

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – CAMPUS I
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
ÁREA DE ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS

**REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO DO ALTO RIO
PARAÍBA – PB UTILIZANDO DADOS SIMULADOS COM MODELO
DISTRIBUÍDO**

Dissertação de Mestrado

ARACY SIQUEIRA DE OLIVEIRA NUNES

CAMPINA GRANDE /PB

Março/2005

ARACY SIQUEIRA DE OLIVEIRA NUNES

**REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO DO ALTO RIO
PARAÍBA – PB UTILIZANDO DADOS SIMULADOS COM MODELO
DISTRIBUÍDO**

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

Área de Concentração: ENGENHARIA HIDRÁULICA

Orientador: Prof. EDUARDO ENEAS DE FIGUEIREDO

CAMPINA GRANDE / PB

MARÇO – 2005



FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFPG

N812r
2005

Nunes, Aracy Siqueira de Oliveira

Regionalização hidrológica na região do Alto Rio Paraíba-PB utilizando dados simulados com modelo distribuído / Aracy Siqueira de Oliveira Nunes. — Campina Grande: UFCG, 2005.

120f.

Inclui Bibliografia.

Dissertação (Mestrado em Engenharia e Ambiental) — Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Campina Grande.

1— Hidrologia 2— Hidrologia-Modelagem-Simulação 3— Hidrologia-Regionalização I— Título

CDU 556

ARACY SIQUEIRA DE OLIVEIRA NUNES

**REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO DO ALTO RIO
PARAÍBA – PB UTILIZANDO DADOS SIMULADOS COM MODELO
DISTRIBUÍDO**

22 de março de 2005.

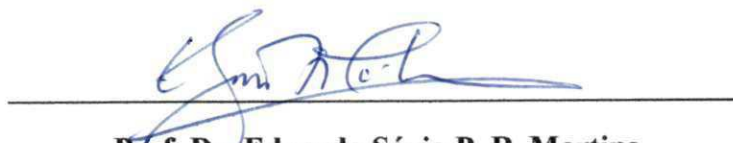
COMISSÃO EXAMINADORA:



**Prof. Eduardo Eneas de Figueiredo – PhD
Presidente - Orientador (DEC/CCT/UFCG - PB)**



**Dr. Ricardo de Aragão
Examinador interno (DEC/CCT/UFCG - PB)**



**Prof. Dr. Eduardo Sávio P. R. Martins
Examinador externo (FUNCEME - CE)**

Campina Grande, 22 de março de 2005.

DEDICATÓRIA

Aos meus pais, Sebastião Nunes e Irani
Nunes, e ao meu namorado Jebberson
Costa, **DEDICO**.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida e por tudo que ele tem me permitido realizar nela.

Ao professor orientador Eduardo Eneas de Figueiredo, pela paciência, disponibilidade e apoio constante durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos meus pais, Sebastião Nunes e Irani Siqueira, pelo amor, carinho, dedicação e apoio, durante todos os momentos de minha vida.

A minha avó Irene Sene de Oliveira apesar da sua morte, seu exemplo ainda vive dentro de mim.

Ao meu namorado Jebberson Costa pela paciência, e compreensão, com as quais souberam superar minha ausência durante os incontáveis dias de estudo e trabalho dedicados à realização deste mestrado.

A minha irmã Aldemara Nunes, meu cunhado Samuel Brito e meu sobrinho Lucas Nunes pelo carinho e atenção a mim dedicados.

As amigas Aretuza Karla Araújo, Karina Guedes e Anne Raquel pelo apoio em todos os momentos de dificuldade encontrados, o meu muito obrigado.

Aos professores da Área de Recursos Hídricos da UFCG: Carlos de Oliveira Galvão, Hans Schuster, Márcia Maria Rios Ribeiro, Rosires Catão Curi, Wilson Flado Curi e Vajapeyam S. Srinivasan pelos conhecimentos adquiridos e dedicação durante o curso.

A todos da minha turma de mestrado, Andréa Motta, Aurelubia Rufino, Alysso Guimarães, Gabriela Pedreira, Hugo Alcântara, Martha Viviane Cabral, Saulo de Tarso, Rosenilton Maracajá, pelo companheirismo durante o curso.

Aos amigos Flávio Tröger (ANA) e Osvalcéllo Furtunato pela atenção.

Aos funcionários, Alrezinha, Aroldo, Ismael, Josete, Lindimar, Raulino, Ronaldo, Vera e Valdomiro pela amizade e compreensão durante estes dois anos de convívio.

A CNPq pelo suporte financeiro, através de bolsa de estudo, para a realização desta pesquisa.

Por fim, agradeço a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a conclusão desta pesquisa.

RESUMO

A inferência hidrológica de uma região homogênea não monitorada é o principal objetivo dos estudos de regionalização. As séries hidrológicas geralmente se apresentam com pequenos tamanhos ou descontínuas. Os modelos hidrológicos surgem como ferramenta de apoio à escassez de dados, podendo ser utilizados para gerar séries longas. Com a região hidrologicamente definida é possível a realização do trabalho de simulação de informações. Nesta pesquisa, a extensão de séries hidrológicas foi realizada com o modelo NAVMO, com parâmetros previamente estabelecidos em nove sub-bacias da região homogênea do Alto Rio Paraíba – PB (~13000 km²) com o objetivo de se obter séries de vazões médias e máximas anuais. O modelo foi calibrado para 4 sub-bacias que continham dados diários observados e devido a carência de dados em outros locais, escolheu-se mais cinco novas seções na região para simulação. Após a obtenção das séries foram utilizados testes paramétricos e não paramétricos para averiguar a homogeneidade das séries simuladas e distribuições de probabilidade indicadas na literatura foram testadas com o teste de Kolmogorov-Smirnov (teste K-S). Análises de correlação e regressão (simples e múltipla) entre as variáveis hidrológicas e características físicas e climáticas das bacias permitiram estabelecer funções para o cálculo das variáveis em quaisquer locais da região do estudo. Os resultados mostraram que o modelo foi razoavelmente calibrado com base nas vazões e volumes anuais e as séries simuladas com os parâmetros calibrados apresentaram razoável homogeneidade. Os resultados do teste K-S mostraram que as distribuições que melhor se ajustaram às frequências dos dados foram Gama e Gumbel (vazões máximas) e Log -Normal (vazões médias) e as variáveis físicas e climáticas que melhor explicaram as variáveis hidrológicas investigadas foram a área da bacia (regressão simples) e a área da bacia e o comprimento do rio principal (regressão múltipla). A inclusão de outras variáveis (e.g., declividade da bacia, densidade de drenagem e precipitações) melhorou o coeficiente de determinação (R^2), mas não significativamente. Nesta pesquisa regressões simples e múltiplas foram estabelecidas para estimar vazões máximas com período de retorno requerido, vazões com 95% de garantia e a vazões médias de longo período em locais sem dados.

ABSTRACT

The estimation of hydrological variables in ungaged homogeneous regions is the main objective of regional analysis. In general, the hydrological time series are either of short length or discontinuous. To cope with such a problem, hydrologic models are used in order to simulate long time series. In this research, mean daily discharges were generated at nine sub-basins of the Paraíba river basin ($\sim 13000 \text{ km}^2$) in the state of Paraíba, located in the semiarid Northeast region of Brazil, with the model NAVMO, using parameters previously calibrated for four sub-basins with available data. Parametric and non-parametric tests were applied to the simulated mean and maximum annual series of discharges in order to verify their consistency and homogeneity. Typical distributions of probability were investigated with the Kolmogorov-Smirnov test (K-S test) and regression analyses (simple and multiple) between the hydrological variables and basin characteristics (climate and physical) were employed to establish relationships capable of predicting the interested variables at ungaged places. The simulations showed that, in general, the calibrated model NAVMO was capable of simulating the discharges with reasonable consistency and homogeneity. The K-S test showed that the Gama and Gumble distributions of probability best fit the empirical frequencies of the maximum discharges, while the Log-normal best represented the mean discharges. According to the regression analyses, the basin area and river length were the most important explanative physical variables. Also, the inclusion of other variables (e.g., basin slope, drainage density and precipitations) increased the results, but not markedly. Based upon regression analyses (simple and multiple) relationships capable of estimating maximum discharges for required return periods, discharges with 95% of permanency and long time mean discharges were established in terms of physic and climatic variables at ungaged basins.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
RESUMO	iii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO.....	v
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE QUADROS.....	xiii
LISTA DE TABELAS.....	xiv

INTRODUÇÃO

1.1. Objetivo da Pesquisa.....	2
1.2. Organização da Dissertação.....	3

REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Introdução.....	4
2.2. Identificação Preliminar de Regiões Homogêneas: Métodos Existentes.....	6
2.3. Metodologias Utilizadas na Regionalização.....	7
2.3.1 Indicadores Regionais.....	10
2.3.2. Análise de Regressão.....	11
2.3.2.1 Regressão Linear Simples ou Múltipla.....	11
2.3.3. Variáveis Físicas Explicativas.....	12
2.4. Séries Temporais para Regionalização.....	16
2.4.1. Vazão máxima.....	16
2.4.2. Vazão média.....	17
2.4.3. Vazões mínimas.....	18
2.4.4. Curva de Permanência.....	18
2.5. Estacionariedade das Séries Temporais.....	19
2.5.1. Testes Paramétricos.....	19
2.5.2. Testes não Paramétricos.....	22
2.6. Homogeneidade de Séries Temporais.....	23
2.6.1. Dupla Massa para Vazões Máximas e Vazões Médias.....	23
2.7. Técnicas Estatísticas.....	24

