VA(t) = VP(t) \quad [\text{mm/dia}] \quad \text{se} \quad OD(t) < OMAX \dots\dots\dots (3.6)$$

onde VA é a evapotranspiração atual, VP é a evapotranspiração potencial.

Quando o reservatório superficial secar completamente, dá-se então o início da evaporação da água no subsolo, aumentando seu déficit de umidade (BD). A evaporação atual do subsolo é calculada multiplicando-se a evaporação potencial pelo fator de correção EET e pela umidade do solo (Lacerda Jr., 2002). Assim:

$$VA(t) = EET \cdot VP(t) \cdot \theta_B \quad [\text{mm/dia}] \quad \text{se} \quad OD(t) \geq OMAX \dots\dots\dots (3.7)$$

onde VA é a evapotranspiração atual, VP é a evapotranspiração potencial, EET é o fator de correção do modelo para evaporação e θ_B é a umidade do reservatório sub-superficial dada por:

$$\theta_B = \frac{BMAX - BD(t-1)}{BMAX} \dots\dots\dots (3.8)$$

onde, BD(t-1) é o déficit de umidade antecedente no reservatório sub-superficial.

3.1.4 Cálculo do déficit de umidade do solo

No primeiro instante, os déficits de umidade são calculados em função dos estados de umidade inicial do reservatório superficial (OAKT) e do reservatório sub-superficial (BAKT). Os déficits de umidade são determinados a partir das seguintes equações:

a) Para o reservatório superficial:

$$OD(t) = OMAX - OAKT(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots (3.9)$$

b) Para o reservatório sub-superficial:

$$BD(t) = BMAX - BAKT(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots (3.10)$$

Em seguida, os déficits de umidade são determinados pelas equações abaixo.

a) Para o reservatório superficial:

$$OD(t) = OD(t - 1) + VA(t) - N_t \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots (3.11)$$

onde N_t é a precipitação diária durante o intervalo de tempo t (dia), VA(t) é a evapotranspiração durante o intervalo de tempo t (dia) e OD(t-1) é o déficit de umidade antecedente no reservatório superficial.

b) Para o reservatório sub-superficial se $OD \geq OMAX$ e $VA(t) < BAKT(t-1)$ então:

$$BD(t) = BD(t - 1) + VA(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots (3.12)$$

e se $VA(t) > BAKT(t-1)$ então:

$$BD(t) = BMAX \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots (3.13)$$

onde BAKT(t-1) é a umidade antecedente do sub-solo e BD(t-1) o déficit de umidade antecedente no reservatório sub-superficial. Porém, se $OD < OMAX$, então:

$$BD(t) = BD(t - 1) \text{ [mm]} \dots\dots\dots (3.14)$$

A atualização da umidade dos reservatórios é feita através da equação do balanço hídrico e os escoamentos só ocorrerão após o transbordamento dos dois reservatórios (Lacerda Jr., 2002).

3.1.5 Condições para o transbordamento

O transbordamento do reservatório superficial (NRED1) ocorre quando:

$$N_t - VA(t) - OD(t - 1) > 0 \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.15)$$

e o transbordamento do reservatório sub-superficial (NZG) ocorre quando:

$$N_t - VA(t) - OD(t - 1) - AO1(t) - BD(t - 1) > 0 \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.16)$$

onde AO1(t) é a lâmina do escoamento superficial direto.

3.1.6 Cálculo da lâmina do escoamento superficial direto

A lâmina do escoamento direto (AO1) é uma parcela do transbordamento do reservatório superficial (NRED1) sendo a lâmina remanescente (NRED2) utilizada para alimentar o reservatório sub-superficial conforme as equações abaixo (Lacerda Jr., 2002).

$$AO1(t) = ALFA \cdot NRED1(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.17)$$

$$NRED2(t) = (1 - ALFA) \cdot NRED1(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.18)$$

onde ALFA é o fator de partição do transbordamento do reservatório superficial.

3.1.7 Cálculo da lâmina do escoamento sub-superficial

O transbordamento do reservatório sub-superficial (NZG) é determinado em termos da lâmina remanescente NRED2 por:

$$NZG(t) = NRED2(t) - BD(t - 1) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.19)$$

A lâmina de transbordamento do reservatório sub-superficial (NZG) será dividida, pelo fator de partição do transbordamento do reservatório sub-superficial (BETA), na lâmina do escoamento sub-superficial (AO2) e na lâmina que vai alimentar o lençol subterrâneo (IGW) (Lacerda Jr., 2002), ou seja:

$$AO2(t) = BETA \cdot NZG(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.20)$$

$$IGW(t) = (1 - BETA) \cdot NZG(t) \text{ [mm/dia]} \dots\dots\dots(3.21)$$

3.1.8 Cálculo da lâmina do escoamento subterrâneo

A lâmina do escoamento subterrâneo (AGW) é dada pela equação 3.22, onde IGW(t) é a lâmina que vai alimentar o lençol subterrâneo no instante (t), AGW(t-1) é a lâmina do escoamento superficial antecedente e KG é a constante do aquífero.

$$AGW(t) = \frac{AGW(t-1)}{1 + 1/KG} + \frac{IGW(t)}{1 + KG} \quad [\text{mm/dia}] \dots \dots \dots (3.22)$$

3.1.9 Hidrogramas dos escoamentos

1) Escoamento superficial

O hidrograma superficial (QD1) é obtido através de duas funções lineares, uma para a ascensão e outra para a recessão, sendo gerado a partir da lâmina do escoamento superficial (AO1). As funções são as seguintes:

a) Para a subida:

$$QD1(t + J) = \frac{2 \cdot J \cdot AO1(t) \cdot AE}{MET1 \cdot MAX1} \quad [\text{m}^3/\text{dia}] \dots \dots \dots (3.23)$$

b) Para a descida:

$$QD1(t + J) = \frac{2 \cdot (MAX1 - J) \cdot AO1(t) \cdot AE}{(MAX1 - MET1) \cdot MAX1} \quad [\text{m}^3/\text{dia}] \dots \dots \dots (3.24)$$

onde AE é a área da sub-bacia, QD1(t+J) é o escoamento direto num dado intervalo de tempo (t + J), MET1 é o tempo para atingir o pico do escoamento superficial e MAX1 é o tempo de base do escoamento superficial.

2) Escoamento sub-superficial

O hidrograma do escoamento sub-superficial (QD2) é obtido através de uma função linear na ascensão do hidrograma e de uma função exponencial para a recessão, dadas por:

a) Para a subida:

$$QD2(t + J) = \frac{QM(t) \cdot J}{MET2} \quad [\text{m}^3/\text{dia}] \dots \dots \dots (3.25)$$

b) Para a descida:

$$QD2(t + J) = QM(t) \cdot \left[1,1 \cdot e^{\left[\left(\frac{\ln 0,1}{1,1} \right) \left(\frac{J - MET2}{(MAX2 - MET2)} \right) \right]} \right] \text{ [m}^3\text{/dia]} \dots\dots\dots(3.26)$$

onde:

$$QM(t) = \frac{AO2 \cdot AE}{(MAX2 - MET2) \cdot (1/\ln 1,1 - 0,1) + 0,5 \cdot MET2} \text{ [m}^3\text{/dia]} \dots\dots\dots(3.27)$$

e QD2(t+J) é o escoamento sub-superficial num dado intervalo de tempo (t + J), MET2 é o tempo para atingir o pico do escoamento sub-superficial e MAX2 é o tempo de base do escoamento sub-superficial.

3) Escoamento subterrâneo

O escoamento subterrâneo (QGW) é obtido com a função de recessão dada pela equação 3.22 multiplicada pela área da bacia (AE), isto é:

$$QGW(t) = AGW(t) \cdot AE \text{ [m}^3\text{/dia]} \dots\dots\dots(3.28)$$

3.1.10 Escoamento total

O escoamento médio diário (QGES) numa dada seção é a soma dos escoamentos superficial (QD1), sub-superficial (QD2) e subterrâneo (QGW), isto é:

$$QGES(t) = \frac{QD1(t) + QD2(t) + QGW(t)}{86400} \text{ [m}^3\text{/s]} \dots\dots\dots(3.29)$$

3.1.11 Cálculo da propagação do escoamento nos canais

Sendo o modelo distribuído, o hidrograma de uma sub-bacia serve como hidrograma de entrada do trecho de rio da bacia subsequente (Kleeberg et. al., 1989). A propagação do escoamento é feita nos trechos de rios com a seção considerada trapezoidal (Figura 3.3). Para o cálculo da propagação do escoamento, pode-se utilizar métodos hidrológicos fundamentados no método de Muskingum, os quais são (Braga, 2001):

- Método de Williams;
- Método de Kalinin-Miljukov;
- Método da velocidade de fluxo.

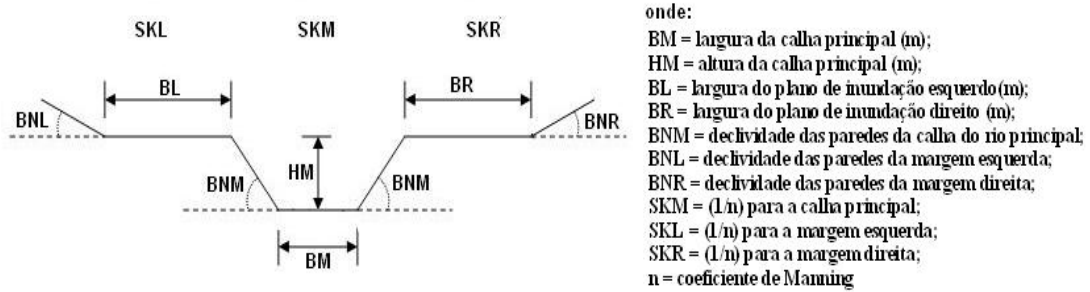


Figura 3.4 – Seção transversal do rio.
 (Fonte: Kleeberg et al., 1989)

Nesta pesquisa, como também em estudos anteriores, foi utilizado o método de Williams para o cálculo da propagação do fluxo nos canais, o qual baseia-se no processo de translação do hidrograma considerando o processo de retenção no canal. Este processo é descrito por um reservatório com constante de retenção dependente das vazões de entrada antecedente da descarga, sendo a relação dada por: (Kleeberg et al., 1989)

$$QA(t) = QZ(t) \cdot \left\{ 1 - f(RK) \cdot \left[1 - e^{-\left(\frac{1}{f(RK)}\right)} \right] \right\} + QZ(t-1) \cdot \left\{ f(RK) \cdot \left[1 - e^{-\left(\frac{1}{f(RK)}\right)} \right] - e^{-\left(\frac{1}{f(RK)}\right)} \right\} + QA(t-1) \cdot e^{-\left(\frac{1}{f(RK)}\right)} \quad [m^3/s] \dots\dots\dots (3.30)$$

onde QA(t) é a vazão de saída no instante t (m³/s), QZ(t) é a vazão de entrada no instante t (m³/s), QA(t-1) é a vazão de saída antecedente (m³/s), QZ(t-1) é a vazão de entrada antecedente (m³/s), f(RK) é o fator de retenção no trecho ou o tempo de passagem da onda de fluxo desde a entrada até a saída do trecho, dado pela equação 3.31 abaixo.

$$f(RK) = \frac{TLA \cdot FY(i)}{3,6 \cdot q} \quad (h) \dots\dots\dots (3.31)$$

onde TLA é o comprimento do trecho do rio (km), FY(i) é a área molhada do canal de profundidade i (m²), e q é a vazão média dada por:

$$q = \frac{QZ(t-1) + QZ(t) + QA(t-1)}{3} \quad [m^3/s] \dots\dots\dots (3.32)$$

No modelo, o processo de retenção também é calibrado através da equação de Manning, onde se calcula a velocidade do escoamento para o leito principal e para os planos de inundação a partir da equação da continuidade, considerando os respectivos coeficientes de Manning que são determinados a partir dos parâmetros EKM, EKL e EKR.

3.2 Pesquisas utilizando o modelo NAVMO

O modelo NAVMO foi utilizado inicialmente no Brasil por Figueiredo et al. (1991) e depois, em 1993, num estudo das prováveis causas da diminuição do volume de armazenamento do açude de Sumé. Em seguida, o NAVMO foi calibrado e validado por Lopes (1994), para avaliar o escoamento na bacia do rio Piancó (4.550km²) tendo obtido bons resultados.

Para os modelos distribuídos é crucial a definição do sistema da bacia. Nesse sentido, Figueiredo et al. (1998) realizaram uma avaliação da influência da discretização da bacia sobre o escoamento usando o modelo distribuído NAVMO na bacia do Rio Piancó – Pb. Os autores observaram que a discretização da bacia afetou os resultados simulados.

Figueiredo et al. (1999) calibraram o modelo distribuído NAVMO para a bacia hidrográfica do Rio Piancó – PB e validaram-no através de quatro procedimentos distintos tendo obtido resultados bastante semelhantes.

Figueiredo & Srinivasan (1999) avaliaram os impactos do uso do solo e da presença dos açudes localizados a montante do açude público de Sumé. Os resultados mostraram que os impactos causados pela modificação do uso do solo, bem como pela influência desses açudes sobre o escoamento para a bacia, foram significativos.

Braga (2001) estudou os efeitos de fatores climáticos e do uso do solo sobre o escoamento através de aplicações do modelo NAVMO à bacia do alto rio Piranhas concluindo que estes efeitos afetaram diretamente a formação do escoamento nas bacias da região. Figueiredo & Braga (2002) discutiram e apresentaram a calibração e os resultados da validação dos parâmetros mais sensíveis do modelo para aquela bacia.

Lacerda Jr. (2002) utilizou este modelo para fazer uma avaliação dos efeitos de escala e uso do solo na parametrização do mesmo com dados de bacias do Cariri paraibano, concluindo que os parâmetros mais sensíveis do modelo sofreram variação com o aumento do tamanho da bacia.

Em 2003, Lacerda Jr. et al. investigaram os efeitos do uso do solo com relação ao comportamento do escoamento simulado com o NAVMO na bacia representativa de Sumé, verificando que o escoamento sofreu os efeitos do uso solo, pois nas áreas desmatadas o valor médio das vazões máximas foi 90% maior que nas vegetadas e o volume anual médio foi 170% maior nas áreas desmatadas.

Furtunato et al. (2003) discutiram a necessidade da modelagem do escoamento na bacia do alto rio Paraíba – PB devido ao efeito da variabilidade climática e sugeriram a

utilização do modelo NAVMO para a simulação do escoamento na bacia, por incorporar as variabilidades da bacia e já ter sido testado em bacias menores da região.

Furtunato (2004) estudou os efeitos dos fatores climáticos e do uso do solo sobre o escoamento através da simulação com o modelo NAVMO na região do alto rio Paraíba. O autor realizou uma calibração do modelo ano a ano, para dois pares de sub-bacias e bancos de dados diferentes, isto porque os períodos de dados observados eram distintos. Ou seja, calibrou conjuntamente as sub-bacias de Taperoá e Boqueirão com um banco de dados com 18 postos pluviométricos, em seguida calibrou as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras com um banco de dados com 80 postos pluviométricos. Depois, validou os parâmetros mais sensíveis do modelo para as sub-bacias e concluiu que o modelo simulou razoavelmente bem o escoamento, sendo afetado principalmente pela variabilidade conjunta da precipitação e evaporação.

Furtunato et al. (2004) avaliaram o efeito de escala e a variabilidade climática sobre os parâmetros calibrados com o modelo NAVMO para várias sub-bacias, a partir de dados disponíveis na bacia do alto rio Paraíba, e determinaram que o parâmetro ALFA diminui com o aumento da área da bacia e do índice pluviométrico; o EET variou pouco com a escala da bacia, porém apresentou um aumento gradual, e diminuiu nos anos úmidos; já o CN foi menor nas áreas maiores e nos anos secos.

Figueiredo et al. (2004) analisaram o escoamento simulado com modelo o distribuído NAVMO, calibrado em uma grande bacia na região semi-árida da Paraíba e concluíram que a divisão da bacia influenciou as vazões máximas e volumes.

Crispim (2005), Crispim et al. (2005a) e Crispim et al. (2005b) utilizaram séries simuladas com o modelo NAVMO, em nove sub-bacias da região do alto rio Piranhas – PB, e aplicaram testes paramétricos e não paramétricos e algumas distribuições de probabilidade. Os resultados mostraram que as séries apresentaram razoável consistência e homogeneidade e que a distribuição de Pearson III foi aceita sem restrições. Crispim (2005) empregou técnicas de regionalização para estabelecer funções matemáticas que auxiliam na determinação de vazões máximas, vazões médias e vazões com 95% de garantia e concluiu que as variáveis físicas que melhor explicaram as variáveis hidrológicas foram: a área da bacia e o comprimento do rio principal.

Nunes (2005), Nunes et al. (2005a) e Nunes et al. (2005b) utilizaram o modelo distribuído NAVMO para simular séries de vazões de longo período em nove bacias da região do alto Rio Paraíba - PB, quatro com dados e mais cinco sem dados e com parâmetros médios determinados por Furtunato (2004). Os autores averiguaram a

homogeneidade das séries com o teste de dupla massa e os resultados mostraram que as séries simuladas eram consistentes e homogêneas e o modelo simulou razoavelmente bem o escoamento. Nas séries simuladas também foram aplicados testes paramétricos e não paramétricos e algumas distribuições de probabilidade, os quais mostraram que as séries apresentaram boa consistência e homogeneidade e a distribuição Gama foi aceita pelo teste K-S sem restrições. Nunes (2005) também realizou uma pesquisa de regionalização na região, com análises de correlação e regressão entre as variáveis hidrológicas e as características físicas e climáticas das bacias. Estas análises apontaram que as variáveis hidrológicas foram melhores explicadas pela área da bacia e pelo conjunto da área da bacia e o comprimento do rio principal.

Estudos realizados por Furtunato et al. (2005), na região do alto rio Paraíba com o modelo distribuído NAVMO, mostraram que os valores dos parâmetros do escoamento diminuíram de maneira não linear à medida que a área da bacia aumentou, enquanto que os valores do parâmetro da evapotranspiração aumentaram linearmente com o aumento da área, tendo todos variado com a precipitação anual.

Como base em todos esses trabalhos, pode-se afirmar que existem incertezas decorrentes da estrutura do modelo, da parametrização, dos dados de entrada e do modelador sobre os resultados das simulações, porém ainda não foi realizada uma análise dessas incertezas. Este é o objetivo deste estudo, ou seja, analisar as incertezas geradas com a utilização de uma ou outra abordagem para calibrar e simular séries de longo período com o modelo NAVMO. Para conseguir esta finalidade, escolheu-se a bacia do alto rio Paraíba para ser região de estudo e foram adotados os seguintes procedimentos:

- Realização de uma nova calibração para uma nova discretização da bacia, em 31 sub-bacias, e banco de dados diferente do utilizado por Furtunato (2004), para se determinar um novo grupo de parâmetros;
- Simulação de séries de longo período com o novo grupo de parâmetros para cinco discretizações diferentes (10, 21, 31, 40 e 61 sub-bacias) e um banco de dados com 16 postos pluviométricos;
- Simulação de séries de longo período seguindo a abordagem estabelecida por Nunes (2005), mas variando o banco de dados e para as cinco discretizações;
- Análise das séries simuladas segundo critérios para análise de incerteza escolhidos com base na literatura.

CAPÍTULO 4

4 ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

4.1 Área de estudo: Região do alto rio Paraíba

A região do alto rio Paraíba (Figura 4.1) tem uma área de 12.377 km², correspondente a 21,93% da área do estado, e compreende a bacia do alto Paraíba e a sub-bacia de Taperoá. Ela situa-se na parte sudoeste do Planalto da Borborema, no Estado da Paraíba, nas latitudes de 7°20'45'' e 8°26'21'' S e entre as longitudes de 36°07'36'' e 37°21'15'' W. Limita-se com as bacias do Espinharas e do Seridó a oeste, com o Estado de Pernambuco, com as bacias do Jacu e Curimataú ao norte, e com a bacia do Médio Paraíba a leste (PDRH-PB, 1997).

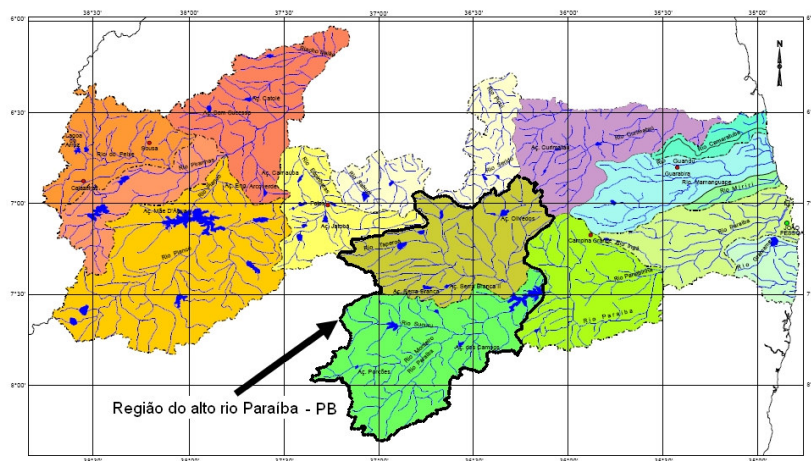


Figura 4.1 – Mapa do estado da Paraíba dividido em bacias hidrográficas.
(Fonte: IBGE - <http://www.ibge.gov.br/>)

A região está inserida na microrregião homogênea dos Cariris Velhos, denominada como região fisiográfica de Borborema Central, contendo total ou parcialmente os municípios: Amparo, Assunção, Barra de São Miguel, Boa Vista, Boqueirão, Cabaceiras, Cacimbas, Camalaú, Caraúbas, Congo, Coxixola, Desterro, Gurjão, Juazeirinho, Junco do Seridó, Livramento, Monteiro, Olivedos, Ouro Velho, Parari, Pocinhos, Prata, Santo

André, São Domingos do Cariri, São João do Cariri, São João do Tigre, São José dos Cordeiros, São Sebastião do Umbuzeiro, Serra Branca, Soledade, Sumé, Taperoá, Tenório e Zabelê (PDRH-PB, 1997).

O município com maior percentual na área da bacia é Boqueirão, que ocupa 20,33% da área (PDRH-PB, 1997). Nele está localizado o açude público de Boqueirão de Cabaceiras - Presidente Epitácio Pessoa, mais conhecido como o açude de Boqueirão, que vem sofrendo reduções na oferta de água nos últimos anos (Albuquerque & Galvão, 2001). Ele é responsável pelo abastecimento de água de Campina Grande e outras comunidades do chamado Compartimento da Borborema.

O desenvolvimento da região é bastante afetado pelas variabilidades do clima da região. Por exemplo, a seca que atingiu o Nordeste brasileiro entre 1997 e 1999 e reduziu o volume armazenado no principal reservatório (açude de Boqueirão) a menos de 30% de sua capacidade levou a um sério racionamento de água nas cidades por ele abastecidas, a suspensão da descarga de fundo que regularizava o rio Paraíba a jusante e a suspensão da irrigação na região (Vieira, 2002). A região também tem sofrido com o uso do solo, pois a urbanização e o desmatamento afetam a vazão afluente que chega aos açudes, podendo comprometer a disponibilidade de água (Furtunato, 2004).

4.1.1 Características climáticas e fisiográficas da região

De acordo com a classificação de Köppen, a região possui clima do tipo BSw^h' (Figura 4.2), ou seja, semi-árido quente, com estação seca atingindo um período que compreende de 9 a 10 meses e precipitações médias em torno de 400 mm. Porém, em torno do município de Cabaceiras, a região classifica-se como semi-árida de tipo desértico BWw^h', pois se trata da região menos chuvosa do Brasil com registros do índice pluviométrico anual inferior a 300 mm (PDRH-PB, 1997).

Segundo o PDRH-PB (1997), as temperaturas médias e máximas do ar variam de 18 a 22°C e 28 e 31°C respectivamente, e os valores mínimos ocorrem nas porções mais altas do Planalto da Borborema. A umidade relativa do ar alcança uma média mensal de 60 a 75%, onde os valores máximos ocorrem, geralmente, no mês de Junho e os mínimos no mês de Dezembro. A insolação ao longo do ano apresenta uma variação de sete a nove horas diárias. Quanto à velocidade do vento na região, os valores alcançados não são relevantes, isto é, oscilam de 2 a 4 m/s. Os totais anuais da evaporação, medidos em tanque Classe A, variam entre 2.500 a 3.000 mm com valores decrescentes de oeste para leste. Os

dados pluviométricos indicam que a região apresenta precipitação média anual da ordem de 600 mm, com a maior concentração do total precipitado (65% do total das chuvas anuais) ocorrendo em um período aproximado de dois a quatro meses.

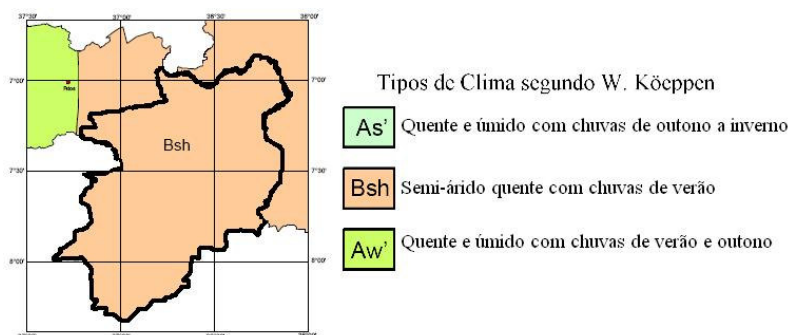


Figura 4.2 – Mapa de clima da região do alto rio Paraíba.
(Fonte: IBGE - <http://www.ibge.gov.br/>)

Segundo Furtunato (2004), a precipitação é o fator que mais afeta o escoamento na região e a evapotranspiração foi o que menos influenciou, porém o efeito conjunto da evapotranspiração com a precipitação foi mais significativo sobre volumes e vazões máximas quando comparados aos efeitos desses fatores individualmente.

A vegetação predominante na região (Figura 4.3) é do tipo Caatinga hiperxerófila, floresta caducifólia e subcaducifólia. Esta vegetação caracteriza-se pela perda das folhas no verão, exceto em áreas onde existe vegetação rasteira constituída por herbáceos espinhosos, arbustos e aglomerados rasteiros. As espécies dominantes são: Coroa de Frade, Faveleiro, Imburana, Imbuzeiro, Juazeiro, Jurema, Macambira, Marmeleiro, Mimosa, Mofumbo, Oiticica, Pinhão Bravo, Velame e Xique-xique. As áreas desmatadas e utilizadas para a agricultura são em geral ocupadas pelas culturas de palma forrageira, agave, algodão além de milho e feijão (PDRH-PB, 1997).

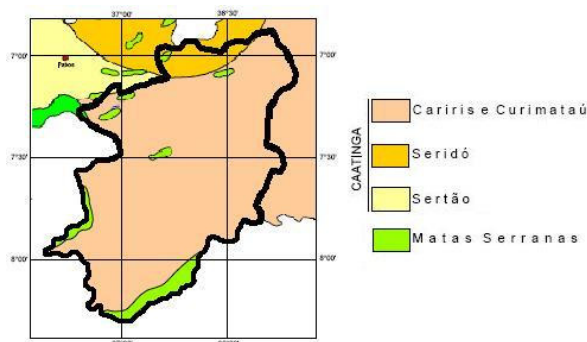


Figura 4.3 – Mapa de vegetação da região do alto rio Paraíba.
(Fonte: IBGE - <http://www.ibge.gov.br/>)

Na região da bacia observa-se a ocorrência de solos (Figura 4.4) de tipo: Bruno não Cálcico de pouca espessura, que cobre todo cristalino existente na área de abrangência da bacia, Litólicos, Vertissolos, Podzólico Vermelho Amarelo Eutrófico (pequena parcela), Solonetz Solodizado, Regossolos e Cambissolos. Convém destacar que a ocorrência dos três últimos tipos de solos se verifica mais nos municípios de Taperoá, Juazeirinho e Soledade (PDRH-PB, 1997).

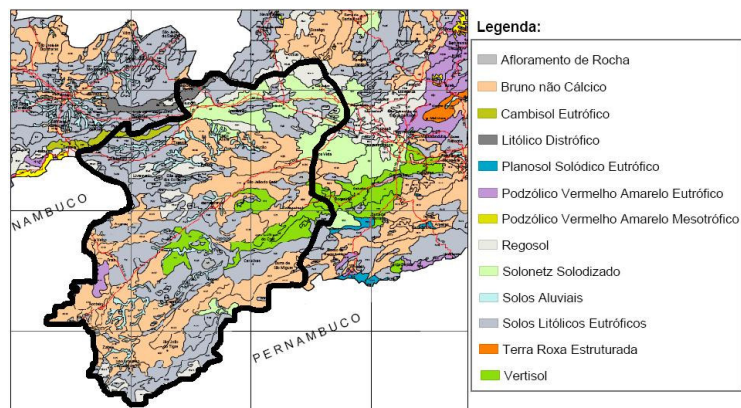


Figura 4.4 – Mapa de solos da região do alto rio Paraíba.
(Fonte: SECTMA-PB - <http://portal.paraiba.pb.gov.br/>)

O relevo da região (Figura 4.5) apresenta-se com os níveis mais altos superiores a 600 metros em um relevo ondulado, forte ondulado e em algumas áreas também montanhoso (PDRH-PB, 1997).

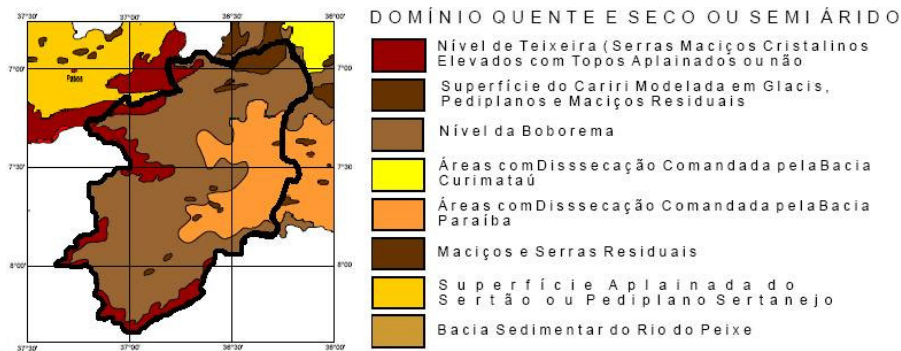


Figura 4.5 – Mapa de relevo da região do alto rio Paraíba.
(Fonte: IBGE - <http://www.ibge.gov.br/>)

A geologia da região do alto rio Paraíba (Figura 4.6) é constituída de compartimentos geológicos classificados como formações oriundas do proterozóico e do arqueozóico, notando-se quartzitos, gnaisses e migmatitos, além de micaxistos e litologia associada ao complexo gnáissico. Há também ocorrência de rochas vulcânicas e plutônicas de diversas idades (PDRH-PB, 1997).

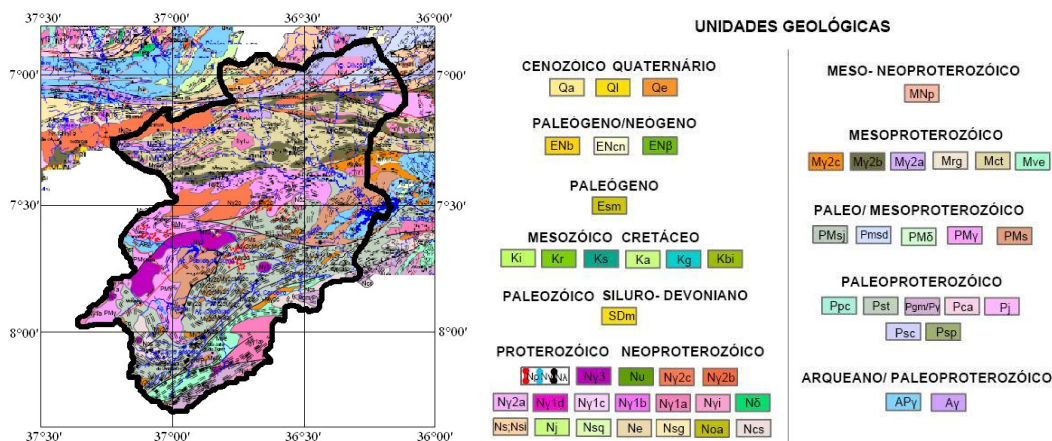


Figura 4.6 – Mapa geológico da região do alto rio Paraíba.
 (Fonte: SECTMA-PB - <http://portal.paraiba.pb.gov.br/>)

A região possui como principal rio o Paraíba que nasce na confluência dos rios Sucurú e do Meio no município de Sumé, desaguando nas bacias do médio e baixo Paraíba, indo desaguar no Oceano Atlântico no município portuário de Cabedelo. Durante sua passagem pela região, o rio recebe contribuições de vários cursos d’água, sendo o mais importante o rio Taperoá, de regime intermitente que nasce na Serra de Teixeira e desemboca no rio Paraíba, no açude de Boqueirão - Presidente Epitácio Pessoa. As outras contribuições vêm dos rios Monteiro e Umbuzeiro (PDRH-PB, 1997).

4.2 Base de dados

Os bancos de dados utilizados foram editados por Furtunato (2004) e Nunes (2005), porém com algumas adaptações, estando divididos em dois tipos: o primeiro contém dados hidro-climatológicos e o segundo contém as informações referentes às características da bacia.

Furtunato (2004) e Nunes (2005) selecionaram as estações fluviométricas (Figura 4.7 e Tabela 4.1), pluviométricas (Figuras 4.8 e 4.9) e climatológicas (Tabela 4.2), que foram operadas pela SUDENE (Superintendência para o Desenvolvimento do Nordeste); os dados foram obtidos do antigo DNAEE (Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica) através do programa MSDHD. As estações fluviométricas são ao todo quatro e as pluviométricas são oitenta, todos com dados diários observados. Furtunato (2004), buscando uma distribuição homogênea dentro da área, montou dois bancos de dados, um com 18 e outro com 80 postos pluviométricos (Figura 4.8). Já Nunes (2005), com o intuito de ter um banco de dados sem falhas, montou dois bancos de dados, um com 16 e outro

com 35 postos pluviométricos (Figura 4.9). A relação dos postos pluviométricos utilizados em cada banco de dados encontra-se no anexo A



Figura 4.7 – Mapa hidrológico da região do alto rio Paraíba.
(Fonte: Adaptado de Furtunato, 2004)

Tabela 4.1 – Estações fluviométricas selecionadas.

Código	Nome da Estação	Rio	Área de Drenagem (km ²)	Período com dados (X)		
				1923 – 1958	1959 – 1969	1970 – 1985
38830000	Caraúbas	Paraíba	5168	-	-	XXXXXXXX
38841500	Taperoá	Taperoá	618	XXXXXXX	-	-
38850000	Poço das Pedras	Taperoá	3260	-	-	XXXXXXXX
38855300	Boqueirão	Paraíba	12377	XXXXXXX	-	-

Fonte: PDRH-PB (1997); (X) período com dados diários; (-) período sem dados

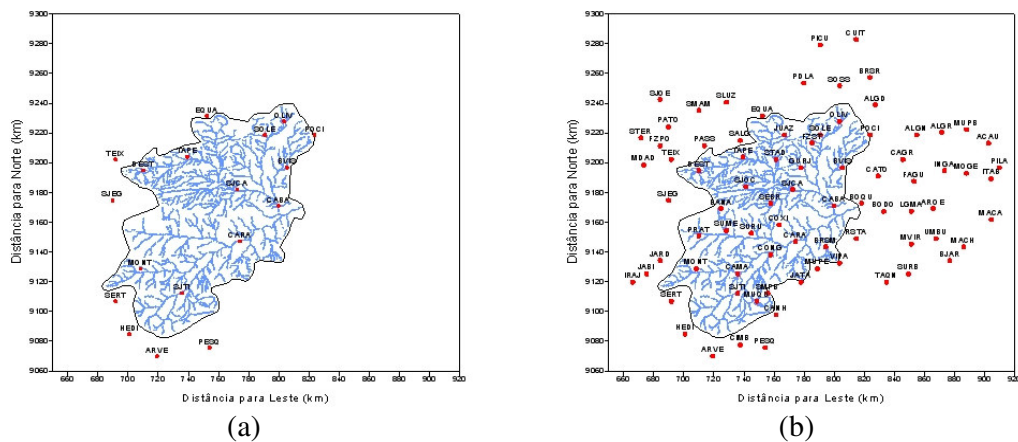


Figura 4.8 – Mapa da localização das estações pluviométricas utilizadas por Furtunato (2004) no banco de dados com 18 estações (a) e 80 estações (b).

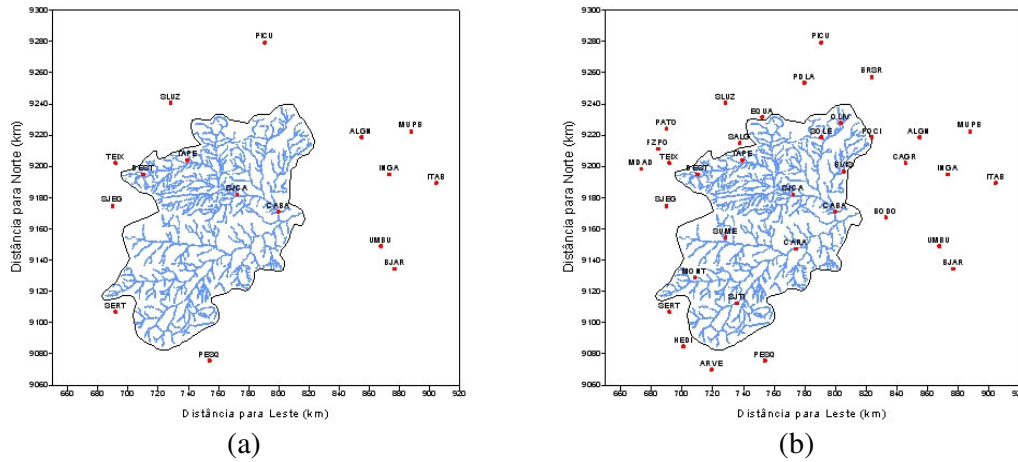


Figura 4.9 – Mapa da localização das estações pluviométricas utilizadas por Nunes (2005) no banco de dados com 16 estações (a) e 35 estações (b).

Os dados de evaporação utilizados (Tabela 4.2) são os valores médios diários observados na estação de Ouro Velho, durante o período 1973-1980 (SUDENE, 1982), os quais foram utilizados em trabalhos anteriores (e.g. Lacerda Jr., 2002; Lopes, 2003; Furtunato, 2004; Nunes, 2005).

Tabela 4.2 – Evaporação média diária em (mm/dia) na estação de Ouro Velho.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
E (mm/dia)	9,40	8,25	8,21	8,16	7,05	5,92	6,55	7,91	8,56	9,08	9,69	9,41

Fonte: Série Hidrologia nº 14 (SUDENE, 1982).

CAPÍTULO 5

5 CALIBRAÇÃO DO MODELO NAVMO

5.1 Estudos anteriores com o modelo NAVMO

Para a região do alto rio Paraíba, uma calibração ano a ano para os parâmetros que mais afetam o escoamento no modelo NAVMO (ALFA, EET e CN) foi realizada por Furtunato (2004), que considerou a variabilidade do clima e uso do solo sobre o escoamento na região, comparando-se vazões máximas e volumes anuais simulados com os observados. Para os demais parâmetros calibráveis do modelo, Furtunato adotou os valores determinados por Figueiredo e Srinivasan (1999), pois estes não afetam significativamente o escoamento gerado nesta região segundo os referidos autores. Nesta calibração foram usados dois bancos de dados um com 18 e outro com 80 estações pluviométricas, que foram referidos no capítulo 4, tendo as bacias sido calibradas em pares, em virtude da igualdade no período de dados observados. O modelo foi calibrado primeiro para Taperoá e Boqueirão, depois para Caraúbas e Poço de Pedras. O autor, a partir dos mapas da SUDENE, dividiu a região do alto rio Paraíba em 61 sub-bacias (figura 5.1), conforme requerido pelo modelo NAVMO e fez coincidir cada uma das estações fluviométricas com a saída de uma dada sub-bacia (Caraúbas com a saída na sub-bacia 19, Taperoá com a saída na sub-bacia 27, Poço das Pedras com a saída na sub-bacia 42 e Boqueirão com a saída na sub-bacia 61), possibilitando a comparação de escoamentos simulados e observados.

Os anos foram classificados (ver Cadier, 1996; Figueiredo & Srinivasan, 1999), em secos ($P < 600$ mm/ano), normais ($600 \leq P \leq 800$ mm/ano) e úmidos ($P > 800$ mm/ano). Como resultado desta calibração, Furtunato (2004) determinou os parâmetros médios mais sensíveis do modelo (ALFA, EET e CN) representativos em cada sub-bacia, para anos secos, normais e úmidos, cujos valores estão na tabela 5.1. Os parâmetros médios determinados por Furtunato (2004) foram utilizados por Nunes (2005) para simular séries

de longo período, porém utilizando bancos de dados diferentes, ou seja, os bancos de dados com 16 e 35 estações pluviométricas, comentados no capítulo 4.