2.7.1. Distribuição de Probabilidade	24
2.7.1.1. Distribuição Normal e Log Normal.....	25
2.7.1.2 Distribuições de Extremos.....	27
2.7.2. Teste de Ajustamento de Distribuição de Probabilidade.....	31
2.7.2.1. Teste de Kolmogoroff-Smirnow (teste K-S).....	31
2.8. Modelos Hidrológicos.....	32
2.8.1 Classificação dos Modelos Hidrológicos.....	32
2.8.2 Etapas da Utilização de Modelos Hidrológicos.....	33
2.8.3 Alguns Exemplos de Modelos Hidrológicos.....	36
2.9. Discussão e Considerações.....	38

O MODELO NAVMO, CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO

3.1. Características Gerais do Modelo NAVMO.....	39
3.2. Cálculo das Lâminas dos Escoamentos nas Sub-Bacias.....	40
3.3. Equações Para o Cálculo das Lâminas dos Escoamentos.....	42
3.3.1. Lâmina do Escoamento Superficial.....	42
3.3.2. Lâmina do Escoamento Sub-superficial.....	43
3.3.3. Lâmina do Escoamento Subterrâneo.....	44
3.3.4. Escoamento Total.....	45
3.4. Propagação do Escoamento nos Canais.....	45
3.5. Dados Requeridos pelo Modelo NAVMO.....	46
3.6. Pesquisas Recentes Utilizando o Modelo NAVMO.....	46
3.7. Calibração e Validação do Modelo NAVMO.....	47
3.7.1. Calibração.....	47
3.7.2. Análise e Discussão da Calibração.....	49
3.7.2.1. Bacia de Taperoá (1923 – 1958).....	49
3.7.2.2. Bacia de Poço das Pedras (1970 – 1985).....	51
3.7.2.3. Bacia de Caraúbas (1973 – 1985).....	52
3.7.2.4. Bacia de Boqueirão de Cabaceiras (1922 – 1952).....	54
3.8. Análise da Calibração do Modelo.....	56

DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

4.1. A Bacia do Alto Rio Paraíba – PB.....	60
--	----

4.2. Características Climáticas e Fisiográficas da Bacia do Alto Paraíba.....	61
4.2.1. Clima.....	61
4.2.2. Geologia.....	63
4.2.3. Solo.....	63
4.2.4. Relevo.....	64
4.2.5. Vegetação.....	64
4.2.6 Área de Drenagem.....	65
4.3. Base de Dados.....	65
4.3.1. Dados Hidroclimatológicos.....	65

SIMULAÇÃO DE SÉRIES DE LONGO PERÍODO

5.1. Análise dos Postos Pluviométricos.....	69
5.2. Análise dos Parâmetros Utilizados na Simulação.....	75
5.3. Análise dos resultados da Simulação.....	76
5.4. Simulação nos locais sem dados.....	80
5.6. Análise das Séries Simuladas.....	85

REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO DO ALTO PARAÍBA

6.1. Introdução.....	86
6.2. Séries de Dados.....	86
6.2.1. Vazões Máximas e Médias.....	87
6.2.2. Vazões Mínimas.....	87
6.2.3. Curva de Permanência.....	87
6.3. Análise de Estacionariedade das Séries de Vazões.....	88
6.4. Teste de Verificação da Homogeneidade das Séries.....	90
6.4.1. Dupla Massa para Vazões Máximas e Vazões Médias.....	90
6.5. Indicadores Regionais.....	91
6.6. Características Físicas e Climáticas da Região do Alto Paraíba.....	93
6.6.1. Variáveis fisiográficas.....	93
6.6.2. Variáveis climáticas.....	93
6.7. Testes das Distribuições de Probabilidade e Análises de Regressões.....	94
6.7.1. Vazões Máximas.....	94
6.7.2. Vazões Médias.....	100

6.7.3. Vazões Mínimas.....	105
6.7.4. Vazão Média de Longo Período (Q_{mpl}).....	105
ANÁLISE DE RESULTADOS.....	106
CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	
8.1. Conclusões.....	109
8.2. Recomendações.....	110
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
ANEXOS	
Anexo A: Valores das Simulações de Longo Período para Vazões Máximas.	117
Anexo B: Valores das Simulações de Longo Período para Vazões Médias.....	118
Anexo C: Bacia do Alto Paraíba – PB (divisão em Sub-bacias).....	120

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Fluxograma do Modelo NAVMO (Kleeberg et al., 1989).....	41
Figura 3.2. Representação do Processo de Precipitação-Vazão-Evaporação no Modelo NAVMO (adaptado de Figueiredo e Braga, 2002).....	41
Figura 3.3. Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Taperoá. (Fonte: Furtunato, 2004).....	49
Figura 3.4. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Taperoá em 1925 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004).....	50
Figura 3.5. Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Taperoá.(Fonte: Furtunato, 2004).....	50
Figura 3.6. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Taperoá em 1925 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	50
Figura 3.7. Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	51
Figura 3.8. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004).....	51
Figura 3.9. Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	52
Figura 3.10. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	52
Figura 3.11. Comparação Entre as Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).....	53
Figura 3.12. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Caraúbas em 1977 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004).....	53
Figura 3.13. Comparação Entre os Volumes Anuais Calibrados e Observados na bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).....	53

Figura 3.14. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Caraúbas em 1975 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	54
Figura 3.15. Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	54
Figura 3.16. Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras em 1945, com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004).....	55
Figura 3.17 - Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	55
Figura 3.18 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras em 1940, com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	55
Figura 3.19 - Vazões Máximas Anuais Simuladas com parâmetros Estimados e Observadas na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	57
Figura 3.20 - Volumes Anuais Simulados com parâmetros Estimados e Observados na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004).....	57
Figura 3.21 - Hidrogramas Observado e Validado na bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Estimados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	57
Figura 3.22 - Vazões Máximas Anuais Simuladas com Parâmetros Estimados e Observadas em Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).....	58
Figura 3.23 - Volumes Anuais Simulados com Parâmetros Estimados e Observados na Bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).....	58
Figura 3.24 - Hidrogramas Observado e Validado na Bacia de Caraúbas em 1977 com Parâmetros Estimados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).....	59
Figura 4.1 - Localização da Bacia Hidrográfica do Alto Paraíba no Estado da Paraíba (divisão por bacias hidrográficas).....	61

Figura 4.2. Precipitação Máxima, Média e Mínima Mensal na Região do Alto Rio Paraíba-PB.....	62
Figura 4.3. Mapa de Clima.....	63
Figura 4.4. Mapa de Relevo.....	64
Figura 4.5. Mapa de Vegetação.....	65
Figura 4.6. Hidrografia da Bacia do Alto e Médio Paraíba-PB.....	66
Figura 5.1 Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Caraúbas.....	76
Figura 5.2. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Caraúbas.....	76
Figura 5.3. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Taperoá.....	77
Figura 5.4. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Taperoá.....	77
Figura 5.5. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Poço das Pedras.....	78
Figura 5.6. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Poço das Pedras.....	78
Figura 5.7. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Boqueirão de Cabaceiras.....	79
Figura 5.8. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Boqueirão de Cabaceiras.....	79
Figura 5.9 Simulação das Vazões Máximas da BS5.....	80
Figura 5.10. Simulação das Vazões Médias da BS5.....	80
Figura 5.11. Simulação das Vazões Máximas da BS9.....	81
Figura 5.12. Simulação das Vazões Médias da BS9.....	81
Figura 5.13. Simulação das Vazões Máximas da BS14.....	82
Figura 5.14. Simulação das Vazões Médias da BS14.....	82
Figura 5.15. Simulação das Vazões Máximas da BS25.....	83
Figura 5.16. Simulação das Vazões Médias da BS25.....	83

Figura 5.17. Simulação das Vazões Máximas da BS35.....	84
Figura 5.18. Simulação das Vazões Médias da BS35.....	84
Figura 6.1. Análise de consistência das séries de Vazões Máximas (Dupla Massa).....	90
Figura 6.2. Análise de consistência das séries de Vazões Médias (Dupla Massa).....	91

LISTA DE QUADROS

Quadro 5.1. Diagrama de barras para as estações pluviométricas localizadas na área em estudo pertencentes à rede SUDENE.....	70
Quadro 5.2. Diagrama de barras para as estações fluviométricas localizadas na área em estudo pertencentes à rede SUDENE.....	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Valores médios de ALFA, EET e CN para Taperoá e Boqueirão.....	48
Tabela 3.2. Valores médios de ALFA, EET e CN para Taperoá e Boqueirão.....	48
Tabela 3.3. Valores médios de ALFA, EET e CN para Caraúbas e Poço de Pedras.....	48
Tabela 3.4. Valores médios de ALFA, EET e CN para Caraúbas e Poço de Pedras.....	48
Tabela 3.5. Valores Médios de ALFA Obtidos a partir dos Valores de Taperoá e Boqueirão Considerando a Proporcionalidade entre as Áreas e a Pluviometria Anual.....	56
Tabela 4.1 – Precipitações Máximas, Médias e Mínimas Mensais Observadas na Bacia do Alto Rio Paraíba.....	62
Tabela 4.2 Estações Fluviométricas Seleccionadas e suas Sub-bacias Correspondentes Anual.....	66
Tabela 4.3. Evaporação Média Diária em (mm) na Estação de Ouro Velho.....	66
Tabela 4.4. Tabela de Postos Pluviométricos da Região do Alto Rio Paraíba – PB.....	67
Tabela 4.5. Variáveis independentes utilizadas para Regionalização.....	68
Tabela 5.1. Relação dos Postos Pluviométricos utilizados para simulação do período de 1923 a 1983.....	73
Tabela 5.2. Relação dos Postos Pluviométricos utilizados para simulação do período de 1952 a 1973.....	74
Tabela 6.1. Curvas de Permanência das Sub-bacias do Alto Paraíba.....	88
Tabela 6.2. Teste de Student (Vazões Máximas e Vazões Médias) para $\alpha=5\%$.....	88

Tabela 6.3. Teste de Snedecor (Vazões Máximas e Vazões Médias) para $\alpha=5\%$	89
Tabela 6.4. Teste de Wilcoxon (Vazões Máximas e Vazões Médias) para $\alpha=5\%$	89
Tabela 6.5. Tabela com os Indicadores Regionais.....	92
Tabela 6.6. Tabela das variáveis independentes utilizadas para Regionalização.....	95
Tabela 6.7. Teste de ajustamento <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição Gama.....	95
Tabela 6.8. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gama) e Q_{mlp}	95
Tabela 6.9. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gama).....	95
Tabela 6.10. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.....	96
Tabela 6.11. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.....	97
Tabela 6.12. Teste de ajustamento de <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição de Pearson Tipo III.....	97
Tabela 6.13. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Pearson Tipo III) e Q_{mlp}	97
Tabela 6.14. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Pearson Tipo III).....	97
Tabela 6.15. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.....	97
Tabela 6.16. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.....	98
Tabela 6.17. Teste de ajustamento <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição de Gumbel..	98

Tabela 6.18. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gumbel) e Q_{mlp}	98
Tabela 6.19. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gumbel).....	99
Tabela 6.20. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para $Q_{2, 33}$ da distribuição Gumbel.....	99
Tabela 6.21. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para $Q_{2, 33}$ da distribuição Gumbel.....	99
Tabela 6.22. Teste de ajustamento <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição Gama.....	100
Tabela 6.23. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gama) e Q_{mlp}	100
Tabela 6.24. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gama).....	100
Tabela 6.25. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.....	101
Tabela 6.26 Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.....	101
Tabela 6.27. Teste de ajustamento <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição de Pearson III.....	101
Tabela 6.28. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Pearson Tipo III) e Q_{mlp}	102
Tabela 6.29. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Tipo Pearson III).....	102
Tabela 6.30 Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.....	102
Tabela 6.31 Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.....	103
Tabela 6.32. Teste de ajustamento <i>Kolmogorov-Smirnov</i> para distribuição de Log-Normal.....	103

Tabela 6.33. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Log-Normal) e Q_{mlp}.....	104
Tabela 6.34. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Log -Normal).....	104
Tabela 6.35. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Log-Normal.....	104
Tabela 6.36. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Log-Normal.....	104
Tabela 6.37. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para $Q_{95\%}$.....	105
Tabela 6.38. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para $Q_{95\%}$.....	105
Tabela 6.39. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_{mpl}.....	106
Tabela 6.40. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_{mpl}.....	106

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural fundamental à vida. Suprimento de demandas de água é uma contínua preocupação da humanidade, devido ao crescimento populacional, às incertezas a respeito de fatores climáticos e à crescente poluição hídrica. Por outro lado, água em excesso, durante cheias, podem causar grandes prejuízos e perdas de vida humanas. Além disto, quantidade e qualidade de água são interdependentes e a análise das condições qualitativas de um curso d'água depende do conhecimento das condições quantitativas (Mendonça apud Paiva e Paiva, 2004).

Parte da região Nordeste possui clima semi-árido onde naturalmente já se apresenta um déficit dos recursos hídricos e sendo sua hidrografia formada em grande parte por rios intermitentes, o uso contínuo e indiscriminado deste recurso gera conflitos constantes. A situação não é diferente na Região do Alto Paraíba onde existem inúmeros interesses no uso dos recursos hídricos entre os quais, se destacam a irrigação e o abastecimento de grandes cidades.

Além do problema da quantidade, as ações antrópicas que ocorrem nas bacias hidrográficas podem afetar o regime fluvial de seus cursos d'água. Entre estas ações pode-se citar: os desmatamentos, a implantação e operação de reservatórios, transposições de vazões e captações indiscriminadas para diversos fins (ANA, 2004).

Para o estabelecimento de uma gestão adequada dos recursos hídricos é preciso conhecer as suas reais disponibilidades, usos e demandas potenciais, de forma sistemática e contínua. Para isso, a necessidade de otimização dos dados da rede hidrometeorológica, que possua séries com observações de dados contínuos e bem distribuídas espacialmente, se torna indispensável ao auxílio da previsão de fenômenos naturais extremos. Devido ao alto custo de instalação, operação e manutenção, o resultado observado é a carência da rede de monitoramento das estações, principalmente no que se refere à pequenas bacias hidrográficas.

Diante desta situação se torna necessária a busca de métodos alternativos para a obtenção de informações hidrológicas.

Entre as várias metodologias existentes para a obtenção de dados, a regionalização hidrológica é uma das ferramentas mais utilizadas. Ela consiste na aplicação de técnicas estatísticas para a determinação de funções para as estimativas das variáveis em locais sem dados hidrológicamente semelhantes, e está baseada no conceito de similaridade espacial das características físicas e climáticas.

Os modelos hidrológicos que simulam o processo chuva-vazão vêm como uma ferramenta de auxílio na simulação de séries hidrológicas de vazões mais longas e contínuas e que, dessa forma preencham as falhas existentes nas séries devido à precariedade destas.

Com a regionalização e o respectivo conhecimento das informações das vazões em sua variabilidade temporal e espacial na região requerida, o processo das ações de tomadas de decisão no planejamento, projeto e operação de sistemas e obras hídricas torna-se mais confiável com um maior número de dados hidrológicos da região.

1.1. Objetivo da Pesquisa

O objetivo principal deste estudo foi a realização da pesquisa de regionalização na região do Alto Paraíba-PB utilizando dados simulados com o modelo hidrológico NAVMO.

Após a simulação das séries, análises regionais permitiram a determinação de funções para a estimativa da vazão máxima, vazão média de longo período e vazão mínima utilizando a curva de permanência para a região do estudo.

1.2. Organização da Dissertação

No capítulo 2 deste estudo é feita uma revisão bibliográfica sobre o assunto, citando desenvolvimento metodológico e estudos de regionalização realizados e a conceituação dos modelos hidrológicos. No capítulo 3 descreve-se o modelo NAVMO com suas particularidades; neste mesmo é apresentada a calibração e validação do modelo NAVMO para a região do estudo realizada por Furtunato (2004). No capítulo 4 é descrita em detalhes a

região do Alto Paraíba-PB. O capítulo 5 trata da seleção das variáveis explanatórias, os testes e distribuições de probabilidades selecionadas, da determinação dos índices regionais e funções regionais associados as variáveis da bacia. A seguir, no capítulo 6, são descritos e analisados os resultados obtidos. Finalmente, nos capítulos 7 e 8 apresentam-se a análise de resultados, conclusões e recomendações para uso dos resultados obtidos e desenvolvimento de estudos futuros.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Introdução

A regionalização hidrológica surge como uma técnica utilizada para superar o problema da falta de dados. Segundo Tucci (1997), a regionalização consiste num conjunto de ferramentas que exploram ao máximo as informações existentes, visando à estimativa das variáveis hidrológicas em locais sem dados ou insuficientes. A regionalização pode ser de parâmetros, funções, processos, índices etc., através dos quais se pode determinar uma variável num dado local com poucas ou nenhuma informação. Para tanto, é necessário que a região hidrológica envolvente seja homogênea tanto do ponto de vista fisiográfico quanto hidrológico. Geralmente pode-se estabelecer relações entre a variável dependente, aquela que se quer estimar em locais sem disponibilidade de dados e caracterizações fisiográficas e/ou climáticas da bacia.