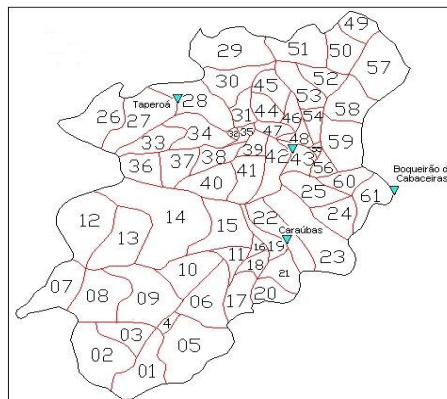


Figura 5.1 – Divisão da região do alto rio Paraíba em 61 sub-bacias.
(Fonte: Adaptado de Furtunato, 2004)

Tabela 5.1 – Valores médios de ALFA, EET e CN para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão.

Anos	Caraúbas						Taperoá					
	Qmáx			Volume			Qmáx			Volume		
	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN
Normais	0,13	4,67	69,4	0,12	4,73	73,0	0,26	3,61	80,5	0,15	4,46	73,6
Secos	0,17	5,15	52,8	0,13	5,63	51,1	0,22	4,10	60,7	0,21	4,17	57,4
Úmidos	0,03	4,25	75,7	0,03	4,40	78,0	0,05	4,10	77,4	0,08	3,62	85,5
Anos	Poço de Pedras						Boqueirão					
	Qmáx			Volume			Qmáx			Volume		
	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN	ALFA	EET	CN
Normais	0,17	4,50	71,7	0,13	4,63	76,1	0,05	6,52	46,8	0,04	6,54	64,4
Secos	0,21	5,00	57,9	0,14	5,45	56,7	0,10	6,33	35,8	0,07	6,28	41,7
Úmidos	0,04	4,15	84,5	0,04	4,39	83,9	0,01	6,20	67,0	0,02	5,31	79,8

Fonte: Furtunato, 2004.

Para simular o escoamento nas sub-bacias de uma só vez, Nunes (2005) utilizou os valores dos parâmetros que não afetam o escoamento definidos por Figueiredo e Srinivasan (1999) e os valores médios dos parâmetros ALFA, EET e CN determinados por Furtunato (2004), mas com uma abordagem diferente para a distribuição dos mesmos. A abordagem de Nunes consistiu em considerar as sub-bacias de 1 a 19 representadas pelos parâmetros de Caraúbas, as sub-bacias de 20 a 27 representadas pelos parâmetros de Taperoá, as sub-bacias de 28 a 42 representadas pelos parâmetros de Poço de Pedras e as sub-bacias de 43 a 61 representadas pelos parâmetros de Boqueirão. Um esquema desta abordagem está apresentado na figura 5.2.

Ao analisar os resultados de Nunes através de vários critérios estatísticos observou-se que os resultados apresentaram incertezas (ver capítulo 7).

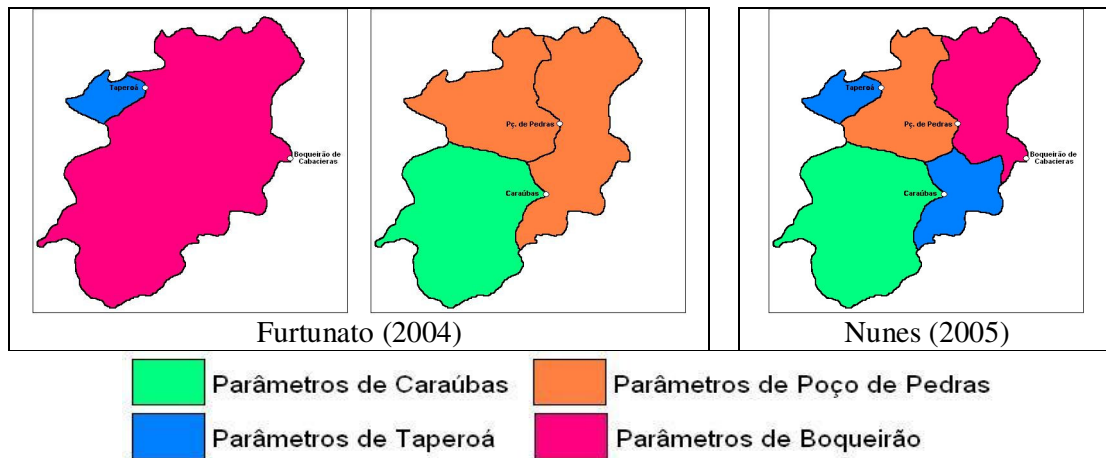


Figura 5.2 – Esquema das abordagens de Furtunato (2004) e Nunes (2005) para distribuição dos parâmetros.

5.2 Nova calibração do modelo NAVMO

Devido às evidências das incertezas nos resultados, uma nova calibração foi realizada para se determinar um novo grupo de parâmetros médios e simular novas séries de longos períodos e, assim, compará-las às séries de longo período simuladas por Nunes (2005) e analisar as incertezas através de vários critérios estatísticos.

A nova calibração dos parâmetros mais sensíveis do modelo NAVMO (ALFA, EET e CN) também foi feita ano a ano, também classificados em secos, normais e úmidos, através da comparação de hidrogramas das vazões máximas e volumes anuais simulados com os observados. Para tanto, foram utilizados dados diários das quatro estações fluviométricas (Caraúbas, Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão) na região e os valores determinados por Figueiredo e Srinivasan (1999) para os demais parâmetros calibráveis do modelo. Com base de uma análise preliminar dos resultados de simulações baseadas na metodologia de Nunes (ver capítulo 7), foram escolhidos e utilizados nesta nova calibração: o banco de dados com 16 postos pluviométricos que contém poucas falhas nas séries de dados de todo o período (1922 – 1985), uma nova divisão para a bacia e uma nova distribuição dos parâmetros.

A umidade inicial do solo foi fixada em 5%, o que corresponde a um déficit de umidade de 95%, devido ao fato de que as simulações iniciaram na fase de estiagem.

Com o intuito de observar a influência do uso de outras divisões para a região, esta foi dividida em 10, 21, 31 e 40 sub-bacias (figura 5.3). Estas divisões foram realizadas conforme requerido pelo modelo NAVMO e buscando-se coincidir cada uma das estações fluviométricas (Caraúbas, Taperoá, Poço das Pedras e Boqueirão de Cabaceiras) com a saída de uma dada sub-bacia possibilitando a comparação de escoamentos simulados e observados. Na nova calibração foi utilizada a divisão da bacia em 31 sub-bacias.

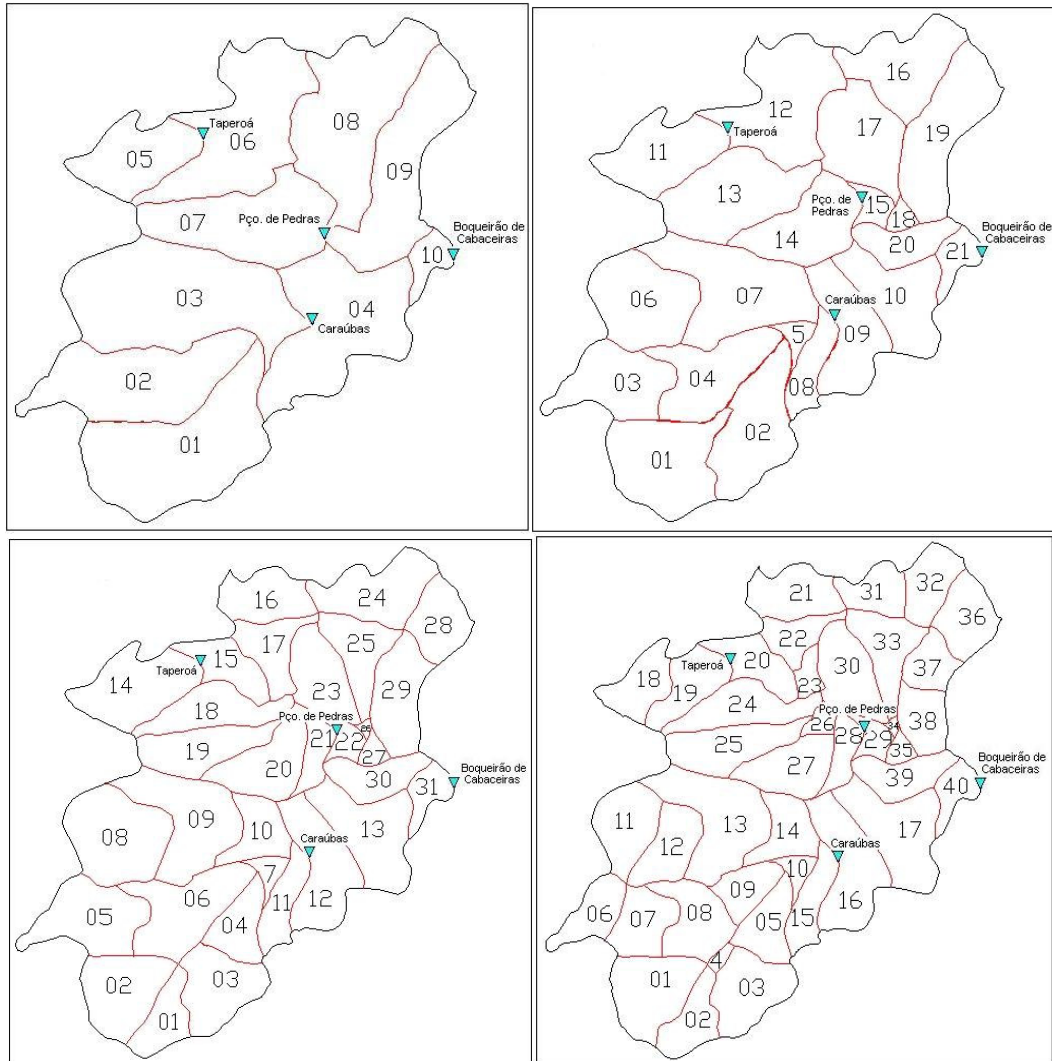


Figura 5.3 – Divisão da região do alto rio Paraíba em 10, 21, 31 e 40 sub-bacias.

Os dados das áreas das sub-bacias, coordenadas cartesianas dos seus centróides, cotas e comprimentos de trechos de rios, foram obtidos a partir dos mapas da SUDENE e através de interpolações com base na área de cada sub-bacia a partir dos dados de Furtunato (2004), como pode ser observado no Anexo B. Também no anexo B estão os dados das seções onde ocorre à propagação, conforme requerido pelo método de Williams

(Kleeberg et. al., 1989), que foi utilizado para a propagação do fluxo nos canais cujas características foram determinadas por Furtunato (2004) com base em medições feitas de cada uma das seções transversais das estações consideradas.

A distribuição dos parâmetros adotada para as sub-bacias foi diferente da proposta por Furtunato (2004) e Nunes (2005). A nova calibração foi realizada com diferentes grupos de parâmetros, para cada uma das sub-bacias, como pode ser observado na figura 5.4, porém de maneira integrada e contínua. Na figura pode ser observado que as sub-bacias de Caraúbas (verde lodo) e Taperoá (vermelho) têm parâmetros representativos de suas áreas; a sub-bacia de Poço de Pedra (azul água) tem parte da sua área representada pelos parâmetros de Taperoá e a outra parte por parâmetros próprios; a área de Boqueirão, que representa toda região, tem parte representada pelos parâmetros das outras sub-bacias (Caraúbas, Taperoá e Poço de Pedras) e outra parte (amarelo) representada por outro grupo de parâmetros.

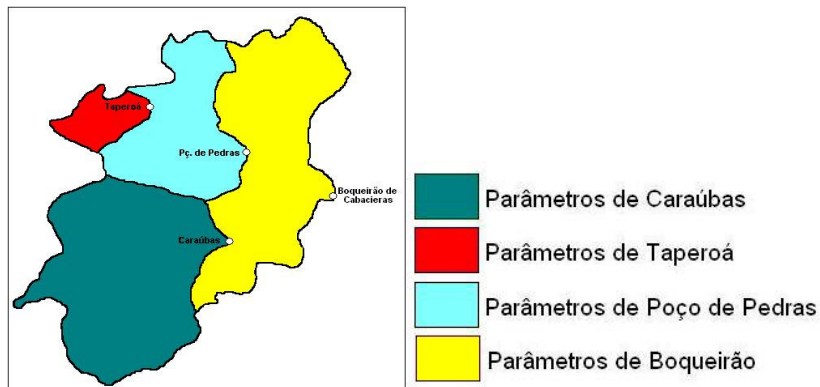


Figura 5.4 – Esquema da distribuição dos parâmetros usada na nova calibração.

Devido aos diferentes períodos de dados observados nas estações fluviométricas na região do alto rio Paraíba (ver Tabela 4.1), foi necessário adotar parâmetros médios para a sub-bacia de Taperoá, para calibrar Poço de Pedras, e para as bacias a montante da estação fluviométrica de Boqueirão, para calibrar Boqueirão. Os parâmetros ALFA, EET e CN, para cada sub-bacia, foram calibrados por tentativa e erro, comparando-se hidrogramas, vazões máximas e volumes anuais e destes valores foi determinado o valor médio de cada parâmetro. Nas tabelas 5.2 a 5.5 encontram-se os valores dos parâmetros calibrados em cada ano e respectivos valores médios.

Tabela 5.2 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Caraúbas.

TIPO	ANO	Q _{máx}			Volume		
		EET	ALFA	CN	EET	ALFA	CN
Normal	1975	4,92	0,06	64,4	3,96	0,13	73,1
Normal	1978	4,91	0,05	64,4	4,72	0,06	62,0
Valor Médio		4,92	0,06	64,4	4,34	0,10	67,6
Seco	1976	5,53	0,35	52,8	5,6	0,35	53,1
Seco	1979	5,61	0,41	68,8	5,65	0,4	68,4
Seco	1980	4,98	0,29	52,8	5,57	0,36	67,2
Seco	1981	5,11	0,12	38,8	5,58	0,13	54,9
Seco	1982	5,15	0,06	33,5	5,63	0,13	29,5
Seco	1983	5,13	0,13	52,8	5,63	0,16	51,1
Valor Médio		5,25	0,23	49,9	5,61	0,26	54,0
Úmido	1974	4,20	0,04	83,1	4,38	0,05	85
Úmido	1977	3,98	0,03	66,3	4	0,02	68,2
Valor Médio		4,09	0,04	74,7	4,19	0,04	76,6

Tabela 5.3 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Taperoá.

TIPO	ANO	Q _{máx}			Volume		
		EET	ALFA	CN	EET	ALFA	CN
Normal	1925	5,40	0,14	45,0	4,46	0,15	59,5
Normal	1927	5,05	0,21	68,8	4,46	0,15	55,1
Normal	1935	3,07	0,17	72,4	4,59	0,1	55,9
Normal	1945	4,10	0,12	74,4	4,46	0,2	79,8
Normal	1947	4,03	0,21	89,4	4,43	0,23	80,6
Valor Médio		4,33	0,17	70,0	4,48	0,17	66,2
Seco	1928	6,00	0,05	35,7	5,27	0,17	20,4
Seco	1930	1,72	0,70	98,7	3,17	0,6	87,4
Seco	1932	5,29	0,20	42,6	5,77	0,1	42,4
Seco	1933	6,10	0,20	37,9	5,57	0,2	40,5
Seco	1936	4,10	0,70	82,0	4,17	0,62	86,4
Seco	1938	4,10	0,20	41,1	5,17	0,14	41,6
Seco	1939	4,50	0,47	55,7	5,57	0,21	52,7
Seco	1941	4,13	0,12	73,1	5,17	0,12	35,2
Seco	1942	3,50	0,17	35,7	5,2	0,19	35,4
Seco	1943	4,10	0,20	42,1	5,17	0,21	40,1
Seco	1946	4,10	0,20	57,5	6	0,23	57,4
Seco	1950	4,10	0,30	56,7	4,2	0,45	76,8
Seco	1951	4,10	0,20	41,5	5,17	0,21	42,9
Seco	1952	4,10	0,45	73,1	4,94	0,36	57,4
Valor Médio		4,28	0,30	55,2	5,04	0,27	51,2
Úmido	1924	1,10	0,01	93,2	3,61	0,06	85,9
Úmido	1926	5,00	0,08	70,4	4,01	0,01	51,1
Úmido	1940	1,10	0,32	98,4	3,62	0,06	82,8
Valor Médio		2,40	0,14	87,3	3,75	0,04	73,3

Tabela 5.4 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Poço de Pedras.

TIPO	ANO	Qmáx			Volume		
		EET	ALFA	CN	EET	ALFA	CN
Normal	1971	3,1	0,35	81,7	4,55	0,40	96,1
Normal	1972	4,86	0,24	51,7	4,65	0,20	76,1
Normal	1973	3,74	0,29	81,7	3	0,46	85,8
Normal	1975	3,98	0,18	61,7	2,05	0,46	86,1
Valor Médio		3,92	0,27	69,2	3,56	0,38	86,0
Seco	1970	4,3	0,50	57,9	4,81	0,40	45,5
Seco	1976	4,28	0,40	71,9	2,76	0,75	86,7
Seco	1982	4,28	0,10	51,9	5,81	0,30	36,7
Seco	1983	6,55	0,30	35,9	5,81	0,30	26,7
Valor Médio		4,85	0,33	54,4	4,80	0,44	48,9
Úmido	1974	2,13	0,13	96,5	1,86	0,20	95,2
Úmido	1977	5,65	0,02	59,1	5,00	0,01	64,9
Valor Médio		3,89	0,08	77,8	3,43	0,11	80,1

Tabela 5.5 – Valores de ALFA, EET e CN para a sub-bacia de Boqueirão.

TIPO	ANO	Qmáx			Volume		
		EET	ALFA	CN	EET	ALFA	CN
Normal	1925	3,41	0,4	92,8	5,69	0,32	73,6
Normal	1927	5,81	0,05	39,8	5,54	0,04	24,4
Normal	1935	6,92	0,05	27,5	6	0,04	14,4
Normal	1945	6,52	0,05	31,5	5,89	0,04	24,4
Normal	1947	6,52	0,05	16,5	5,69	0,04	23,6
Valor Médio		5,84	0,12	41,6	5,76	0,10	32,1
Seco	1928	6,33	0,1	25,8	6,28	0,3	21,7
Seco	1930	6,33	0,1	35,8	6,28	0,4	27,4
Seco	1932	6,33	0,09	25,8	6,28	0,01	41,7
Seco	1933	6,54	0,05	28	6,96	0,4	30,7
Seco	1936	6,74	0,11	35,8	6,96	0,19	36,3
Seco	1938	6,74	0,02	15,8	6,28	0,1	9,7
Seco	1939	6,74	0,02	5,8	6,96	0,3	11,7
Seco	1941	6,33	0,02	5,5	6,5	0,35	21,7
Seco	1942	6,74	0,1	35,8	6,28	0,36	21,7
Seco	1943	6,33	0,09	35,8	6,28	0,07	21,7
Seco	1944	6,4	0,15	54,6	5,08	0,39	56,7
Seco	1946	6,66	0,14	74,9	6,28	0,35	21,7
Seco	1951	6,74	0,02	5,8	6,28	0,35	41,7
Seco	1952	6,33	0,1	35,8	6,28	0,35	21,7
Valor Médio		6,52	0,08	30,1	6,36	0,28	27,6
Úmido	1924	6,2	0,01	37	5,31	0,01	30,8
Úmido	1926	5,02	0,01	45,2	5,31	0,01	39,8
Úmido	1940	5,2	0,01	45,2	5,31	0,02	36,8
Valor Médio		5,47	0,01	42,5	5,31	0,01	35,8

5.2.1 Análise e discussão da nova calibração

Os resultados são apresentados e discutidos neste item com relação aos volumes e vazões máximas anuais, através de gráficos de valores anuais simulados x valores anuais observados, do coeficiente de determinação e da comparação de hidrogramas diários simulados e observados, escolhidos para cada uma das bacias simuladas num dado ano.

1) Bacia de Caraúbas – 5168 km² (1970 -1985)

De um modo geral, os resultados obtidos foram satisfatórios, pois apresentaram boa correlação com os dados observados, com valores do coeficiente de determinação (r^2) acima de 0,9 (ver exemplo na figura 5.5). Os hidrogramas diários determinados com os parâmetros calibrados representaram bem os hidrogramas observados, porém, em alguns casos, observou-se uma defasagem no tempo com relação às vazões máximas, como pode ser observado no exemplo da figura 5.6, o que evidencia incerteza no resultado.

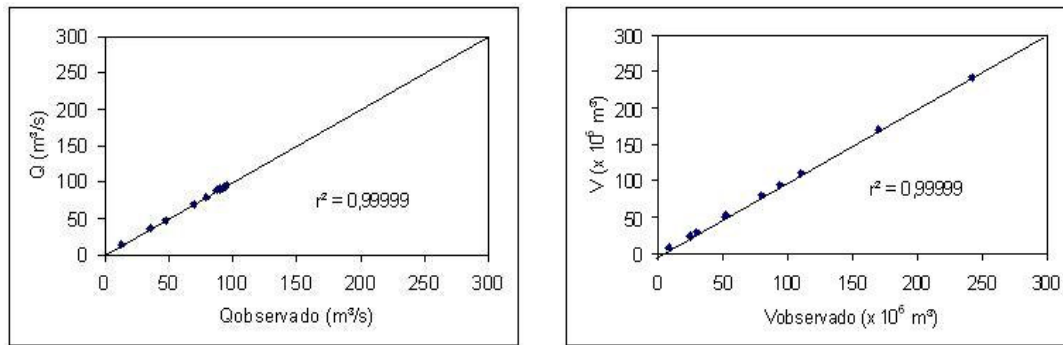


Figura 5.5 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados na sub-bacia de Caraúbas.

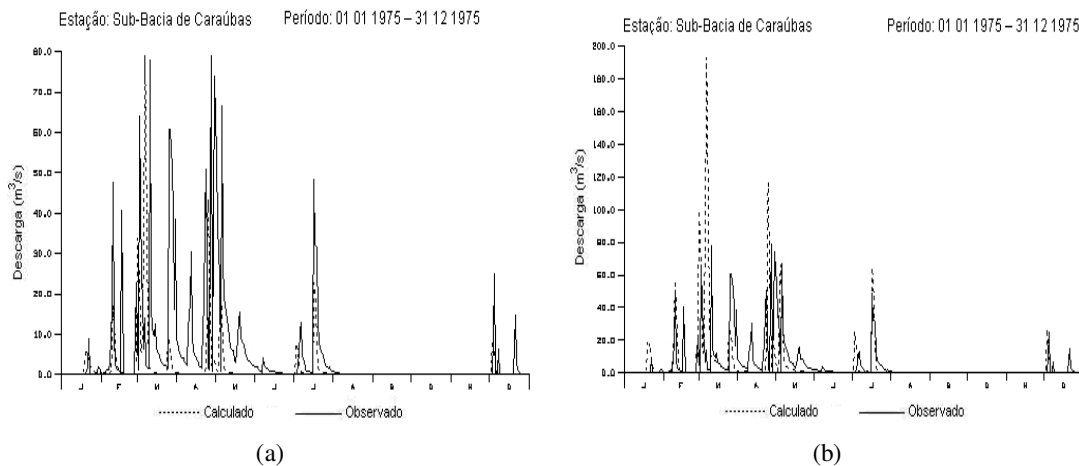


Figura 5.6 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Caraúbas em 1975 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).

2) Bacia de Taperoá – 618 km² (1923 -1958)

As figuras 5.7 a 5.8 mostram os resultados obtidos para a sub-bacia de Taperoá com a calibração dos parâmetros. Os hidrogramas diários observados e obtidos na calibração estão mostrados na figura 5.7 para o ano de 1925. As vazões máximas e volumes anuais obtidos no processo de calibração do modelo foram razoáveis, pois apresentaram boa correlação com os dados observados (r^2 acima de 0,9).

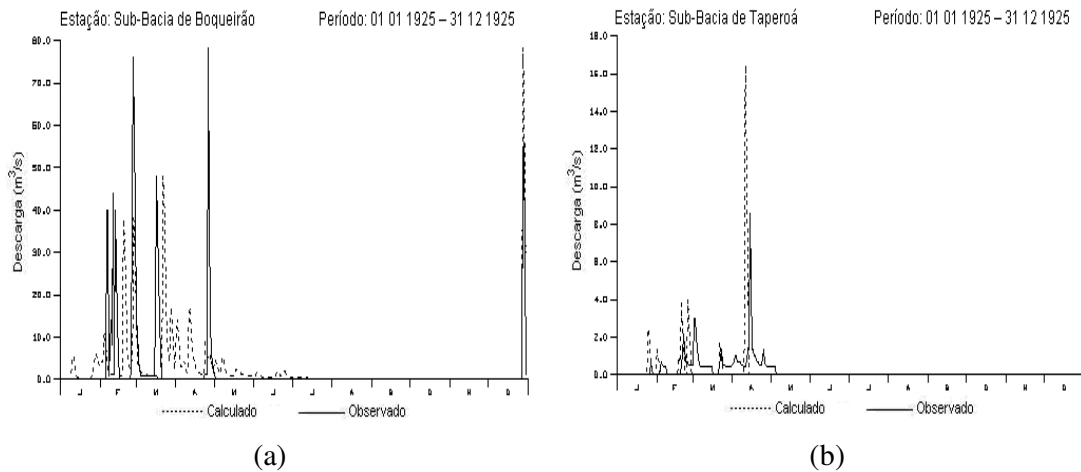


Figura 5.7 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Taperoá em 1925 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).

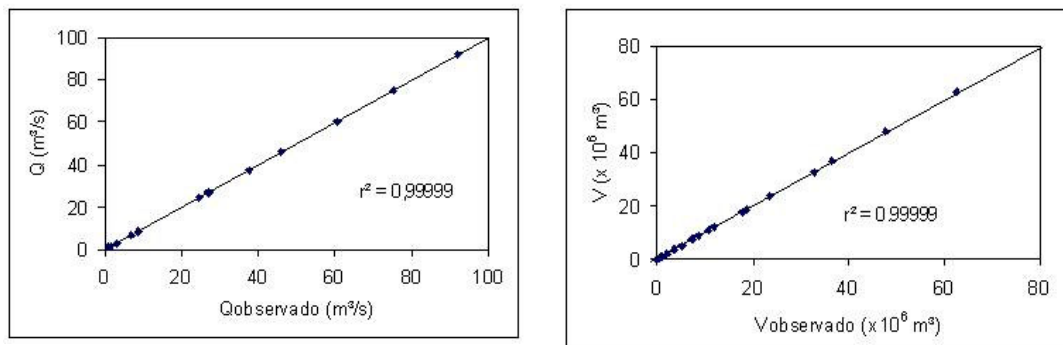


Figura 5.8 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados na sub-bacia de Taperoá.

3) Bacia de Poço de Pedras – 3260 km² (1970 -1985)

De um modo geral, os resultados obtidos para as vazões máximas e volumes anuais simulados no processo de calibração (Figura 5.9) foram bons para a bacia de Poço das Pedras. O coeficiente de determinação ($r^2 > 0,98$) demonstra esse fato. Os hidrogramas diários observados e simulados com os parâmetros da calibração são mostrados na figura 5.10 para o ano de 1971.

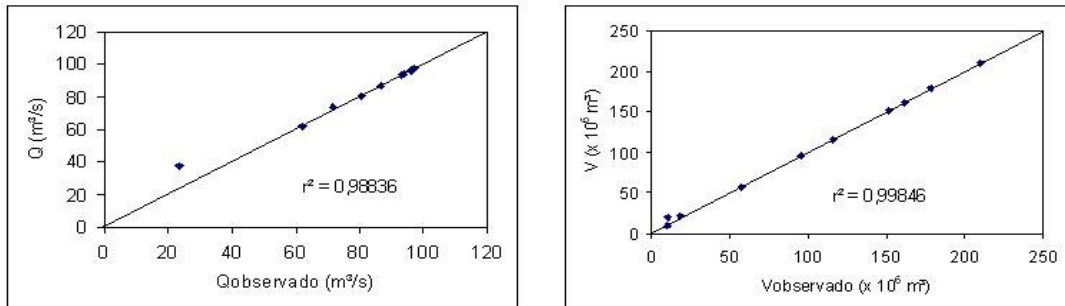


Figura 5.9 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados em Poço de Pedras.

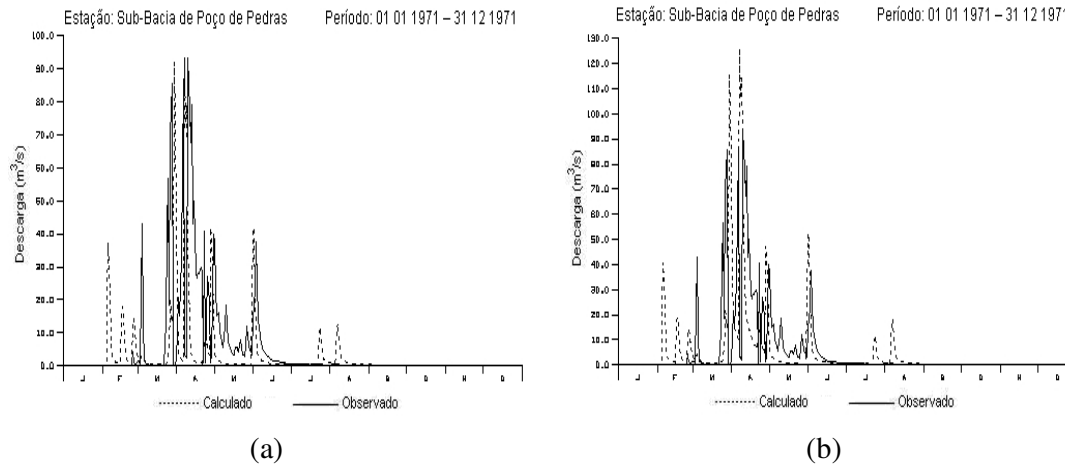


Figura 5.10 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Poço de Pedras em 1971 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).

4) Bacia de Boqueirão – 12.377 km² (1923 -1958)

Para a sub-bacia de Boqueirão, os resultados obtidos para as vazões máximas e volumes anuais simulados no processo de calibração (figura 5.11) não foram bons. O valor de r^2 mostra que o modelo não representou bem este processo, por causa dos diferentes períodos de dados observados e da distribuição dos parâmetros empregada, pois foi necessário adotar parâmetros médios para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá e Poço de Pedras que estão a montante da sub-bacia de Boqueirão. Os hidrogramas calibrados e observados em 1925 estão apresentados na figura 5.12.

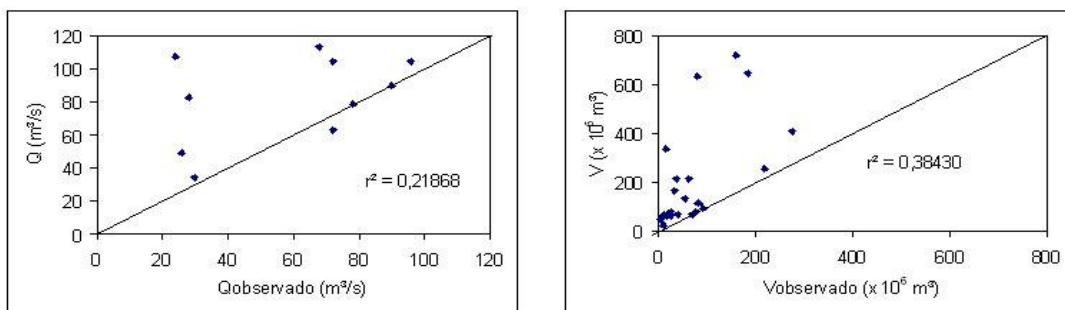


Figura 5.11 – Vazões máximas e volumes anuais observados e calibrados em Boqueirão.

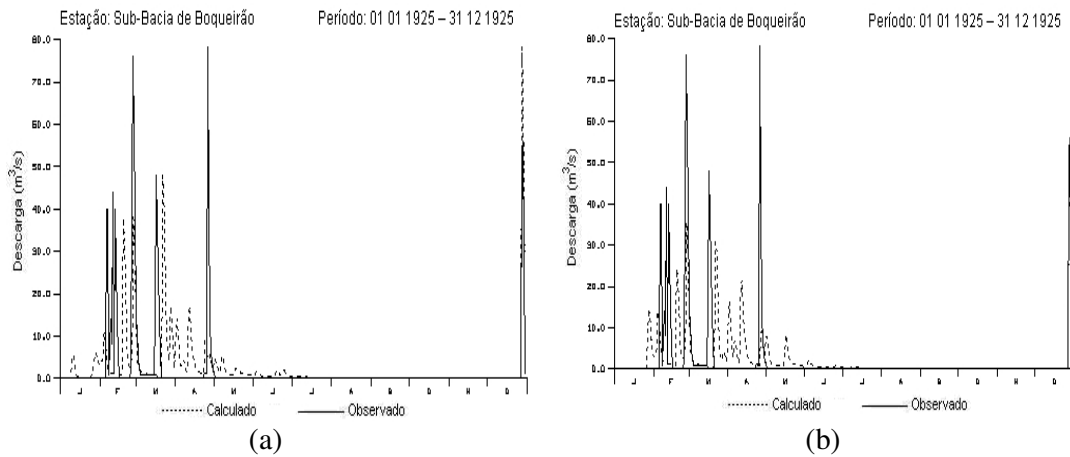


Figura 5.12 – Hidrogramas observado e calibrado na sub-bacia de Boqueirão em 1925 com parâmetros calibrados pela vazão máxima (a) e pelo volume anual (b).

5.2.2 Comparação dos resultados da nova calibração com os de Furtunato (2004)

A tabela 5.6 e a figura 5.13 mostram os coeficientes de determinação (r^2), que foram obtidos a partir das correlações com os dados observados e simulados na fase da nova calibração e da calibração de Furtunato (2004) em cada sub-bacia da região. Os resultados dos coeficientes de determinação (r^2) mostram que foram obtidos resultados melhores na nova fase de calibração, exceto para Boqueirão devido ao efeito da distribuição dos parâmetros empregada.

Tabela 5.6 – Valores dos resultados de r^2 obtidos com a nova calibração e por Furtunato (2004).

R ²	Qmáx		Volume	
	Furtunato (2004)	Nova	Furtunato (2004)	Nova
Caraúbas	0,00454	0,99999	0,84188	0,99999
Taperoá	0,95094	0,99999	0,99999	0,99999
Poço de Pedras	0,34004	0,98836	0,68431	0,99846
Boqueirão	0,94158	0,21868	0,99936	0,38430

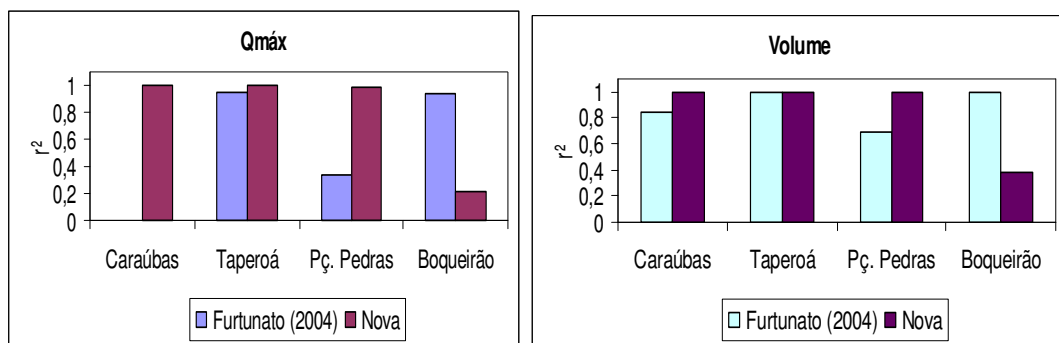


Figura 5.13 – Gráfico dos resultados de r^2 obtidos com a nova calibração e a de Furtunato (2004).

5.3 Simulações com o modelo NAVMO

Tendo como referência às 8 séries simuladas com parâmetros médios por Nunes (2005) e as 8 séries simuladas com parâmetros médios pela nova calibração, em que cada conjunto de oito séries corresponde às séries determinadas para vazões máximas e volumes anuais em cada sub-bacia (Caraúbas, Taperoá, Poço das Pedras e Boqueirão) segundo cada metodologia, foi realizada a análise de incertezas com o modelo distribuído NAVMO a partir de 184 novas séries de longo período simulado, de modo a viabilizar a análise do comportamento do modelo em relação à variação da pluviometria, discretização da bacia, estruturação do modelo e parametrização. Sendo que estas 184 séries de longo período estão distribuídas da seguinte forma igualitária para cada sub-bacia: Caraúbas, Taperoá, Poço das Pedras e Boqueirão, ou seja, 46 séries para cada sub-bacia. Os conjuntos de 46 séries de longo período são subdivididos em dois subconjuntos de 23 séries, sendo um para vazão máxima e outro para volume anual. Cada série destes subconjuntos corresponde à utilização de banco de dados e de uma divisão diferente, como está especificado na tabela 5.7 e no esquema da figura 7.14.

Tabela 5.7 – Especificação de cada série utilizada.

Postos Pluviométricos		Estações Fluviométricas									
		Caraúbas					Taperoá				
		Nº de divisões da região									
Nunes (2005)	16	10	21	31	40	61*	10	21	31	40	61*
	18	10	21	31	40	61	10	21	31	40	61
	35	10	21	31	40	61	10	21	31	40	61
	80	10	21	31	40	61	10	21	31	40	61
Nova	16	10	21	31**	40	61	10	21	31**	40	61
Postos Pluviométricos		Poço de Pedras					Boqueirão				
		Nº de divisões da região									
		Nunes (2005)	16	10	21	31	40	61*	10	21	31
18	10		21	31	40	61	10	21	31	40	61
35	10		21	31	40	61	10	21	31	40	61
80	10		21	31	40	61	10	21	31	40	61
Nova	16	10	21	31**	40	61	10	21	31**	40	61

* Série de referência obtida com parâmetros médios por Nunes (2005).

** Serie de referência obtida com parâmetros médios pela nova calibração.

As metodologias de incerteza empregadas nesta pesquisa para analisar as incertezas nas várias séries simuladas, acima descritas, são apresentadas no próximo capítulo. Os resultados são analisados e discutidos em seguida.

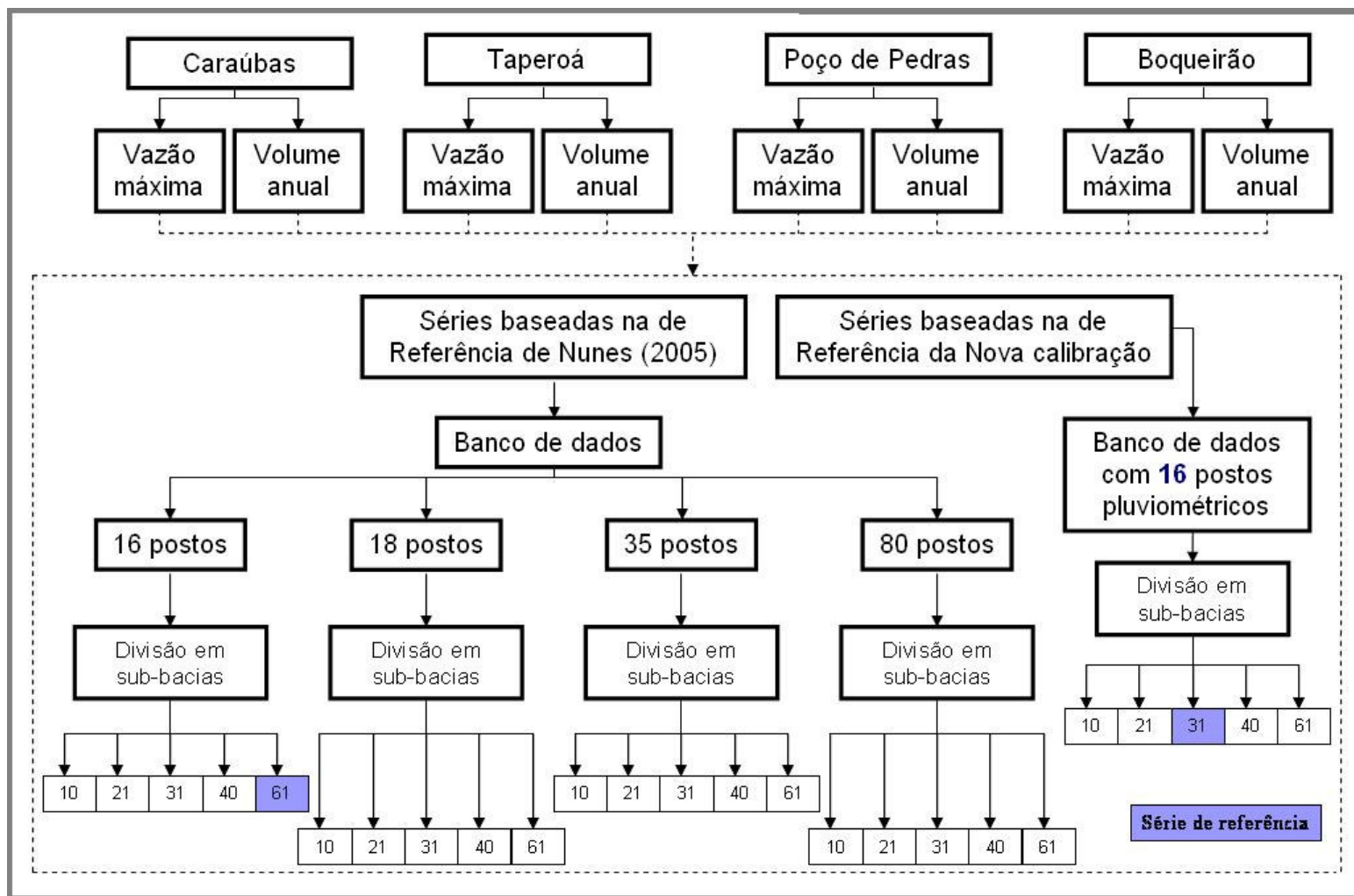


Figura 5.14 – Esquema das séries simuladas.