A regionalização hidrológica vem como uma ferramenta útil ao gerenciamento dos recursos hídricos quanto a sua sustentabilidade, sendo que gerenciamento pode ser ineficiente se as estimativas deste recurso forem muito incertas. Os usos múltiplos da água como a outorga de uso, obras de controle de enchentes assim como outras obras hidráulicas podem estar comprometidas caso não haja confiabilidade nos dados, comprometendo ainda mais este recurso finito que já sofre com as ações antrópicas que o degradam.

Segundo Silva e Baena (2002), o aproveitamento adequado dos recursos hídricos requer o uso de técnicas de planejamento que dependem de estimativas confiáveis das probabilidades associadas a certas variáveis hidrológicas. Um dos maiores desafios em hidrologia é o de conhecer adequadamente o comportamento dos processos hidrológicos, entretanto, a caracterização destes geralmente fica restrita a um caráter qualitativo, o que impede o

adequado gerenciamento dos recursos hídricos, que requer também informações de caráter quantitativo.

Segundo Ibiapana et al (1999), para o gerenciamento adequado dos potenciais hidráulicos disponíveis no Brasil é fundamental conhecer o comportamento dos rios, seus regimes de variação de vazões, assim como os regimes pluviométricos das diversas bacias hidrográficas, considerando as suas distribuições espaciais e temporais, isso exige um trabalho permanente de coleta de interpretação de dados cuja confiabilidade torna-se maior à medida que as séries históricas ficam mais extensas, envolvendo eventos de cheias e secas.

Um grande problema para a falta de dados seria a rede hidrométrica, que é composta de postos fluviométricos e pluviométricos, que dificilmente cobrem todos os locais de interesse. Sempre existirão lacunas temporais e espaciais que precisarão ser preenchidas com base em metodologias apropriadas. Segundo Tucci (1997), devido aos altos custos de implantação, operação e manutenção de uma rede hidrométrica, torna-se importante a otimização das informações disponíveis.

Para diminuir esta deficiência da rede hidrométrica no Brasil, uma técnica que se tem utilizado e que vem apresentando resultados satisfatórios é a regionalização hidrológica (Eletrobrás, 1985)

Segundo Silva e Baena (2002), a existência de postos hidrométricos reflete, de certa forma, a extensão do aproveitamento dos recursos hídricos de um país. O Brasil, com cerca de um posto hidrométrico para 4.000 km² de superfície, tem praticamente a mesma densidade de postos que a União Soviética e o México, mas sua densidade é pequena comparada com os EUA, com cerca de um posto hidrométrico por 1.000 km², e a França, com um por 800 km².

Para um gerenciamento adequado dos recursos hídricos, é preciso quantificá-los de forma eficiente, porém um problema comumente encontrado, em toda a rede hidrométrica é a descontinuidade dos dados hidrométricos existentes. Sendo assim, observa-se a difícil determinação de variáveis importantes para a região de interesse. Como ferramenta de ajuda na resolução deste problema recorre-se à regionalização, que entra com o objetivo de estimar variáveis em regiões carentes com poucos ou sem nenhum dado observado e é uma ferramenta que possui uma série de metodologias a serem utilizadas e exploradas para diminuir os efeitos da deficiência de dados.

2.2. Identificação Preliminar de Regiões Homogêneas: Métodos Existentes

Um dos pontos cruciais num estudo de regionalização é a delimitação de regiões hidrológicas ou estatisticamente homogêneas, ou seja, regiões com várias estações que tenham séries oriundas de populações regidas pela mesma distribuição de probabilidades com os parâmetros variando entre as estações.

De acordo com Hosking e Wallis (1997), a identificação de regiões homogêneas deve ser feita em duas etapas consecutivas: a primeira, consistindo de uma delimitação preliminar baseada unicamente nas características locais, e a segunda, consistindo de um teste estatístico construído com base somente nas estatísticas locais, cujo objetivo é o de verificar os resultados preliminares obtidos.

Dentro dessa categoria, encontram-se todas as experiências de identificação de regiões homogêneas que se baseiam no agrupamento subjetivo e/ou conveniente dos postos de observação, geralmente contíguos, em áreas administrativas ou em zonas previamente definidas segundo limites arbitrários. Dentre os inúmeros trabalhos que fizeram uso da conveniência geográfica, podem ser citadas as regionalizações de vazões de enchentes das Ilhas Britânicas (NERC, 1975) e da Austrália (Institution of Engineers Australia, 1987).

o Agrupamento Subjetivo

Nessa categoria, a delimitação subjetiva das regiões homogêneas é feita por agrupamento dos postos de observação em conformidade com a similaridade de algumas características locais, tais como classificação climática, relevo ou conformação das isoietas anuais. Pinto e Naghettini (1999) utilizaram modos combinados às conformações de relevo, clima e isoietas anuais para a delimitação preliminar de regiões homogêneas de alturas diárias de chuva máximas anuais na bacia do alto rio São Francisco.

o Agrupamento Objetivo

Nesse caso, as regiões são formadas pelo agrupamento dos postos de observação em um ou mais conjuntos, de modo que uma dada estatística não exceda um valor limiar previamente selecionado. Esse valor limiar é arbitrado de forma a minimizar critérios variados de heterogeneidade. Por exemplo, Wiltshire (1985) utilizou como critério a razão de verossimilhança. Hosking & Wallis (1997) apontam como uma desvantagem dessa técnica o

fato de que as iterações sucessivas de reagrupamento dos postos de observação nem sempre conduzem a uma solução final otimizada. Apontam também para o fato de que as estatísticas intragrupos empregadas podem ser influenciadas, em grau indeterminado, pela eventual existência de dependência estatística entre as amostras consideradas.

- **Análise de Clusters**

Trata-se de um método usual de análise estatística multivariada, no qual se associa a cada posto um vetor de dados contendo as características e/ou estatísticas locais. Em seguida, os postos são agrupados e reagrupados de forma que seja possível identificar a maior ou menor similaridade entre os seus vetores de dados. Hosking & Wallis (1997) empregou análise de *clusters* com sucesso para a regionalização de frequências de precipitação, vazões de enchentes e outras variáveis. Esses autores consideram a análise de *clusters* como o método mais prático, porém ainda sujeito a subjetividades, para a identificação preliminar de regiões homogêneas.

2.3. Metodologias Utilizadas na Regionalização

Nos estudos de regionalização devem ser consideradas as características físicas e climáticas das bacias que melhor tenham relação e representem as variáveis utilizadas no planejamento de recursos hídricos a serem determinadas e que estas sejam também de fácil mensuração. Atualmente existem várias metodologias onde estas são aplicadas e validadas de acordo com a escolha dos vários métodos existentes.

Tucci (1997) classifica os métodos de regionalização em três classes assim como suas definições:

- **Métodos de regionalização dos parâmetros da distribuição de probabilidades:** este procedimento considera que uma distribuição estatística ajusta bem as frequências dos dados dos postos da região escolhida. Inicialmente é ajustada uma distribuição estatística aos dados das diferentes bacias procedendo-se com a regionalização dos seus parâmetros por meio, por exemplo, de linhas de igual valor.

- **Métodos de regionalização do evento com um determinado risco:** neste método são ajustadas distribuições às vazões de diferentes postos. A vazão de alguns tempos de retorno de interesse são obtidas das distribuições ajustadas a cada posto;
- **Métodos de regionalização da curva adimensional de freqüências, denominados métodos de regionalização *index-flood*:** este método adimensionaliza as curvas individuais de probabilidade com base no seu valor médio, e estabelece uma curva adimensional regional média dos postos com a mesma tendência. Este método foi adotado num extenso estudo de regionalização de vazões máximas na Inglaterra.

Patton e Baker (1976) estudaram a influência de variáveis morfométricas em bacias com alto e baixo potencial de vazão localizadas nos Estados Unidos. Dados morfométricos e de descarga foram analisados através de técnicas estatísticas, permitindo as correlações entre essas variáveis e as vazões observadas. Foram identificados parâmetros que possuem alta correlação, como por exemplo, a área e o comprimento da bacia, assim como aqueles que podem ser utilizados em modelos de regressão por exercerem influência no regime de vazões dos rios.

Acreman e Sinclair (1986) identificaram cinco regiões homogêneas para 168 bacias na Escócia. Para identificar o grupo de bacias com características hidrológicas semelhantes utilizaram parâmetros fisiográficos, sendo consideradas a área, fração da bacia coberta por reservatórios e chuva média anual as mais expressivas para a região estudada.

Obregon et al (1999) utilizaram um modelo mensal de transformação de precipitação em vazão para extensão de séries de vazões, de modo a posteriormente realizar a regionalização da curva de regularização e da curva de permanência para bacias afluentes à Lagoa Mirim no Rio Grande do Sul. Eles observaram que os resultados estatísticos apresentaram-se melhor para a regionalização com séries estendidas a partir de valores de precipitação do que a realizada simplesmente com séries históricas. Destacaram ainda que as curvas regionais, tanto para curva de permanência como para curva de regularização a partir de séries históricas tendem a superestimar as vazões se comparada àquelas curvas regionais obtidas através de séries estendidas.