CAPÍTULO 6

6 METODOLOGIAS DE ANÁLISE DE INCERTEZA

No estudo de incertezas foram aplicadas algumas metodologias estatísticas, sendo elas: coeficiente de determinação (r^2), somatório das vazões anuais (SVA), teste da dupla massa (TDM), somatório do quadrado das diferenças (SQD), testes paramétricos da média (t) e variância (F), teste não paramétrico de Wilcoxon (W) e as distribuições de probabilidade Gama, Pearson III, Normal, Gumbel (Kite, 1977) e GEV – “Generalized Extreme Value” – (Martins & Stedinger, 2000), as quais estão apresentadas mais adiante.

6.1 Coeficiente de determinação (r^2)

O coeficiente de determinação (r^2) é uma medida estatística que explica as variações ($0 < r^2 < 1$) de uma dada variável (e.g., precipitação, vazão, etc.) estimada por um modelo matemático (e.g., um modelo hidrológico), sendo dado pela equação 6.1 (Shimakura & Ribeiro Jr, 2005).

$$r^2 = \left(\frac{S_{xy}}{s_x \cdot s_y} \right)^2 \dots\dots\dots (6.1)$$

onde n é o tamanho da amostra, x_i e y_i são os dados das séries, S_{xy} é determinado pela equação 6.2 e s_x e s_y são os desvios padrão determinados a partir das equações 6.3 e 6.4.

$$S_{xy} = \frac{\sum (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{n - 1} \dots\dots\dots (6.2)$$

$$s_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \dots\dots\dots (6.3)$$

$$s_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n - 1}} \dots\dots\dots (6.4)$$

6.2 Somatório das vazões anuais (SVA)

O somatório das vazões anuais (SVA) consiste na soma dos valores anuais de uma série dos dados de vazão ao longo do tempo, tal como descrito na equação 6.5. Este teste analisa graficamente o comportamento das vazões ao longo do tempo e indica se houve mudança ou não no valor médio temporal, haja vista que o somatório total dos valores dividido pelo tempo fornece o valor médio da variável.

$$SVA = \sum_{i=1}^n Q_i \dots\dots\dots (6.5)$$

onde Q_i são os dados das vazões (m³/s).

6.3 Teste da dupla massa (TDM)

O teste da dupla massa (TDM) tem sido largamente utilizado para a avaliação da homogeneidade de séries mensais e anuais (Schulz, 1973; Nunes, 2005; Crispim, 2005). O teste pressupõe que a série é homogênea, ou não apresenta não-homogeneidades do tipo tendência, salto, periodicidade, etc., i.e., é aleatória, quando os valores acumulados seguem uma linha reta quando colocados em gráfico com os valores médios acumulados da região.

6.4 Somatório do quadrado das diferenças (SQD)

O somatório do quadrado da diferença (SDQ) consiste no somatório do quadrado da diferença entre o valor de referência ou observado e o valor calculado pelo modelo, tal como descrito na equação 6.6. Esta equação dá um peso maior para os maiores valores (Tucci, 1998).

$$SDQ = \sum_{i=1}^n (V_{obs\ i} - V_{cal\ i})^2 \dots\dots\dots (6.6)$$

onde $V_{obs\ i}$ é o valor de referência ou observado e $V_{cal\ i}$ é o valor calculado.

6.5 Testes paramétricos

Os testes paramétricos (ou testes de identidade), segundo Fonseca et al. (1978), são aplicados quando existem indicativos de variações no comportamento hidrológico de um sistema a partir de um determinado período, pois eles possibilitam a verificação da ocorrência de mudanças nos parâmetros das séries, em geral, na média e na variância. Quando existem dados disponíveis de mesma extensão, os testes podem ser aplicados com base nas séries simuladas e observadas. Segundo Tucci (2002) existem duas condições essenciais com relação às observações das séries para aplicação dos testes paramétricos. A primeira é que devem ser independente e a segunda é que devem se ajustar à distribuição normal. Os testes paramétricos mais encontrados na literatura são: o teste de Student (t) e o teste de Snedecor (F), os quais requerem a divisão da série em dois períodos, com tamanhos n_1 e n_2 e médias \bar{x}_1 e \bar{x}_2 , respectivamente.

6.5.1 Teste de Student (t)

O teste de Student (t) é utilizado para a média e é determinado a partir da aplicação da equação 6.7, que depende de uma estimativa do desvio padrão de todo o período de dados (equação 6.8). O teste será rejeitado quando o valor calculado de t cair fora do intervalo: $[-t_{(\alpha/2);v}; t_{(\alpha/2);v}]$, onde α é o nível de significância, x_i e x_j são os dados das séries, v é o número de graus de liberdade ($v = n_1 + n_2 - 2$).

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{s \cdot \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)^{\frac{1}{2}}} \dots\dots\dots (6.7)$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N_1} (x_i - \bar{x}_1)^2 + \sum_{j=1}^{N_2} (x_j - \bar{x}_2)^2}{n_1 + n_2 - 2}} \dots\dots\dots (6.8)$$

Os valores de t crítico ($t_{\alpha/2;v}$) são obtidos nas Tabelas de distribuição de Student (ver Fonseca et al., 1978), em função do número de dados da série (n), do nível de significância (α) e do número de graus de liberdade (v).

6.5.2 Teste de Snedecor (F)

O teste de Snedecor (F) é utilizado para a variância e determinado pela equação 6.9. O valor de F é comparado com um valor crítico $F_{\text{crítico}}$ tabelado (ver Fonseca et al., 1978) dado pela distribuição de Snedecor de modo que se pode verificar se houve variação na estatística na série. Se $F > F_{\text{crítico}}$ a hipótese de identidade entre as variâncias é rejeitado para um erro assumido de acordo com o nível de significância (α) adotado.

$$F_{\text{cal}} = \frac{s_1^2}{s_2^2} \dots\dots\dots (6.9)$$

onde s_1^2 e s_2^2 são as variâncias das séries 1 e 2, com $s_1^2 > s_2^2$ e que são determinadas a partir das equações 6.10 e 6.11.

$$s_1^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x}_1)^2}{n - 1} \dots\dots\dots(6.10)$$

$$s_2^2 = \frac{\sum (x_j - \bar{x}_2)^2}{n - 1} \dots\dots\dots(6.11)$$

6.6 Testes não paramétricos

Os testes não paramétricos não supõem a normalidade dos dados a serem investigados e por isso têm a vantagem de serem independentes de quaisquer condições pressupostas (Koch & Rego, 1985).

Na hidrologia o teste não paramétrico que mais tem sido utilizado é o teste de Wilcoxon (W), que examina se as séries são de uma mesma população mediante a tendência central (Devore, 1991; Fill et al., 2005). A variável de teste é dada pela equação 6.12 que é comparada com a variável crítica (z_α) dada pela distribuição normal (Koch & Rego, 1985).

$$z = \frac{\left| U - \frac{n_1 \cdot n_2}{2} \right|}{\sqrt{\frac{n_1 \cdot n_2 \cdot (n_1 + n_2 + 1)}{12}}} \dots\dots\dots(6.12)$$

onde n_1 e n_2 são os tamanhos das séries analisadas, R_1 e R_2 são as respectivas somas das séries analisadas e U é dado pelo menor valor entre U_1 e U_2 , que são dados pelas equações abaixo:

$$U_1 = n_1 \cdot n_2 + \frac{n_1 \cdot (n_1 + 1)}{2} - R_1 \dots\dots\dots(6.13)$$

$$U_2 = n_1 \cdot n_2 + \frac{n_2 \cdot (n_2 + 1)}{2} - R_2 \dots\dots\dots(6.14)$$

6.7 Distribuições de probabilidade

Os dados hidrológicos, que resultam de processos naturais são, em princípio, aleatórios e, conseqüentemente, para cada evento existe uma probabilidade de ocorrência. Segundo definição de Soong (1986), apud Crispim (2005), o comportamento de um dado aleatório é caracterizado por sua função de distribuição de probabilidade. Dependendo da natureza do dado (e.g., vazão média, máxima ou mínima) existem distribuições teóricas disponíveis na literatura, as quais podem ser testadas comparando-se com a distribuição de freqüências das séries. Alguns fenômenos hidrológicos também podem ser modelados através de ajustes a determinadas distribuições teóricas de probabilidade e a análise da natureza destes fenômenos influenciará diretamente na escolha do modelo a ser aplicado.

Algumas das distribuições aplicadas para as variáveis aleatórias contínuas são: a distribuição Normal, a distribuição Gumbel, a distribuição Gama, a distribuição Pearson III (Kite, 1977) e a distribuição GEV (Martins & Stedinger, 2000), dentre as quais algumas apresentam assimetria (positiva ou negativa) que são típicas de valores extremos, tais como a distribuição de Gumbel e a GEV.

A seleção da melhor distribuição de probabilidade a ser adotada é comumente baseada em resultados de testes de hipóteses que são procedimentos auxiliares para a decisão da aceitação ou rejeição da hipótese nula (H_0), a qual é uma hipótese que é presumida verdadeira até que provas estatísticas indiquem o contrário. Porém, ao admitir que a hipótese nula (H_0) é verdadeira dois erros podem ocorrer (Bussab & Morettin, 2004): o erro de rejeitar a hipótese nula quando esta é verdadeira (Erro do tipo I representado por α que é a área de rejeição de H_0) e o de não rejeitar a hipótese nula quando esta é falsa (Erro do tipo II representado por β que é a área de rejeição de H_0).

Estes testes de hipóteses são analisados a partir dos testes de aderência. O teste de aderência mais utilizado para seleção da distribuição ajustável às frequências de cada série histórica é o de Kolmogorov-Simirnov, com nível de significância geralmente de 1% ou 5%. Neste trabalho foi usado um nível de 5% bilateral. Este teste consiste em comparar as probabilidades estimadas pela distribuição de probabilidade $[P(X \leq x)]$ com as frequências dos dados amostrais $[F(X \leq x) = m/n+1]$, onde m é a ordem do evento e n o número de dados. A variável de teste (D_t), definida como a maior diferença, em modulo, entre $P(X \leq x)$ e $F(X \leq x)$ é comparada com a variável crítica (D_c) que é tabelada em termos do número de dados (n), do nível de significância (α) e da distribuição (ver Tabelas em Belke, 1980). A distribuição é aceita quando $D_t < D_c$.

Um teste adicional também empregado foi o da comparação dos valores estimados pelas distribuições com os valores das séries de referência tomando-se como base o valor do coeficiente de determinação (r^2) para análise.

Adiante, estão descritas as metodologias das distribuições usadas nesta pesquisa, as quais foram: Normal, Pearson III, Gama, Gumbel e GEV. As distribuições Normal, Pearson III, Gama e Gumbel foram utilizadas para determinar se o comportamento aleatório das variáveis pode ser ou não determinado por uma função de distribuição de probabilidade, que é desconhecida. Já a distribuição GEV foi utilizada para avaliar o comportamento dos parâmetros da distribuição, a influência da variabilidade climática e da discretização da bacia sobre eles e determinar qual método de determinação dos parâmetros obteve melhores resultados em relação à frequência da série. Isto porque, não se conhece os valores críticos para a aplicação do teste K-S a esta distribuição.

6.7.1 Distribuição Normal

A distribuição normal, também denominada de distribuição Gaussiana, é de grande importância tanto do ponto de vista teórico, quanto nas aplicações em Hidrologia. Uma variável aleatória é dita normalmente distribuída quando sua função densidade de probabilidade $f(x)$ tem a seguinte forma:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad -\infty < x < \infty \dots\dots\dots(6.15)$$

onde μ e σ representam respectivamente, a média e o desvio padrão da população.

A distribuição normal não apresenta assimetria e tem a seguinte função de distribuição de probabilidade cumulativa:

$$P(X \leq x) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} dx \dots\dots\dots(6.16)$$

onde X representa a variável aleatória, sendo x um valor real qualquer para uma probabilidade P(X ≤ x) de não excedência do evento x.

6.7.2 Distribuição Pearson III

A função de distribuição acumulada da distribuição de Pearson III é dada por (Kite, 1977):

$$P(X \leq x) = \frac{1}{\alpha \cdot \Gamma(\beta)} \cdot \left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta-1} \cdot e^{-\left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)} \dots\dots\dots(6.17)$$

onde Γ() é a função gamma e α, β e γ são os parâmetros da distribuição de Pearson III, que foram determinados pelo método dos momentos, através das seguintes equações por:

$$\beta = \left(\frac{2}{\gamma_1}\right)^2 \dots\dots\dots(6.18)$$

$$\alpha = \frac{\sigma}{\sqrt{\beta}} \dots\dots\dots(6.19)$$

$$\gamma = \mu - \sigma \cdot \sqrt{\beta} \dots\dots\dots(6.20)$$

onde μ e σ são a média e o desvio padrão da população (estimados com base nos dados amostrais), $\gamma_1 = (\mu_3 / \mu_2^{3/2}) \cdot \sqrt{N(N-1)} \cdot (1 + 8,5/N) / N - 2$ é o coeficiente de assimetria corrigido para a tendência e $\mu_3 = \sum[(x_i - \bar{x})^3 / N]$ e $\mu_2 = \sum[(x_i - \bar{x})^2 / N]$ são os momentos de terceira e segunda ordem centrados na média, respectivamente, e N o número de dados.

Kite (1977) apresenta uma forma simplificada para solução da distribuição de Pearson III relacionando a variável normal reduzida (t) com os parâmetros da distribuição de Pearson III pela equação (6.21) a seguir:

$$t \approx \left[\sqrt[3]{\frac{x-\gamma}{\alpha\beta}} + \frac{1}{9\beta} - 1 \right] \cdot \sqrt{9\beta} \dots\dots\dots(6.21)$$

com a distribuição normal reduzida dada por:

$$P(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \int_{-\infty}^t e^{-\frac{t^2}{2}} dt \dots\dots\dots(6.22)$$

A distribuição de Pearson III apresenta três parâmetros podendo ser aplicada em dados de quaisquer naturezas, haja vista que a assimetria pode assumir valores negativos, positivos ou nulos. Particularmente quando a assimetria é nula, a distribuição de Pearson III é idêntica a distribuição Normal (Chow, 1964; pg. 8-15).

6.7.3 Distribuição Gama

A distribuição Gama torna-se um caso particular da distribuição de Pearson III, quando o coeficiente de assimetria é igual a duas vezes o coeficiente de variação (Lanna et al., 1989), i.e., $\gamma_1 = 2\sigma / \mu$ (com σ e μ estimados pelos dados amostrais). A função de distribuição acumulada da distribuição Gama é dada por (Kite, 1977):

$$P(X \leq x) = \frac{1}{\alpha^\beta \cdot \Gamma(\beta)} \cdot x^{\beta-1} \cdot e^{-\left(\frac{x}{\alpha}\right)} \dots\dots\dots(6.23)$$

onde $\Gamma()$ é a função gamma, α é o parâmetro de escala e β é o parâmetro de forma da distribuição Gama, que foram determinados pelo método dos momentos, através das equações 6.24 e 6.25, onde σ é o desvio padrão e γ_1 é o coeficiente de assimetria.

$$\beta = \left(\frac{2}{\gamma_1} \right)^2 \dots\dots\dots(6.24)$$

$$\alpha = \frac{\sigma}{\sqrt{\beta}} \dots\dots\dots(6.25)$$

6.7.4 Distribuição Gumbel

A função extremal tipo I ou de Gumbel (Gumbel, 1941; Kite, 1977 pg. 87) e a função de distribuição acumulada são dadas por:

$$f(x) = \alpha \cdot \exp\{-\alpha \cdot (x - \beta) - \exp[-\alpha \cdot (x - \beta)]\} \dots\dots\dots(6.26)$$

$$P(X \leq x) = \exp\{-\exp[-\alpha \cdot (x - \beta)]\} \dots\dots\dots(6.27)$$

onde X representa a variável aleatória, sendo x um valor real qualquer para uma probabilidade P(X ≤ x) de não excedência do evento x, e α e β os parâmetros da distribuição determinados pelo método dos momentos com as equações 6.28 e 6.29.

$$\alpha = 1,2825 / \sigma \dots\dots\dots(6.28)$$

$$\beta = \mu - 0,45 \cdot \sigma \dots\dots\dots(6.29)$$

6.7.5 Distribuição GEV

A distribuição GEV – “Generalized Extreme Value”, ou seja, valor extremo generalizado – (Martins & Stedinger, 2000), que foi introduzida por Jenkinson (1955), tem sido utilizada em muitas aplicações na hidrologia. Ela foi recomendada para a análise de frequência de inundação local no Reino Unido (Natural Environment Research Council – NERC, 1975), para a frequência de chuva nos Estados Unidos (Willeke et al., 1995) e para ondas costeiras (de Haan & de Ronde, 1998).

Esta distribuição é muito atrativa matematicamente, sendo os parâmetros facilmente estimados pelos métodos dos momentos (MOM) e momentos-L (LM) (Hosking, 1985; 1990).

A distribuição GEV tem uma função distribuição cumulativa dada por:

$$P(X \leq x) = \exp\left(-\left(1 - \kappa \cdot \frac{(x - \xi)}{\alpha}\right)^{1/\kappa}\right) \text{ para } \kappa \neq 0 \dots\dots\dots(6.30)$$

$$P(X \leq x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{(x - \xi)}{\alpha}\right)\right) \text{ para } \kappa = 0 \dots\dots\dots(6.31)$$

onde ξ , α , e κ são os parâmetros de localização, escala e forma, respectivamente.

Os parâmetros podem ser determinados através dos seguintes métodos (descritos por Martins & Stedinger, 2000): Método dos Momentos; Método dos Momentos-L; Método da Máxima Verossimilhança; Método da Máxima Verossimilhança Generalizada;

Para eventos extremos, a distribuição GEV incorpora as distribuições de Gumbel ($\kappa=0$), de Frechet (1927) denominada de Valor Extremo Tipo II ($\kappa<0$) e de Weibull (1939) também chamada de Valor Extremo Tipo III ($\kappa>0$).

1) Método dos Momentos

Os parâmetros da distribuição GEV são dados, pelo método dos momentos (MOM), segundo as equações 6.32, 6.33 e 6.34.

$$\hat{\xi} = \hat{\mu} - \frac{\hat{\alpha}}{\hat{\kappa}} \cdot \{1 - \Gamma(1 + \hat{\kappa})\} \dots\dots\dots(6.32)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{\hat{\sigma} \cdot |\hat{\kappa}|}{\{\Gamma(1 + 2\hat{\kappa}) - [\Gamma(1 + \hat{\kappa})]^2\}^{1/2}} \dots\dots\dots(6.33)$$

$$\hat{\kappa} = \text{sign}(\hat{\kappa}) \cdot \frac{-\Gamma(1 + 3\hat{\kappa}) + 3\Gamma(1 + \hat{\kappa}) \cdot \Gamma(1 + 2\hat{\kappa}) - 2[\Gamma(1 + \hat{\kappa})]^3}{\{\Gamma(1 + 2\hat{\kappa}) - [\Gamma(1 + \hat{\kappa})]^2\}^{3/2}} \dots\dots\dots(6.34)$$

onde $\text{sign}(\hat{\kappa})$ é mais ou menos um (1) dependendo do sinal de $\hat{\kappa}$, $\Gamma(\)$ é a função gamma, e $\hat{\mu}$, $\hat{\sigma}$ e $\hat{\gamma}$ são a média, o desvio padrão e o coeficiente de assimetria respectivamente (Stedinger et al., 1993; Madsen et al., 1997).

2) Método do Momento-L

Pelo método do momento-L, os parâmetros da distribuição GEV são determinados a partir das equações abaixo:

$$\hat{\xi} = \hat{\lambda}_1 - \frac{\hat{\alpha}}{\hat{\kappa}} \cdot \{1 - \Gamma(1 + \hat{\kappa})\} \dots\dots\dots(6.35)$$

$$\hat{\alpha} = \frac{\hat{\lambda}_1 \cdot \hat{\kappa}}{(1 - 2^{-\hat{\kappa}}) \cdot \Gamma(1 + \hat{\kappa})} \dots\dots\dots(6.36)$$

$$\hat{\kappa} = 7,8590 \cdot c + 2,9554 \cdot c^2 \dots\dots\dots(6.37)$$

$$c = 2/(3 + \hat{\tau}_3) - \log(2)/\log(3) \dots\dots\dots(6.38)$$

onde os parâmetros do momento-L, $\hat{\lambda}_1$, $\hat{\lambda}_2$, $\hat{\lambda}_3$ e $\hat{\tau}_3 = \hat{\lambda}_3/\hat{\lambda}_2$, foram obtidos a partir de parâmetro imparcial (β_r) derivada dos três primeiros parâmetros e definido como:

$$\beta_r = \xi + \frac{\alpha}{\kappa} \cdot \frac{[1 - (r+1)^{-\kappa} \cdot \Gamma(1 + \kappa)]}{(r+1)} \dots\dots\dots(6.39)$$

O parâmetro imparcial de β_r é (Landwehr et al., 1979; Hosking & Wallis, 1995):

$$\beta_r = \sum_{i=1}^n \left[\frac{(i-1)(i-2)(i-3)\dots(i-r)}{n(n-1)(n-2)\dots(n-r)} x_i \right] \text{ onde } r = 1, 2, \dots, \dots\dots\dots(6.40)$$

onde os dados observados (x_i) são classificados segundo o tamanho n de uma amostra $\{x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n\}$ e onde $\hat{\lambda}_1 = \beta_0$, $\hat{\lambda}_2 = 2\beta_1 - \beta_0$ e $\hat{\lambda}_3 = 6\beta_1 - 6\beta_0 + \beta_0$ (Hosking, 1990; ver também Wang, 1996).

3) Método da Máxima Verossimilhança

Pelo método da Máxima Verossimilhança (MLE), os parâmetros ξ , α , e κ podem ser determinados a partir da solução do sistema de equações abaixo [Hosking, 1985].

$$\frac{1}{\alpha} \cdot \sum_{i=1}^s \left[\frac{1 - \kappa - (y_i)^{1/\kappa}}{y_i} \right] = 0 \dots\dots\dots(6.41)$$

$$-\frac{S}{\alpha} + \frac{1}{\alpha} \cdot \sum_{i=1}^s \left[\frac{1 - \kappa - (y_i)^{1/\kappa}}{y_i} \cdot \left(\frac{x_i - \xi}{\alpha} \right) \right] = 0 \dots\dots\dots(6.42)$$

$$-\frac{1}{\kappa^2} \cdot \sum_{i=1}^s \left\{ \ln(y_i) \cdot \left[1 - \kappa - (y_i)^{1/\kappa} \right] + \frac{1 - \kappa - (y_i)^{1/\kappa}}{y_i} \cdot \kappa \cdot \left(\frac{x_i - \xi}{\alpha} \right) \right\} = 0 \dots\dots\dots(6.43)$$

4) Método da Máxima Verossimilhança Generalizada (GMLE)

A função da Máxima Verossimilhança Generalizada é determinada pelo produto da função de máxima verossimilhança pela função prior $\pi(\kappa)$ (Martins e Stedinger, 2000):

$$GL(\xi, \alpha, \kappa|x) = L(\xi, \alpha, \kappa|x)\pi(\kappa) \dots\dots\dots(6.44)$$

onde $L(\xi, \alpha, \kappa|x)$ é a função de máxima verossimilhança e:

$$\pi(\kappa) = \frac{(0,5 + \kappa)^{p-1} \cdot (0,5 + \kappa)^{q-1}}{B(p, q)} \dots\dots\dots(6.45)$$

entre $-0,5$ e $0,5$, com $p = 6$, $q = 9$ e $B(p, q) = \Gamma(p) \cdot \Gamma(q) / \Gamma(p + q)$, cuja média é igual a $0,1$ e variância é $0,122^2$. O método de Newton-Raphson é também utilizado para determinar os estimadores do método generalizado [ver Berger, 1985, pág. 133].

CAPÍTULO 7

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO DA ANÁLISE DE INCERTEZAS

Para o emprego de algumas metodologias apresentadas no capítulo 6, necessita-se de uma série de referência, que serve de base para a análise e que deveria ser a série de dados observados. Contudo, como as séries de dados observados apresentam falhas e são descontínuas, foram consideradas duas séries de referências para dois grupos de dados, o primeiro composto das séries simuladas com os parâmetros de Nunes (2005) e o segundo das séries simuladas com a nova calibração. Para o primeiro grupo a série de referência foi à série gerada com a divisão de 61 sub-bacias, com o banco de dados com 16 postos pluviométricos e os parâmetros médios (obtidos pela calibração de Furtunato, 2004) distribuídos conforme Nunes (2005). Para o segundo tomou-se a série gerada com a região dividida em 31 sub-bacias, o banco de dados com 16 postos pluviométricos e a nova distribuição dos parâmetros médios (obtidos pela nova calibração). Uma análise comparativa entre as séries de referência é também realizada.

7.1 Coeficiente de determinação (r^2)

Os resultados dos coeficientes de determinação (r^2) estão apresentados nas Tabelas 7.1 a 7.4 e nas Figuras 7.1 a 7.4 para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão, respectivamente, com diferentes divisões da região. Estes resultados mostram um crescimento do r^2 à medida que a região foi dividida em um maior número de sub-bacias, tanto para as vazões máximas quanto médias, indicando que as correlações são melhores para um maior número de divisões. Os valores de r^2 para as divisões de 40 e 61 sub-bacias são relativamente iguais, o que demonstra que a utilização de uma ou de outra não altera os resultados.

Ao comparar os coeficientes encontrados para as séries simuladas para todas as sub-bacias, segundo as metodologias de Nunes (2005) e da nova calibração, com o mesmo banco de dados, foi observado que os maiores coeficientes de determinação foram

encontrados para as séries simuladas com a metodologia da nova calibração, demonstrando que uma calibração mais criteriosa gera uma melhor correlação entre os dados, exceto para a sub-bacia de Caraúbas onde os valores dos coeficientes de determinação são tecnicamente semelhantes.

Em todas as sub-bacias, os melhores resultados de r^2 foram encontrados para o banco de dados com 16 postos pluviométricos, o qual é o mais consistente porque todos os postos pluviométricos são formados por séries de dados que abrangem todo o período simulado (1922 a 1985). Ou seja, a utilização de um banco de dados de melhor qualidade, gera resultados melhores na simulação de séries com o modelo NAVMO.

Para a sub-bacia de Caraúbas, os resultados do coeficiente de determinação mostram que os valores de r^2 ficaram acima de 0,74 para as séries simuladas segundo Nunes (2005). Os demais resultados, para séries de Nunes (2005), apresentaram valores de r^2 mais baixos, ficando abaixo de 0,35. No caso das simulações com os parâmetros da nova calibração, os valores de r^2 ficaram acima de 0,73.

Tabela 7.1 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Caraúbas.

Tipo	Número de Sub-Bacias	nº de Postos Pluviométricos / Abordagem				
		16/Nunes	18/Nunes	35/Nunes	80/Nunes	16/Nova
Qméd	10 sb *	0,7419	0,0845	0,0338	0,0457	0,73218
	21 sb	0,9265	0,1543	0,0744	0,3168	0,92377
	31 sb	0,9969	0,1570	0,0773	0,3331	-
	40 sb	0,9998	0,1725	0,0760	0,3499	0,99681
	61 sb	-	0,1684	0,0770	0,3318	0,99617
Qmáx	10 sb	0,8118	0,1030	0,0151	0,0393	0,80518
	21 sb	0,8965	0,1552	0,0414	0,1176	0,90209
	31 sb	0,9942	0,1483	0,0468	0,1741	-
	40 sb	0,9996	0,1702	0,0488	0,1860	0,99567
	61 sb	-	0,1606	0,0472	0,1777	0,99437

* N sb = divisão em N sub-bacias, onde N é um número inteiro (10, 21, 31, 40, 61).

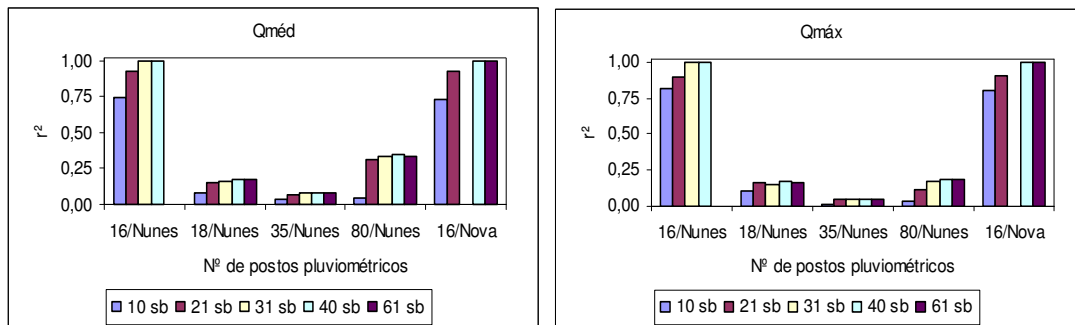


Figura 7.1 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Caraúbas.

Os resultados do coeficiente de determinação encontrados para sub-bacia de Taperoá, mostram grande influência da discretização da região nos resultados, uma vez que a mesma ficou concentrada quando foi dividida em 10, 21 e 31 sub-bacias e dividida em duas sub-bacias nas divisões da região em 40 e 61 sub-bacias. Este fato pode ser observado na Tabela 7.2 e na Figuras 7.2, onde o salto entre estas abordagens indica que a existência ou não do processo de propagação dos rios interfere nos resultados do modelo.

Tabela 7.2 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Taperoá.

Tipo	Número de Sub-Bacias	n° de Postos Pluviométricos / Abordagem				
		16/Nunes	18/Nunes	35/Nunes	80/Nunes	16/Nova
Qméd	10 sb *	0,9331	0,9331	0,9310	0,0342	0,99999
	21 sb	0,9378	0,9377	0,9361	0,0325	0,99999
	31 sb	0,9378	0,9377	0,9361	0,0325	-
	40 sb	0,99999	0,99999	0,9994	0,1155	0,91999
	61 sb	-	0,99999	0,9995	0,1155	0,91999
Qmáx	10 sb	0,7976	0,7976	0,7936	0,1069	0,99999
	21 sb	0,7974	0,7974	0,7933	0,1069	0,99999
	31 sb	0,7974	0,7974	0,7933	0,1069	-
	40 sb	0,9998	0,9998	0,9977	0,2887	0,74642
	61 sb	-	0,99999	0,9982	0,2873	0,74642

* N sb = divisão em N sub-bacias, onde N é um número inteiro (10, 21, 31, 40, 61).

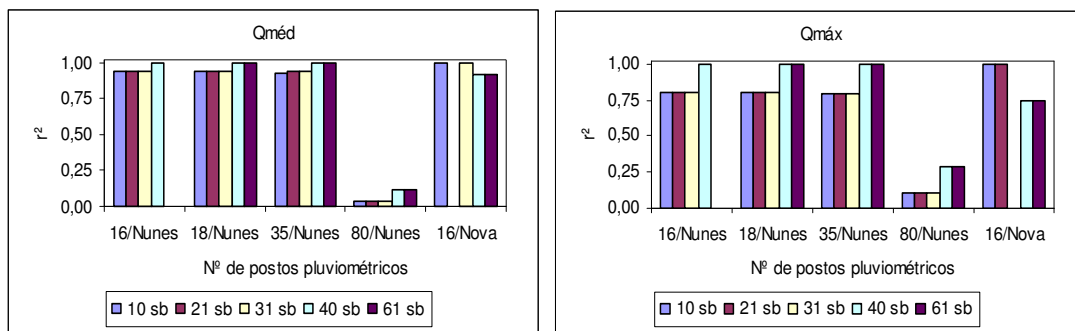


Figura 7.2 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Taperoá.

Os resultados dos coeficientes de determinação para a sub-bacia de Poço de Pedras, exceto os encontrados com o banco de dados de 80 postos pluviométricos, foram superiores a 0,71, indicando uma boa correlação entre as séries. A exceção ocorreu devido às longas falhas presentes nas séries de dados dos postos selecionados pelo modelo no banco de dados, pois, onde existe falha na série de dados, o modelo NAVMO considera a precipitação como sendo igual a zero.

Tabela 7.3 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Poço de Pedras.

Tipo	Número de Sub-Bacias	nº de Postos Pluviométricos / Abordagem				
		16/Nunes	18/Nunes	35/Nunes	80/Nunes	16/Nova
Qméd	10 sb *	0,9526	0,9484	0,8996	0,1842	0,98455
	21 sb	0,9874	0,9535	0,8579	0,0599	0,98841
	31 sb	0,9913	0,9742	0,9514	0,2465	-
	40 sb	0,9692	0,9252	0,8709	0,3171	0,98573
	61 sb	-	0,9657	0,9099	0,3109	0,99158
Qmáx	10 sb	0,9780	0,9581	0,9189	0,3251	0,99196
	21 sb	0,9937	0,8692	0,7186	0,0010	0,99332
	31 sb	0,9929	0,9389	0,9127	0,3167	-
	40 sb	0,9705	0,9165	0,8778	0,4540	0,99187
	61 sb	-	0,9256	0,8734	0,5233	0,99333

* N sb = divisão em N sub-bacias, onde N é um número inteiro (10, 21, 31, 40, 61).

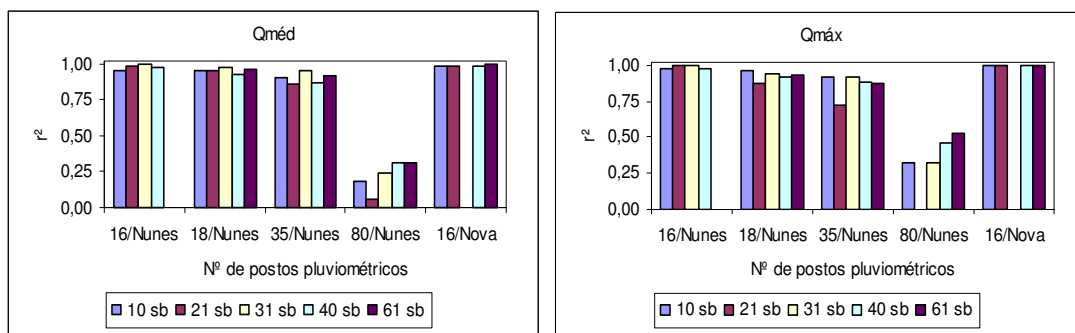


Figura 7.3 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Poço de Pedras.

As séries simuladas para a sub-bacia de Boqueirão apresentam coeficientes de determinação variando entre 0,10 e 0,995. Os melhores coeficientes, independentemente da divisão da bacia, foram obtidos para as séries simuladas com a nova calibração, seguidos de perto pelos coeficientes obtidos da abordagem de Nunes (2005) e com o banco de dados de 16 postos pluviométricos. As demais séries simuladas com a metodologia de Nunes (2005) e com os bancos de dados com 18, 35 e 80 postos, apresentaram, nesta ordem, valores decrescentes para o coeficiente de determinação, o que leva a concluir que uma melhor qualidade nos dados produz melhores resultados.

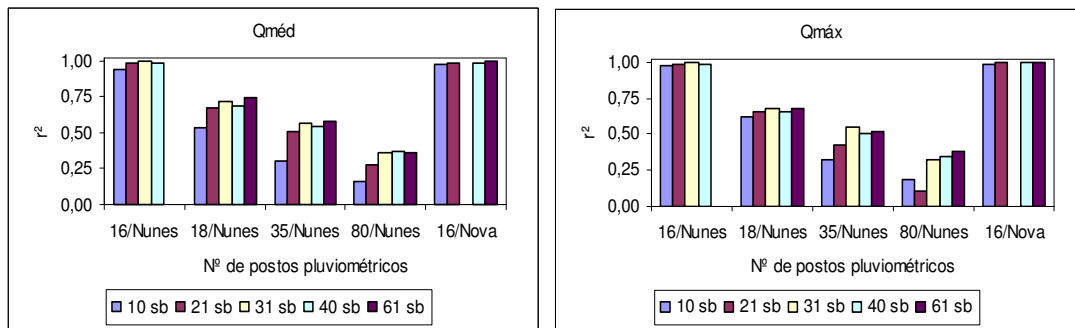


Figura 7.4 – Gráfico do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Boqueirão.

Tabela 7.4 – Resultados do coeficiente de determinação (r^2) para a sub-bacia de Boqueirão.

Tipo	Número de Sub-Bacias	n° de Postos Pluviométricos / Abordagem				
		16/Nunes	18/Nunes	35/Nunes	80/Nunes	16/Nova
Qméd	10 sb *	0,9429	0,5298	0,2984	0,1577	0,97661
	21 sb	0,9819	0,6704	0,5109	0,2813	0,98348
	31 sb	0,9950	0,7166	0,5688	0,3621	-
	40 sb	0,9873	0,6887	0,5432	0,3654	0,99027
	61 sb	-	0,7461	0,5774	0,3622	0,99230
Qmáx	10 sb	0,9713	0,6231	0,3221	0,1856	0,98805
	21 sb	0,9833	0,6541	0,4200	0,1083	0,99312
	31 sb	0,9934	0,6816	0,5531	0,3167	-
	40 sb	0,9808	0,6577	0,5004	0,3420	0,99476
	61 sb	-	0,6760	0,5206	0,3786	0,99301

* N sb = divisão em N sub-bacias, onde N é um número inteiro (10, 21, 31, 40, 61).

Embora os resultados das novas simulações com os parâmetros da nova calibração, que foi melhor do que a de Furtunato (2004), tenham sido em geral melhores que os de Nunes (2005) com respeito ao banco de dados e a discretização da região, uma comparação das respectivas séries de referência mostrou que nos períodos com dados observados os resultados de Nunes foram melhores. As séries de referência de Nunes levaram a um valor médio de r^2 da ordem de 0,4 ($r^2 = 0,285$ para vazão máxima e r^2 de 0,539 para vazão média), enquanto que as séries de referência da nova calibração levaram a um valor médio de r^2 de 0,325 ($r^2 = 0,42$ para vazão máxima e r^2 de 0,231 para vazão média).

7.2 Somatório das vazões anuais (SVA)

Os gráficos do somatório das vazões anuais (SVA) para a divisão de 61 sub-bacias, com diferentes bancos de dados, estão apresentados na Figura 7.5. Eles demonstram que com 80 postos os valores do somatório foram inferiores em todas as bacias.

Os bancos de dados com 16, 18 e 35 postos também influenciaram e modificaram os resultados, com gráficos diferenciados para as sub-bacias de Caraúbas e Poço de Pedras. Entretanto, para as sub-bacias de Taperoá e Boqueirão, o uso desses bancos de dados não apresentaram grande influência nos resultados (Figura 7.5).

Na Figura 7.6 estão, como exemplo, os gráficos do SVA para as séries de Nunes (2005) e mostram que as mesmas apresentam grande diferenças entre as médias ao longo do tempo, devido aos saltos no SVA. Porém, as séries simuladas com 16 postos pluviométricos apresentaram mais períodos onde as médias das séries não tiveram diferenças significativas. Estas séries não apresentaram grandes discrepâncias quando se utilizou uma ou outra divisão da região. Contudo, os gráficos mostram que as vazões foram mais superestimadas para as menores divisões (10 e 21 sub-bacias).

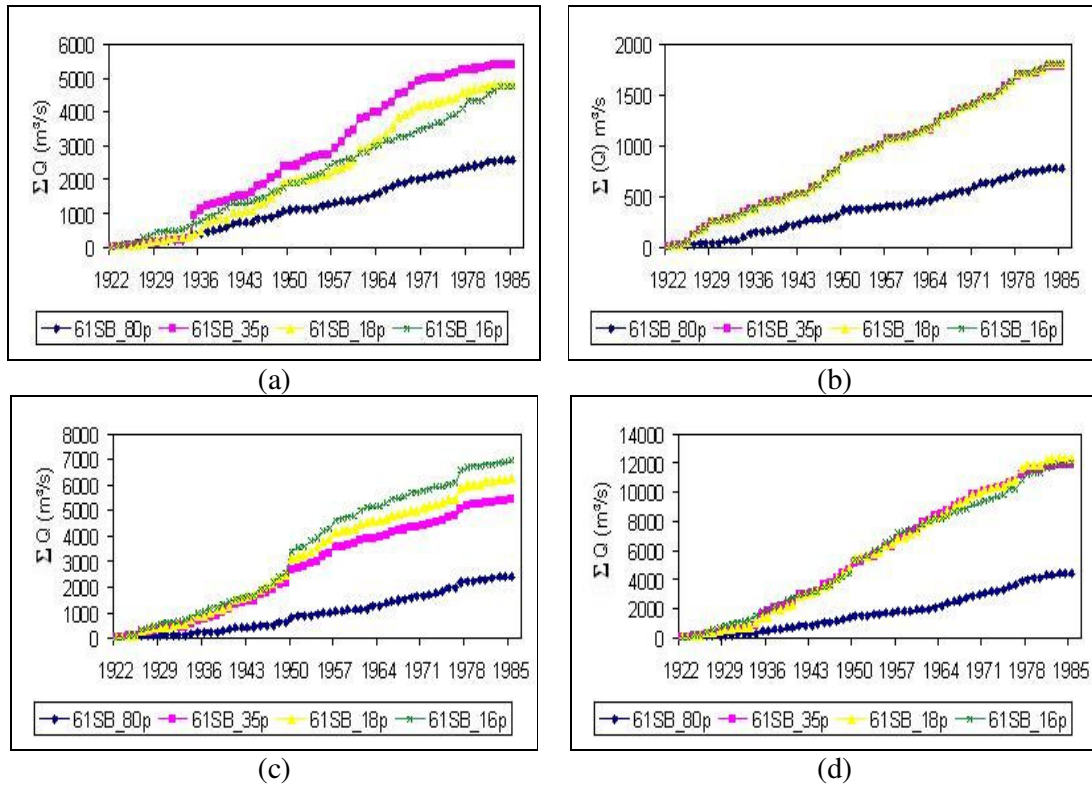


Figura 7.5 – Gráfico do SVA para a divisão de 61 sub-bacias para os diferentes bancos de dados para a sub-bacia de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d).

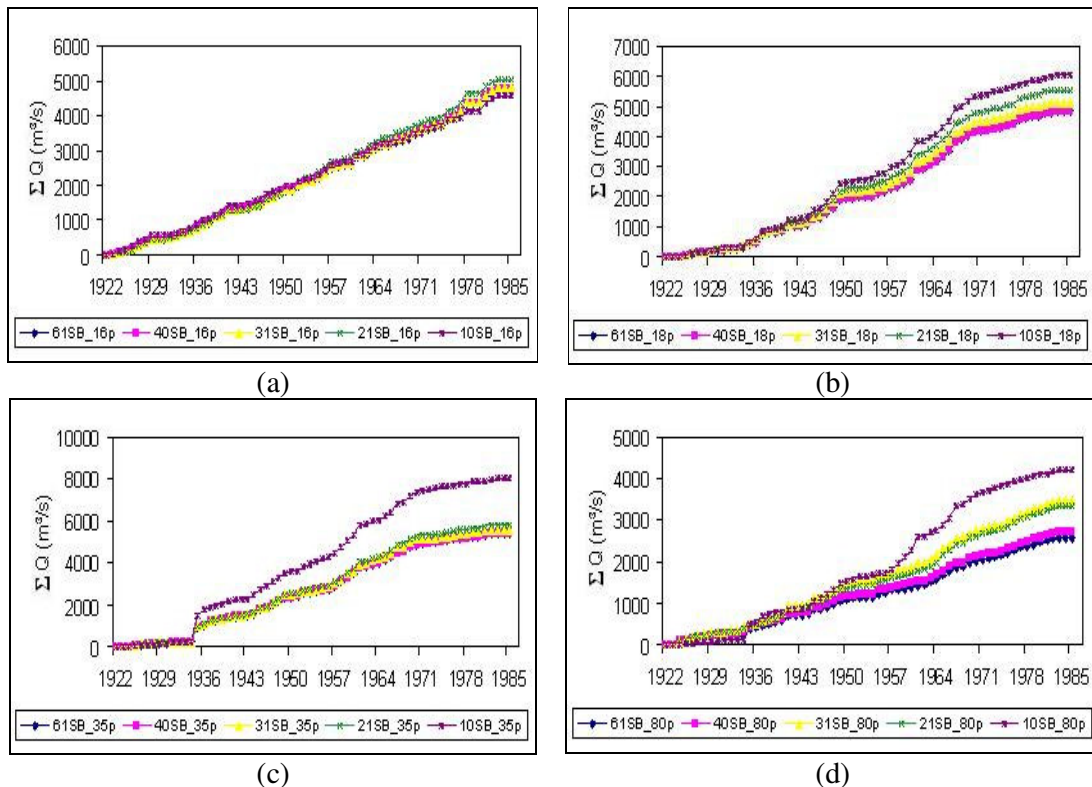


Figura 7.6 – Gráfico do SVA para as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

Os gráficos do SVA para séries de Nunes (2005) das outras sub-bacias estão no Anexo C. Nos gráficos, alguns saltos e mudanças de declividades podem ser observados, sendo o principal deles, o salto que ocorre no ano de 1935 (exemplo na Figura 7.6c). A combinação da divisão com 10 sub-bacias e 80 postos pluviométricos levou a maiores diferenças entre as médias.

Para as séries simuladas com a metodologia da nova calibração, os gráficos do SVA que na Figura 7.7 mostram que as diferenças entre as médias diminuíram com a nova calibração, mas ainda apresentaram alguns saltos, principalmente no ano de 1950 para as sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.

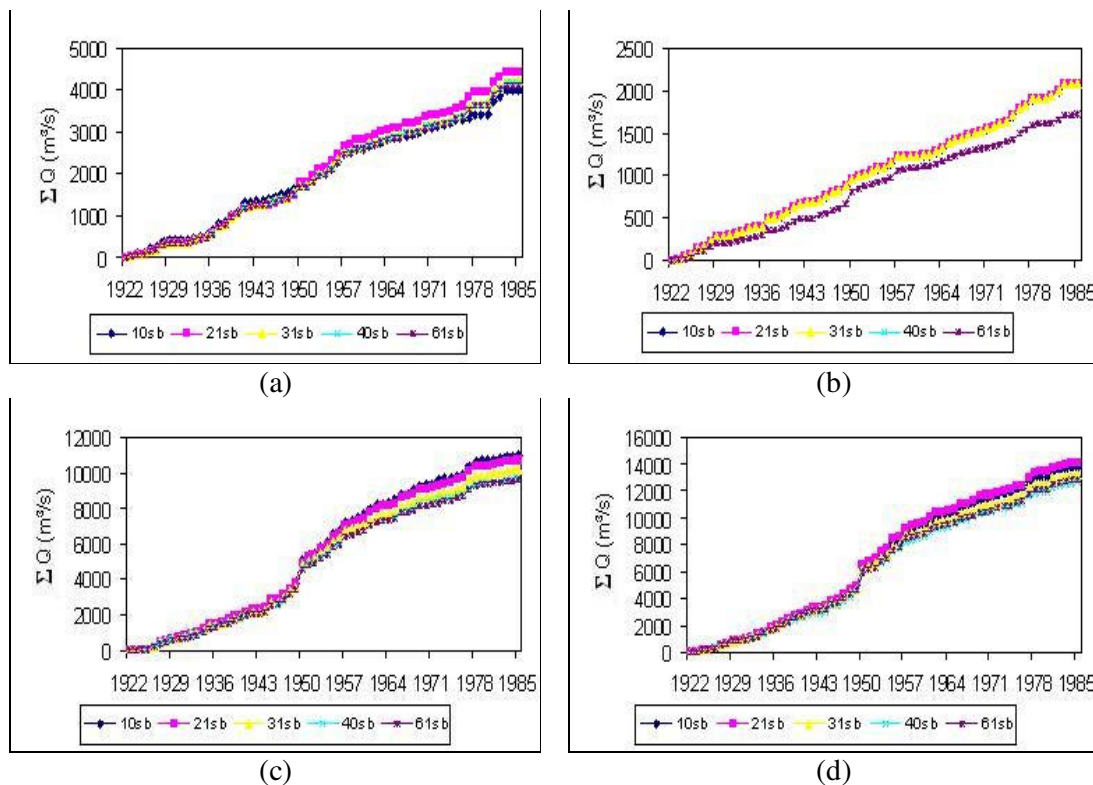


Figura 7.7 – Gráfico do SVA para as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d), usando a nova calibração e com 16 postos pluviométricos.

O somatório das vazões anuais mostrou que o somatório total das séries de referência de Nunes foi maior que o das séries de referência da nova calibração para as sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão, foi igual para a sub-bacia de Taperoá e foi inferior para a sub-bacia de Caraúbas. Estes resultados demonstraram que o uso de um ou outro grupo de parâmetros afeta os valores das vazões simuladas e, por isso, é possível afirmar que a parametrização do modelo é uma das fontes de incertezas presente na modelagem do modelo NAVMO.

7.3 Teste da dupla massa (TDM)

Em virtude da falta de dados observados e do pouco número de postos, a análise do teste da dupla massa de cada série simulada foi realizada com base nas séries de referência e não na série de valores médios regionais acumulados.

Os gráficos do teste da dupla massa para a divisão de 61 sub-bacias com diferentes bancos de dados estão apresentados na Figura 7.8. Os gráficos mostram que as séries não são homogêneas pois apresentam declividades diferentes, notadamente com os valores das vazões simuladas com 80 postos que apresentaram as menores declividades.

Para as varias divisões da bacia foram gerados, para cada banco de dados e sub-bacia, gráficos do teste da dupla massa, os quais estão nos anexos D e E. Eles mostram também que as séries não são homogêneas, pois apresentam saltos e, conseqüentemente, declividades diferentes. Porém, as séries que apresentaram-se mais homogêneas foram aquelas simuladas com 16 postos.

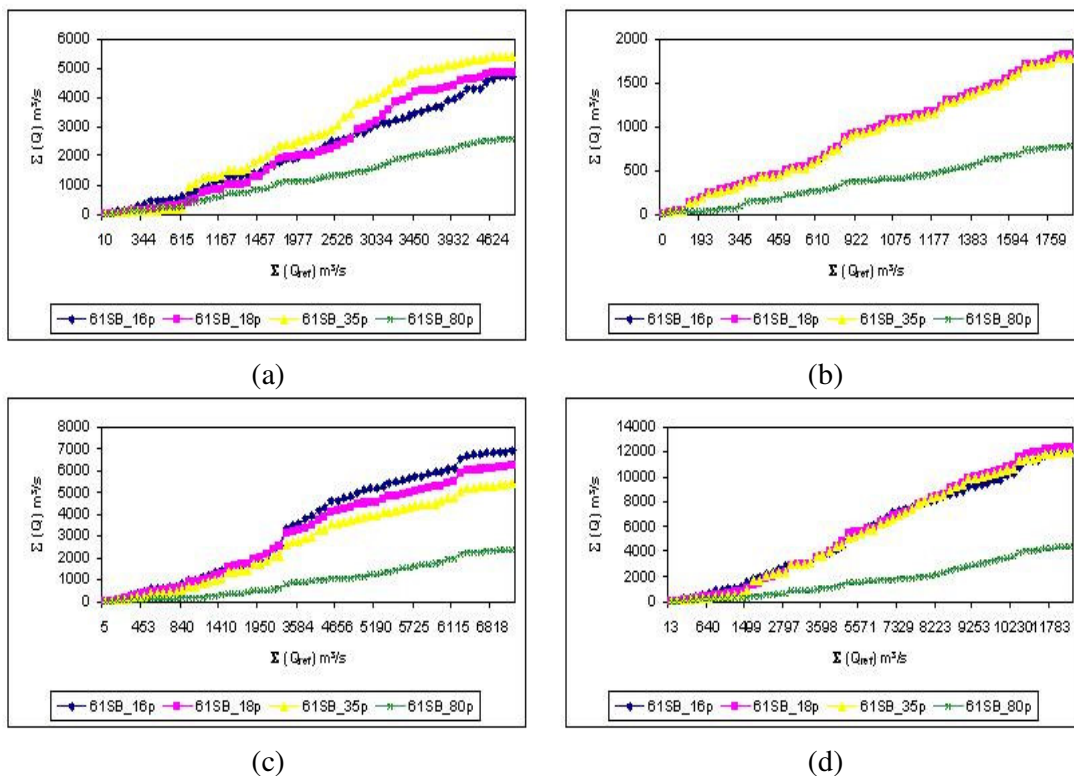


Figura 7.8 – Gráficos do teste da dupla massa para a divisão de 61 sub-bacias para os diferentes bancos de dados para a sub-bacia de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d).

7.4 Somatório do Quadrado das Diferenças (SQD)

Os gráficos dos somatórios do quadrado da diferença mostram que os resultados das simulações são muito afetados pelas variabilidades da precipitação, pois os resultados apresentam saltos maiores ou menores dependendo dos dados de chuva.

Com relação às séries simuladas para a bacia de Caraúbas (Figura 7.9), foi observado que no ano de 1935 ocorreu um grande salto com os bancos de dados com 80 e 35 postos pluviométricos, devido à utilização do posto pluviométrico de Sumé que, no referido ano, tem uma pluviometria igual a 952,7 mm (relativamente alta para este ano), o que não ocorre no banco com 16 e 18 postos. No banco de dados com 16 postos pluviométricos, ocorreram dois grandes saltos nas séries simuladas: um no ano de 1977 para a divisão de 10 sub-bacias devido utilização do posto de Pesqueira que teve uma pluviometria de 1046,4 mm, relativamente alta para este ano; o outro ocorreu no ano 1950, na divisão de 21 e 10 sub-bacias por causa da ausência do posto de Umbuzeiro que teve uma pluviometria de 724,8 mm, que é a quinta pluviometria mais alta e que está presente nas demais divisões (31, 40 e 61 sub-bacias, sendo esta última à série de referência).

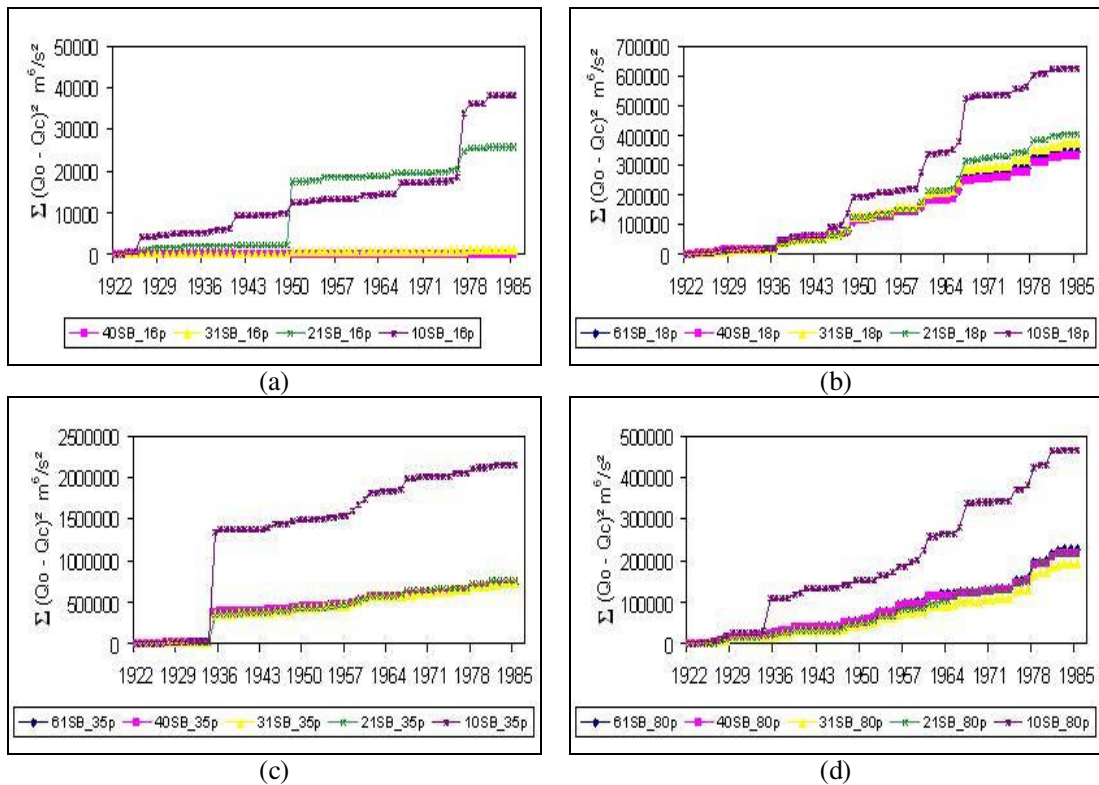


Figura 7.9 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

Os resultados do somatório do quadrado da diferença, para sub-bacia de Taperoá, mostraram que os gráficos gerados com os bancos de dados com 16, 18 e 35 postos pluviométricos são iguais (Figura 7.10a, b, c), isto porque os postos pluviométricos destes bancos, que foram utilizados pelo modelo NAVMO para determinar a precipitação nas sub-bacias, são os mesmos. Entretanto, quando as séries foram simuladas com o banco de dados com 80 postos pluviométricos (Figura 7.10d), o modelo utilizou postos diferentes, por isso o respectivo gráfico apresenta um comportamento diferente para as séries simuladas com este banco de dados. Este fato demonstra que o uso de um outro banco de dados interfere nos resultados do modelo.

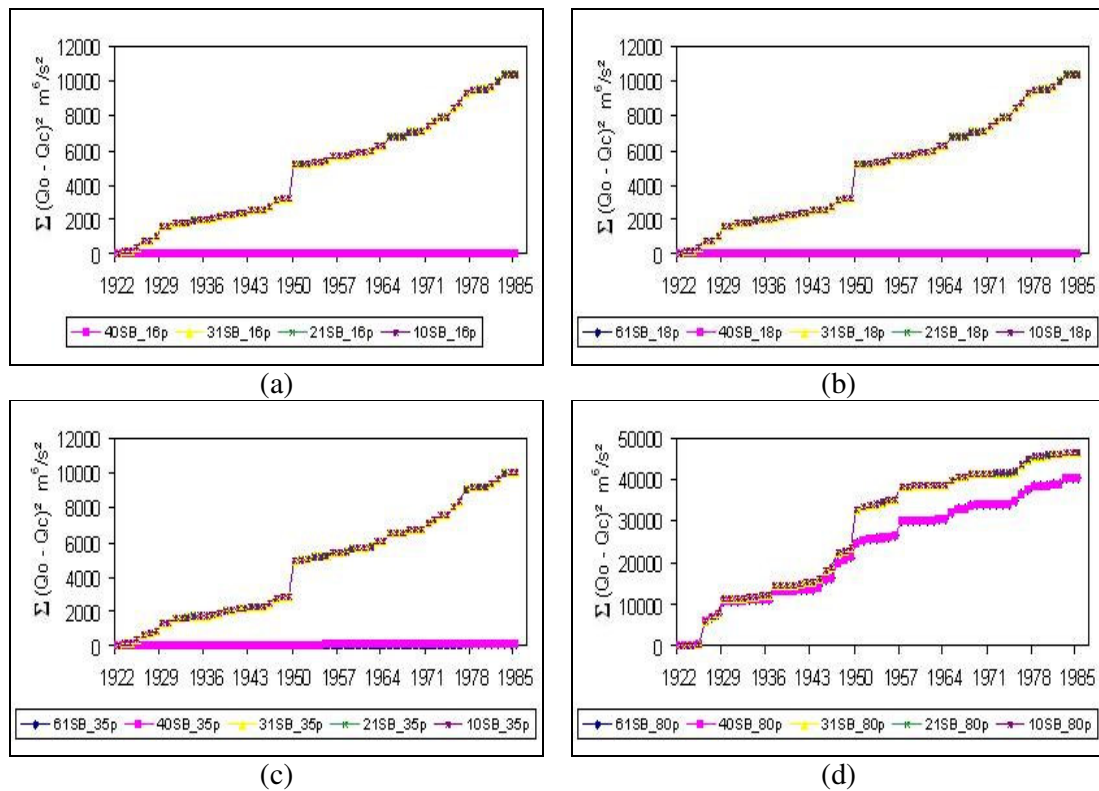


Figura 7.10 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Taperoá para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

Na sub-bacia de Poço de Pedras, todos os gráficos do somatório do quadrado da diferença (Figura 7.11) mostraram que as séries simuladas apresentaram, no ano de 1950 (ano seco), um estranho comportamento, pois grandes saltos e valores altos de vazões foram observados. Isto ocorreu devido à presença de dois valores altos de precipitação anual nas séries observadas dos postos de Bom Jardim e Taperoá (1492,8 e 1246,0 mm, respectivamente). Os altos valores podem ser derivados de dois fatores: (1) a alta variabilidade climática na região pode ter ocasionado a ocorrência de várias chuvas consecutivas; ou (2) erros de medição ou transcrição dos dados observados.

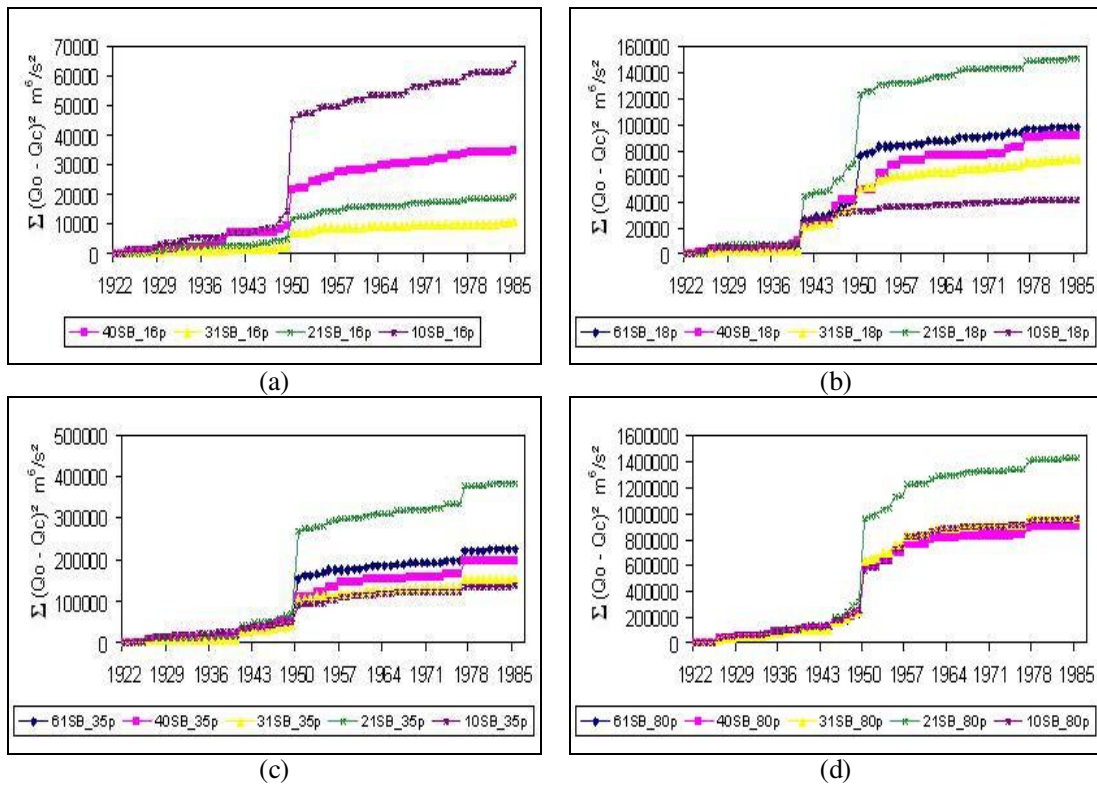


Figura 7.11 – Gráfico do SQD para as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

Os gráficos do somatório do quadrado da diferença para a sub-bacia de Boqueirão diferem entre si e em todos eles há a ocorrência de diversos saltos, isto porque os postos pluviométricos, utilizados no cálculo da sua precipitação, são diferentes para todas as séries simuladas (Figura 7.12). Contudo, os maiores saltos ocorrem nos anos 1935, 1950 e 1977, devido aos dados de precipitação como foi dito anteriormente, e a maior variação ocorreu para as divisões em 10 e 21 sub-bacias.

Com a utilização da abordagem da nova calibração (Figura 7.13), os resultados mostram que: as séries de Caraúbas continuam sofrendo grande influência do banco de dados, principalmente no ano de 1950 e para divisão em 10 sub-bacias; não houve mudança no comportamento das séries da sub-bacia de Taperoá; as séries se mostraram mais homogêneas para a sub-bacia de Poço de Pedras, mas ainda existe o problema no ano de 1950; e para a sub-bacia de Boqueirão, os comportamentos das séries para a divisão em 10 e 21 sub-bacias foram bastante variados, ao contrário dos comportamentos das demais divisões (31, 40 e 61 sub-bacias) que se mostraram mais homogêneas.

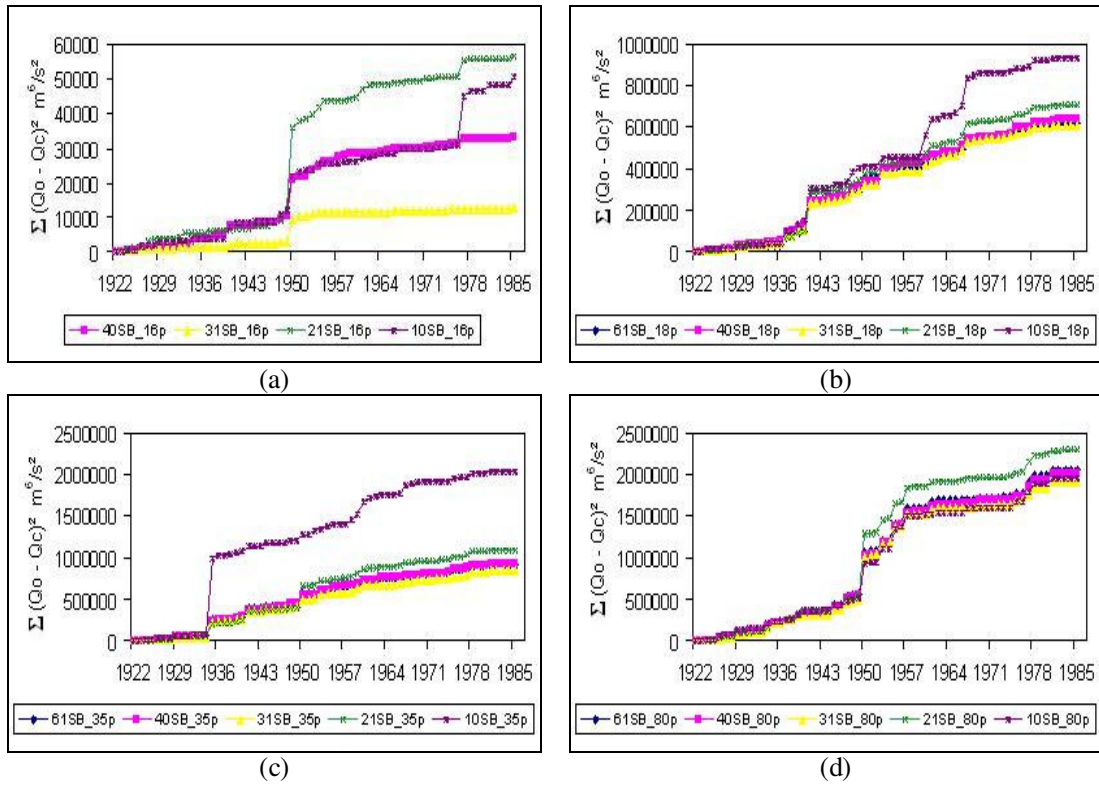


Figura 7.12 – Gráfico do SQR para as diferentes divisões da sub-bacia de Boqueirão, para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

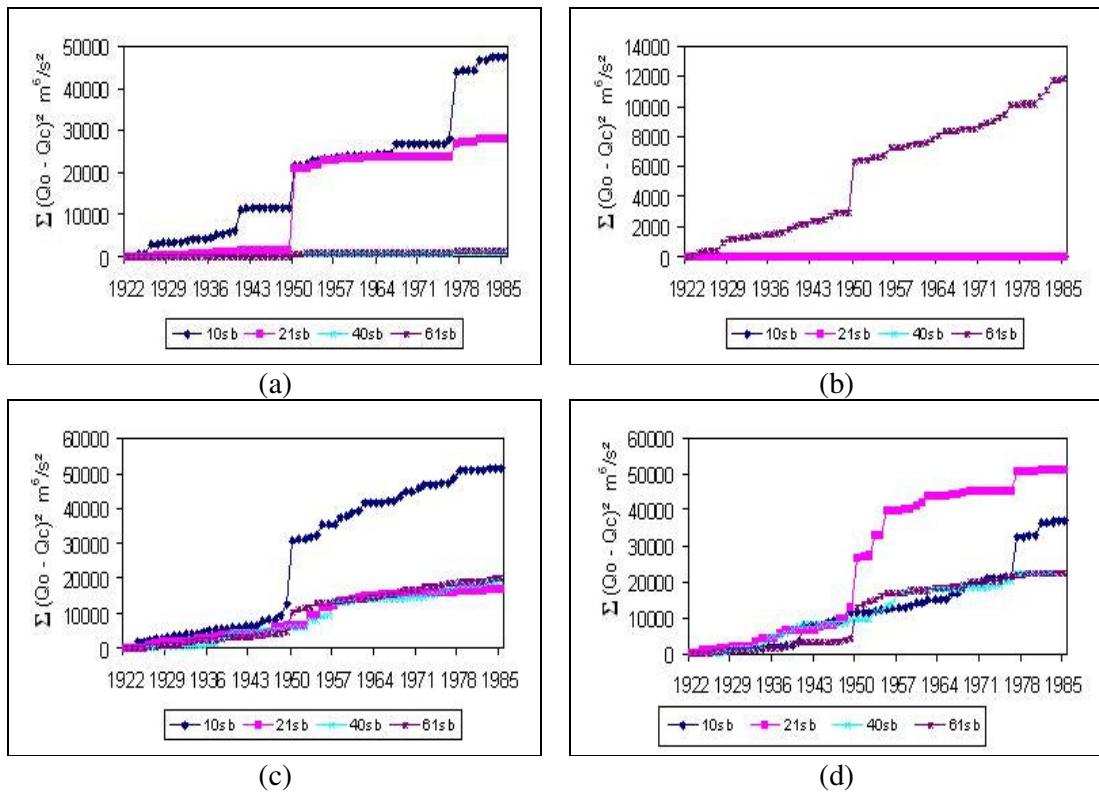


Figura 7.13 – Gráfico do SQR para as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d), usando a nova calibração e com 16 postos.

Ao contrário do que foi apresentado pelo teste da dupla massa, o somatório total do quadrado das diferenças das séries de referência de Nunes foram maiores que o das séries de referência da nova calibração para as sub-bacias de Caraúbas e Taperoá, mas foi menor para as sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão. Isto demonstra que, apesar de uma calibração apresentar melhores resultados, não é possível afirmar que aos resultados das simulações de longo período com os parâmetros calibrados serão melhores.

7.5 Testes paramétricos e não paramétricos

Todos os testes foram feitos ao nível de significância de 5%, através de planilha do Excel cedida pela ANA (2004). Os resultados estão apresentados nas Tabelas 7.5 a 7.7.

7.5.1 Teste de Student (t)

Para os testes de Student, a hipótese nula (aceita quando não há mudanças na média das séries) foi rejeitada para as séries simuladas com o banco de dados de 80 postos das sub-bacias de Caraúbas (somente $Q_{\text{máx}}$), Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão, e para três séries simuladas para a região dividida em 10 sub-bacias e com 35 postos ($Q_{\text{máx}}$ e $Q_{\text{méd}}$ de Caraúbas e $Q_{\text{méd}}$ de Poço de Pedras), ou seja, não se tem evidência que as médias destas séries são idênticas. Não houve diferença entre os resultados do teste de Student para as séries de referência de Nunes (2005) e da nova calibração, ou seja, não se tem evidência contra a estacionariedade destas séries em relação à média.

Contudo, apesar do teste paramétrico de Student ter, de modo geral, indicado que não se tem evidência contra a estacionariedade destas séries em relação à média, os resultados do somatório da vazões indicou que as médias das séries são diferentes. Por este motivo, pode-se dizer que este teste não consistiu de uma boa metodologia para avaliação das séries simuladas.

7.5.2 Teste de Snedecor (F)

O teste de variâncias de Snedecor mostrou que, com exceção da série de vazão média da sub-bacia de Caraúbas, para as demais séries simuladas com o banco de 80 postos e para as séries com os bancos de dados de 18 e 35 postos, a hipótese nula (aceita quando não há mudanças na variância das séries) foi rejeitada, ou passaram no teste com um valor muito próximo ao valor crítico, indicando que não se tem evidência da estacionariedade destas séries em relação à variância.

Com relação às séries de referência simuladas com a metodologia da nova calibração, a hipótese nula não foi aceita para as séries de referência das sub-bacias de Taperoá ($Q_{méd}$), Poço de Pedras ($Q_{máx}$ e $Q_{méd}$) e Boqueirão ($Q_{méd}$). Estas séries quando analisadas separadamente não apresentam evidência da estacionariedade destas séries em relação à variância, mas quando comparadas com as outras séries, segundo o critério da variância, elas são idênticas tendo a hipótese nula sido aceita. O mesmo acontece com as séries de referência das sub-bacias de Taperoá ($Q_{méd}$) e Poço de Pedras ($Q_{méd}$), simuladas com a metodologia de Nunes (2005). Portanto, a partir de uma comparação entre as séries de referência de Nunes e da nova calibração, é possível concluir que as séries da nova calibração ou apresentaram os mesmos resultados das de Nunes, ou apresentaram um resultado inferior quanto à identidade da variância.

7.5.3 Teste de Wilcoxon (W)

Para o teste não paramétrico de Wilcoxon, os resultados mostraram que, com exceção da série de vazão média da sub-bacia de Caraúbas, para as demais séries simuladas com o banco de 80 postos, a hipótese nula (aceita quando as séries são de uma mesma população mediante a tendência central) foi rejeitada, ou passaram no teste com um valor muito próximo ao valor crítico, indicando que não se tem evidência que as séries se originam da mesma população. Para todas as séries de referência de Nunes (2005) e da nova calibração, a hipótese nula foi aceita pelo teste não paramétrico de Wilcoxon, ou seja, não se tem evidência contra a indicação de que as séries de referência se originam da mesma população com respeito à distribuição.

Tabela 7.5 – Resultados do teste t de Student ($\alpha = 5\%$).

Série***	t _{crítico}	Caraúbas				Taperoá				Poço de Pedras				Boqueirão				
		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		
		t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	t _{amostra}	Ho*	
Nunes (2005)	10SB_16p	1,979	1,770	A	0,227	A	0,389	A	-1,249	A	0,215	A	-0,641	A	0,880	A	-0,176	A
	21SB_16p	1,979	0,153	A	-0,467	A	0,267	A	-1,261	A	0,178	A	-0,525	A	0,248	A	-0,428	A
	31SB_16p	1,979	0,001	A	-0,124	A	0,267	A	-1,261	A	0,053	A	-0,270	A	0,098	A	-0,116	A
	40SB_16p	1,979	-0,008	A	-0,068	A	-0,004	A	-0,045	A	0,232	A	-0,151	A	0,180	A	0,103	A
	61SB_16p**	1,999	-1,072	A	-1,222	A	0,577	A	0,365	A	0,691	A	0,666	A	-0,099	A	-0,009	A
	10SB_18p	1,979	-0,941	A	-1,459	A	0,388	A	-1,249	A	0,973	A	-0,107	A	-0,179	A	-0,899	A
	21SB_18p	1,979	-0,972	A	-1,047	A	0,266	A	-1,261	A	1,144	A	0,583	A	0,145	A	-0,434	A
	31SB_18p	1,979	-0,632	A	-0,554	A	0,266	A	-1,261	A	0,328	A	0,236	A	-0,208	A	-0,393	A
	40SB_18p	1,979	-0,317	A	-0,149	A	-0,005	A	-0,045	A	0,344	A	0,321	A	-0,094	A	-0,149	A
	61SB_18p	1,979	-0,347	A	-0,153	A	-0,001	A	0,000	A	0,269	A	0,538	A	-0,192	A	-0,235	A
	10SB_35p	1,979	-2,091	R	-2,251	R	0,505	A	-1,130	A	2,153	R	1,172	A	-0,627	A	-0,825	A
	21SB_35p	1,979	-1,319	A	-1,114	A	0,388	A	-1,142	A	1,622	A	1,469	A	0,147	A	0,065	A
	31SB_35p	1,979	-1,238	A	-0,925	A	0,388	A	-1,142	A	0,961	A	0,899	A	-0,169	A	-0,169	A
	40SB_35p	1,979	-1,094	A	-0,715	A	0,051	A	0,037	A	0,931	A	1,064	A	-0,124	A	0,035	A
	61SB_35p	1,979	-1,135	A	-0,724	A	0,054	A	0,081	A	0,870	A	1,296	A	-0,212	A	0,010	A
	10SB_80p	1,979	0,222	A	0,682	A	4,252	R	4,179	R	4,239	R	4,067	R	1,553	A	4,000	R
21SB_80p	1,979	-1,078	A	2,580	R	4,197	R	4,165	R	4,224	R	4,595	R	1,772	A	5,077	R	
31SB_80p	1,979	-1,394	A	2,324	R	4,197	R	4,165	R	3,241	R	4,100	R	1,030	A	4,783	R	
40SB_80p	1,979	0,335	A	3,991	R	3,130	R	4,960	R	3,031	R	4,029	R	1,646	A	5,182	R	
61SB_80p	1,979	0,503	A	4,284	R	3,132	R	5,000	R	3,166	R	4,411	R	1,903	A	5,455	R	
Nova Calibração	10sb	1,979	2,033	R	0,324	A	0,018	A	0,020	A	0,148	A	-0,395	A	0,695	A	-0,240	A
	21sb	1,979	0,196	A	-0,317	A	0,000	A	0,000	A	0,130	A	-0,247	A	0,172	A	-0,348	A
	31sb	1,999	-0,966	A	-0,460	A	0,752	A	0,160	A	0,362	A	0,536	A	0,007	A	0,479	A
	40sb	1,979	0,002	A	0,064	A	-0,420	A	1,321	A	0,170	A	0,236	A	0,143	A	0,269	A
	61sb	1,979	0,004	A	0,132	A	-0,420	A	1,321	A	0,031	A	0,304	A	-0,018	A	0,171	A

* Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada.

** Séries de referência.

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.6 – Resultados do teste F de Snedecor ($\alpha = 5\%$).

Série***		F _{crítico}	Caraúbas				Taperoá				Poço de Pedras				Boqueirão			
			Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}	
			F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*	F _{amostra}	Ho*
Nunes (2005)	10SB_16p	1,518	1,465	A	0,948	A	0,808	A	0,786	A	0,871	A	0,740	A	1,255	A	0,991	A
	21SB_16p	1,518	0,988	A	0,804	A	0,801	A	0,786	A	0,923	A	0,880	A	0,973	A	0,836	A
	31SB_16p	1,518	0,991	A	0,984	A	0,801	A	0,786	A	0,946	A	0,922	A	1,010	A	0,957	A
	40SB_16p	1,518	0,990	A	0,992	A	1,000	A	0,987	A	1,005	A	0,881	A	1,051	A	0,996	A
	61SB_16p**	1,822	0,676	A	0,471	A	5,489	R	1,450	A	1,820	A	2,315	R	1,183	A	1,249	A
	10SB_18p	1,518	0,222	A	0,294	A	0,808	A	0,786	A	1,298	A	0,953	A	0,764	A	0,727	A
	21SB_18p	1,518	0,318	A	0,429	A	0,802	A	0,786	A	1,760	R	1,596	R	0,967	A	0,876	A
	31SB_18p	1,518	0,389	A	0,473	A	0,802	A	0,786	A	1,274	A	1,388	A	0,910	A	0,951	A
	40SB_18p	1,518	0,463	A	0,520	A	1,000	A	0,987	A	1,294	A	1,368	A	0,901	A	1,003	A
	61SB_18p	1,518	0,445	A	0,501	A	1,000	A	1,000	A	1,344	A	1,502	A	0,928	A	0,963	A
	10SB_35p	1,518	0,088	A	0,096	A	0,869	A	0,804	A	2,611	R	1,614	R	0,571	A	0,610	A
	21SB_35p	1,518	0,229	A	0,262	A	0,862	A	0,804	A	2,563	R	3,137	R	1,036	A	1,187	A
	31SB_35p	1,518	0,249	A	0,273	A	0,862	A	0,804	A	1,898	R	1,942	R	0,947	A	1,056	A
	40SB_35p	1,518	0,267	A	0,276	A	1,068	A	1,017	A	1,886	R	2,126	R	0,935	A	1,122	A
	61SB_35p	1,518	0,259	A	0,271	A	1,068	A	1,030	A	1,960	R	2,278	R	0,944	A	1,060	A
	10SB_80p	1,518	0,351	A	0,483	A	26,117	R	2,251	R	4,932	R	4,816	R	0,980	A	3,201	R
21SB_80p	1,518	0,559	A	2,066	R	24,752	R	2,248	R	4,867	R	6,765	R	1,323	A	6,683	R	
31SB_80p	1,518	0,523	A	2,109	R	24,752	R	2,248	R	4,016	R	7,420	R	1,171	A	6,154	R	
40SB_80p	1,518	1,103	A	2,964	R	10,716	R	3,531	R	3,921	R	8,700	R	1,495	A	7,673	R	
61SB_80p	1,518	1,120	A	3,133	R	10,710	R	3,579	R	4,368	R	9,374	R	1,673	R	7,873	R	
Nova Calibração	10sb	1,518	1,256	A	0,849	A	1,003	A	1,001	A	0,888	A	0,809	A	1,058	A	0,998	A
	21sb	1,518	1,016	A	0,773	A	1,000	A	1,000	A	0,966	A	0,978	A	0,939	A	0,849	A
	31sb**	1,822	0,719	A	0,733	A	6,806	R	0,755	A	1,872	R	3,414	R	1,492	A	2,397	R
	40sb	1,518	1,001	A	1,011	A	1,399	A	0,977	A	1,095	A	1,028	A	1,094	A	1,069	A
	61sb	1,518	1,007	A	1,026	A	1,399	A	0,977	A	1,086	A	1,073	A	1,048	A	1,052	A

* Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada.