Euclides, Ferreira e Santos (2001) desenvolveram estudos na bacia hidrográfica do Rio das Velhas, afluente do São Francisco em Minas Gerais, tendo como principal finalidade a estimativa de potencialidades e disponibilidades dos recursos hídricos nessa sub-bacia através da regionalização hidrológica. Os dados foram processados com o suporte do software RH3a. A metodologia aplicada consiste na utilização de dois critérios para a identificação das regiões hidrologicamente homogêneas para as vazões estudadas (máximas, médias de longo período e mínimas com sete dias de permanência) e de dois métodos de regionalização de vazões. O trabalho consiste ainda na determinação das curvas de permanência utilizando para isso o método interpolativo, regionalizando através de regressões múltiplas com as características físico-climáticas as vazões com probabilidades de 50 e 95%.

Andrade et al (2001) estudaram dezesseis sub-bacias da região litorânea do Estado do Ceará sendo o objetivo desse estudo o agrupamento em regiões homogêneas sem considerar a continuidade geográfica, mas sim os aspectos fisiográficos e climáticos. A área em estudo situa-se em uma zona de transição entre o litoral (clima sub-úmido) e a zona do semi-árido.

Alexandre e Martins (2004) pesquisaram a estimativa de quantis de cheia no Estado do Ceará, utilizando uma abordagem hierárquica de regionalização dos parâmetros da distribuição Valor Extremo Generalizado (GEV). Os diferentes modelos foram comparados utilizando como critérios a variância do erro do modelo e a variância média de previsão. Devido à baixa correlação cruzada entre as séries de vazões máximas de anos concorrentes, os modelos GLS e WLS apresentam performances similares.

As distribuições GEV (Generalized extreme value – valores extremos generalizados) incorporam as três formas assintóticas de distribuições de extremos propostas por Gumbel (Stedinger et al, 1992) e, além de serem amplamente estudadas no passado recente, são as distribuições recomendadas para a análise de frequência de cheias do Reino Unido. Para a estimativa dos parâmetros das distribuições GEV utiliza-se o método dos PWMs (Probabilistic Weighted Moments - Pesos Probabilísticos Ponderados). Este método é equivalente ao método dos momentos-L. Na escolha definitiva de qual método aplicar na bacia em estudo, o CEHPAR faz uso de análises teóricas dos modelos, dos dados disponíveis e dos resultados.

Vários autores como descrito acima obtiveram êxito com a aplicação de modelos de regionalização para diversas regiões do mundo e relataram suas experiências na obtenção,

assim como, na incorporação de variáveis que interferem no processo de formação de vazões. Os estudos de regionalização foram sendo desenvolvidos conforme os avanços em modelagem hidrológica e a detecção de problemas na rede hidrometeorológica e conseqüentemente em suas séries.

2.3.1. Indicadores Regionais

Segundo Tucci (2000), um indicador regional é um valor médio de uma variável ou proporção entre variáveis hidrológicas. Estas variáveis dependem da magnitude da bacia e variam dentro da mesma. Desta forma, a relação entre os mesmos, de forma adimensional caracteriza um indicador que possui menor variabilidade e permite o seu uso com maior abrangência. Como indicadores regionais típicos empregam-se os seguintes índices:

a) Vazão Específica Média

A vazão específica é freqüentemente utilizada em estudos de regionalização (Tucci, 2002) apresenta, em geral, pequena variação quando a precipitação apresenta, também, pequena variação espacial. É definida pela razão entre a vazão e a área da bacia, ou seja:

$$q = \frac{Q_m}{A} \quad (2.1)$$

onde q é a vazão específica em $l/s/km^2$, Q_m é a vazão média de longo período em m^3/s e A é a área da bacia km^2 .

b) Relações da Vazão da Curva de Permanência

Relação rep_{95}

A relação é definida por:

$$rcp_{95} = \frac{Q_{95}}{Q_m} \quad (2.2)$$

onde Q_m é a vazão média e Q_{95} é a vazão com 95% de garantia da curva de permanência em m^3/s .

A relação entre a vazão Q_{95} da curva de permanência e a vazão média de longo período, permite estimar a primeira em função da vazão média, à medida que este índice é conhecido. A vazão Q_{95} é um valor característico do comportamento de períodos de estiagem em uma bacia e a vazão média é síntese de todas as vazões ao longo do tempo. Este índice pode apresentar pequena variação numa região, à medida que as características que determinam a sua proporcionalidade tenham pequena variabilidade de um local para outro.

2.3.2. Análise de Regressão

A equação de regressão é estabelecida entre a vazão (máxima ou média) e as características físicas e climáticas das bacias com dados. As características (variáveis independentes) escolhidas devem explicar a variação da vazão, além de poderem ser obtidas facilmente através de mapas existentes (ou preparados no estudo).

Algumas destas variáveis são: área de drenagem (A), precipitação média ou máxima anual e diária (P_{med} ; P_{max}), declividade da bacia (S_m), densidade de drenagem (D_d), comprimento do rio (L).

2.3.2.1. Regressão Linear Simples ou Múltipla

A regressão linear simples consiste no ajuste de uma reta aos pares de valores de y (*variável dependente*) e x (*variável independente*) tal que o valor esperado $E[y]$ é:

$$E[y] = ax + b + \alpha \quad (2.3)$$

onde a e b são parâmetros e α é o erro da estimativa em geral tomado igual a zero;

Ao contrário da regressão linear simples, na qual existe apenas uma variável independente para explicar a variação de y , na regressão múltipla considera-se que as outras variáveis independentes ($x_1, x_2, \dots, x_n$) com diferentes pesos expliquem a variação da variável dependente. A função pode ser linear ou não linear conforme as equações abaixo:

$$E[y] = a + bx_1 + cx_2 + dx_3 + \alpha \quad (2.4)$$

$$E[y] = ax^b_1 x^c_2 x^d_3 + \alpha \quad (2.5)$$

onde **a**, **b**, **c**, e **d** são parâmetros e α é o erro da estimativa da variável considerado, em geral, igual a zero.

A equação 2.5 pode ser transformada numa equação linear através da transformação por logaritmos, ou seja:

$$E[y^*] = \ln a + b \ln x_1 + c \ln x_2 + d \ln x_3 + \alpha \quad \text{com } y^* = \ln y \quad (2.6)$$

Nas regressões simples ou múltiplas, os parâmetros são determinados pelo método dos mínimos quadrados, que minimiza a diferença quadrática entre os valores observados e os estimados pelo modelo.

Na regionalização, o número de variáveis independentes é normalmente pequeno e é possível examinar todas as regressões possíveis. A vantagem deste método é a de examinar as diferentes equações e poder interpretar melhor os resultados.

2.3.3. Variáveis Físicas Explicativas

Nos estudos de regionalização devem ser consideradas as características físicas e climáticas das bacias que melhor consigam explicar a variável hidrológica, e que sejam mais facilmente mensuráveis.

Segundo Tucci (2002), geralmente os principais parâmetros da bacia que explicam o comportamento das variáveis hidrológicas são:

- Área de drenagem (A);
- Comprimento do rio principal (L);
- Declividade média da bacia (S_m);
- Densidade de drenagem (D_d);
- Precipitação Média (P_{med}) e
- Precipitação Máxima (P_{max}).

a) Área de Drenagem (A)

No estudo de regionalização, as características físicas e climáticas devem ser determinadas para a área de drenagem à montante de cada uma das estações fluviométricas existentes na bacia. Segundo Viessman et al (1972) e Garcez e Alvarez (1988), a área de drenagem (A) é a área plana delimitada pelo divisor de águas, constituindo-se numa das principais variáveis explicativas na quase totalidade dos estudos de regionalização de vazões em função da sua influência na potencialidade hídrica da bacia hidrográfica. Esta pode ser determinada por planímetro ou por técnicas de geoprocessamento.

b) Comprimento do Rio Principal (L)

Outra característica física utilizada na regionalização hidrológica é o comprimento do rio principal. Segundo Tucci (2002) define-se como rio principal de uma bacia hidrográfica aquele que drena a maior área no interior da bacia. Esta característica pode ser obtida através do curvímetro ou por geoprocessamento.

c) Declividade Média da Bacia (S_m)

A declividade média da bacia (S_m) controla, em parte, a velocidade do escoamento superficial, afetando assim o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais da rede de drenagem da bacia, afetando principalmente os valores de enchentes

máximas. A magnitude dos picos de enchente e a maior ou a menor oportunidade de infiltração e susceptibilidade para erosão dos solos dependem da rapidez com que ocorre o escoamento sobre os terrenos da bacia. Em função destes fatos a declividade média é muitas vezes usada como variável explicativa principalmente na regionalização de vazões máximas.

A velocidade de escoamento de um rio depende da declividade dos canais fluviais. Assim, quanto maior a declividade, maior será a velocidade de escoamento e bem mais pronunciados e estreitos serão os hidrogramas das enchentes, sendo, portanto, a declividade média do rio principal (S_m) uma importante variável explicativa para o comportamento das vazões máximas.