** Séries de referência.

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.7 – Resultados do teste de Wilcoxon ($\alpha = 5\%$).

Série***	Z _{crítico}	Caraúbas				Taperoá				Poço de Pedras				Boqueirão				
		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		
		Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	Z _{amostra}	Ho*	
Nunes (2005)	10SB_16p	1,960	-2,097	R	-0,219	A	-1,220	A	-0,905	A	-0,805	A	-0,891	A	-1,239	A	-0,391	A
	21SB_16p	1,960	-0,224	A	-0,353	A	-0,939	A	-0,915	A	-0,762	A	-0,934	A	-0,648	A	-0,438	A
	31SB_16p	1,960	-0,024	A	-0,176	A	-0,939	A	-0,915	A	-0,310	A	-0,615	A	-0,238	A	-0,200	A
	40SB_16p	1,960	-0,014	A	-0,129	A	0,010	A	0,029	A	-0,586	A	-0,219	A	-0,400	A	-0,057	A
	61SB_16p**	1,960	-1,195	A	-0,859	A	-0,309	A	-0,027	A	-0,510	A	-0,537	A	-0,926	A	-0,121	A
	10SB_18p	1,960	-1,039	A	-0,110	A	-1,220	A	-0,905	A	-1,439	A	-0,172	A	-0,438	A	-0,534	A
	21SB_18p	1,960	-0,629	A	-0,138	A	-0,939	A	-0,915	A	-1,277	A	-0,405	A	-0,496	A	-0,238	A
	31SB_18p	1,960	-0,963	A	-0,281	A	-0,939	A	-0,915	A	-0,219	A	-0,234	A	-0,071	A	-0,391	A
	40SB_18p	1,960	-1,158	A	-0,677	A	0,000	A	0,029	A	-0,234	A	-0,143	A	-0,245	A	-0,186	A
	61SB_18p	1,960	-1,144	A	-0,691	A	0,148	A	0,162	A	0,000	A	-0,429	A	-0,067	A	-0,124	A
	10SB_35p	1,960	0,019	A	-1,101	A	-1,311	A	-0,786	A	-2,492	R	-1,439	A	-0,152	A	-0,462	A
	21SB_35p	1,960	-0,424	A	-0,038	A	-1,058	A	-0,805	A	-1,606	A	-0,963	A	-0,448	A	0,000	A
	31SB_35p	1,960	-0,567	A	-0,148	A	-1,058	A	-0,805	A	-0,782	A	-0,500	A	-0,019	A	-0,181	A
	40SB_35p	1,960	-0,581	A	-0,415	A	-0,071	A	0,026	A	-0,681	A	-0,610	A	-0,167	A	-0,076	A
	61SB_35p	1,960	-0,519	A	-0,472	A	-0,091	A	-0,081	A	-0,596	A	-1,206	A	0,045	A	-0,110	A
	10SB_80p	1,960	-2,635	R	-1,868	A	-6,577	R	-4,065	R	-6,324	R	-5,447	R	-3,479	R	-4,051	R
21SB_80p	1,960	-0,324	A	-1,992	R	-6,457	R	-4,036	R	-6,333	R	-6,033	R	-2,931	R	-4,947	R	
31SB_80p	1,960	-0,600	A	-1,701	A	-6,457	R	-4,036	R	-4,251	R	-5,075	R	-1,949	A	-4,556	R	
40SB_80p	1,960	-0,715	A	-3,326	R	-4,346	R	-4,451	R	-3,660	R	-4,594	R	-2,359	R	-5,037	R	
61SB_80p	1,960	-0,863	A	-3,541	R	-4,351	R	-4,484	R	-3,817	R	-5,457	R	-2,693	R	-5,471	R	
Nova Calibração	10sb	1,960	-2,354	R	-0,572	A	0,305	A	0,319	A	-0,562	A	-0,396	A	-1,001	A	-0,491	A
	21sb	1,960	-0,243	A	-0,091	A	0,581	A	0,581	A	-0,372	A	-0,415	A	-0,453	A	-0,448	A
	31sb**	1,960	-0,926	A	-0,228	A	0,188	A	0,121	A	-0,349	A	-0,134	A	-0,779	A	-0,295	A
	40sb	1,960	-0,014	A	-0,043	A	-0,929	A	-1,344	A	-0,157	A	-0,396	A	-0,119	A	-0,386	A
	61sb	1,960	-0,005	A	-0,152	A	-0,929	A	-1,344	A	-0,086	A	-0,558	A	-0,105	A	-0,305	A

* Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada.

** Séries de referência.

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

7.6 Distribuições de Probabilidade

7.6.1 Avaliação das funções de distribuição de probabilidade: Normal, Gama, Pearson III e Gumbel

Nesta etapa, o Erro tipo I foi fixado em 5% bilateral para analisar as distribuições: Normal, Gama, Pearson III e Gumbel, através da hipótese nula (H_0) pelo teste K-S. Os resultados da análise estão apresentados nas Tabelas 7.8 a 7.13.

A distribuição Normal não foi ajustada às frequências das séries de vazão média anual, na sub-bacia de Caraúbas, enquanto que a distribuição Gama foi aceita e ajustada a todas as séries e a distribuição de Pearson III rejeitada apenas para as séries simuladas com os bancos de dados com 18 e 35 postos. Com relação às séries de vazão máxima anual da sub-bacia de Caraúbas, a distribuição que melhor se ajustou às frequências dos dados foi à distribuição Gama, tendo sido rejeitada em apenas três séries; a distribuição Normal não foi ajustada, e as distribuições de Pearson III e Gumbel tiveram muitas rejeições com 32 e 56 % das séries rejeitadas, respectivamente.

Para a sub-bacia de Taperoá, as distribuições Normal e Pearson III não se ajustaram às frequências das séries de vazões médias anuais, enquanto que a distribuição Gama se ajustou apenas à frequência das séries simuladas segundo a metodologia da nova calibração. As séries de vazões máximas anuais simuladas, segundo a abordagem de Nunes (2005), exceto para a divisão de 40 sub-bacias, se ajustaram à distribuição Normal, enquanto que as séries simuladas segundo Nunes (2005), para as divisões de 40 e 61 sub-bacias, e as séries simuladas segundo a nova calibração se ajustaram à distribuição Gama.

A hipótese nula foi rejeitada tanto para as séries de vazão média anual, quanto para as séries de vazão máxima anual, na sub-bacia de Poço de Pedras. Entretanto, as frequências das séries de vazões médias e máximas anuais, nesta sub-bacia, foram em sua totalidade bem representadas pela distribuição Gama. As distribuições de Pearson III e Gumbel não se ajustaram às séries de vazões máximas anuais, todavia, a distribuição de Pearson III foi aceita para as séries de vazões médias anuais.

Às frequências das séries da sub-bacia de Boqueirão se ajustaram à distribuição Gama e, com exceção de algumas séries, a distribuição de Pearson III. A distribuição de Gumbel só foi aceita por algumas séries (28%). Porém a distribuição normal não foi aceita.

Ao comparar os resultados das distribuições aplicadas às séries de referência de Nunes (2005) e da nova calibração, foram observados que apenas 14 séries apresentaram resultados adversos para as duas abordagens. A maioria das distribuições, as quais apresentaram resultados diferentes, tiveram resultados melhores com as séries de referência de Nunes (2005), sendo elas: Pearson III com as vazões máximas em Boqueirão e Taperoá, e médias em Taperoá e Poço de Pedras; Gumbel com as vazões máximas simuladas em Taperoá. As outras que apresentaram resultados melhores para as séries da nova calibração ocorreram para as séries de vazões máximas em Caraúbas com as distribuições Gama e Pearson III.

De modo geral, a distribuição GAMA foi aceita regionalmente nas séries simuladas, com exceção das séries simuladas segundo a metodologia de Nunes (2004) para a sub-bacia de Taperoá.

Tabela 7.8 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição normal.

Série***		D _{c,n,5%}	Caraúbas				Taperoá				Poço de Pedras				Boqueirão			
			Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}		Q _{méd}		Q _{máx}	
			Dt	Ho	Dt	Ho*	Dt	Ho	Dt	Ho	Dt	Ho	Dt	Ho	Dt	Ho	Dt	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,1108	0,2080	R	0,1524	R	0,2193	R	0,0865	A	0,2600	R	0,1800	R	0,1940	R	0,1560	R
	21SB_16p	0,1108	0,1600	R	0,1003	A	0,2279	R	0,0858	A	0,2691	R	0,1682	R	0,1847	R	0,1670	R
	31SB_16p	0,1108	0,1628	R	0,1174	R	0,2320	R	0,0858	A	0,2505	R	0,1838	R	0,1772	R	0,1479	R
	40SB_16p	0,1108	0,1694	R	0,1109	R	0,2320	R	0,1113	R	0,2375	R	0,1870	R	0,1761	R	0,1527	R
	61SB_16p**	0,1108	0,1761	R	0,1150	R	0,2196	R	0,1095	A	0,2386	R	0,1827	R	0,1733	R	0,1439	R
	10SB_18p	0,1108	0,2638	R	0,2274	R	0,2277	R	0,0865	A	0,2659	R	0,1731	R	0,2038	R	0,1902	R
	21SB_18p	0,1108	0,2409	R	0,1857	R	0,2318	R	0,0858	A	0,2249	R	0,1556	R	0,2132	R	0,1847	R
	31SB_18p	0,1108	0,2691	R	0,2085	R	0,2319	R	0,0858	A	0,2190	R	0,1636	R	0,2220	R	0,1970	R
	40SB_18p	0,1108	0,2509	R	0,1955	R	0,2161	R	0,1113	R	0,2112	R	0,1898	R	0,2162	R	0,1809	R
	61SB_18p	0,1108	0,2525	R	0,1956	R	0,2698	R	0,1095	A	0,2355	R	0,1676	R	0,1971	R	0,1802	R
	10SB_35p	0,1108	0,3021	R	0,2220	R	0,2701	R	0,0862	A	0,2340	R	0,1718	R	0,2491	R	0,1396	R
	21SB_35p	0,1108	0,2713	R	0,2209	R	0,2702	R	0,0854	A	0,1948	R	0,1215	R	0,2260	R	0,1342	R
	31SB_35p	0,1108	0,2805	R	0,2041	R	0,2161	R	0,0854	A	0,2244	R	0,1619	R	0,2425	R	0,1240	R
	40SB_35p	0,1108	0,2708	R	0,1924	R	0,2698	R	0,1059	A	0,2103	R	0,1896	R	0,2444	R	0,1317	R
	61SB_35p	0,1108	0,2733	R	0,1940	R	0,2701	R	0,1103	A	0,2269	R	0,1525	R	0,2291	R	0,1265	R
	10SB_80p	0,1108	0,2828	R	0,2058	R	0,2702	R	0,1663	R	0,2878	R	0,2210	R	0,2438	R	0,1383	R
21SB_80p	0,1108	0,2024	R	0,1185	R	0,2203	R	0,1652	R	0,2879	R	0,2340	R	0,2192	R	0,1247	R	
31SB_80p	0,1108	0,1989	R	0,1028	A	0,2757	R	0,1652	R	0,2350	R	0,1763	R	0,1987	R	0,1104	A	
40SB_80p	0,1108	0,1900	R	0,1144	R	0,2763	R	0,1881	R	0,2227	R	0,1700	R	0,2005	R	0,1168	R	
61SB_80p	0,1108	0,1869	R	0,1047	A	0,2763	R	0,1857	R	0,2189	R	0,1736	R	0,2003	R	0,1451	R	
Nova Calibração	10sb	0,1108	0,1620	R	0,1520	R	0,2367	R	0,1429	R	0,2301	R	0,1716	R	0,1549	R	0,1429	R
	21sb	0,1108	0,1417	R	0,1510	R	0,2360	R	0,1722	R	0,2397	R	0,1631	R	0,1697	R	0,1722	R
	31sb**	0,1108	0,1529	R	0,1550	R	0,2360	R	0,1638	R	0,2130	R	0,1915	R	0,1566	R	0,1638	R
	40sb	0,1108	0,1465	R	0,1607	R	0,1757	R	0,1673	R	0,2156	R	0,1837	R	0,1356	R	0,1673	R
	61sb	0,1108	0,1392	R	0,1643	R	0,1757	R	0,1617	R	0,2061	R	0,1827	R	0,1417	R	0,1617	R

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.9 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Gumbel (Vazão máxima).

Série***		Caraúbas			Taperoá			Poço de Pedras			Boqueirão		
		Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,1235	0,1136	R	0,0848	0,1136	A	0,1865	0,1136	R	0,1048	0,1136	A
	21SB_16p	0,0648	0,1136	A	0,0853	0,1136	A	0,1800	0,1136	R	0,1252	0,1136	R
	31SB_16p	0,0996	0,1136	A	0,0853	0,1136	A	0,1920	0,1136	R	0,1204	0,1136	R
	40SB_16p	0,0944	0,1136	A	0,0695	0,1136	A	0,2039	0,1136	R	0,1228	0,1136	R
	61SB_16p**	0,0996	0,1136	A	0,0695	0,1136	A	0,1938	0,1136	R	0,1185	0,1136	R
	10SB_18p	0,1654	0,1136	R	0,0848	0,1136	A	0,1837	0,1136	R	0,1338	0,1136	R
	21SB_18p	0,1273	0,1136	R	0,0853	0,1136	A	0,1621	0,1136	R	0,1257	0,1136	R
	31SB_18p	0,1487	0,1136	R	0,0853	0,1136	A	0,1719	0,1136	R	0,1396	0,1136	R
	40SB_18p	0,1379	0,1136	R	0,0695	0,1136	A	0,1967	0,1136	R	0,1215	0,1136	R
	61SB_18p	0,1441	0,1136	R	0,0695	0,1136	A	0,1706	0,1136	R	0,1293	0,1136	R
	10SB_35p	0,2476	0,1136	R	0,0835	0,1136	A	0,1787	0,1136	R	0,1335	0,1136	R
	21SB_35p	0,1926	0,1136	R	0,0838	0,1136	A	0,0960	0,1136	A	0,0952	0,1136	A
	31SB_35p	0,1973	0,1136	R	0,0838	0,1136	A	0,1596	0,1136	R	0,0841	0,1136	A
	40SB_35p	0,2073	0,1136	R	0,0685	0,1136	A	0,1626	0,1136	R	0,0882	0,1136	A
	61SB_35p	0,2095	0,1136	R	0,0684	0,1136	A	0,1500	0,1136	R	0,0901	0,1136	A
	10SB_80p	0,1971	0,1136	R	0,1705	0,1136	R	0,2462	0,1136	R	0,1317	0,1136	R
21SB_80p	0,0684	0,1136	A	0,1695	0,1136	R	0,2522	0,1136	R	0,0794	0,1136	A	
31SB_80p	0,0809	0,1136	A	0,1695	0,1136	R	0,1827	0,1136	R	0,0767	0,1136	A	
40SB_80p	0,0667	0,1136	A	0,1385	0,1136	R	0,1425	0,1136	R	0,0720	0,1136	A	
61SB_80p	0,0511	0,1136	A	0,1392	0,1136	R	0,1842	0,1136	R	0,0938	0,1136	A	
Nova Calibração	10sb	0,1345	0,1136	R	0,1486	0,1136	R	0,1784	0,1136	R	0,1486	0,1136	R
	21sb	0,1153	0,1136	R	0,1707	0,1136	R	0,1588	0,1136	R	0,1707	0,1136	R
	31sb**	0,1015	0,1136	A	0,1675	0,1136	R	0,1855	0,1136	R	0,1675	0,1136	R
	40sb	0,1046	0,1136	A	0,1724	0,1136	R	0,1953	0,1136	R	0,1724	0,1136	R
	61sb	0,1088	0,1136	A	0,1647	0,1136	R	0,1939	0,1136	R	0,1647	0,1136	R

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.10 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada às séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.

Série***		Caraúbas						Taperoá					
		Q _{méd}			Q _{máx}			Q _{méd}			Q _{máx}		
		Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,0502	0,1866	A	0,1529	0,1234	R	0,1207	0,1866	A	0,1535	0,1234	R
	21SB_16p	0,0486	0,1866	A	0,0798	0,1234	A	0,1921	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	31SB_16p	0,0627	0,1866	A	0,1171	0,1234	A	0,1945	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	40SB_16p	0,0681	0,1866	A	0,1280	0,1234	R	0,1947	0,1866	R	0,0792	0,1234	A
	61SB_16p**	0,0671	0,1866	A	0,1234	0,1234	R	0,1204	0,1866	A	0,0781	0,1234	A
	10SB_18p	0,1450	0,1866	A	0,0939	0,1866	A	0,1924	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	21SB_18p	0,1103	0,1866	A	0,0803	0,1234	A	0,1948	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	31SB_18p	0,0909	0,1866	A	0,0909	0,1234	A	0,1950	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	40SB_18p	0,0959	0,1866	A	0,0831	0,1866	A	0,2135	0,1866	R	0,0792	0,1234	A
	61SB_18p	0,1015	0,1866	A	0,0817	0,1866	A	0,2224	0,1866	R	0,0781	0,1234	A
	10SB_35p	0,1459	0,1866	A	0,1469	0,1866	A	0,2203	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	21SB_35p	0,1121	0,1866	A	0,1189	0,1866	A	0,2205	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	31SB_35p	0,1047	0,1866	A	0,1174	0,1866	A	0,2135	0,1866	R	0,1535	0,1234	R
	40SB_35p	0,1134	0,1866	A	0,0867	0,1866	A	0,2224	0,1866	R	0,0689	0,1234	A
	61SB_35p	0,1149	0,1866	A	0,0896	0,1866	A	0,2203	0,1866	R	0,0679	0,1234	A
	10SB_80p	0,1537	0,1866	A	0,0939	0,1866	A	0,2205	0,1866	R	0,2371	0,1866	R
	21SB_80p	0,1220	0,1866	A	0,0507	0,1234	A	0,2064	0,1866	R	0,2374	0,1866	R
	31SB_80p	0,1351	0,1866	A	0,1041	0,1234	A	0,2387	0,1866	R	0,2374	0,1866	R
40SB_80p	0,1414	0,1866	A	0,0612	0,1234	A	0,2368	0,1866	R	0,0774	0,1866	A	
61SB_80p	0,1335	0,1866	A	0,0697	0,1234	A	0,2370	0,1866	R	0,0738	0,1866	A	
Nova Calibração	10sb	0,0464	0,1866	A	0,0889	0,1234	A	0,1626	0,1866	A	0,1215	0,1234	A
	21sb	0,0645	0,1234	A	0,0498	0,1234	A	0,1644	0,1866	A	0,1397	0,1866	A
	31sb**	0,0703	0,1234	A	0,0811	0,1234	A	0,1644	0,1866	A	0,1248	0,1866	A
	40sb	0,0652	0,1234	A	0,0670	0,1234	A	0,1515	0,1866	A	0,1234	0,1866	A
	61sb	0,0654	0,1234	A	0,0702	0,1234	A	0,1515	0,1866	A	0,1226	0,1866	A

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.11 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição Gama aplicada às séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.

Série***		Poço de Pedras						Boqueirão					
		Q _{méd}			Q _{máx}			Q _{méd}			Q _{máx}		
		Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,1851	0,1866	A	0,1404	0,1866	A	0,1120	0,1866	A	0,0572	0,1234	A
	21SB_16p	0,1577	0,1866	A	0,1230	0,1866	A	0,1308	0,1866	A	0,0756	0,1234	A
	31SB_16p	0,1618	0,1866	A	0,1505	0,1866	A	0,1184	0,1866	A	0,0690	0,1234	A
	40SB_16p	0,1534	0,1866	A	0,1698	0,1866	A	0,1178	0,1866	A	0,0641	0,1234	A
	61SB_16p**	0,1451	0,1866	A	0,1300	0,1866	A	0,1197	0,1866	A	0,0625	0,1234	A
	10SB_18p	0,1775	0,1866	A	0,1182	0,1866	A	0,1057	0,1866	A	0,0927	0,1234	A
	21SB_18p	0,1179	0,1866	A	0,0891	0,1866	A	0,0806	0,1866	A	0,0927	0,1234	A
	31SB_18p	0,1201	0,1866	A	0,1112	0,1866	A	0,0889	0,1866	A	0,1011	0,1234	A
	40SB_18p	0,1452	0,1866	A	0,1428	0,1866	A	0,0970	0,1866	A	0,0795	0,1234	A
	61SB_18p	0,1258	0,1866	A	0,0971	0,1866	A	0,0910	0,1866	A	0,0992	0,1234	A
	10SB_35p	0,1213	0,1866	A	0,0891	0,1866	A	0,0973	0,1866	A	0,0616	0,1234	A
	21SB_35p	0,0806	0,1866	A	0,0407	0,1234	A	0,0906	0,1866	A	0,0836	0,1234	A
	31SB_35p	0,0923	0,1866	A	0,1028	0,1234	A	0,1081	0,1866	A	0,0630	0,1234	A
	40SB_35p	0,1043	0,1866	A	0,1007	0,1234	A	0,1084	0,1866	A	0,0667	0,1234	A
	61SB_35p	0,1023	0,1866	A	0,0675	0,1234	A	0,1012	0,1866	A	0,0691	0,1234	A
	10SB_80p	0,2207	0,1866	R	0,0468	0,1866	A	0,1132	0,1866	A	0,0886	0,1234	A
21SB_80p	0,1692	0,1866	A	0,1564	0,1866	A	0,0984	0,1866	A	0,0801	0,1234	A	
31SB_80p	0,1902	0,1866	R	0,1307	0,1866	A	0,0944	0,1866	A	0,0693	0,1234	A	
40SB_80p	0,1693	0,1866	A	0,0750	0,1234	A	0,1054	0,1866	A	0,0672	0,1234	A	
61SB_80p	0,1647	0,1866	A	0,1411	0,1866	A	0,1071	0,1866	A	0,0639	0,1234	A	
Nova Calibração	10sb	0,0960	0,1866	A	0,1311	0,1866	A	0,0717	0,1234	A	0,1215	0,1234	A
	21sb	0,1099	0,1866	A	0,1088	0,1866	A	0,0842	0,1234	A	0,1397	0,1866	A
	31sb**	0,0828	0,1866	A	0,1242	0,1866	A	0,1057	0,1234	A	0,1248	0,1866	A
	40sb	0,0988	0,1234	A	0,1716	0,1866	A	0,0946	0,1234	A	0,1234	0,1866	A
	61sb	0,0958	0,1234	A	0,1005	0,1866	A	0,1087	0,1234	A	0,1226	0,1866	A

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.12 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada às séries das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá.

Série***		Caraúbas						Taperoá					
		Q _{méd}			Q _{máx}			Q _{méd}			Q _{máx}		
		Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,0495	0,1866	A	0,1349	0,1052	R	0,1129	0,1866	A	0,0774	0,1052	A
	21SB_16p	0,0500	0,1866	A	0,0699	0,1142	A	0,3167	0,1866	R	0,0776	0,1052	A
	31SB_16p	0,0702	0,1462	A	0,1075	0,1052	R	0,3255	0,1866	R	0,0776	0,1052	A
	40SB_16p	0,0761	0,1462	A	0,1024	0,1052	A	0,3256	0,1866	R	0,0562	0,1142	A
	61SB_16p**	0,0748	0,1462	A	0,1075	0,1052	R	0,1129	0,1866	A	0,0562	0,1142	A
	10SB_18p	0,2065	0,1866	R	0,0990	0,1866	A	0,3167	0,1866	R	0,0774	0,1052	A
	21SB_18p	0,1922	0,1866	R	0,0936	0,1462	A	0,3257	0,1866	R	0,0776	0,1052	A
	31SB_18p	0,1983	0,1866	R	0,1115	0,1462	A	0,3258	0,1866	R	0,0776	0,1052	A
	40SB_18p	0,1905	0,1866	R	0,1023	0,1462	A	0,2015	0,1866	R	0,0562	0,1142	A
	61SB_18p	0,1868	0,1866	R	0,0992	0,1462	A	0,3680	0,1866	R	0,0562	0,1142	A
	10SB_35p	0,3149	0,1866	R	0,2087	0,1866	R	0,3621	0,1866	R	0,0750	0,1052	A
	21SB_35p	0,2460	0,1866	R	0,2193	0,1866	R	0,3622	0,1866	R	0,0752	0,1052	A
	31SB_35p	0,2362	0,1866	R	0,2245	0,1866	R	0,2015	0,1866	R	0,0752	0,1052	A
	40SB_35p	0,2197	0,1866	R	0,2650	0,1866	R	0,3680	0,1866	R	0,0490	0,1142	A
	61SB_35p	0,2252	0,1866	R	0,2637	0,1866	R	0,3621	0,1866	R	0,0480	0,1142	A
	10SB_80p	0,3371	0,1866	R	0,1365	0,1866	A	0,3622	0,1866	R	0,1520	0,1142	R
21SB_80p	0,1298	0,1462	A	0,0607	0,1142	A	0,2006	0,1866	R	0,1510	0,1142	R	
31SB_80p	0,1275	0,1462	A	0,0830	0,1052	A	0,3747	0,1866	R	0,1510	0,1142	R	
40SB_80p	0,1304	0,1462	A	0,0680	0,1142	A	0,3670	0,1866	R	0,0939	0,1462	A	
61SB_80p	0,1296	0,1462	A	0,0464	0,1142	A	0,3672	0,1866	R	0,0892	0,1462	A	
Nova Calibração	10sb	0,0580	0,1462	A	0,0562	0,1462	A	0,3090	0,1866	R	0,2008	0,1866	R
	21sb	0,0623	0,1142	A	0,0574	0,1462	A	0,3093	0,1866	R	0,1668	0,1866	A
	31sb**	0,0838	0,1142	A	0,0969	0,1142	A	0,3093	0,1866	R	0,1928	0,1866	R
	40sb	0,0769	0,1142	A	0,0957	0,1142	A	0,2820	0,1866	R	0,2345	0,1866	R
	61sb	0,0740	0,1142	A	0,1006	0,1142	A	0,2820	0,1866	R	0,1883	0,1866	R

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

Tabela 7.13 – Teste de Kolmogorov-Smirnov para a distribuição de Pearson III aplicada às séries das sub-bacias de Poço de Pedras e Boqueirão.

Série***		Poço de Pedras						Boqueirão					
		Q _{méd}			Q _{máx}			Q _{méd}			Q _{máx}		
		Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho	Dt	D _{c,n,5%}	Ho
Nunes (2005)	10SB_16p	0,1634	0,1866	A	0,1946	0,1866	R	0,0737	0,1866	A	0,1614	0,1866	A
	21SB_16p	0,1475	0,1866	A	0,1951	0,1866	R	0,0921	0,1866	A	0,1515	0,1866	A
	31SB_16p	0,1328	0,1866	A	0,1946	0,1866	R	0,0905	0,1866	A	0,1299	0,1866	A
	40SB_16p	0,1080	0,1866	A	0,2619	0,1866	R	0,1043	0,1866	A	0,1926	0,1866	R
	61SB_16p**	0,1208	0,1866	A	0,2160	0,1866	R	0,0743	0,1866	A	0,1057	0,1866	A
	10SB_18p	0,1435	0,1866	A	0,1977	0,1866	R	0,1286	0,1866	A	0,1096	0,1142	A
	21SB_18p	0,0864	0,1866	A	0,2051	0,1866	R	0,0823	0,1866	A	0,1040	0,1462	A
	31SB_18p	0,0959	0,1866	A	0,2137	0,1866	R	0,0931	0,1866	A	0,1123	0,1142	A
	40SB_18p	0,0546	0,1866	A	0,2323	0,1866	R	0,0743	0,1866	A	0,0841	0,1462	A
	61SB_18p	0,0783	0,1866	A	0,2105	0,1866	R	0,0786	0,1866	A	0,1145	0,1142	R
	10SB_35p	0,1368	0,1866	A	0,2581	0,1866	R	0,1534	0,1866	A	0,1945	1,4802	A
	21SB_35p	0,0907	0,1866	A	0,0917	0,1866	A	0,1271	0,1462	A	0,0922	0,1142	A
	31SB_35p	0,0748	0,1866	A	0,2080	0,1866	R	0,1343	0,1462	A	0,0697	0,1142	A
	40SB_35p	0,0912	0,1866	A	0,2578	0,1866	R	0,1278	0,1462	A	0,0586	0,1142	A
	61SB_35p	0,0957	0,1866	A	0,2009	0,1866	R	0,1168	0,1462	A	0,0760	0,1142	A
	10SB_80p	0,1692	0,1866	A	0,0754	0,1866	A	0,2333	0,1866	R	0,0844	0,1462	A
21SB_80p	0,3425	0,1866	R	0,2416	0,1462	R	0,1322	0,1866	A	0,0774	0,1142	A	
31SB_80p	0,1801	0,1866	A	0,1238	0,1866	A	0,1156	0,1866	A	0,0634	0,1462	A	
40SB_80p	0,2679	0,1866	R	0,2141	0,1866	R	0,0593	0,1866	A	0,0562	0,1142	A	
61SB_80p	0,2256	0,1866	R	0,2193	0,1866	R	0,0798	0,1866	A	0,0674	0,1142	A	
Nova Calibração	10sb	0,1278	0,1462	A	0,2312	0,1866	R	0,0810	0,1142	A	0,2008	0,1866	R
	21sb	0,1431	0,1462	A	0,2319	0,1866	R	0,0917	0,1142	A	0,1668	0,1866	A
	31sb*	0,1165	0,1142	R	0,2133	0,1866	R	0,0975	0,1142	A	0,1928	0,1866	R
	40sb	0,1277	0,1142	R	0,2842	0,1866	R	0,0863	0,1142	A	0,2345	0,1866	R
	61sb	0,1191	0,1142	R	0,2363	0,1866	R	0,1005	0,1142	A	0,1883	0,1866	R

* Dt é a variável do teste, D_{c,n,5%} é a variável crítica para n dados e significância de 5% bilateral, Ho é a hipótese nula, A = a hipótese nula aceita ao nível de 5% de significância; R = a Hipótese nula rejeitada;

** Séries de referência;

*** sb = sub-bacias e p = postos pluviométricos.

7.6.2 Simulação do comportamento aleatório das variáveis

A etapa seguinte foi à análise do Erro Tipo II (β) nas séries que foram aceitas pelo teste da Hipótese nula. Com isso foram determinados o valor β que variou de 0,0 a 0,091 para a sub-bacia de Caraúbas, de 0,0 a 0,176 para Poço de Pedras, foi igual a 0,0 para a sub-bacia de Taperoá e foi menor que 0,444 para Boqueirão. Por isso, é possível dizer que o poder do teste variou entre 55,6 a 100%.

Para as distribuições, as quais foram aceitas pela hipótese nula e passaram no teste do Erro Tipo II foram determinadas as vazões através das respectivas distribuições de probabilidade e comparadas com as vazões simuladas com o modelo. Com estas vazões, foram construídos os gráficos da Figura 7.14, que mostram um alto valor do coeficiente de determinação ($r^2 > 0,99$) evidenciando que as distribuições de probabilidade representam bem o comportamento das vazões.

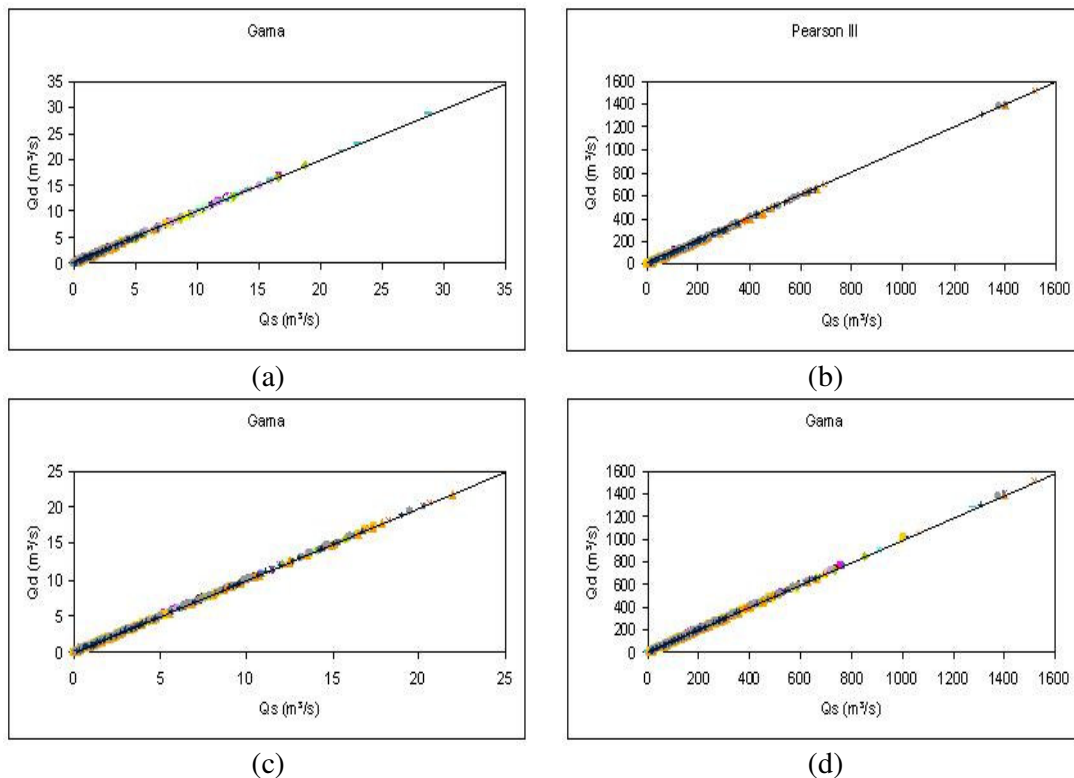


Figura 7.14 – Exemplos das correlações das vazões simuladas pelo modelo NAVMO com as determinadas pelas distribuições de probabilidade para as séries: $Q_{méd}$ de Caraúbas (a), $Q_{máx}$ de Taperoá (b), $Q_{méd}$ de Poço de Pedras (c) e $Q_{máx}$ de Boqueirão (d). (onde: Q_s são as vazões das séries simuladas e Q_d são as vazões obtidas através das distribuições)

7.6.3 Avaliação dos parâmetros da distribuição GEV

Os resultados dos parâmetros da distribuição GEV foram obtidos através de um programa em ambiente MATLAB, cedido por Martins (Martins & Stedinger, 2000), através dos seguintes métodos: método dos momentos (MOM), método dos momentos-L (LM), método da máxima verossimilhança (ML) e o método da máxima verossimilhança generalizada (GML), para as vazões máximas anuais.

Nos resultados foram observados também que o comportamento dos parâmetros de localização e escala não mudou, independentemente do método utilizado na sua determinação, ao contrário do parâmetro de forma variou. Todos os parâmetros da GEV variaram com a divisão da bacia e banco de dados.

- Sub-bacia de Caraúbas

A Tabela 7.14 mostra os resultados da escala de variações dos parâmetros da distribuição GEV para a sub-bacia de Caraúbas. Pode ser observado que, em todos os métodos e considerando todos os bancos de dados e divisões da bacia, os parâmetros de localização e escala têm faixas de variação de 26,5 a 70,54 e 20,99 a 93,34. O parâmetro de forma determinado pelos métodos LM e ML apresentou uma variação dos valores entre -0,40 e 0,05 (LM) e -0,64 e 0,04 (ML). Para os métodos GML e MOM, o parâmetro de forma apresentou uma variação entre -0,32 a 0,07 (GML) e -0,22 a 0,11 (MOM). Estas variações podem ser visivelmente observadas nas Figuras 7.15, 7.16 e 7.17 que também mostram que os parâmetros da GEV diminuem, de um modo geral, com o aumento do número de divisões da bacia. Nos resultados também pode ser observado que 78% dos parâmetros de forma são negativos (Figura 7.17), demonstrando que a distribuição tem assimetria à direita.

Com relação a discretização, foi observado que os parâmetros de localização e escala diminuíram à medida que o número divisões da região aumenta, porém para a divisão em 10 sub-bacias, estes parâmetros apresentaram um comportamento diferente dos demais, o que pode ser atribuído à grande simplificação das variáveis e dos parâmetros do modelo, pois isto torna o processo de geração do escoamento menos sensível às variações das características da região, devido ao efeito “atenuante” das variáveis e parâmetros. O parâmetro de forma mostrou um comportamento bem peculiar, pois apresentou um valor baixo para a divisão em 10 sub-bacias que foi aumentado à medida que o número de sub-bacias aumentou até 31, e depois começou a decair nas divisões em 40 e 61 sub-bacias.

Ao analisar os parâmetros com relação ao banco de dados, pode-se afirmar que o banco com 80 postos pluviométricos foi o que gerou maiores variações nos valores dos parâmetros, embora, às vezes diferentes dos gerados com os demais bancos de dados. Os parâmetros de localização e escala apresentaram uma diminuição à medida que o número de postos foi aumentado, com exceção da divisão em 10 sub-bacias cujos parâmetros apresentaram um comportamento inverso. Os valores dos parâmetros de forma decresceram quando o número de postos aumentou.

Tabela 7.14 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Caraúbas.

Método	Parâmetro		
	Localização (ξ)	Escala (α)	Forma (κ)
LM	27,05 a 68,85	22,54 a 60,90	-0,40 a 0,05
GML	26,60 a 70,54	21,08 a 56,08	-0,32 a -0,07
ML	26,50 a 62,62	20,99 a 51,07	-0,64 a 0,04
MOM	28,18 a 63,31	24,48 a 93,34	-0,22 a 0,11

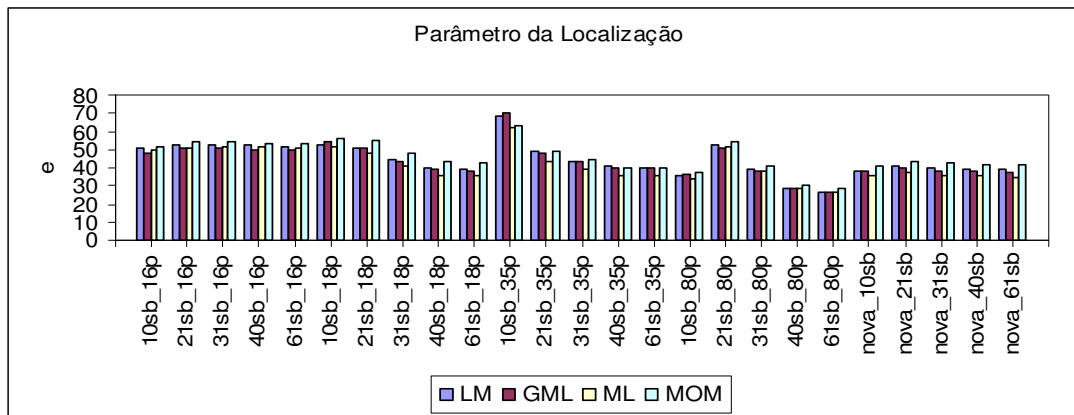


Figura 7.15 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.

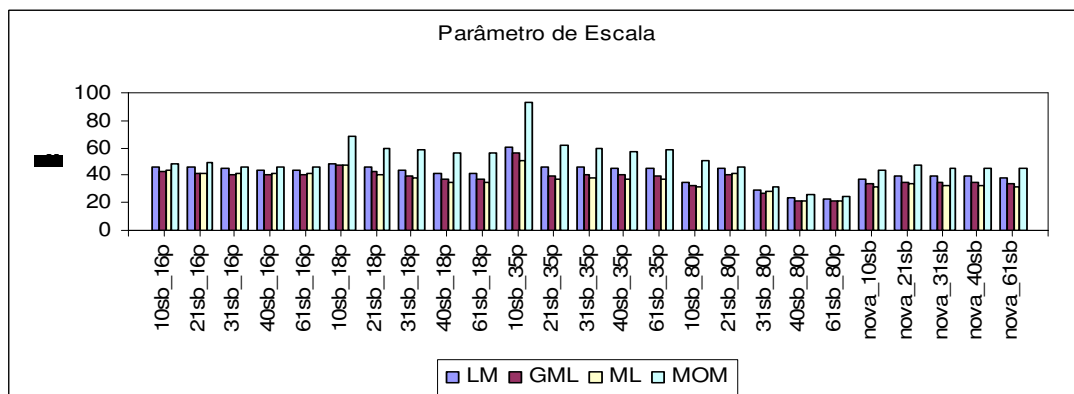


Figura 7.16 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.