Um método mais simples de determinação da declividade é o que utiliza as altitudes a 10% e 85% do comprimento principal do rio (medido de jusante para montante). Nesse caso a declividade é expressa por:

$$S_m = \frac{H_1(0,85L) - H_2(0,10L)}{0,75L} \quad (2.7)$$

em que H_1 é a cota a 85% do comprimento do rio principal, no sentido de jusante para montante, e H_2 a cota a 10% do comprimento do rio no mesmo sentido.

Um outro procedimento para a obtenção da S_m é por intermédio do conceito de declividade equivalente constante, ou seja, obtém-se uma declividade constante para um curso d'água hipotético de tal forma que o tempo de percurso da água seria equivalente ao tempo necessário para percorrer o perfil acidentado natural do curso d'água. Partindo da fórmula de Chézy-Manning, que aponta o tempo como uma função do inverso da raiz quadrada da declividade, pode-se chegar a seguinte expressão para o cálculo da declividade equivalente constante:

$$S = \left(\frac{L}{\sum (L_i S_i^{0,5})} \right)^2 \quad (2.8)$$

onde L é o comprimento do curso de água, e l_i e S_i são o comprimento e declividade de cada sub-trecho, com $i = 1, 2, \dots, n$, sendo n o número de sub-trechos considerados no cálculo.

d) Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem (D_d) é o índice que indica o grau de desenvolvimento do sistema de drenagem, ou seja, fornece uma indicação da eficiência da drenagem da bacia assim como indicador do relevo superficial e das características geológicas de uma bacia, sendo expressa pela relação entre o somatório de todos os comprimentos (L_i) dos cursos d'água sejam eles perenes, intermitentes ou efêmeros e a área da bacia (A).

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^N L_i}{A} \quad (2.9)$$

Segundo Villela e Mattos (1979), este índice varia de $0,5 \text{ km/km}^2$ para bacias com drenagem pobre a $3,5 \text{ km/km}^2$ ou mais para bacias bem drenadas.

Horton (1932) introduziu a frequência de um rio, que é o somatório dos segmentos (N_i , $i=1, \dots, k$) pela área limitada ao segmento k , obtida por:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^K N_i}{A_k} \quad (2.10)$$

e) Precipitação Média (P_{med})

A precipitação média anual geralmente é regionalizada através das isoietas, sendo necessário dispor de um número representativo em termos espaciais de postos pluviométricos (Tucci, 2002). De qualquer forma, para a avaliação da consistência das precipitações, recomenda-se que se obtenham, pelo menos, as precipitações mensais dos postos, visando à

análise de consistência do método de dupla massa. Este tipo de análise permite eliminar postos com dados inadequados. Antes da utilização desse método, é necessário obter-se séries mensais homogêneas para preenchimento de falhas.

f) Precipitação Máxima ($P_{\text{máx}}$)

A precipitação máxima está relacionada com uma duração de ocorrência. Como a maioria dos postos pluviométricos não possui pluviôgrafos, a precipitação máxima que geralmente pode ser utilizada é aquela com duração de 1(um) dia. A variável explicativa que pode ser utilizada nesse caso é a precipitação máxima média anual. Para traçar as isoietas de precipitações máximas médias não é necessário que os mesmos tenham um período comum, selecionando os postos com mais de 10 anos de dados.

2.4. Séries Temporais para Regionalização

Várias são as variáveis a serem estabelecidas pela regionalização de acordo com a necessidade do estudo pretendido. Abaixo são descritas de forma concisa as principais variáveis em estudos de regionalização.

2.4.1. Vazão Máxima

A vazão máxima é utilizada em estudos básicos para projetos de obras hidráulicas, tais como diques de proteção contra inundações, sistemas de dragagem, bueiros, galerias pluviais etc. Segundo Tucci (2002), a vazão máxima é entendida como a maior vazão que ocorre numa seção de um rio num período definido e pode ser estimada a curto ou longo prazo. A estimativa a curto prazo é feita por meio do acompanhamento de um evento em tempo real resultante de uma precipitação, e a longo prazo é a previsão estatística da vazão máxima (diária ou instantânea) em qualquer ano. A vazão máxima está ligada a um determinado risco e pode ser obtida por uma distribuição de probabilidade. A regionalização da vazão máxima

envolve a estimativa da curva de probabilidade para um local sem dados ou com dados escassos.

Segundo Silva e Baena (2002) o objetivo da curva de probabilidade de vazões máximas é o de representar a relação entre a vazão extrema e a probabilidade de ocorrerem valores maiores ou iguais a esta vazão.

2.4.2. Vazão Média

Tucci (2002) define como vazão média, a média das vazões da série disponível num local.

Esta pode ser interpretada de acordo com os valores utilizados no seu cálculo. A vazão média é denominada de vazão de longo período definida desta forma, utilizando a média de vazões da série disponível num local. Este valor é obtido por:

$$Q_m = \frac{\sum_{t=1}^N Q_t}{N} \quad (2.11)$$

onde Q_t é vazão do intervalo de tempo t e N é o número de intervalos t .

A vazão média para um estudo de regionalização destinado a servir de base para o desenvolvimento de projetos de uso da água, tais como o abastecimento de água, a produção de energia elétrica, a irrigação, a navegação e outros usos, é a vazão média de longo período, definida como a média das vazões da série histórica disponível em um determinado local de acordo com Silva e Baena (2002).

Ainda, Silva e Baena (2002), o conhecimento sobre a vazão média de longo período e suas variações sazonais permite estimar a disponibilidade hídrica da bacia. Essa vazão corresponde à máxima vazão possível de ser regularizada por qualquer reservatório, abstraindo-se as perdas por evaporação e infiltração. Na prática, os limites de regularização correspondem a uma fração da vazão média de longo período.

2.4.3. Vazão Mínima

O conhecimento das vazões mínimas das bacias é básico em estudos de disponibilidade hídrica e preservação ambiental, pois estão naturalmente vinculadas a períodos críticos de oferta d'água pelo curso d'água que condicionam a demanda. Das vazões mínimas dependem as avaliações de aproveitamentos de pequenos mananciais, como pequenas centrais hidrelétricas, sistemas de irrigação e abastecimento urbano, assim como estudos de avaliação da qualidade das águas e de apoio à instrução de processos de outorga.

Dentro da série histórica de vazões, os menores valores da série, ou as vazões que não atendem às necessidades das demandas são ditas mínimas ou de estiagem Tucci, (2002). Em função do regime de variação de vazões de um curso d'água, em determinados períodos as vazões se reduzem a ponto de comprometer determinados usos, atingindo valores inferiores às necessidades da demanda, caracterizando as chamadas vazões de estiagem. O conhecimento sobre a vazão mínima e sua distribuição temporal e espacial assume papel importante no planejamento regional em setores críticos como o setor de energia assim como outros dependentes de certa vazão (Silva e Baena, 2002). No que diz respeito à regionalização, as características utilizadas para a determinação desta variável são a topografia, a geologia, o clima e o uso da terra, sendo estas indissociáveis para sua determinação.

Dentre os métodos mais utilizados de regionalização de vazões mínimas está o uso de equações de regressão regionais, que usa variáveis fisiográficas e climáticas das bacias, aplicadas dentro de regiões hidrologicamente homogêneas, previamente definidas (Eletrobrás, 1985; Tucci, 2002).

2.4.4. Curva de Permanência

Segundo Tucci (2002), a curva de permanência ou de duração é obtida da frequência da ocorrência das vazões ou níveis de uma determinada bacia. Esta curva retrata a parcela do tempo em que uma determinada vazão é igualada ou superada durante o período analisado. O interesse na busca desta curva consiste em conhecer a amplitude de variação das vazões e,

principalmente, a frequência com que cada valor de vazão ocorre numa determinada seção do curso d'água (Silva e Baena, 2002).

Segundo Euclydes et al (2001), além dos resultados diretos que fornece para o estudo do aproveitamento das disponibilidades do curso d'água, as curvas de permanência constituem um instrumento valioso de comparação entre as características distintas das bacias hidrográficas, colocando em evidência os efeitos do relevo, da vegetação e uso do solo e da precipitação, sobre a distribuição das vazões.

As variáveis descritas acima serão analisadas neste trabalho, pois exercem grande importância dentro da regionalização hidrológica. Estas serão determinadas segundo metodologias que melhor conduzam a resultados e estimativas confiáveis.

2.5. Estacionariedade das Séries

2.5.1. Testes Paramétricos

Segundo Koch e Rego (1985), os dados hidrometeorológicos apresentam muitas vezes não-homogeneidades em suas séries, que podem ser causadas por influências naturais ou artificiais. Costuma-se, na bibliografia, chamar os dados de consistentes quando não são influenciados por erros de medição; e de homogêneos quando o regime hidrológico representado pelos dados não é perturbado por influências naturais ou artificiais. Os testes paramétricos são aplicados a uma dada série quando existem indicativos de variações no comportamento hidrológico de um sistema a partir de um determinado período. Segundo Tucci (2002), as condições para aplicação dos testes paramétricos são as seguintes:

- As observações devem ser independentes;
- As observações devem se ajustar à distribuição normal.