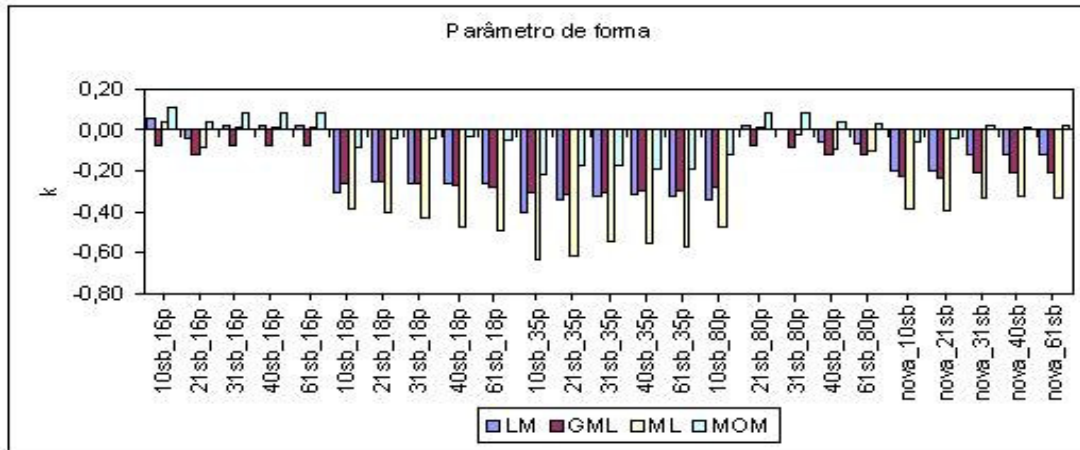


Figura 7.17 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Caraúbas.

o Sub-bacia de Taperoá

Os resultados da escala de variações dos parâmetros da distribuição GEV, para a sub-bacia de Taperoá, estão na Tabela 7.15 e também podem ser observadas nas Figuras 7.18, 7.19 e 7.20. Para esta sub-bacia, os valores do parâmetro de localização ficaram em uma faixa de variação de 6,35 a 29,26; já a faixa de variação do parâmetro de escala se situou de 5,91 a 20,84; o parâmetro de forma apresentou algumas variações altas para três dos quatro métodos utilizados, tendo variado entre -0,25 e 0,05 (LM), entre -0,42 e 0,05 (ML) e entre -0,15 a 0,12 (MOM). Com o método GML obteve-se uma menor faixa de variação para o parâmetro de forma neste sub-bacia (-0,25 a -0,03). Nos resultados também pode ser observado que 66% dos parâmetros de forma determinados são negativos (Figura 7.20), demonstrando que a distribuição tem assimetria à direita.

Tabela 7.15 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Taperoá.

Método	Parâmetro		
	Localização (ξ)	Escala (α)	Forma (κ)
LM	6,82 a 28,36	6,68 a 19,97	-0,25 a 0,05
GML	6,80 a 28,54	6,15 a 18,74	-0,25 a -0,03
ML	6,35 a 28,70	5,91 a 19,27	-0,42 a 0,05
MOM	7,37 a 29,26	8,73 a 20,84	-0,15 a 0,12

Os resultados mostraram que os valores de todos os parâmetros da GEV (localização, escala e forma) decresceram quando o número de divisões da região aumentou mas foram iguais para os banco de dados com 16, 18 e 35 postos pluviométricos, sendo diferente apenas para o banco de dados de 80 postos pluviométricos.

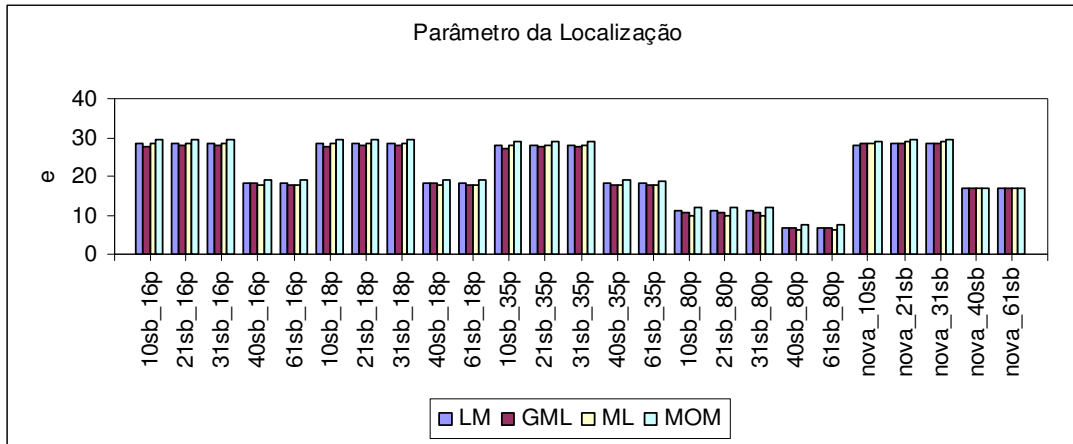


Figura 7.18 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.

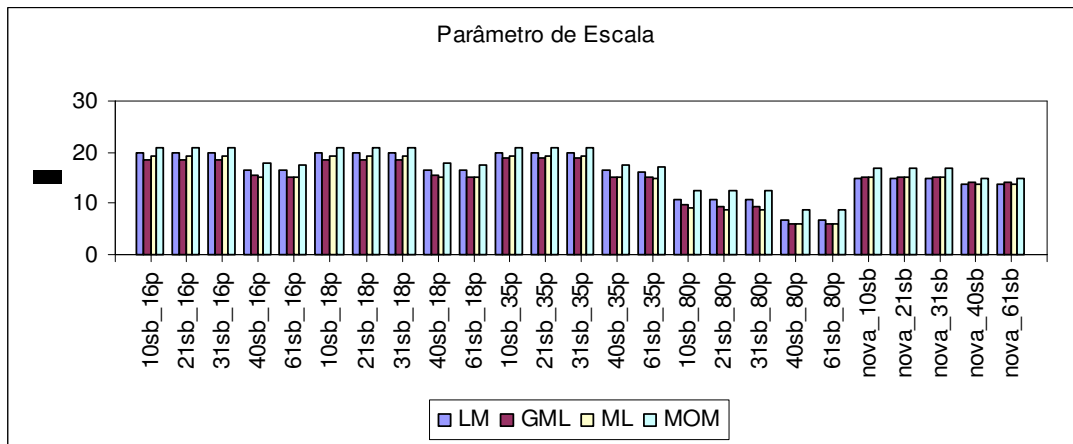


Figura 7.19 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.

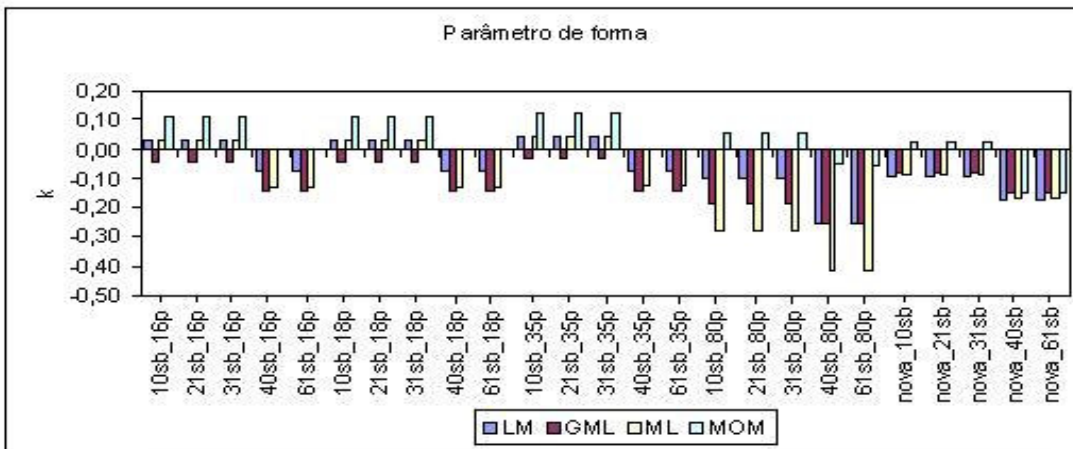


Figura 7.20 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Taperoá.

- Sub-bacia de Poço de Pedras

Para a sub-bacia de Poço de Pedras, as variações dos parâmetros da distribuição GEV podem ser observadas nas Figuras 7.21, 7.22 e 7.23, e as escalas de variações estão na Tabela 7.16. Pode ser observado que, para os parâmetros de localização e escala, as faixas de variação são, respectivamente, $8,11 < \xi < 94,87$ e $12,79 < \alpha < 102,12$. Mas o parâmetro de forma apresentou uma variação relativamente alta, entre -1,28 e -0,04; entretanto, uma comparação da faixa de variação deste parâmetro em cada método mostrou que as variações nesta sub-bacia são inferiores às das sub-bacias de Caraúbas e Taperoá, exceto com relação ao método ML. Nesta sub-bacia, todos os parâmetros de forma determinados são negativos (Figura 7.23), demonstrando que a distribuição tem assimetria à direita.

Tabela 7.16 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Poço de Pedras.

Método	Parâmetro		
	Localização (ξ)	Escala (α)	Forma (κ)
LM	16,28 a 93,11	16,96 a 82,64	-0,38 a -0,20
GML	15,12 a 94,87	15,99 a 79,82	-0,33 a -0,20
ML	8,11 a 90,99	12,79 a 77,82	-1,28 a -0,28
MOM	18,05 a 90,64	23,40 a 102,12	-0,22 a -0,04

De modo geral, quanto a discretização, os parâmetros de localização, escala e forma decresceram quando o número de divisões da região aumentou, mas algumas variações foram observadas nos parâmetros determinados pelo banco de dados com 18 e 35 nas divisões de 10 e 21 sub-bacias.

Os valores dos parâmetros de localização e escala decresceram com uso de banco de dados que continham mais postos pluviométricos (16, 18, 35 e 80), porém o inverso ocorreu com os parâmetros de forma que cresceram com o aumento do número de postos pluviométricos, com exceção do banco de dados com 80 postos que gerou valores mais baixos para este parâmetro.

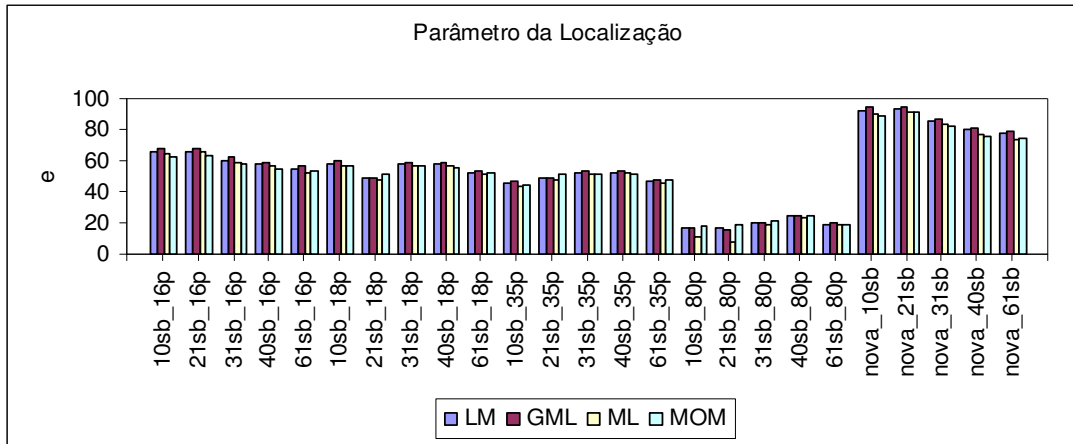


Figura 7.21 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.

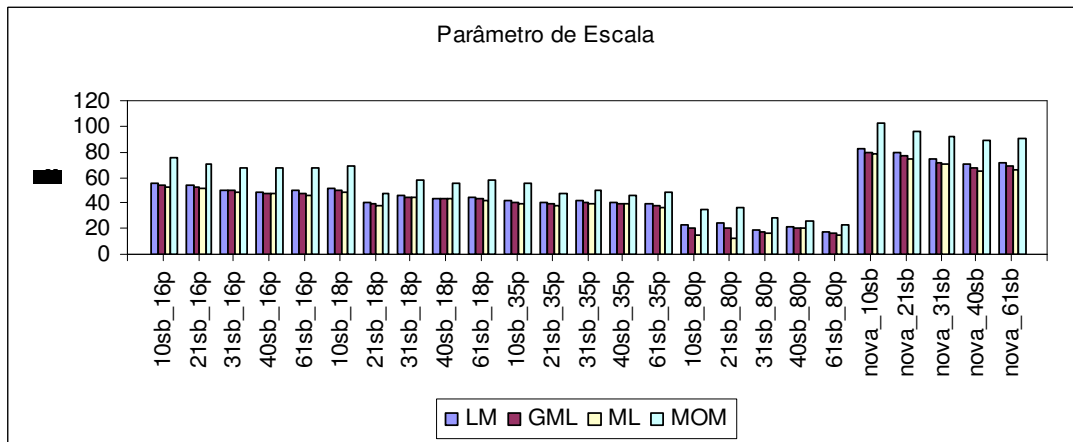


Figura 7.22 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.

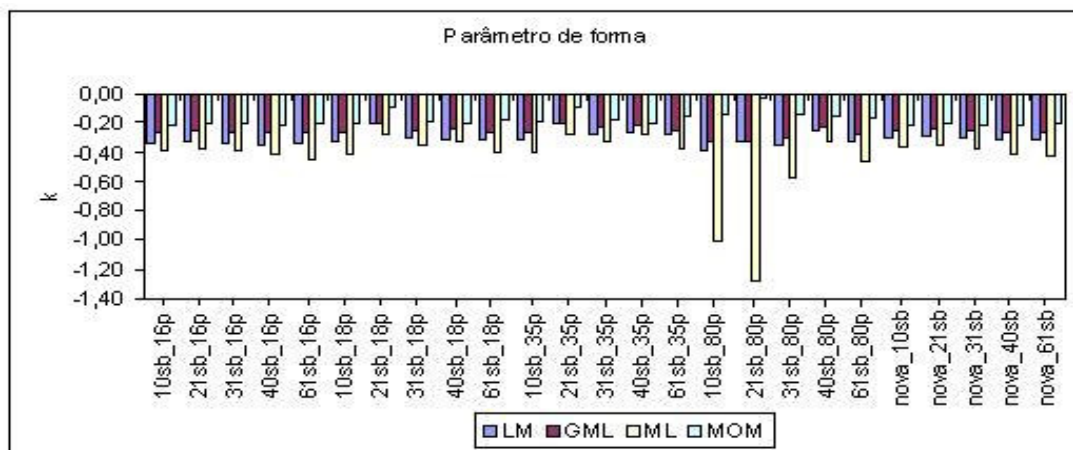


Figura 7.23 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Poço de Pedras.

o Sub-bacia de Boqueirão

A Tabela 7.17 mostra os resultados da variação dos parâmetros da distribuição GEV para a sub-bacia de Boqueirão. Dentre todas as sub-bacias, a de Boqueirão foi a que obteve uma menor variabilidade do parâmetro de forma e a variação geral deste parâmetro foi a seguinte: $-0,5 < \kappa < 0,03$. Para os parâmetros de localização e escala, as faixas foram, respectivamente, as seguintes: $36,6 < \xi < 128,2$ e $33 < \alpha < 145$. Nos resultados também pode ser observado que 97% dos parâmetros de forma determinados são negativos (Figura 7.26), demonstrando que a distribuição tem assimetria à direita.

Tabela 7.17 – Resultados das variações dos parâmetros da distribuição GEV para todas as séries simuladas da sub-bacia de Boqueirão.

Método	Parâmetro		
	Localização (ξ)	Escala (α)	Forma (κ)
LM	39,65 a 124,14	37,97 a 119,94	-0,25 a -0,16
GML	38,75 a 127,24	34,45 a 108,53	-0,28 a -0,17
ML	36,66 a 124,71	33,05 a 102,88	-0,48 a -0,19
MOM	42,18 a 128,17	44,37 a 144,72	-0,20 a 0,02

Para esta sub-bacia, os resultados mostraram que, quando o número de divisões da região aumentou, os valores dos parâmetros de localização e escala decresceram e que os valores dos parâmetros de forma cresceram para as séries simuladas segundo Nunes (2005) e decresceram para as séries simuladas segundo a nova calibração.

Com relação ao banco de dados, os parâmetros de localização não apresentaram grandes variações quando ao uso de um outro banco de dados, mas os parâmetros de escala apresentaram valores crescentes à medida que o número de postos pluviométricos foi aumentando, com exceção (nos dois casos) do banco com 80 postos, o qual gerou valores bem inferiores para os dois parâmetros. Os parâmetros de forma cresceram quando foram utilizados os bancos de dados com o número de postos pluviométricos cada vez maior.

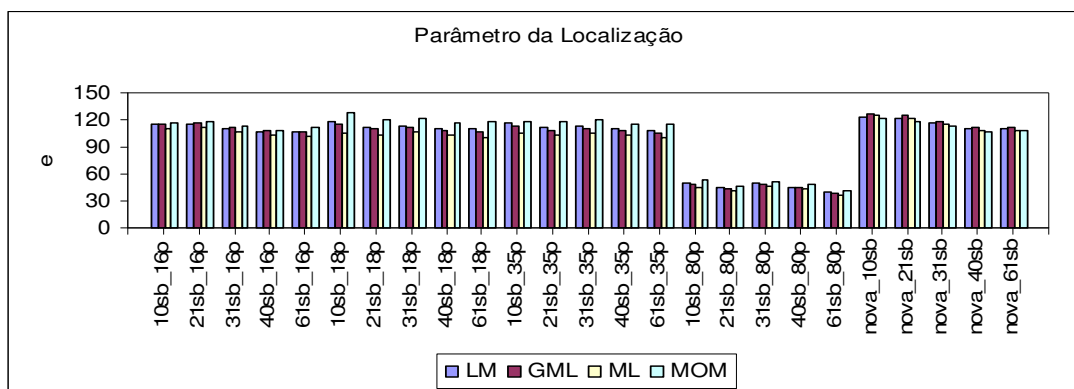


Figura 7.24 – Gráfico do parâmetro de localização da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.

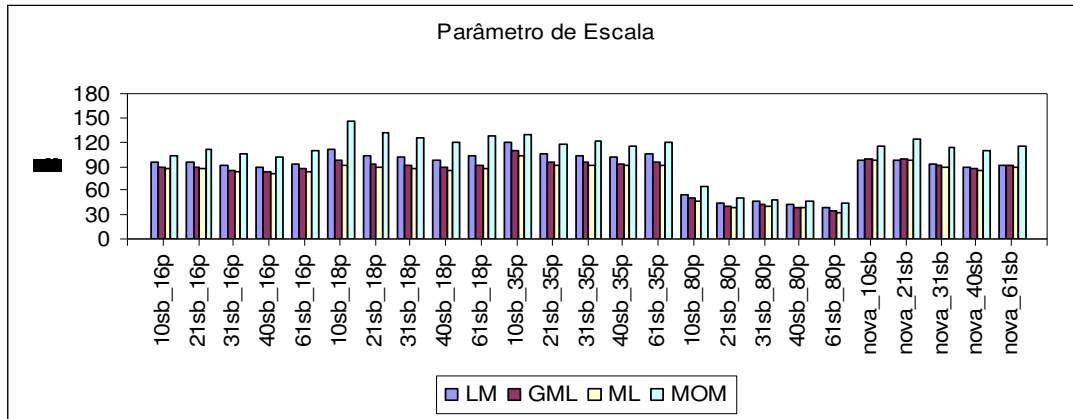


Figura 7.25 – Gráfico do parâmetro de escala da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.

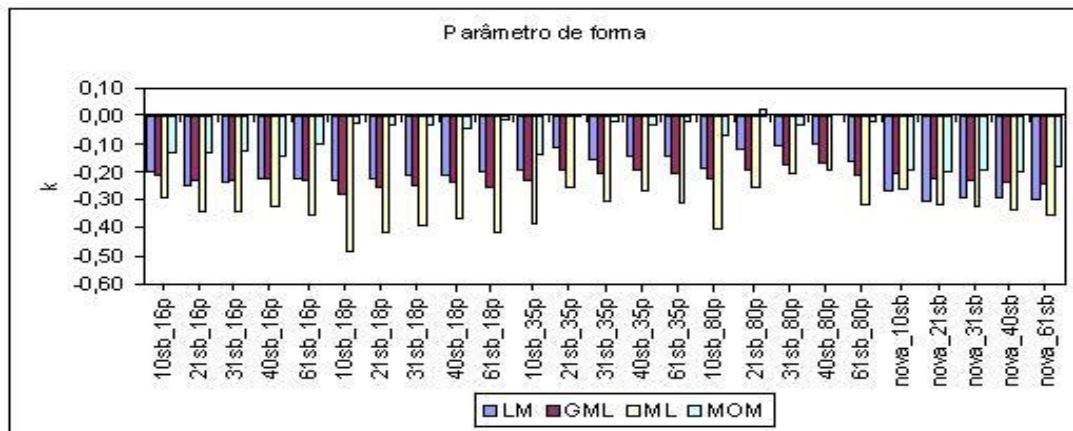


Figura 7.26 – Gráfico do parâmetro de forma da distribuição GEV para as séries de vazão máxima da sub-bacia de Boqueirão.

7.6.4 Avaliação da função de distribuição de probabilidade da GEV

Por não ter sido encontrado na literatura os valores das variáveis críticas da GEV, não foi possível realizar, através do teste de aderência de Kolmogorov-Simironov, uma análise da Hipótese nula para esta distribuição. Para superar este problema, foi feita inicialmente uma comparação entre as probabilidades da distribuição $[P(X \leq x)]$ e as frequências amostrais $[F(X \leq x) = m/n+1, \text{ onde } m \text{ é a ordem do evento e } n \text{ o número de dados}]$ com o intuito de se determinar o melhor grupo de parâmetros e em seguida, simular as vazões com a distribuição para comparação das mesmas com os valores simulados nas várias divisões da região e bancos de dados, utilizando-se em ambos os casos os valores de r^2 e SQD para a análise.

Na Tabela 7.18 estão apresentados os valores médios de r^2 obtidos pela comparação de $P(X \leq x)$ com $F(X \leq x)$ para as séries de vazão máxima anual em todas as sub-bacias. Através destes resultados foi observado que o método ML foi o que apresentou melhores resultados de r^2 para Caraúbas, já o método LM apresentou melhores resultados para Taperoá e Boqueirão e o método MOM apresentou melhores resultados para Poço de Pedras.

Tabela 7.18 – Valores médios de r^2 obtidos pela comparação de $P(X \leq x)$ com $F(X \leq x)$.

Método	Caraúbas	Taperoá	Poço de Pedras	Boqueirão
LM	0,9561	0,7805	0,9231	0,9485
GML	0,9571	0,7774	0,9145	0,9450
ML	0,9574	0,7741	0,9174	0,9474
MOM	0,9492	0,7838	0,9301	0,9456

Na Tabela 7.19 estão os valores médios de r^2 obtidos pela comparação das vazões determinadas através da distribuição GEV usando os parâmetros gerados pelos métodos que apresentaram os melhores resultados em cada sub-bacias com as vazões simuladas com o modelo. Com estas vazões também foram construídos os gráficos da Figura 7.27, que mostram um alto valor do coeficiente de determinação ($r^2 > 0,94$) evidenciando que a distribuição GEV representa bem o comportamento das vazões.

Tabela 7.19 – Valores médios de r^2 obtidos pela comparação das vazões determinadas a partir da distribuição GEV com as vazões simuladas com o modelo NAVMO.

Sub-bacia	r^2
Caraúbas	0,9831
Taperoá	0,9999
Poço de Pedras	0,9467
Boqueirão	0,9999

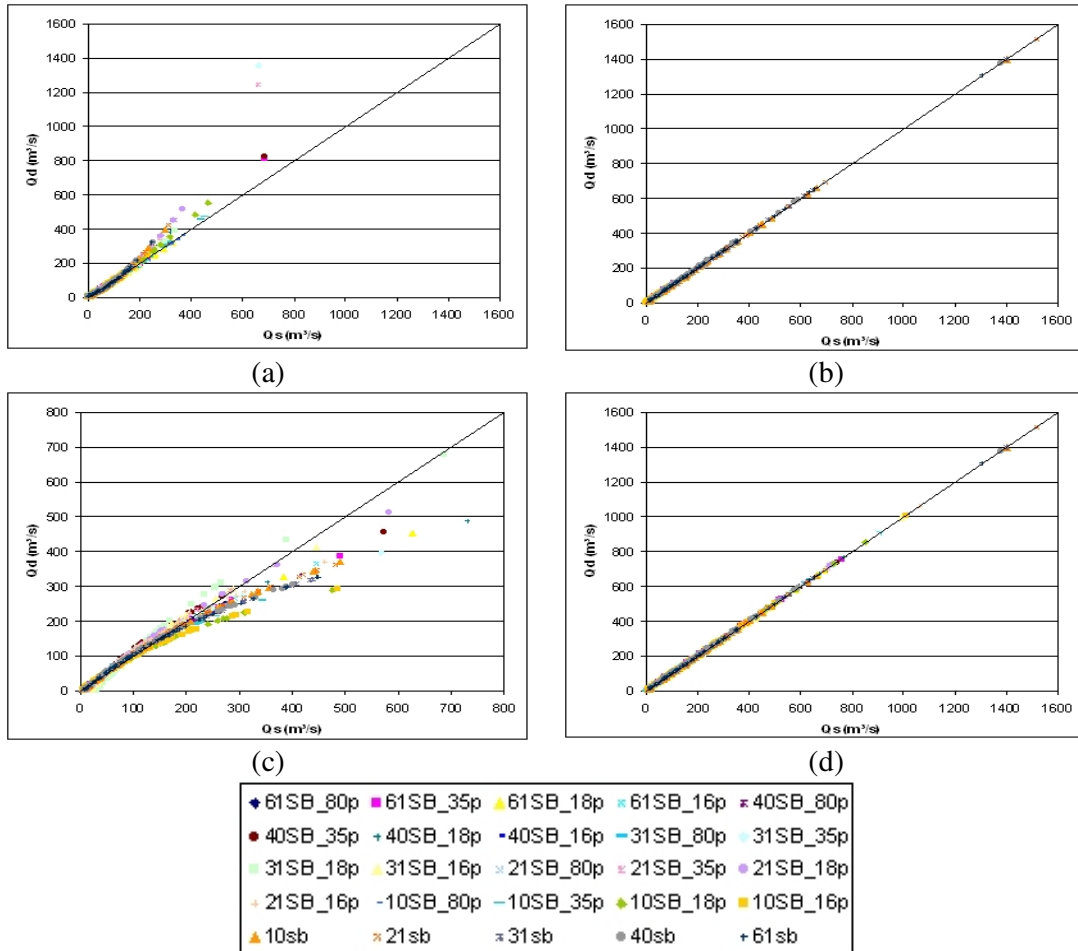


Figura 7.27 – Gráficos comparativos das vazões determinadas a partir da distribuição GEV com as vazões simuladas com o modelo NAVMO em Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d).

(onde: Qs são as vazões das séries simuladas e Qd são as vazões obtidas através das distribuições)

CAPÍTULO 8

8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 Conclusões

Poucos estudos foram realizados na região Nordeste do Brasil para analisar as incertezas existentes na modelagem das bacias hidrográficas da região. Todavia, estes estudos são necessários e devem ser realizados para minimizar os erros e aumentar a confiabilidade nos resultados das simulações. Este trabalho buscou analisar incertezas na modelagem do escoamento realizada em estudos anteriores com o modelo distribuído NAVMO na região do alto rio Paraíba (12.337 km²), localizada no cariri paraibano, um aspecto ainda não estudado em escala regional, bem como em simulações realizadas com base em nova calibração e diferentes divisões da região e bancos de dados de precipitação. As análises foram realizadas através de diferentes métodos estatísticos e as principais conclusões advindas deste trabalho foram:

- As simulações foram sensíveis ao número de divisões da bacia, à parametrização do modelo e aos dados de precipitação;
- As incertezas diminuíram à medida que o número de divisões da região aumentou e a qualidade do banco de dados melhorou;
- As simulações foram afetadas pela estrutura do modelo em relação ao sistema de drenagem e banco de dados de chuva, os quais variam com a divisão da bacia;
- Mesmo com uma melhor calibração do modelo, a fase de simulação apresentou incertezas em consequência dos principais fatores que afetam as simulações, i.e., o tratamento dado para a bacia (divisão), má qualidade dos dados, estrutura do modelo e modelador;
- Em todas as sub-bacias, os melhores resultados foram encontrados com a utilização de um banco de dados mais consistente, embora menor (16 postos);
- A análise das séries de referência da nova calibração e de Nunes (2005) mostrou

- que, onde há dados observados, os valores de r^2 de Nunes foram melhores;
- Os valores de r^2 aumentaram quando a região foi dividida em um maior número de sub-bacias;
 - O somatório das vazões, e conseqüentemente a vazão média, mostrou que com 80 postos os valores foram inferiores em todas as bacias e que as vazões médias das séries de Caraúbas e Taperoá foram diferentes independentemente do banco de dados utilizado;
 - Com relação à divisão da região, as vazões foram mais superestimadas para as menores divisões (10 e 21 sub-bacias);
 - O somatório total das séries de referência de Nunes foi maior ou igual do que o das obtidas com a nova calibração, exceto para Caraúbas;
 - O teste da dupla massa mostrou que as séries simuladas com 16 postos pluviométricos apresentaram relativa linearidade em todas as sub-bacias;
 - O somatório do quadrado da diferença apresentou maiores variações totais nas séries simuladas com 35 e 80 postos e com as divisões em 10 e 21 sub-bacias e mostrou que os grandes saltos ocorreram devido à presença de alguns valores de precipitação que afetaram as vazões simuladas;
 - De acordo com os testes de Student (t) e Snedecor (F), a maioria das séries apresentaram médias e variâncias que não diferiram entre si ao nível de 5% de significância, assumindo-se a hipótese da normalidade;
 - Pelo teste de Wilcoxon, é possível afirmar que não se tem evidência contra a indicação de que as séries de referência se originam da mesma população com respeito à distribuição, porém isto não pode ser afirmado nas séries simuladas com 10 sub-bacias e/ou com 80 postos;
 - A distribuição NORMAL foi rejeitada na maioria dos casos, que contradiz os resultados dos testes paramétricos de Student (t) e de Snedecor (F);
 - A distribuição GAMA foi aceita regionalmente em todas as séries simuladas;
 - As vazões determinadas pelas distribuições aceitas apresentaram ótima correlação com as séries do modelo ($r^2 > 0,99$);
 - Os parâmetros de forma da GEV variaram em função do método de determinação e demonstram que a distribuição tem uma assimetria a direita;
 - Os parâmetros de localização e escala da GEV diminuíram, em geral, com o aumento do número de divisões e de postos pluviométricos.

De modo geral, pode-se concluir que: a) as simulações foram sensíveis ao número de divisões da bacia, a parametrização do modelo e aos dados de precipitação; b) as incertezas diminuíram à medida que o número de divisões da região aumentou e a qualidade do banco de dados melhorou; c) as simulações foram afetadas pela estrutura do modelo em relação ao sistema de drenagem e banco de dados de chuva, os quais variam com a divisão da bacia; d) mesmo com uma melhor calibração do modelo, a fase de simulação apresentou incertezas em consequência dos principais fatores que afetam as simulações, i.e., o tratamento dado para a bacia (divisão), má qualidade dos dados, estrutura do modelo e modelador.

8.2 Recomendações

Com base nos estudos realizados, as seguintes recomendações podem ser feitas:

- Realizar uma nova calibração dos parâmetros do modelo NAVMO, utilizando outro critério de calibração, o qual pode ser, por exemplo, minimização da diferença entre os centróides dos hidrogramas;
- Analisar as incertezas das séries simuladas através do coeficiente de Nash e quantificá-las;
- Ajustar e avaliar outras distribuições às séries de frequência, como a distribuição log-normal, por exemplo, e ampliar os estudos com a distribuição GEV;
- Ampliar esta pesquisa até a região do baixo rio Paraíba;
- Realizar investigação semelhantemente na bacia do rio Piranhas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M. B., O'CONNELL, P. E. & PREISSMAN, A. (1979). The European Hydrologic System - An Advanced Hydrologic Mathematical Modelling System (Subject A.a) XVIII Congress IARH, Itália, pp.3-11.
- ALBERT, M. R. (2000). Notes on current techniques in modeling spatial heterogeneity, 57° Eastern snow conference, Syracuse, New York, USA.
- ALBUQUERQUE, J. P. T. & GALVÃO, C. O (2001). Participação da Sociedade na Crise 1998-2000 no Abastecimento D'Água de Campina Grande-PB, Brasil. IV Diálogo Interamericano de Gerenciamento de Águas, ABRH/IWRA – Foz do Iguaçu – PR.
- ALEXANDRE, M. B. A. & MARTINS, E. S. P. R. (2004). Regionalização dos Parâmetros da distribuição GEV de Séries de Vazões Máximas Anuais. VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, São Luís, art 174, 16p. CD – ROM.
- ANA (2004). Relatório de Gestão 2003. CD-ROM. Brasília.
- ASSELT, M. V. (1999). Uncertainty in decision-support, from problem to challenge; Maastricht University; Netherlands.
- BALAKRISHNAN, S., ROY, A. IERAPETRITOU, M. G., FLACH, G.P. & GEORGOPOULOS, P.G. (2003). Uncertainty reduction and characterization for complex environmental fate and transport models: an empirical Bayesian framework incorporating the stochastic response surface method. In: Water Resouces Research, vol. 39, nº12.
- BECK, M. B. (1987). Water Quality Modeling: A Review of the Analysis of Uncertainty. In: Water Resouces Research, vol.23, nº8, august.
- BELKE, D. (1980). Tabellen des Kolmogorov-Smirnow – Anpassungstests für vollständig und unvollständig spezifizierte nullhypothesen. In: Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, DVWK; H. 46. Hamburg, Berlin: Parey.
- BERGER, J. O. (1985). Statistical Decision Theory and Bayesian Analysis. Springer Ser. Stat., 2nd ed., Springer-Verlag, New York.
- BERGSTRÖM, S & GRAHAM, L.P. (1998). On the scale problem in hydrological modelling. J. Hydrology, 211:253-265.
- BERNIER, F. B. (1987). Elements of Bayesian Analysis of Uncertainty in Hidrological Reliability and Risk Models. In: DUCKSTEIN, L. & PLATE, E. J. (Eds). Engineering Reliability and Risk in Water Resources. NATO ASI Series, Serie E: Applied Sci. , nº 24. Nijhoff, Dordrecht, Netherlands.
- BERNSTERIN, P. L. (1997). Desafios aos Deuses – A Fascinante História do Risco. Editora Campus. Rio de Janeiro.
- BORAH, A. & HAAN, C.T. (1991). “Impact of Random Data Errors on Parameter Estimation in Hydrologic Modeling”. Transactions of the ASAE, vol. 34(3): 857-864.
- BRAGA, A. C. F. M. (2001). Efeitos de Fatores Climáticos e do Uso do Solo sobre o Escoamento em uma Região Semi-Árida da Paraíba. Tese de mestrado, Depto. Enga. Civil, CCT/UFPB, Campina Grande- PB.
- BURROUGH, P. (1998). Dynamic Modelling and Geocomputation. In: P. Longley, S. Brooks, R. McDonnell and B. Macmillan (ed). Geocomputation: A Primer. New York, John Wiley.

- BUSSAB, W. O. & MORETTIN, P. A. (2004). Estatística Básica. Editora Saraiva, 5ª edição. São Paulo.
- CADIER, E. (1996). Hydrologie des Petits Bassins du Nordeste Brèsilien Semi-Aride: Topologie des Bassins et Transposition Écoulements Annuels. *J. Hydrol.*, 182: pp117-141.
- CANTER, L. W. (1996). Scientific Uncertainty and Water Resources Management. In: *Scientific Uncertainty and Environmental Problem Solving*. Blackwell Science, Cambridge.
- CASTRO, A. L. C. (1999). Glossário de Defesa Civil. Ministério do Planejamento e Orçamento, Brasília, DF.
- CHEVALLIER, P. (2000). Aquisição e Processamento de dados. In: TUCCI, C. E. M. (editor). *Hidrologia, Ciência e Aplicação*. 2ª ed. Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. p 485-525.
- CHOW, V. T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. International Student Edition. Ed. McGraw-Hill International Book Company.
- CHOW, V. T. (1964). *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill International Publishing Company. New York-USA.
- CORNELL, C. A. (1972). First-Order Analysis of Model and Parameter Uncertainty. *Proceedings International Symposium on Uncertainties in Hydrology and Water Resources Systems*, University of Arizona, Tucson, Arizona, Vol. 3.
- CRESSIE, N. (1991). *Statistics for Spatial Data*, New York, John Wiley.
- CRISPIM, A. M. C., FIGUEIREDO, E. E. & NUNES, A. S. O. (2005a). Simulações de vazões na região do alto rio Piranhas - PB como suporte a realização de estudos de regionalização. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- CRISPIM, A. M. C., FIGUEIREDO, E. E. & NUNES, A. S. O. (2005b). Regionalização de vazões na região do alto rio piranhas utilizando dados simulados com o modelo NAVMO. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- CRISPIM, A.M.C. (2005). Regionalização Hidrológica na Região do Alto Rio Piranhas-PB Utilizando dados Simulados com Modelo Distribuído. Dissertação de Mestrado. DEC/CCT/UFCG. Campina Grande, PB. 139 p.
- DAVI, H. H. R. C. (2004). Um modelo para simulação hidrossedimentológica em pequena escala. Dissertação de mestrado. DEC/CCT/UFCG. Campina Grande, PB, 119 p.
- DE HAAN, L. & DE RONDE, J. (1998). Sea and wind: Multivariate extremes at work, *Extremes*, 1(1), 7–45.
- DEVORE, J. L. (1991). “Probability and Statistics for Engineering and the Sciences”, 3rd ed., Brooks/Cole. Pacific Grove, Califórnia. 224p.
- EWEN, J. & PARKIN, G. (1996). “Validation of Catchment Models for Predicting Land-Use and Climate Change Impacts”. *J. Hydrol.*, 175: pp 583-594.
- EWEN, J., PARKIN, G. & O'CONNELL, P. E. (2000). “SHETRAN: Distributed River Basin Flow and Transport Modeling System”. *J. Hydrologic Engineering*, vol. 5, No. 3, ASCE.

- FERREIRA, M. B. & ANJOS, M. (1993). Minidicionário da Língua Portuguesa – Aurelio Buarque de Holanda Ferreira. 3ª ed. Nova Fronteira, Rio de Janeiro.
- FIGUEIREDO, E. E. & BATHURST, J. C. (2004). “Uncertainty analysis in up-scaling the SHETRAN model parameters”, in 6th Int. Conf. on Hydroinformatics, Edited by S. Liong, K. K. Phoon & V. Babovic, World Scientific Publishing Company, Singapore, 2: 1737-1744.
- FIGUEIREDO, E. E. & BRAGA, A. C. F. M. (2002). Modelling the rainfall-runoff relationship for the Piranhas river basin in the semiarid region of Brazil. In: Flood Defence '2002, Wu et al. (eds)© 2002 SciencePress, New York Ltd., 2: 1129-1136.
- FIGUEIREDO, E.E. E SRINIVASAN, V.S. (1999) Avaliação dos Impactos do Uso do Solo e da Influência dos Açudes sobre o Escoamento para o Açude Sumé - PB. CDROM do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte - MG.
- FIGUEIREDO, E. E., OVERLAND, H. & KLEEBERG, H. B. (1991). O Modelo NAVMO de Simulação do Escoamento Superficial. IX Simpósio Bras. de Rec. Hídricos, pp 337-346, Rio de Janeiro.
- FIGUEIREDO, E. E., SRINIVASAN, V. S. & BARROS, M. G. (1993). Análise do Problema de Enchimento do Açude Público Sumé através do modelo NAVMO. X Simpósio Bras. de Rec. Hídricos, pp 226-235, Gramado.
- FIGUEIREDO, E. E., SRINIVASAN, V. S & LOPES, P. L. (1998) Influência da Discretização da Bacia no Escoamento Simulado com um Modelo Distribuído. Simpósio, CDROM IV Simp.Rec.Hid.Ne, v. CDROM.
- FIGUEIREDO, E. E., LOPES, P. L & SRINIVASAN, V. S. (1999). Calibração e Validação de um Modelo Distribuído para a Bacia do Rio Piancó - PB. CDROM do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte - MG
- FIGUEIREDO, E. E., LOPES, P. L. & BRAGA, A. C. F. M. (2004). Uncertainty in Simulated Runoffs Using The Distributed Model NAVMO.” In: 6th Int. Conf. on Hydroinformatics, Edited by S. Liong, K. K. Phoon & V. Babovic, World Scientific Publishing Company, Singapore, 2: 1783-1790.
- FIGUEIREDO, E. E., ARAGÃO, R., LOPES, W. T. A. & DAVI, H. H. R. C. (2005). Simulações do escoamento e erosão do solo com diferentes modelos de base física. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- FIGUEIREDO, E.E. (1998). Scale Effects and Land Use Change Impacts in Sediment Yield Modelling in a Semi-Arid Region of Brazil. Ph.D Thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, England. 264 p.
- FILL, H. D., OLIVEIRA, F. B. & SANTOS, P. (2005). Avaliação de cheias considerando distribuições sazonais. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- FONSECA DA SILVA, W. (2004). Contribuição da Simulação de Monte Carlo na Projeção de Cenários para Gestão de Custos na Área de Laticínios. Dissertação de mestrado em Engenharia de Produção, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá.
- FONSECA, J. S., MARTINS, G. A. & TOLEDO, G. L. (1978). Estatística Aplicada. Editora Atlas S.A., 2ª edição, São Paulo. 273p.