Esta metodologia é utilizada quando existem indicativos. Com os testes paramétricos é possível verificar se ocorreram mudanças nas estatísticas da média e da variância destes dois

períodos, salvo as condições acima citadas. Os testes usualmente empregados são o de *Student* para a média e o de *Snedecor* para a variância (Tucci, 2002).

a) Teste de Identidade de Variâncias (F de Snedecor)

Para a verificação de alterações na estatística de variância é necessário subdividir a série em dois períodos. O primeiro período, com uma série de tamanho N_1 e variância s_1^2 , seria formado pelos valores observados anteriormente à suposta alteração. Enquanto o segundo período, posterior às mudanças, possui série com tamanho N_2 e variância s_2^2 . A partir destas informações calcula-se o valor F_{calc} , dado por:

$$F_{calc} = \frac{\text{Variância maior}}{\text{Variância menor}} \quad (2.12)$$

Supondo que as séries amostrais de tamanhos N_1 e N_2 utilizadas tenham uma distribuição F , com v ($v_1 = N_1 - 1$; $v_2 = N_2 - 1$) ou ($v_2 = N_2 - 1$; $v_1 = N_1 - 1$) graus de liberdade, respectivamente. O valor calculado de F deverá ser comparado com o valor de F teórico (F_t), retirado da tabela de distribuição F , com os graus de liberdade e com o nível de significância (α) requerido. Se $F_{calc} > F_t$ a hipótese de identidade entre as variâncias poderá ser rejeitada, assumindo um erro de acordo com o nível de significância adotado, geralmente em torno de 1 ou 5%.

b) Teste de Identidade das Médias (t de Student)

Esta metodologia, assim como o teste de identidade de variâncias, requer a divisão da série em dois períodos, um anterior e outro posterior às mudanças, com tamanhos das amostras N_1 e N_2 e médias $\bar{x}_1$ e $\bar{x}_2$ respectivamente. A análise final para a verificação da identidade das médias dependerá do resultado obtido anteriormente para as variâncias.

Caso a hipótese de identidade das variâncias tenha sido aceita e as médias $\bar{x}_1$ e $\bar{x}_2$ sejam idênticas do ponto de vista estatístico, a estatística t com distribuição de *Student* e apresentando $N_1 + N_2 - 2$ graus de liberdade será calculada da seguinte maneira:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{s \left(\sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}} \right)} \quad (2.13)$$

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N_1} (x_i - \bar{x}_1)^2 + \sum_{i=1}^{N_2} (x_j - \bar{x}_2)^2}{N_1 + N_2 - 2} \quad (2.14)$$

onde: s^2 é uma estimativa da variância em todo período de dados, $|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|$ é a diferença entre as médias das séries i e j .

Neste caso a identidade das médias poderá ser rejeitada quando o valor calculado de t cair fora do intervalo: $\left[-t_{\alpha/2, N_1 + N_2 - 2}; t_{\alpha/2, N_1 + N_2 - 2} \right]$. Estes valores são obtidos nas tabelas de distribuição de Student, para o número de dados (N), nível de significância (α) e grau de liberdade (ν) que é calculado através da seguinte equação:

$$\nu = \frac{1}{\frac{k^2}{N_1 - 1} + \frac{(1 - k)^2}{N_2 - 1}} \quad (2.15)$$

onde :

$$k = \frac{N_2 s_i^2}{N_2 s_i^2 + N_1 s_j^2} \quad (2.16)$$

Caso a hipótese da identidade das variâncias das séries i (s_i^2) e j (s_j^2) tenha sido rejeitada o valor de t é calculado por meio da seguinte fórmula:

$$t = \frac{|\bar{Y}_1 - \bar{Y}_2|}{\sqrt{\frac{s_i^2}{N_1} + \frac{s_j^2}{N_2}}} \quad (2.17)$$

Neste caso (variâncias são diferentes) o grau de liberdade é calculado também pela equação acima.

2.5.2. Testes Não-Paramétricos

Existem vários métodos não-paramétricos. O utilizado neste estudo foi o de Wilcoxon. Este teste apresenta vantagens em relação aos paramétricos, por aceitar as séries que não se ajustam à distribuição normal.

Geralmente, os testes não paramétricos possuem uma eficácia menor do que 1,0 (0,95 ao menor). Isso significa, que eles são mais conservadores e o risco de cometer um erro tipo II é maior. Em contra-partida tem-se a vantagem da universalidade, por serem independentes de quaisquer condições pressupostas, Koch e Rego (1985).

O teste utilizado neste item fornece mais uma alternativa interessante para a comparação de duas amostras, sendo baseado nos valores anuais de cada posto. O posto de um valor em um conjunto de n valores é um número que indica sua posição no conjunto ordenada (crescente ou decrescentemente), do primeiro ao n -ésimo.

Segundo Costa Neto (1983), Wilcoxon considerou que, sendo válida a hipótese H_0 de identidade entre as populações, as somas dos valores dos postos deveriam fornecer valores intermediários compatíveis com o tamanho da cada amostra. Desta forma os limites u_1 e u_2 para a soma dos postos nas amostras, além dos quais a hipótese H_0 deve ser rejeitada e estas são determinadas como segue nas equações 2.18 e 2.19.

$$u_1 = n_1 n_2 + \frac{n_1(n_1 + 1)}{2} - T_1 \quad (2.18)$$

$$u_2 = n_1 n_2 + \frac{n_2(n_2 + 1)}{2} - T_2 \quad (2.19)$$

onde n_1 e n_2 são os tamanhos das duas amostras e T_1 e T_2 as respectivas somas dos postos.

Segundo Tucci (2002), as séries com pelo menos 10 valores cada pertencem à mesma população se o número de inversões for distribuído de acordo com a normal. Uma inversão é contada a cada valor de y menor a um determinado valor de x . A média do número de inversões é:

$$M = \frac{n_x \cdot n_y}{2} \quad (2.20)$$

$$D = \frac{n_x \cdot n_y}{2} (n_x + n_y + 1) \quad (2.21)$$

onde n_x e n_y são, respectivamente, os tamanhos das séries de x e y . Para um nível de significância α , a região crítica para a hipótese de igualdade das médias é:

$$M - t_\alpha S \leq \mu \leq M + t_\alpha S \quad (2.22)$$

onde $S = \sqrt{D}$; μ é o número de inversões e t_α é o valor obtido da tabela de Student (Tucci, 2002).

2.6. Homogeneidades de Séries Temporais

2.6.1. Dupla Massa para Vazões Máximas e Vazões Médias

Após o preenchimento da série é necessário avaliar a sua consistência dentro de uma visão regional, comprovando seu grau de homogeneidade. O método da Dupla Massa,

desenvolvido pelo *Geological Survey* (USA), é uma prática comum adotada pelo Brasil, utilizado para séries mensais e anuais.

O método utilizado consiste em obter-se os valores médios das precipitações e ou vazões anuais acumuladas em vários postos da região e utilizar-se à série assim formada, como base de comparação (plotando esses valores em abscissas). Os pontos devem alinhar-se segundo uma única reta, a declividade da reta, para que os dados sejam considerados homogêneos.

2.7. Técnicas Estatísticas

Segundo Freitas et al (2002), a associação de dados hidrológicos por meio de técnicas estatísticas e matemáticas permite o estabelecimento de relações empíricas e conceituais destes fenômenos. Neste item serão abordadas as principais técnicas utilizadas em Hidrologia. Inicialmente serão descritos os métodos empregados para a estimativa de probabilidades das variáveis, dos quais destaca-se a distribuição normal e a distribuição de extremos. Em seguida, serão apresentadas, de forma sucinta, as técnicas de relacionamento de variáveis de regressão linear simples e múltiplas.

2.7.1. Distribuição de Probabilidades

Segundo definição de Soong (1986) o comportamento de uma variável aleatória é caracterizado por sua função de distribuição de probabilidades, isto é, pela maneira como as probabilidades se distribuem de acordo com os valores que elas assumem. Uma Função de Distribuição de Probabilidade pode ser expressa através da seguinte equação:

$$P(X \leq x) = \int_{-\infty}^x f(x)dx \quad (2.23)$$

onde $f(x)$ é a função densidade de probabilidade e X representa a variável aleatória, sendo x um valor real qualquer.

Alguns fenômenos hidrológicos podem ser modelados através de determinadas distribuições teóricas de probabilidade. No item a seguir serão mostradas algumas distribuições aplicadas na hidrologia.