- FORTUNA, A. O. (2000). Técnicas computacionais para dinâmica dos fluidos: conceitos básicos e aplicações; Ed. Universidade de São Paulo; São Paulo.
- FRECHET, M. (1927). Sur la loi de probabilité de l'écart maximum (On the probability law of maximum values.). *Annales de la société Polonaise de Mathématique*, vol.6, pp.93-116, Krakow, Poland.
- FREY, H.C. (1998). Quantitative Analysis of Variability and Uncertainty in Energy and Environmental Systems. In: AYYUB, B.M. (Ed.), *Uncertainty Modeling and Analysis in Civil Engineering*. CRC Press LLC, Florida.
- FURTUNATO, O. M. ; FIGUEIREDO, E. E. & DAVI, H. H. R. C. (2003). Necessidade de avaliação hidrológica na bacia do alto Paraíba com o efeito da variabilidade do clima. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003, Curitiba / PR - 23 a 27 Nov.. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.
- FURTUNATO, O. M. ; FIGUEIREDO, E. E. & BATISTA, M. S. (2004). Efeito da Variabilidade de Fatores Climáticos sobre o Escoamento Simulado na Região do alto Rio Paraíba - PB. In: VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2004, São Luís - MA. CD-ROM do VII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste. São Luís - MA : ABRH.
- FURTUNATO, O. M., LACERDA JÚNIOR, H. B. & FIGUEIREDO, E. E. (2005). Modelagem do escoamento em bacias do cariri paraibano com análise do efeito de escala. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- FURTUNATO, O. M. (2004). Simulação hidrológica na bacia do alto Paraíba-PB com efeito da variabilidade do clima. Dissertação de mestrado. DEC/CCT/UFCG. Campina Grande, PB, 140 p.
- GANOULIS, J. G. (1994). *Engineering Risk Analysis of Water Pollution*. VCH Publishers Inc.. New York, NY.
- GEORGAKAKOS, K. P. (1986). A Generalized Stochastic Hydro meteorological Model for Flood and Flash-Flood Forecasting. *Water Resources Research*, 22(13), 2083-2095.
- GREEN, I.R.A., & STEPHENSON, D. (1986). "Criteria for Comparison of Single Event Models". *Hydrological Sciences Journal*, 31 (3), pp 395-411.
- GUMBEL, E. J. (1941). The return period of flood flow. *The Annals of Mathematical Statistics*, vol.12, no.2, pp.163-190, June.
- HOSKING, J. R. M. & WALLIS, J. R. (1995). A comparison of unbiased and plotting-position estimators of L moments. *Water Resour. Res.*, 31(8), 2019–2025.
- HOSKING, J. R. M. (1985). Algorithm AS 215: Maximum-likelihood estimation of the parameter of the generalized extreme-value distribution. *Appl. Stat.*, 34, 301–310.
- HOSKING, J. R. M. (1990). L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *J. R. Stat. Soc., Ser. B*, 52, 105–124.
- JENKINSON, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 81, 158–171.
- KITE, G. W. (1977). *Frequency and Risk Analysis in Hydrology*. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA. 224 p.

- KLEEGERG, H. B., OVERLAND, H. & PAUS, B. (1990). NAVMO, version 1.1 Niederschlag - Abfluss - Verdunstungs Modell. Documentation Universität Der Bundeswehr Mnchen, Alemanha.
- KLEMEŠ, V. (1983). Conceptualization and scale in hydrology. *J. Hydrology*, 65:1-23.
- KLEMEŠ S, V. (1986). "Operational Testing of Hydrological Simulation Models". *Hydrological Sciences Journal*, 31, 1, pp 13-24.
- KLIR, G. J. (1989). Methodological Principles of Uncertainty in Inductive Modelling: a New Perspective. In: ERICKSON, G. J. & SMITH, C. R. (Eds). *Maximum-Entropy and Bayesian Methods in Science and Engineering*, Vol. I.
- KOCH, U. & REGO, J. C. (1985). "Aplicação de Testes não Paramétricos para verificar a Homogeneidade de Series Hidrometeorológicas". *Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro, 2 (1): 47-67.
- KREUZE, H. (2000). General Report. Twentieth Congress on Large Dams, Vol. 1, Question 76 Beijing, China.
- LACERDA Jr., H. B., FIGUEIREDO, E. E. & DAVI, H. H. R. C. (2003). Efeitos de escala e uso do solo na parametrização do Modelo Navmo com dados de bacias do Cariri Paraibano. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba - PR, nov.
- LACERDA Jr., H. B. (2002). Um Estudo dos Efeitos de Escala e Uso do Solo na Parametrização do Modelo NAVMO com Dados de Bacias do Cariri Paraibano. Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB.
- LANDWEHR, J. M., MATALAS, N. C. & WALLIS, J. R. (1979). Probability weighted moments compared with some traditional techniques in estimating Gumbel parameters and quantiles., *Water Resour. Res.*, 15(5), 1055– 1064.
- LANNA, A. E., BELTRAME, L. AGUINSKY, S., FARIAS, F. & FROES, F. (1989). Estudos de disponibilidade de águas fluviais e solo na região Sul do Brasil. IPH/UFGS, 2v, (Relatório Final)
- LANNA, A. E. (1997). Introdução. In: PORTO, R. L. (organizador). *Técnicas Quantitativas para Gerenciamento de Recursos Hídricos*. ABRH. Porto Alegre.
- LAURENSEN, E.M. & O'DONNELL, T. (1969). "Data Error Effects in Unit Hydrograph Derivation". *J.Hydr.Div.*, ASCE, 95(HY6), 1899-1917.
- LOPES, W. T. A. ; SRINIVASAN, V. S. & FIGUEIREDO, E. E. (2003). Modelagem hidrossedimentológica na região semi-árida da Paraíba e análise do efeito de escala na parametrização. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003, Curitiba / PR - 23 a 27 Nov.. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.
- LOPES, V. L. (1987). A numerical model of watershed erosion and sediment yield. Tucson, 148p. PhD. Dissertation, University of Arizona.
- LOPES, P. L. (1994). Avaliação do Escoamento Superficial da Bacia do Rio Piancó Utilizando o Modelo NAVMO. Dissertação de Mestrado, Dept. Eng. Civil, CCT/UFPB, Campina Grande, Pb.
- LOPES, W.T.A. (2003). Efeitos de Escala na Modelagem Hidrossedimentológica na Região Semi-árida da Paraíba. Campina grande. Dissertação de mestrado – Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB.

- LUDWIG, K. (1981). The program System FGMOD for calculation of Runoff Processes in River Basins. International Symposium On Rainfall – Runoff – Modeling; Mississippi.
- MADSEN, H., RASMUSSEN, P. F. & ROSBJERG, D. (1997). Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events, 1, At-site modeling. *Water Resour. Res.*, 33(4), 747–758.
- MAIDMENT, D.R. (1993). GIS and hydrologic modeling, Environmental modeling with GIS. New York, Oxford University Press, cap. 14, pp 147-167.
- MALCZEWSKI, J. (1999). GIS and Multicriteria Decision Analysis. John Wiley & Sons. New York.
- MARTINS, E. S. & STEDINGER, J.R. (2000) Generalized Maximum Likelihood GEV Quantile Estimators for Hydrologic Data. *Water Resources Research*, vol.36., no.(3)., pp.737-744.
- MARTINS, E. S. & STEDINGER, J.R. (2001) Generalized Maximum Likelihood Pareto-Poisson Flood Risk Analysis for Partial Duration Series. *Water Resources Research*, vol.37., no.(10)., pp.2559-2567.
- MELCHING, C. S., YEN, B. C. & WENZEL, H.G., Jr. (1991). Output Reliability as Guide for Selection of Rainfall-Runoff Models. *Journal of Water Resources Planning and Management*, ASCE, 117(3) 383-398.
- MELCHING, C. S. (1995). Reliability Estimation. In: SINGH, V. P.. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Colorado, USA.
- MEDIONDO, E. M. & TUCCI, C. E. M. (1997). Escalas Hidrológicas. I. Conceitos. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1997. v. 2, n. 1, p. 59-79, jan/jun.
- MENESCAL, R. A. & VIEIRA, V. P. P. B. (2004). Manutenção de Sangradouro de Açude e Risco de Ineficiência Hidráulica. In: MENESCAL, R. A. (Organizador). *A Segurança de Barragens e a Gestão de Recursos Hídricos no Brasil*. Brasília: Proágua, Ministério da Integração Social, Brasília - DF, 314p.
- MENESCAL, R. A., VIEIRA, V. P. P. B., FONTENELLE, A. S. & OLIVEIRA, K. F. O. (2004). Incertezas, Ameaças e Medidas Preventivas nas Fases de Vida de uma Barragem. In: MENESCAL, R. A. (Organizador). *A Segurança de Barragens e a Gestão de Recursos Hídricos no Brasil*. Brasília: Proágua, Ministério da Integração Social, Brasília - DF, 314p.
- MORGAN, M. G. & HENRION, M. (1990). *Uncertainty: A Guide to Dealing with Uncertainty in Quantitative Risk and Policy Analysis*. Cambridge University Press. New York.
- MUKHTASOR; LYE L. M. & SHARP J. J. (2002). Methods of compliance evaluation for ocean outfall design and analysis. *Environ Manage.* 2002 Oct;30(4):536-46.
- NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL – NERC (1975). *Flood Studies Report*, vol. 1, London.
- NICCOLI, W. L. MARINELLI, F. & FAIRBANKS, T. M. (1998). Latin hypercube sampling: application to pit lake hydrologic modeling study. In: *Conference On Hazardous Waste Research*, 1998, Snowbird, Utah. Snowbird: Hazardous Substance Research Center.
- NIELSEN, K.A. & HARREMOËS, P. (1996). “The Importance of Inherent Uncertainties in State-of-Art Urban Storm Drainage Modelling for Ungauged Small Catchments”. *J. Hydrol.* 179: 305-319.

- NUNES, A. S. O., FIGUEIREDO, E. E., FURTUNATO, O. M., CRISPIM, A. M. C. & BATISTA, M. S. (2005a). Simulações de vazões na região do alto rio Paraíba - PB com o modelo NAVMO para fins de regionalização. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- NUNES, A. S. O., FIGUEIREDO, E. E., CRISPIM, A. M. C., FURTUNATO, O. M. & BATISTA, M. S. (2005b). Regionalização hidrológica no alto rio Paraíba utilizando dados simulados com o modelo NAVMO. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005. CD-ROM do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. João Pessoa - PB: ABRH.
- NUNES, A. S. O. (2005). Regionalização Hidrológica na Região do Alto Rio Paraíba-PB Utilizando dados Simulados com Modelo Distribuído. 120p. Dissertação de Mestrado. DEC/CCT/UFCG. Campina Grande, PB.
- ORENS, T. I. (1984). Quality Assurance in Modeling and Simulation. In: Simulating and Model Base Methodologies: An Integrated View, OTAN – ASI Series n. 10, Springer-Verlag, Berlin.
- PARKIN, G., O'DONNELL, G., EWEN, J., BATHURST, J.C., O'CONNELI, P.E. & LAVABRE, J. (1996). Validation of Catchment Models for Predicting Land-Use and Climate Change Impacts. 2. Case Study for a Mediterranean Catchment. *J.Hydrol.*, 175: 595-613.
- PDRH-PB (1997). Plano Diretor de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba, Diagnóstico do Estado – Estudos de Base da Bacia do Alto Paraíba. SCIENTEC. João Pessoa/PB. Em CD-ROM.
- PERRET, J.S., PRASHER, S.O., CLEMENTE, R.S. & BHARDWAJ, A. (1997). “Analysis of Uncertainty in the Design of Drainage Systems”. *Transactions, ASAE*, v. 40(1): 71-80.
- PILLAR, V. (1994). Dinâmica temporal da vegetação, Departamento de botânica, UFRGS.
- PLATE, E. J. & DUCKUSTEIN, L. (1987). Reliability in Hydraulics Design. In: DUCKUSTEIN, L. & PLATE, E. J. (Eds). *Engineering Reliability and Risk in Water Resources*. NATO ASI Series, Serie E: Applied Sci., nº 124, Nijhoff, Dordrecht. Netherlands.
- PORTO, R. L. L. & AZEVEDO, L. G. T. (1997). Sistemas de suporte a decisões aplicados a problemas de recursos hídricos, In: PORTO, R. L. L. et al. (eds). *Técnicas quantitativas para o gerenciamento de recursos hídricos*. Porto Alegre: Ed Universidade/UFRGS/ABRH, Cap. 2. pp. 43-95.
- REFSGAARD, J.C. & STORM, B. (1996). “Construction, Calibration and Validation of Hydrological Models”, in *Distributed Hydrological Modelling*. Edited by M.B.Abbott and J.C.Refsgaard. Kluwer Academic Publishers. London. pp 41-54.
- RENNÓ, C. D. & SOARES, J. V. (2003). Conceitos básicos de modelagem hidrológica. X Simpósio brasileiro de geografia física aplicada, Rio de Janeiro, nov.
- RIBEIRO, R. C. H. (2000). Confiabilidade e Probabilidade em Geotecnia de Fundações Superficiais. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, na área de Geotecnia, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. & GUPTA, V.K. (1983). Introduction to special issue on scale problems in hydrology. *J. Hydrology*, 65:v-vii.
- ROSSO, R. (1992). An Introduction to spatially distributed modeling of basin response. In: ROSSO, R., PEANO, A., BECCHI, I. & BEMPORAD, G. A. (editors). *Advances in Distributed Hydrology*. Water Resources Publications. Colorado - USA. p 3-30.
- SCHULZ, E.F. (1973). *Problems in Applied Hydrology*. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA. 501 p.
- SHIMAKURA, S. E. & RIBEIRO JR., P. J. (2005). Estatística. Departamento de Estatística - UFPR. Disponível on-line em 11 de julho de 2005 no site: <http://www.est.ufpr.br/~paulojus/CE003/ce003/ce003.html>.
- SILVA, L. P. & EWEN, J. (2000). Modelagem Hidrológica de Grandes Bacias Hidrológicas: a Necessidade de Novas metodologias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos – RBRH*. Vol 5. n.2.
- SILVA, M. I. O. (2003). Caracterização de Incerteza de Reservatório em Projetos de Exploração de Petróleo – Comparação entre Métodos de Distribuição Contínua e Métodos de Distribuição Discreta. Dissertação de mestrado, Centro de Ciência e Tecnologia, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé. Rio de Janeiro.
- SILVEIRA, A. L. L. (2000). Ciclo Hidrológico e a Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (editor). *Hidrologia, Ciência e Aplicação*. 2 ed. Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. p 35-51.
- SIMANTON, J. R., HAWKINS, R. H., SARAVI, M. M. & RENARD, K. G (1996). Runoff Curve Number Variation with Drainage Area, Walnut Gulch, Arizona. *Transactions of the ASAE*, Vol 39(4): 1391-1394.
- SIMONOVIC, S. P. (2000). Tools for water management, one view of the future; *Water International*; vol. 25; n. 1; p. 76-88.
- SINGH, V. P. & WOOLHISER, D. A. (2002). Mathematical modeling of watershed hydrology, *Journal of hydrologic engineering*, jul/ago, pp 270-292.
- SINGH, V.P. (1995). “Watershed Modelling”, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, Edited by V.P. SINGH. Water Resources Publication, Highlands Ranch, Colorado, United States.
- SOBOL, I. M. (1994). *A Primer for the Monte Carlo Method*. CRC Press, Florida.
- SOONG, T. T. (1986). *Modelos Probabilísticos em Engenharia e Ciências*. Livros Técnicos e Científicos, Rio de Janeiro. 236p.
- SOUZA DA SILVA, A. C. (2004). Modelagem Espacial de Processos Decisórios em Gestão de Recursos Hídricos com Tratamento de Incertezas. Dissertação de mestrado em Engenharia Civil e Ambiental, Centro de Ciências e Tecnologia, UFCG. Campina Grande.
- STEDINGER, J. R., VOGEL, R. M. & FOUFOULA-GEORGIU, E. (1993). Frequency analysis of extreme events. In: *Handbook of Applied Hydrology*, edited by MAIDMENT, D. A.. Chap. 18, pp. 18-1–18-66, McGraw-Hill, New York.
- STEYAERT, L. T. (1993). A perspective on the state of environmental simulation modeling. *Environmental modeling with GIS*. New York, Oxford University Press, cap. 3, pp 16-30.

- STUDART, T. M. C. (2000). Análises De Incertezas Na Determinação De Vazões Regularizadas Em Climas Semi-Áridos. Tese de Doutorado em Recursos Hídricos, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, CE.
- SUDENE (1982). Bacia Representativa de Sumé – primeira estimativa dos recursos de água (campanhas de 1973-1980). Recife. Série Hidrológica No 14.
- TROUTMAN, B.M. (1982). “An Analysis of Input Errors in Precipitation-Runoff Models Using Regression with Errors in the Independent Variables”. *Water Res. Res.*, 18(4), 947-964.
- TRUCANO, T. G. (2004). Uncertainty quantification and the department of homeland security; Uncertainty quantification whitepaper; Sandia National Laboratories; New Mexico.
- TUCCI, C. E. M. (1998). Modelos Hidrológicos. Ed. da UFRGS/ABRH, Porto Alegre, 668p.
- TUCCI, C. E. M. (2000). Hidrologia: Ciência e Aplicação. In: TUCCI, C. E. M. (editor). *Hidrologia, Ciência e Aplicação*. 2ª ed. Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. p 25-33.
- TUCCI, C. E. M. (2002). Regionalização de Vazões. ABRH, Editora da UFRGS, Porto Alegre, RS, 256p.
- TUNG, Y.-K. (2001). Uncertainty and Reliability Analysis in Water Resources Engineering. Department of Civil & Structural Engineering, Hong Kong University of Science & Technology, Clear Water Bay, Kowloon, Hong Kong. www.ucowr.siu.edu/updates/pdf/V103_A3.PDF.
- VAN DEN BRINK, H. W., KONNEN, G. P. & OPSTEEGH, J.D. (2003-01). Uncertainty in extreme surge level estimates from observational records. http://www.knmi.nl/onderzk/klimscen/papers/pap_Brink2003-01.pdf.
- VIEIRA, V. P. P. B. (1997). Análise de Risco Aplicada a Recursos Hídricos. Notas de Aula. Curso de Doutorado em Recursos Hídricos, Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Ceará.
- VIEIRA, Z. M. C. L. (2002). Análise de Conflitos na Seleção de Alternativas de Gerenciamento da Demanda Urbana de Água. Tese de mestrado, Depto. Enga. Civil, CCT/UFCG, Campina Grande- PB.
- VINCENS, G. J., RODRIGUES-ITURBE, I. & SHAAKE, J. C. (1975). A Bayesian Framework for the use of Regional Information in Hydrology. *Res.*, 11(3). p. 405 – 4114.
- WANG, Q. J. (1996). Direct sample estimators of L moments. *Water Resour. Res.*, 32(12), 3617–3619.
- WEIBULL, W. (1939). A statistical theory of the strength of materials. *Ingeniors Vetenskaps Akademien (The Royal swedish Institute for Engineering Research)*, proceedings no. 51, pp. 5-45.
- WILLEKE, G. E., HOSKING, J. R. M., WALLIS, J. R. & GUTTMAN, N. B. (1995). The national drought atlas (draft), IWR Rep. 94-NDS-4, U.S. Army Corps of Eng., Fort Belvoir, Va..
- WOODS, R., SIVAPALAN, M. & DUNCAN, M. (1995). “Investigating the Representative Elementary Area Concept: An Approach Based on Field Data”. *Hydrological Processes*, 9: 291-312.

ANEXOS

Anexo A: Dados dos postos pluviométricos utilizados (Fonte: SUDENE, 1990).

A1. Para o banco de dados com 16 postos montado por Nunes (2005).

Código	Nome da Estação	Estado	Código	Nome da Estação	Estado
3848145	Alagoa Nova	PB	3837028	Picuí	PB
3858684	Bom Jardim	PE	3865149	Sertânia	PE
3857044	Cabaceiras	PB	3846894	São João do Cariri	PB
3845583	Desterro	PB	3845945	São José do Egito	PE
3848579	Ingá	PB	3836715	Santa Luzia	PB
3849636	Itabaiana	PB	3846434	Taperoá	PB
3849006	Mulungu	PB	3845448	Teixeira	PB
3866762	Pesqueira	PE	3858467	Umbuzeiro	PB

A2. Para o banco de dados com 35 postos montado por Nunes (2005).

Código	Nome da Estação	Estado	Código	Nome da Estação	Estado
3848145	Alagoa Nova	PB	3837953	Olivedos	PB
3865889	Arcoverde	PE	3847188	Pocinhos	PB
3858684	Bom Jardim	PE	3845045	Patos	PB
3858006	Bodocongó	PB	3837507	Pedra Lavrada	PB
3837488	Barra de Santa Rosa	PB	3866762	Pesqueira	PE
3847555	Boa Vista	PB	3837028	Picuí	PB
3857044	Cabaceiras	PB	3846231	Salgadinho	PB
3848428	Campina Grande	PB	3865149	Sertânia	PE
3856498	Caraúbas	PB	3846894	São João do Cariri	PB
3845583	Desterro	PB	3845945	São José do Egito	PE
3836957	Equador	RN	3866128	São João do Tigre	PB
3845236	Fazenda Porcos	PB	3836715	Santa Luzia	PB
3865566	Henrique Dias	PE	3847128	Soledade	PB
3848579	Ingá	PB	3856314	Sumé	PB
3849636	Itabaiana	PB	3846434	Taperoá	PB
3845514	Mãe D'água de Dentro	PB	3845448	Teixeira	PB
3855779	Monteiro	PB	3858467	Umbuzeiro	PB
3849006	Mulungu	PB			

A4. Para o banco de dados com 18 postos montado por Furtunato (2004).

Código	Nome da Estação	Estado	Código	Nome da Estação	Estado
3846434	Taperoá	PB	3866762	Pesqueira	PE
3845583	Desterro	PB	3855779	Monteiro	PB
3845945	São José do Egito	PE	3865566	Henrique Dias	PE
3845448	Teixeira	PB	3866128	São João do Tigre	PB
3846894	São João do Cariri	PB	3857044	Cabaceiras	PB
3837953	Olivedos	PB	3847188	Pocinhos	PB
3865149	Sertânia	PE	3836957	Equador	RN
3865889	Arcoverde	PE	3856498	Caraúbas	PB
3847555	Boa Vista	PB	3847128	Soledade	PB

A3. Para o banco de dados com 80 postos montado por Furtunato (2004).

Código	Nome da Estação	Estado	Código	Nome da Estação	Estado
3848428	Campina Grande	PB	3846969	Serra Branca	PB
3837028	Picuí	PB	3865149	Sertânia	PE
3846434	Taperoá	PB	3846739	São José dos Cordeiros	PB
3848145	Alagoa Nova	PB	3835734	São José do Espinharas	PB
3855779	Monteiro	PB	3835882	São Mamede	PB
3845045	Patos	PB	3837552	Sossego	PB
3846894	São João do Cariri	PB	3846475	Santo André	PB
3836715	Santa Luzia	PB	3866066	Santa Maria da Paraíba	PB
3845448	Teixeira	PB	3845113	Santa Teresinha	PB
3847128	Soledade	PB	3858467	Umbuzeiro	PB
3857044	Cabaceiras	PB	3848579	Ingá	PB
3845583	Desterro	PB	3849604	Mogei	PB
3847188	Pocinhos	PB	3849232	Acaú	PB
3858006	Bodocongó	PB	3849545	Pilar	PB
3837488	Barra de Santa Rosa	PB	3848174	Alagoa Grande	PB
3856498	Caraúbas	PB	3858439	Mata Virgem	PB
3845236	Fazenda Porcos	PB	3858065	Aroeiras	PB
3845514	Mãe D'água de Dentro	PB	3849636	Itabaiana	PB
3837953	Olivados	PB	3856828	Camalaú	PB
3837507	Pedra Lavrada	PB	3856345	Sucurú	PB
3846231	Salgadinho	PB	3836957	Equador	RN
3866128	São João do Tigre	PB	3866731	Cimbres	PE
3856314	Sumé	PB	3865566	Henrique Dias	PE
3847218	Fazenda Santa Teresa	PB	3866762	Pesqueira	PE
3837796	Algodão	PB	3866281	Muquem	PE
3838575	Bananeiras	PB	3866384	Canhoto	PE
3847979	Boqueirão	PB	3857905	Jataúba	PE
3857534	Barra de São Miguel	PB	3849006	Mulungu	PB
3847698	Catolé	PB	3857726	Mulungu	PE
3856667	Congo	PB	3857727	Vila Pará	PE
3856278	Coxixola	PB	3847555	Boa Vista	PB
3827973	Cuité	PB	3859111	Macaparana	PE
3845945	São José do Egito	PE	3855432	Jardim	PE
3848741	Fagundes	PB	3855626	Jabitacá	PE
3858039	Fazenda Lagoa dos Marcos	PB	3854898	Irajaí	PE
3847505	Gurjão	PB	3865889	Arcoverde	PE
3846185	Juazeirinho	PB	3857891	Taquaritinga do Norte	PE
3845289	Passagem	PB	3858653	Surubim	PE
3855383	Prata	PB	3858684	Bom Jardim	PE
3857471	Riacho Santo Antonio	PB	3858399	Machados	PE

Anexo B: Arquivo *are* de entrada no Modelo NAVMO para simulação hidrológica na região do alto rio Paraíba:

B2. Para a divisão de 10 sub-bacias.

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
1	100	1609.0	51.99	940.000	539.660	733.679	9106.093	1
1	320502	320501						2
1								3
1	1.02	49.9						4
2	200	1277.0	32.35	760.000	540.000	719.533	9128.157	1
2	320501	320500						2
2								3
2	0.68	49.9						4
3	300	2282.0	52.32	760.000	440.000	736.906	9152.378	1
3	320500	292501	0.0114	6.000	10.000	100.000	100.000	2
3	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
3	0.57	49.9						4
4	400	1096.0	25.84	700.000	450.000	784.536	9148.897	1
4	292501	256002	0.0068	7.000	10.000	90.000	90.000	2
4	4.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
4	1.09	30.1						4
5	500	618.0	26.53	750.000	588.150	717.710	9200.000	1
5	337003	337002						2
5								3
5	0.67	55.2						4
6	600	1522.0	30.93	720.000	570.000	751.196	9209.520	1
6	337002	302502	0.0043	12.000	50.000	70.000	70.000	2
6	4.5	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
6	0.47	54.4						4
7	700	1120.0	35.00	740.000	540.000	751.354	9178.773	1
7	302502	285502	0.0118	14.000	50.000	120.000	120.000	2
7	2.0	55.0	55.0	25.00	5.000	5.000		3
7	0.54	54.4						4
8	800	1476.0	46.62	700.000	466.890	784.524	9213.534	1
8	285502	276002	0.0245	16.000	10.000	50.000	50.000	2
8	4.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
8	0.60	42.5						4
9	900	1251.0	59.43	660.000	450.000	800.407	9197.022	1
9	276002	256002	0.0105	16.000	10.000	90.000	90.000	2
9	5.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
9	0.36	42.5						4
10	1000	126.0	1.69	450.000	440.000	808.000	9168.000	1
10	256002	241502	0.0007	16.000	10.000	100.000	100.000	2
10	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
10	0.59	42.5						4

B3. Para a divisão de 21 sub-bacias.

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
1	100	789.0	30.07	760.000	580.000	720.106	9099.820	1
1	320501	320500						2
1								3
1	0.60	49.9						4
2	200	820.0	27.90	940.000	539.660	746.739	9112.129	1
2	320500	290500	0.0026	3.000	10.000	30.000	30.000	2
2	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
2	1.43	49.9						4
3	300	648.0	17.03	760.000	612.500	704.727	9125.836	1
3	329502	329501						2
3								3
3	0.87	49.9						4
4	400	629.0	12.42	600.000	540.000	734.787	9130.547	1
4	329501	290500	0.0025	4.000	10.000	60.000	60.000	2
4	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
4	0.48	49.9						4
5	500	79.0	4.71	540.000	500.000	758.000	9143.000	1
5	290500	279001	0.0027	4.000	10.000	70.000	70.000	2
5	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
5	0.85	49.9						4
6	600	756.0	28.50	680.000	541.140	712.190	9152.667	1
6	318002	318001						2
6								3
6	0.49	49.9						4
7	700	1092.0	13.25	510.000	440.000	743.324	9157.817	1
7	318001	279001	0.0027	5.000	10.000	80.000	80.000	2
7	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
7	0.53	49.9						4
8	800	355.0	30.82	760.000	500.000	765.104	9137.118	1
8	279001	262501	0.0158	6.000	10.000	100.000	100.000	2
8	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
8	0.84	49.9						4
9	900	448.0	12.59	660.000	514.950	775.388	9141.391	1
9	262501	255003	0.0193	7.000	10.000	70.000	70.000	2
9	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
9	1.08	30.1						4
10	1000	648.0	22.71	700.000	450.000	790.347	9154.086	1
10	255003	226002	0.0035	7.000	10.000	90.000	90.000	2
10	4.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
10	1.10	30.1						4
11	1100	618.0	18.39	750.000	588.150	717.710	9200.000	1
11	307003	307002						2
11								3
11	0.88	55.2						4
12	1200	1114.0	25.39	680.000	571.770	754.226	9215.934	1
12	307002	281002	0.0027	12.000	50.000	40.000	40.000	2
12	3.0	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
12	0.43	54.4						4

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
13	1300	857.0	29.96	740.000	565.950	739.352	9186.088	1
13	281002	272502	0.0027	14.000	50.000	90.000	90.000	2
13	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
13	0.67	54.4						4
14	1400	671.0	15.36	600.000	540.000	761.556	9177.478	1
14	272502	255502	0.0030	14.000	50.000	120.000	120.000	2
14	2.0	55.0	55.0	25.00	5.000	5.000		3
14	0.39	54.4						4
15	1500	119.0	36.36	540.000	500.000	782.000	9182.000	1
15	255502	246002	0.0032	14.000	12.000	120.000	120.000	2
15	2.0	25.0	25.0	25.00	5.000	5.000		3
15	0.11	30.1						4
16	1600	687.0	13.50	700.000	580.000	791.357	9227.747	1
16	274003	274002						2
16								3
16	0.89	30.1						4
17	1700	670.0	20.23	580.000	500.000	777.966	9204.561	1
17	274002	246002	0.0032	16.000	10.000	50.000	50.000	2
17	4.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
17	0.40	30.1						4
18	1800	57.0	5.00	480.000	460.000	790.000	9180.000	1
18	246002	237002	0.0033	16.000	10.000	60.000	60.000	2
18	3.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
18	0.40	30.1						4
19	1900	897.0	42.66	660.000	498.110	803.969	9206.410	1
19	237003	237002						2
19								3
19	0.38	30.1						4
20	2000	297.0	14.76	480.000	450.000	791.646	9171.936	1
20	237002	226002	0.0035	16.000	10.000	90.000	90.000	2
20	5.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
20	0.20	30.1						4
21	2100	126.0	1.69	450.000	440.000	808.000	9168.000	1
21	226002	211502	0.0038	16.000	10.000	100.000	100.000	2
21	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
21	0.59	30.1						4

B4. Para a divisão de 31 sub-bacias, que serviu de base para a nova calibração.

Sub-bacias	Ordem	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	Dist. (m)	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
1	100	311.0	16.67	760.000	665.800	726.000	9095.000	1
1	320502	320501						2
1								3
1	0.57	64						4
2	200	460.0	12.57	680.000	600.000	715.657	9102.485	1
2	320501	320500						2
2								3
2	0.64	64.4						4
3	300	535.0	23.37	940.000	580.000	745.529	9104.370	1
3	320500	309499	0.0327	2.500	10.000	40.000	40.000	2
3	2.5	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
3	1.54	64.4						4
4	400	303.0	6.84	620.000	539.660	748.000	9126.000	1
4	309499	279500	0.0022	3.000	10.000	30.000	30.000	2
4	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
4	1.17	64.4						4
5	500	648.0	17.03	760.000	612.500	704.727	9125.836	1
5	318502	318501						2
5								3
5	0.87	64.4						4
6	600	629.0	12.42	600.000	540.000	734.787	9130.547	1
6	318501	279500	0.0015	4.000	10.000	60.000	60.000	2
6	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
6	0.48	64.4						4
7	700	79.0	4.67	540.000	500.000	758.000	9143.000	1
7	279500	268001	0.0035	4.000	10.000	70.000	70.000	2
7	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
7	0.85	64.4						4
8	800	756.0	28.50	680.000	541.140	712.190	9152.667	1
8	307002	307001						2
8								3
8	0.49	64.4						4
9	900	769.0	10.22	510.000	454.880	738.000	9159.000	1
9	307001	286001	0.0024	5.000	10.000	70.000	70.000	2
9	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
9	0.54	64.4						4
10	1000	323.0	2.00	450.000	440.000	756.000	9155.000	1
10	286001	268001	0.0011	5.000	10.000	80.000	80.000	2
10	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
10	0.50	64.4						4
11	1100	355.0	30.82	760.000	500.000	765.104	9137.118	1
11	268001	251501	0.0158	6.000	10.000	100.000	100.000	2
11	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
11	0.84	64.4						4
12	1200	448.0	13.42	660.000	514.950	775.388	9141.391	1
12	251501	244003	0.0193	7.000	10.000	70.000	70.000	2
12	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
12	1.08	39.8						4

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
13	1300	648.0	20.33	700.000	450.000	790.347	9154.086	1
13	244003	215002	0.0035	7.000	10.000	90.000	90.000	2
13	4.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
13	1.10	39.8						4
14	1400	618.0	18.39	750.000	588.150	717.710	9200.000	1
14	296003	296002						2
14								3
14	0.88	70.0						4
15	1500	350.0	12.89	620.000	571.770	746.000	9207.000	1
15	296002	270002	0.0035	10.500	60.000	110.000	110.000	2
15	3.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
15	0.37	69.2						4
16	1600	408.0	11.11	680.000	645.180	758.000	9227.000	1
16	294003	294002						2
16								3
16	0.31	69.2						4
17	1700	356.0	9.76	640.000	580.000	757.989	9212.034	1
17	294002	270002	0.0025	12.000	50.000	40.000	40.000	2
17	3.0	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
17	0.62	69.2						4
18	1800	408.0	27.25	720.000	570.000	742.922	9192.007	1
18	270002	261502	0.0176	12.000	50.000	70.000	70.000	2
18	4.5	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
18	0.55	69.2						4
19	1900	449.0	22.33	740.000	565.950	736.109	9180.708	1
19	261502	261501						2
19								3
19	0.78	69.2						4
20	2000	468.0	8.45	600.000	560.000	757.026	9176.818	1
20	261501	253502	0.0050	14.000	50.000	100.000	100.000	2
20	3.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
20	0.47	69.2						4
21	2100	203.0	10.00	560.000	540.000	772.000	9179.000	1
21	253502	244502	0.0022	14.000	50.000	120.000	120.000	2
21	2.0	55.0	55.0	25.00	5.000	5.000		3
21	0.20	69.2						4
22	2200	119.0	9.67	540.000	500.000	782.000	9182.000	1
22	244502	235002	0.0010	14.000	12.000	120.000	120.000	2
22	2.0	25.0	25.0	25.00	5.000	5.000		3
22	0.11	39.8						4
23	2300	405.0	15.89	540.000	466.890	773.733	9203.200	1
23	240503	240502						2
23								3
23	0.46	39.8						4
24	2400	569.0	22.44	700.000	593.830	791.638	9230.183	1
24	271503	271502						2
24								3
24	0.95	39.8						4
25	2500	371.0	15.40	590.000	530.000	786.089	9210.253	1
25	271502	240502	0.0019	16.000	10.000	40.000	40.000	2
25	5.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
25	0.39	39.8						4

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
26	2600	12.0	6.67	520.000	500.000	788.000	9187.000	1
26	240502	235002	0.0036	16.000	10.000	50.000	50.000	2
26	4.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
26	0.30	39.8						4
27	2700	57.0	5.00	480.000	460.000	790.000	9180.000	1
27	235002	226002	0.0022	16.000	10.000	60.000	60.000	2
27	3.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
27	0.40	39.8						4
28	2800	376.0	15.55	660.000	614.030	811.000	9220.000	1
28	263003	263002						2
28								3
28	0.30	39.8						4
29	2900	521.0	10.72	600.000	498.110	798.894	9196.603	1
29	263002	226002	0.0028	16.000	10.000	80.000	80.000	2
29	5.0	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
29	0.44	39.8						4
30	3000	297.0	14.29	480.000	450.000	791.646	9171.936	1
30	226002	215002	0.0035	16.000	10.000	90.000	90.000	2
30	5.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
30	0.20	39.8						4
31	3100	126.0	1.67	450.000	440.000	808.000	9168.000	1
31	215002	200502	0.0021	16.000	10.000	100.000	100.000	2
31	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
31	0.59	39.8						4

B5. Para a divisão de 40 sub-bacias.

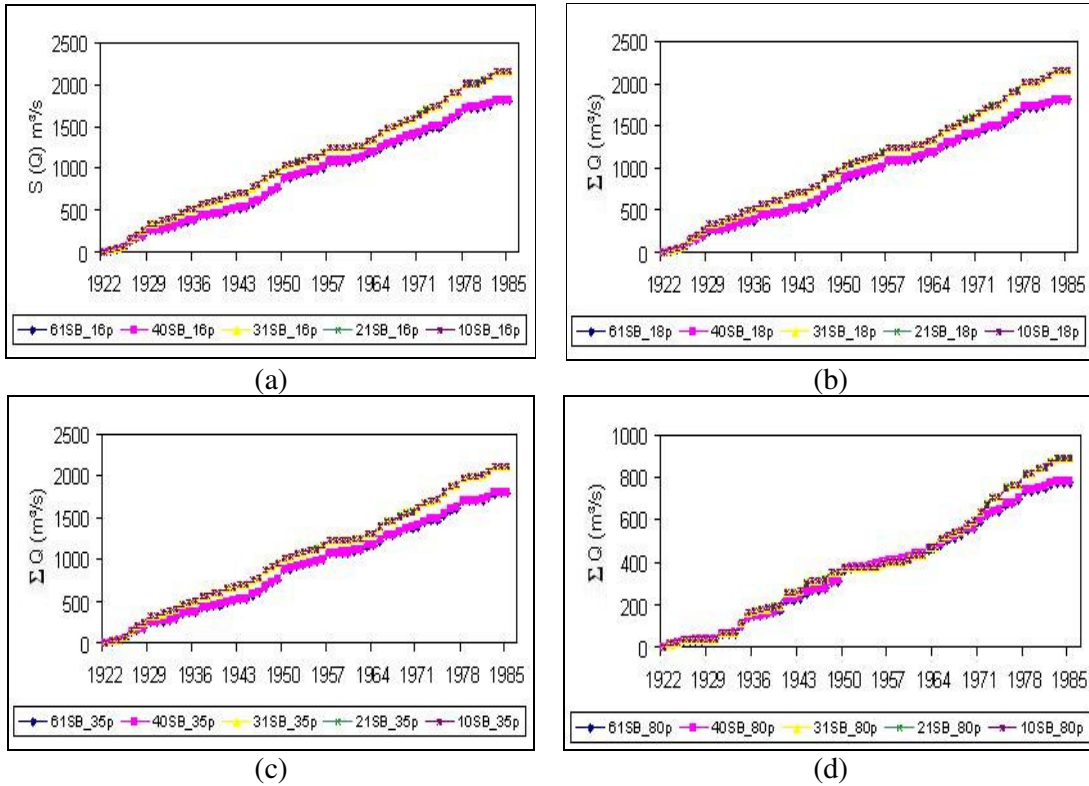
<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	<i>Numeração das linhas</i>
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
1	100	311.0	16.67	760.000	665.800	726.000	9095.000	1
1	320503	320502						2
1								3
1	0.57	49.9						4
2	200	460.0	12.57	680.000	600.000	715.657	9102.485	1
2	320502	320501						2
2								3
2	0.64	49.9						4
3	300	18.0	18.67	600.000	580.000	732.000	9115.000	1
3	320501	309500	0.0023	2.500	10.000	40.000	40.000	2
3	2.5	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
3	0.12	49.9						4
4	400	517.0	17.39	940.000	663.150	746.000	9104.000	1
4	309500	309499						2
4								3
4	1.59	49.9						4
5	500	303.0	6.84	620.000	539.660	748.000	9126.000	1
5	309499	279500	0.0022	3.000	10.000	30.000	30.000	2
5	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
5	1.17	49.9						4
6	600	271.0	18.61	760.000	670.140	696.000	9127.000	1
6	340002	340001						2
6								3
6	0.61	49.9						4
7	700	377.0	2.61	640.000	612.500	711.000	9125.000	1
7	340001	318501	0.0019	3.000	10.000	40.000	40.000	2
7	3.0	25.0	25.0	25.00	5.000	5.000		3
7	1.05	49.9						4
8	800	369.0	12.78	600.000	565.990	729.000	9126.000	1
8	318501	304001	0.0014	3.000	10.000	50.000	50.000	2
8	3.5	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
8	0.26	49.9						4
9	900	260.0	2.50	560.000	540.000	743.000	9137.000	1
9	304001	279500	0.0020	4.000	10.000	60.000	60.000	2
9	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
9	0.80	49.9						4
10	1000	79.0	4.67	540.000	500.000	758.000	9143.000	1
10	279500	268001	0.0035	4.000	10.000	70.000	70.000	2
10	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
10	0.85	49.9						4
11	1100	396.0	12.05	680.000	627.730	706.000	9156.000	1
11	321502	321501						2
11								3
11	0.43	49.9						4
12	1200	360.0	10.78	600.000	541.140	719.000	9149.000	1
12	321501	307001	0.0041	4.000	10.000	60.000	60.000	2
12	2.5	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
12	0.55	49.9						4

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
13	1300	769.0	10.22	510.000	454.880	738.000	9159.000	1
13	307001	286001	0.0024	5.000	10.000	70.000	70.000	2
13	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
13	0.54	49.9						4
14	1400	323.0	2.00	450.000	440.000	756.000	9155.000	1
14	286001	268001	0.0011	5.000	10.000	80.000	80.000	2
14	3.5	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
14	0.50	49.9						4
15	1500	355.0	30.82	760.000	500.000	765.104	9137.118	1
15	268001	251501	0.0158	6.000	10.000	100.000	100.000	2
15	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
15	0.84	49.9						4
16	1600	448.0	13.42	660.000	514.950	775.388	9141.391	1
16	251501	244003	0.0193	7.000	10.000	70.000	70.000	2
16	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
16	1.08	30.1						4
17	1700	648.0	20.33	700.000	450.000	790.347	9154.086	1
17	244003	215002	0.0035	7.000	10.000	90.000	90.000	2
17	4.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
17	1.10	30.1						4
18	1800	265.0	10.44	750.000	640.880	708.000	9200.000	1
18	315003	315002						2
18								3
18	1.04	55.2						4
19	1900	353.0	4.17	620.000	588.150	725.000	9200.000	1
19	315002	296002	0.0021	8.500	60.000	100.000	100.000	2
19	2.5	25.0	25.0	25.00	5.000	5.000		3
19	0.76	55.2						4
20	2000	350.0	12.89	620.000	571.770	746.000	9207.000	1
20	296002	270002	0.0035	10.500	60.000	110.000	110.000	2
20	3.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
20	0.37	54.4						4
21	2100	408.0	11.11	680.000	645.180	758.000	9227.000	1
21	294003	294002						2
21								3
21	0.31	54.4						4
22	2200	268.0	5.89	640.000	603.620	757.000	9215.000	1
22	294002	279002	0.0027	12.000	50.000	30.000	30.000	2
22	2.5	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
22	0.62	54.4						4
23	2300	88.0	3.34	600.000	580.000	761.000	9203.000	1
23	279002	270002	0.0022	12.000	50.000	40.000	40.000	2
23	3.0	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
23	0.60	54.4						4
24	2400	408.0	27.25	720.000	570.000	742.922	9192.007	1
24	270002	261502	0.0176	12.000	50.000	70.000	70.000	2
24	4.5	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
24	0.55	54.4						4
25	2500	449.0	22.33	740.000	565.950	736.109	9180.708	1
25	261502	261501						2
25								3
25	0.78	54.4						4

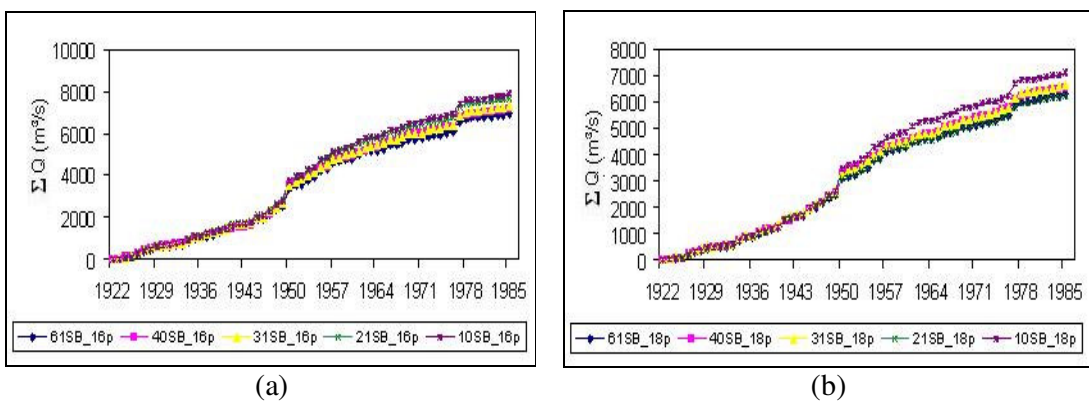
<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
26	2600	76.0	7.5	580.000	560.000	765.000	9189.000	1
26	261501	253502	0.0025	14.000	50.000	100.000	100.000	2
26	3.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
26	0.27	54.4						4
27	2700	392.0	7.80	600.000	560.000	799.245	9231.116	1
27	253502	253501						2
27								3
27	0.51	54.4						4
28	2800	203.0	10.0	560.000	540.000	772.000	9179.000	1
28	253501	244502	0.0022	14.000	50.000	120.000	120.000	2
28	2.0	55.0	55.0	25.00	5.000	5.000		3
28	0.20	54.4						4
29	2900	119.0	9.67	540.000	500.000	782.000	9182.000	1
29	244502	235002	0.0010	14.000	12.000	120.000	120.000	2
29	2.0	25.0	25.0	25.00	5.000	5.000		3
29	0.11	30.1						4
30	3000	405.0	15.89	540.000	466.890	773.733	9203.200	1
30	240502	240501						2
30								3
30	0.46	30.1						4
31	3100	318.0	9.29	680.000	593.830	799.245	9231.116	1
31	271504	271503						2
31								3
31	0.93	30.1						4
32	3200	251.0	8.33	700.000	617.830	782.000	9229.000	1
32	271503	271502						2
32								3
32	0.98	30.1						4
33	3300	371.0	15.40	590.000	530.000	786.089	9210.253	1
33	271502	240501	0.0019	16.000	10.000	40.000	40.000	2
33	5.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
33	0.39	30.1						4
34	3400	12.0	6.67	520.000	500.000	788.000	9187.000	1
34	240501	235002	0.0036	16.000	10.000	50.000	50.000	2
34	4.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
34	0.30	30.1						4
35	3500	57.0	5.0	480.000	460.000	790.000	9180.000	1
35	235002	226002	0.0022	16.000	10.000	60.000	60.000	2
35	3.0	30.0	30.0	25.00	5.000	5.000		3
35	0.40	30.1						4
36	3600	376.0	15.550	660.000	614.030	811.000	9220.000	1
36	263002	263001						2
36								3
36	0.30	30.1						4
37	3700	233.0	10.56	600.000	549.880	800.000	9206.000	1
37	263001	248502	0.0041	16.000	10.000	70.000	70.000	2
37	3.0	35.0	35.0	25.00	5.000	5.000		3
37	0.47	30.1						4
38	3800	288.0	10.28	540.000	498.110	798.000	9189.000	1
38	248502	226002	0.0022	16.000	10.000	80.000	80.000	2
38	5.0	40.0	40.0	25.00	5.000	5.000		3
38	0.41	30.1						4

<i>Sub-bacias</i>	<i>Ordem</i>	Área (km ²)	Comp. da sub-bacia (km)	Cota entrada (m)	Cota saída (m)	X (m)	Y (m)	Numeração das linhas
	Dist.	<i>Dist. (m)</i>	Decliv. do rio	HM (m)	BM (m)	BL (m)	BR (m)	
	BNM	BNL	BNR	SKM	SKL	SKR		
	Decliv. Bacia (%)	CN						
39	3900	297.0	14.29	480.000	450.000	791.646	9171.936	1
39	226002	215002	0.0035	16.000	10.000	90.000	90.000	2
39	5.0	45.0	45.0	25.00	5.000	5.000		3
39	0.20	30.1						4
40	4000	126.0	1.67	450.000	440.000	808.000	9168.000	1
40	215002	200502	0.0021	16.000	10.000	100.000	100.000	2
40	5.0	50.0	50.0	25.00	5.000	5.000		3
40	0.59	30.1						4

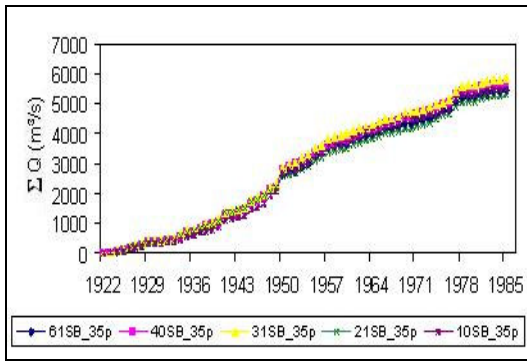
Anexo C: Gráficos do somatório das vazões máximas anuais para abordagem de Nunes (2005), quanto à distribuição dos parâmetros, para as sub-bacias de Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão.



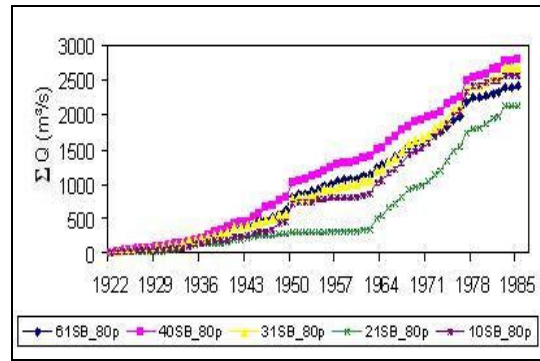
C1. Gráfico do somatório das vazões máximas anuais para as diferentes divisões da sub-bacia de Taperoá para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



C2. Gráfico do somatório das vazões máximas anuais para as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 16 (a) e 18 (b) postos pluviométricos.

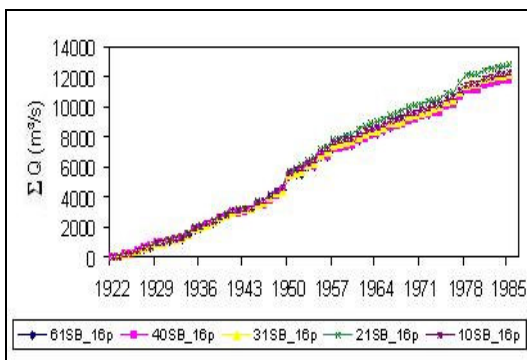


(c)

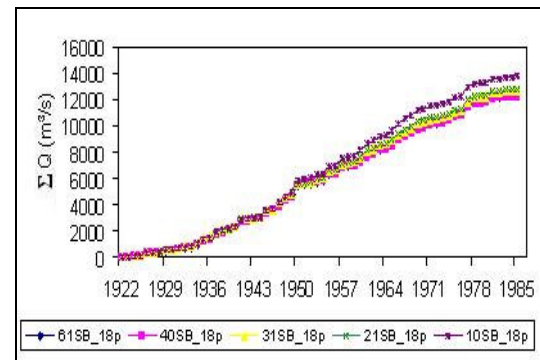


(d)

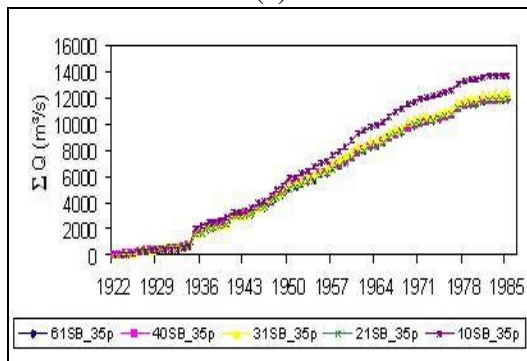
C3. Gráfico do somatório das vazões máximas anuais para as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



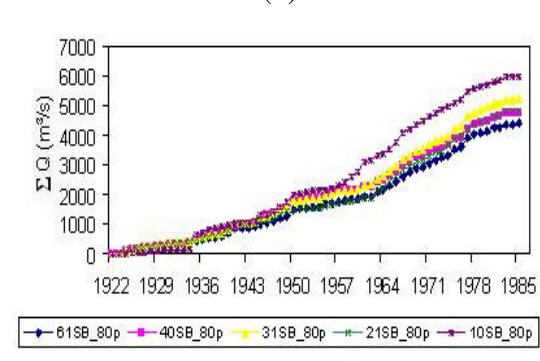
(a)



(b)



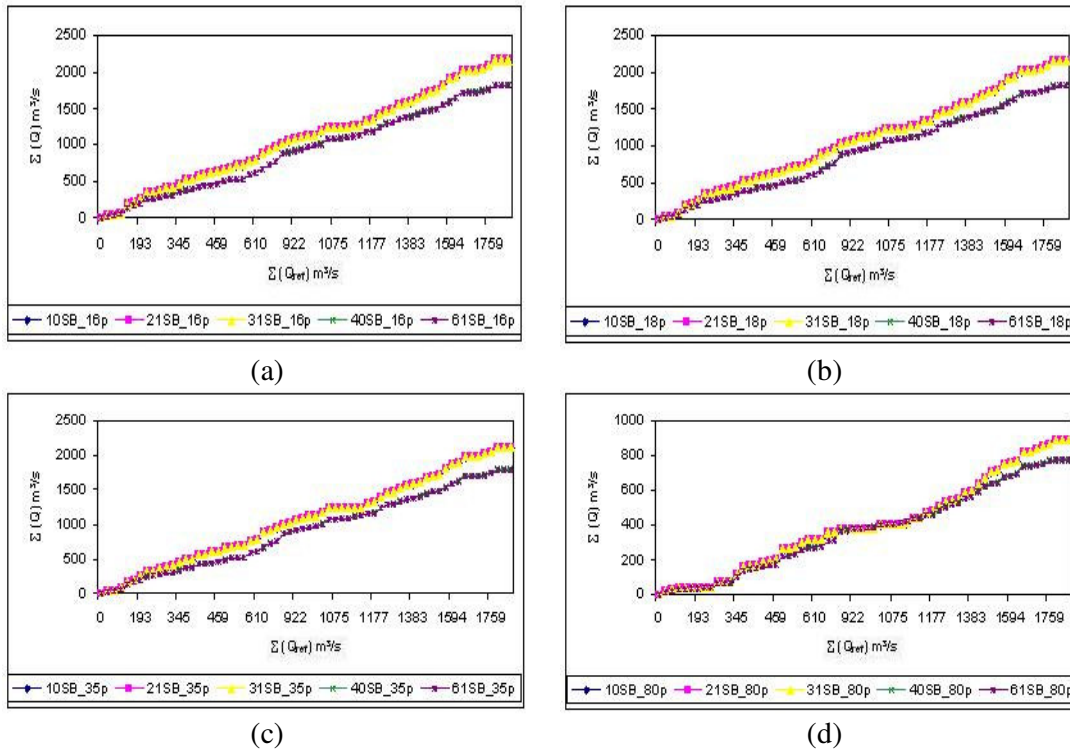
(c)



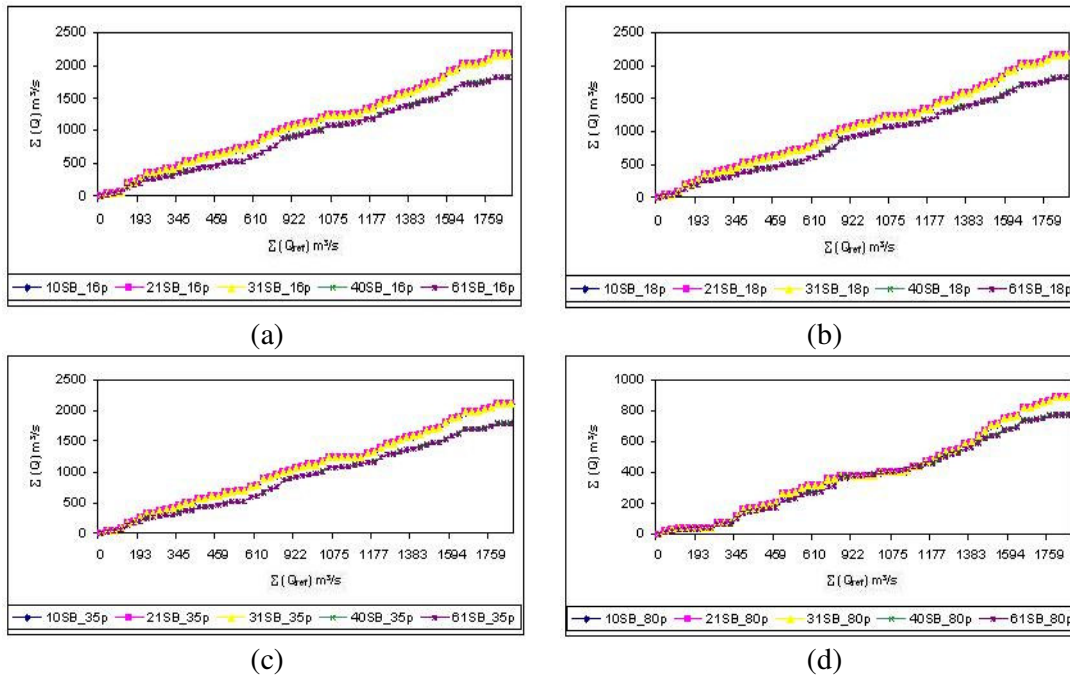
(d)

C4. Gráfico do somatório das vazões máximas anuais para as diferentes divisões da sub-bacia de Boqueirão para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

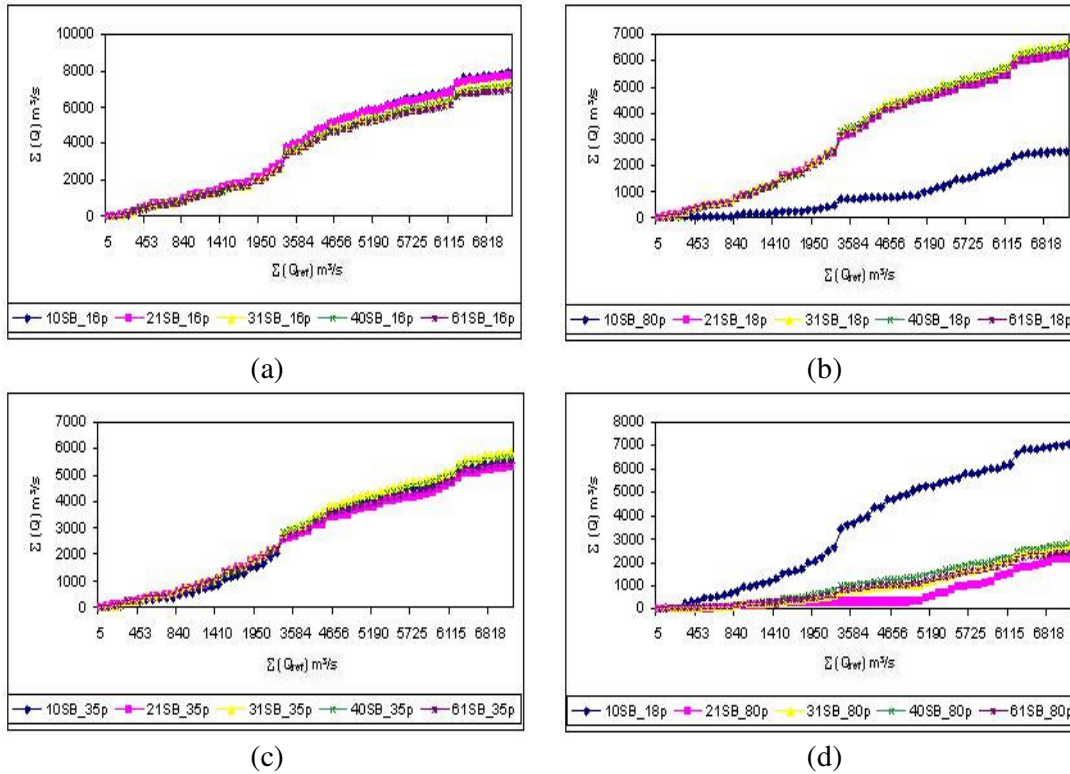
Anexo D: Gráficos do teste da dupla massa para as séries de vazões máximas e de vazões médias com a abordagem de Nunes (2005), quanto à distribuição dos parâmetros, para as sub-bacias de Caraúbas, Taperoá, Poço de Pedras e Boqueirão.



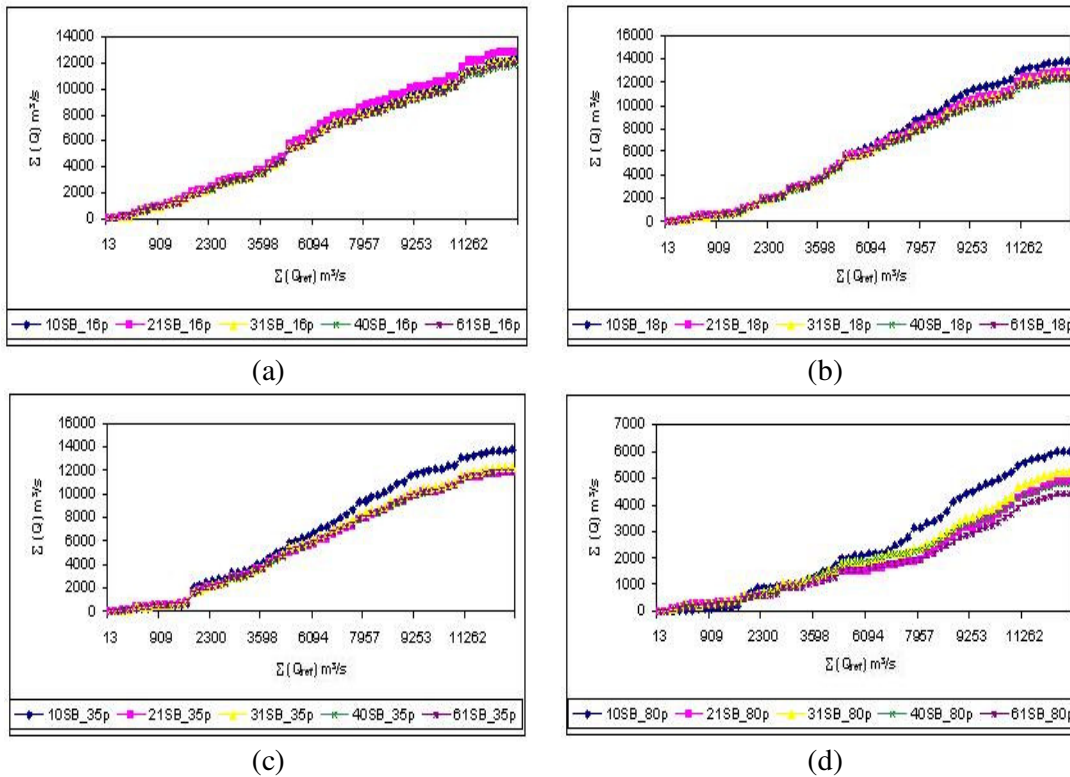
D1. Gráfico do TDM para vazões máximas com as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



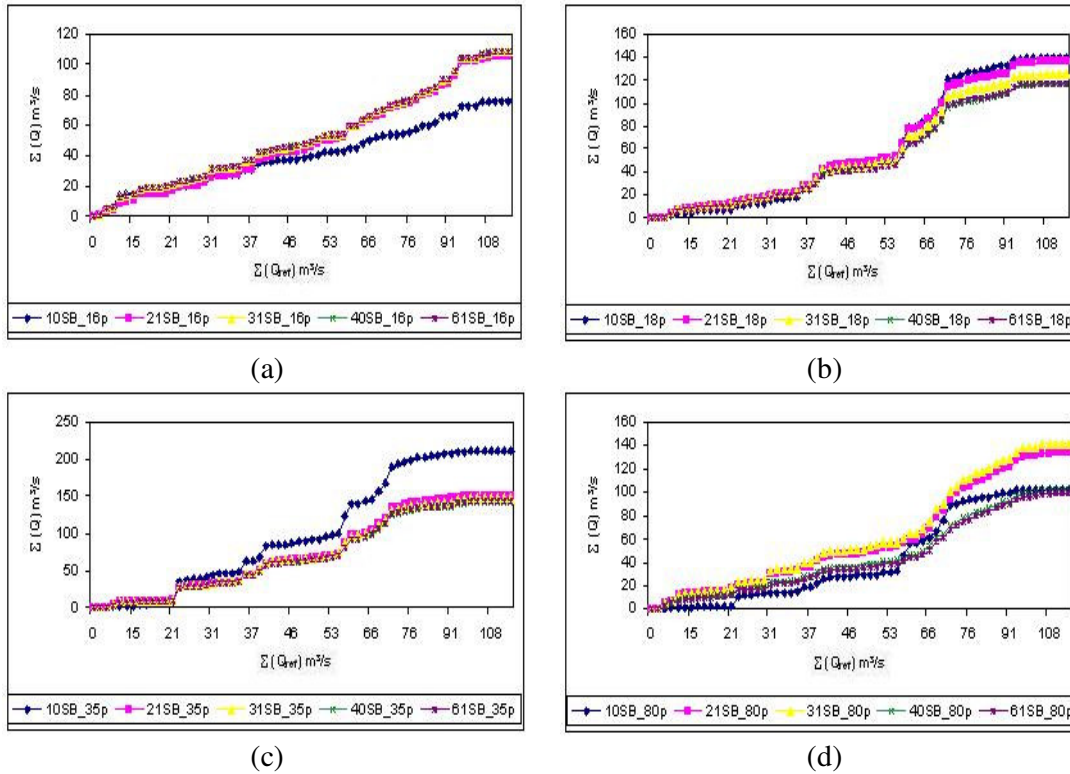
D2. Gráfico do TDM para vazões máximas com as diferentes divisões da sub-bacia de Taperoá para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



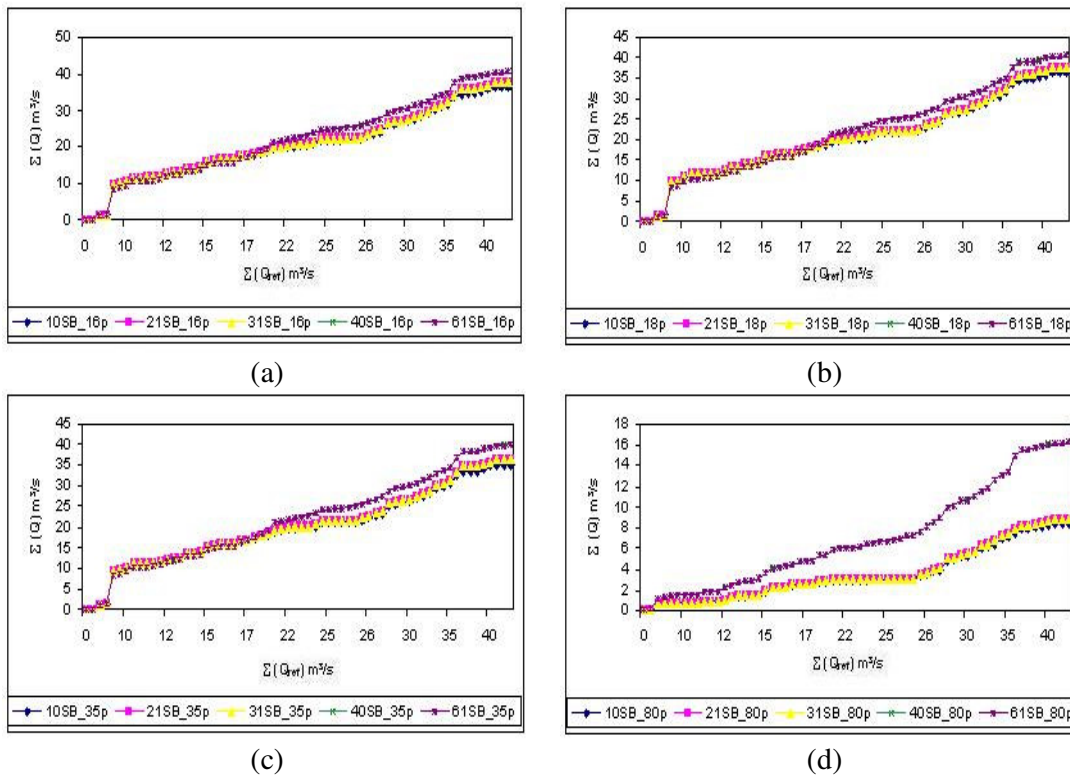
D3. Gráfico do TDM para vazões máximas com as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



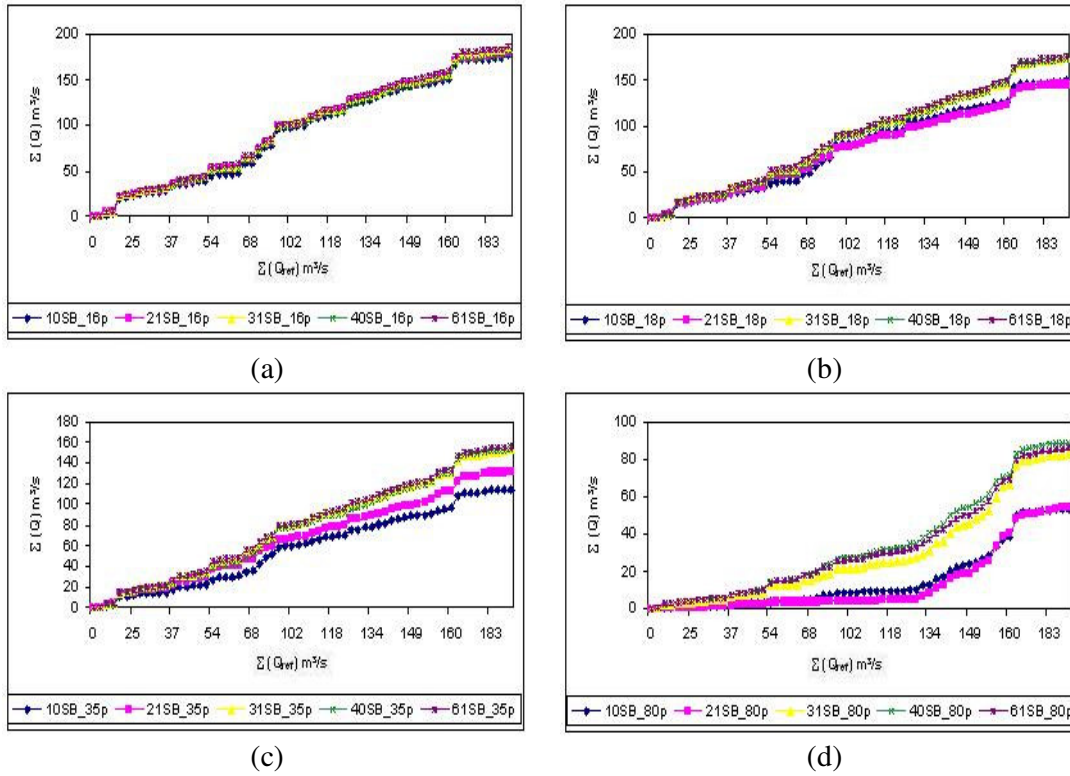
D4. Gráfico do TDM para vazões máximas com as diferentes divisões da sub-bacia de Boqueirão para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



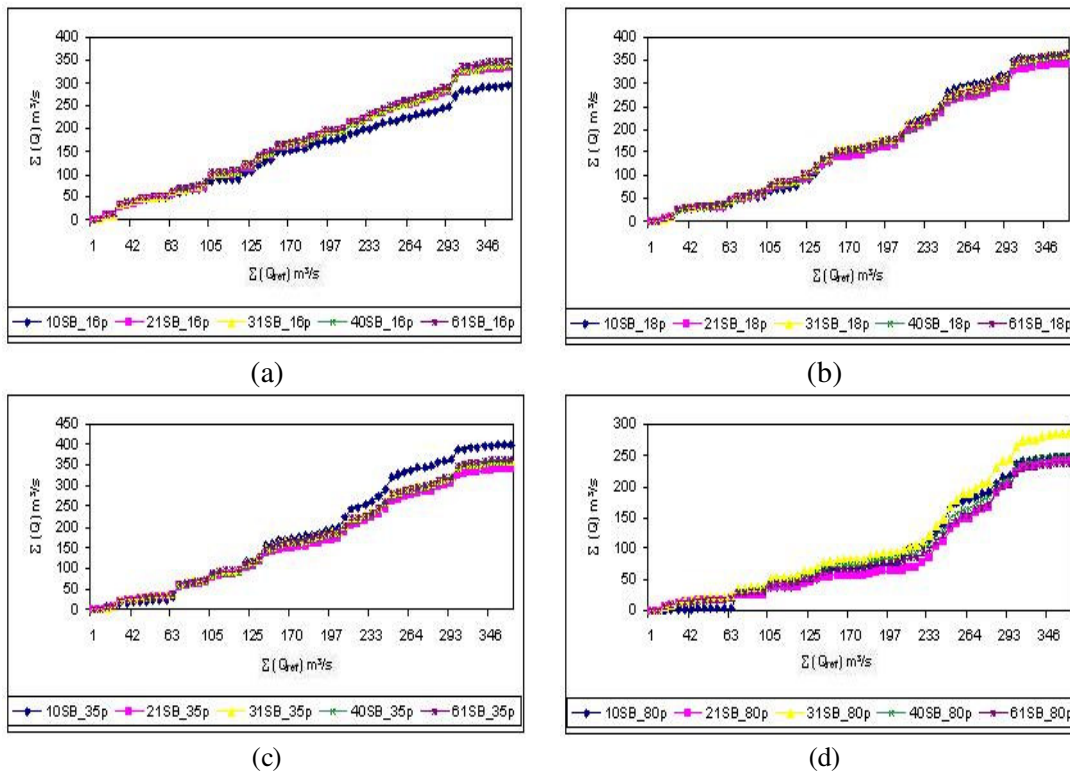
D5. Gráfico do TDM para vazões médias com as diferentes divisões da sub-bacia de Caraúbas para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.



D6. Gráfico do TDM para vazões médias com as diferentes divisões da sub-bacia de Taperoá para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

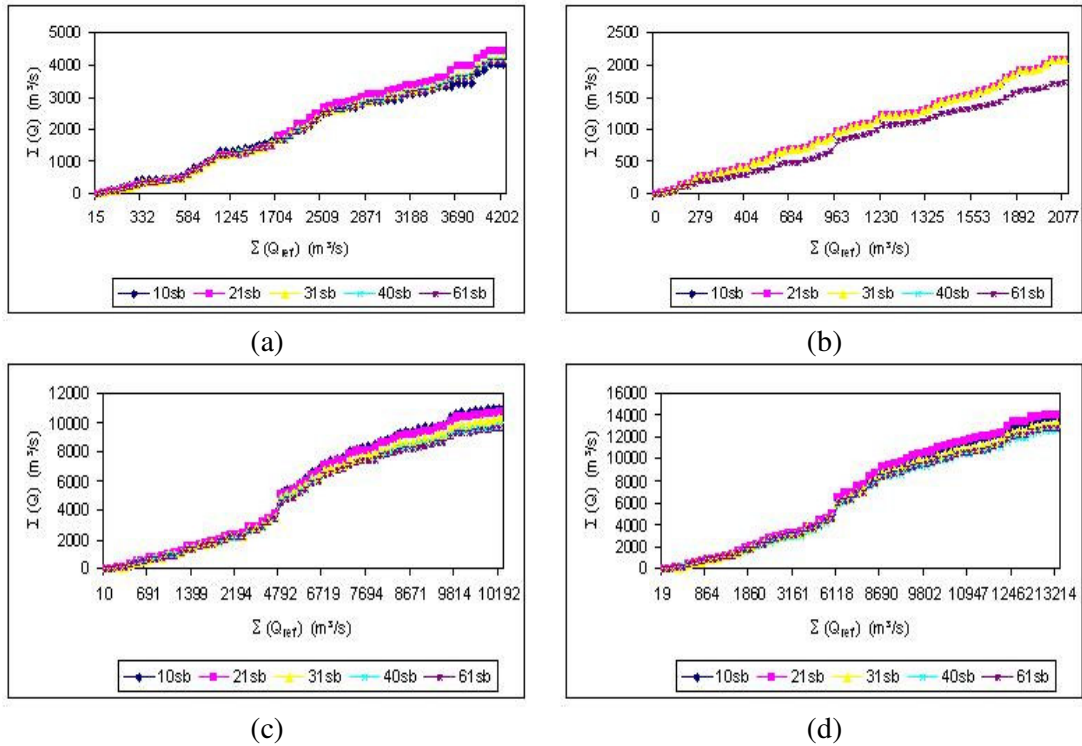


D7. Gráfico do TDM para vazões médias com as diferentes divisões da sub-bacia de Poço de Pedras para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

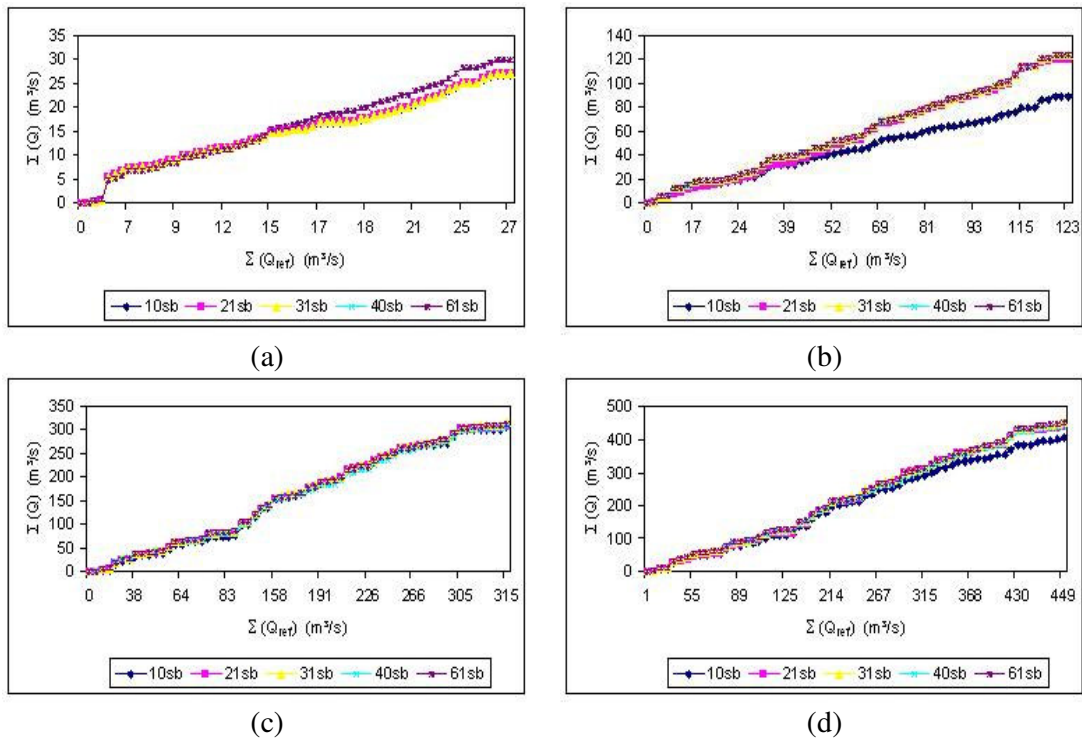


D8. Gráfico do TDM para vazões médias com as diferentes divisões da sub-bacia de Boqueirão para os bancos de dados com 16 (a), 18 (b), 35 (c) e 80 (d) postos pluviométricos.

Anexo E: Gráficos do teste da dupla massa para as séries de vazões máximas e de vazões médias com a nova calibração.



E1. Gráfico do TDM para vazões máximas com as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d) com 16 postos pluviométricos.



E2. Gráfico do TDM para vazões médias com as diferentes divisões das sub-bacias de Caraúbas (a), Taperoá (b), Poço de Pedras (c) e Boqueirão (d) com 16 postos pluviométricos.