2.7.1.1. Distribuição Normal e Log Normal

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

$$f_x(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\left[\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]} \quad -\infty < x < \infty \quad (2.24)$$

onde μ e σ representam respectivamente a média e o desvio padrão populacionais. A função de distribuição de probabilidade correspondente é dada por:

$$P(X \leq x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\left[\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]} dx \quad -\infty < x < \infty \quad (2.25)$$

a) Distribuição Log-Normal

Para a distribuição log-normal considere os valores logaritimizados da variável x , de modo que:

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma_n\sqrt{2\pi}} e^{-\left[\frac{(\ln(x)-\mu_n)^2}{2\sigma_n^2}\right]} \quad (2.26)$$

Suponha que a variável Y_1 pode ser descrita por:

$$Y_{t+1} = [\alpha_t + \beta_t + Z_t][\alpha_{t-1} + \beta_{t-1} \cdot Z_{t-1}]Y_{t-1} \quad (2.27)$$

Substituindo os termos em colchetes por W_t obtém-se a seguinte equação:

$$Y_t = W_t \cdot W_{t-1} \dots W_1 \cdot W_0 \cdot Y_0 \quad (2.28)$$

Adotando-se agora o logaritmo desta função resulta em:

$$\log[Y_t] = \log[W_t] + \dots + \log[W_0] + \log[Y_0] \quad (2.29)$$

A equação (2.29) mostra que o logaritmo de Y_t é a soma dos logaritmos de um grande número de variáveis aleatórias W_t . Caso o logaritmo destas variáveis atenda às condições citadas para a distribuição normal, o logaritmo de Y_t também se distribuirá normalmente. Assim, a sua função cumulativa será dada por:

$$P(X \leq x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{x \cdot \sigma_n \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\left(\frac{\ln(x) - \mu_n}{2\sigma_n}\right)^2} dx \quad (2.30)$$

onde:

$$\mu = E[X_n] = E[\ln(X)] \quad (2.31)$$

$$\sigma_n^2 = VAR[X_n] = VAR[\ln(X)] \quad (2.32)$$

Sendo μ_n o valor esperado dos logaritmos de X e σ_n^2 a variância destes logaritmos. As relações entre o valor esperado μ e a variância σ da variável X e os parâmetros da distribuição citados acima são:

$$E[X] = \mu = e^{\mu_n + 0,5\sigma_n^2} \quad (2.33)$$

$$VAR[X] = \sigma^n = \mu^2 [e^{\sigma_n^2} - 1] \quad (2.34)$$

b) Transformações Normalizantes

A aplicação de uma distribuição normal, como um modelo probabilístico, é apropriada para se fazer um ajuste dos dados transformados a esta distribuição. O modelo Log-Normal, mostrado anteriormente, é um exemplo destas transformações. Lanna (2001) cita uma transformação generalizada de potências proposta por Hinkley (1977) apresentada na seguinte forma:

$$Y = \frac{1}{\alpha} (X_I^\alpha - 1) \quad (2.35)$$

onde α é a potência normalizante.

Verifica-se que quando $\alpha \rightarrow \infty$, $Y_i \rightarrow \ln(X_i)$ sendo um caso geral da transformação logarítmica. Para se estabelecer o valor de α pode-se adotar o critério simplificado de minimizar o valor absoluto de assimetria. Quando ele for nulo, a potência α deverá fazer com que a série transformada se ajuste aproximadamente à distribuição Normal.

2.7.1.2. Distribuições de Extremos

A aplicação desta distribuição é bastante utilizada em estudos hidrológicos em virtude dos bons ajustes aos valores de vazões máximas e mínimas. Sua teoria consiste em que, tendo-se uma amostra com n valores extremos máximos ou mínimos e retirando-se um grupo com m valores aleatórios e independentes, sua distribuição aproxima-se de uma forma limite (assintótica) quando o valor de m cresce. Esta forma limite depende da distribuição dos $m.n$ valores dos quais são retirados os extremos. Neste caso pressupõe-se que:

- Existem n grupos de m valores, sendo que estes m valores correspondem aqueles obtidos no período anual, em se trabalhando com séries históricas anuais;
- O valor de m é suficientemente grande para que haja a aproximação à forma limite;
- Os m valores originais são independentes.

a) Distribuição de Extremos Tipo I (Gumbel)

Segundo Kite (1977, pg.87), a distribuição Tipo I (ou de Gumbel) é aquela usada para valores máximos. Esta distribuição resulta quando os $m.n$ valores possuem distribuição do tipo exponencial. A função de distribuição de probabilidade acumulada é dada por:

$$P(X \leq x) = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}} \quad (2.36)$$

onde:

$$\alpha = 1,2825/\sigma \quad (2.37)$$

$$\beta = \mu - 0,45 \sigma \quad (2.38)$$

A equação (2.37) pode ser escrita em termos da variável reduzida y , sendo esta dada por:

$$y = \alpha(x - \beta) \quad (2.39)$$

logo:

$$P(X \leq x) = e^{-e^{-y}} \quad (2.40)$$

Sabendo que $P(X \leq x) = 1 - P(X \geq x)$ e que $P(X \geq x) = 1/T$, onde T é o período de retorno, pode-se exprimir a variável reduzida y , após logaritmização dos termos da equação 2.39, pelas equações:

$$y = -\ln\{-\ln[1 - P(X \geq x)]\} \quad (2.41)$$

$$y = -\ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right] \quad (2.42)$$

b) Distribuição Pearson Tipo III

A distribuição Pearson III é uma distribuição de extremos com três parâmetros (Kite, 1977) dada por:

$$P(X \leq x) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\beta)} \int_0^x e^{-(x-\gamma)/\alpha} \left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta-1} \quad (2.43)$$

onde α e β e γ são parâmetros associados a variância (σ^2) e a média (μ), sendo γ o coeficiente de assimetria.

Bobée e Robitaille (apud Kite, 1977) mostraram que γ pode ser determinado por:

$$\gamma = \mu_3 / \mu_2^{3/2} \quad (2.44)$$

onde: μ_3 e μ_2 são os momentos de terceira e segunda ordem respectivamente.

A equação (2.43) deve ser corrigida em termos do tamanho N da amostra (Kite, 1977) pela equação:

$$\gamma_1 = \gamma \frac{\sqrt{N(N-1)}}{N-2} \left(1 + \frac{0,85}{N}\right) \quad (2.45)$$

Os parâmetros, β , α e γ podem ser determinados pelas seguintes equações:

$$\beta = (2/\gamma_1)^2 \quad (2.46)$$

$$\alpha = \sigma/\sqrt{\beta} \quad (2.47)$$

$$\gamma = \mu - \sigma\sqrt{\beta} \quad (2.48)$$

Segundo Kite (1977), a estimativa da variável requerida com tempo de recorrência X_T , é:

$$X_T = \alpha\beta \left\{ 1 - \frac{1}{9\beta} + t \sqrt{\frac{1}{9\beta}} \right\}^3 + \gamma \quad (2.49)$$

onde t é a variável reduzida da distribuição normal.

c) Distribuição log-Pearson III

A distribuição Log-Pearson III pode ser estabelecida para os valores logaritmizados da variável x , com os parâmetros α e β e γ associados a σ^2 (variância) e μ (média) dos valores logaritmizados. A média, o desvio padrão e o coeficiente de assimetria podem ser calculados pelas seguintes equações (Kite, 1977).

$$\mu = \gamma + \alpha\beta \quad (2.50)$$

$$\sigma = \alpha\sqrt{\beta} \quad (2.51)$$

$$\gamma = 2/\sqrt{\beta} \quad (2.52)$$

d) Distribuição Gama

Esta distribuição se assemelha a Pearson III. Sua distribuição é assimétrica e utiliza três parâmetros que são: média, desvio padrão e coeficiente de assimetria. A distribuição Gama torna-se um caso particular da distribuição Pearson III quando o coeficiente de assimetria é igual a duas vezes o coeficiente de variação (Lanna, 2001). A sua apresentação pode ser vista em Kite (1977) e não será apresentada aqui.

Bastante usada na estimativa de totais anuais, semestrais, trimestrais, etc., se adequam também aos valores extremos.

2.7.2. Teste de Ajustamento de Distribuição de Probabilidade

2.7.2.1 Teste de ajustamento *Kolmogorov-Smirnov* (Teste K-S)

Segundo Costa Neto (1983) os pesquisadores *Kolmogorov* e *Smirnov* desenvolveram um método para se testar a aderência, em que a variável de teste é a maior diferença observada entre a função da distribuição acumulada do modelo e da amostra. A função de distribuição acumulada do modelo testado ou função de repartição dá probabilidades acumuladas em cada ponto, ou seja, $P(X \leq x)$. A função de distribuição acumulada da amostra corresponderá ao gráfico das frequências relativas acumuladas. O teste consta simplesmente da verificação do valor

$$D = \text{Max}[P(X \leq x) - F(X \leq x)] \quad (2.53)$$

onde $F = (X \leq x) = m/n+1$ sendo m a ordem do evento da amostra ordenada de forma crescente e n o nº dos dados.

2.8. Modelos Hidrológicos

A hidrologia trata dos fenômenos naturais complexos do ciclo hidrológico, tais como precipitação, evaporação, infiltração, interceptação, escoamento superficial e subterrâneo. Como esses processos dependem de um grande número de fatores (variabilidade climática, características do solo, vegetação, topografia e usos do solo), sua análise quantitativa e qualitativa se torna muito complicada. Desta forma, torna-se imprescindível à utilização de modelos hidrológicos computacionais (Abbott et al, 1986a, Abbott et al, 1986b, Tucci, 1998).

O modelo hidrológico é uma das ferramentas que a ciência desenvolveu, para melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das observadas (Tucci, 1998). Através de um modelo pode-se simular e avaliar as mudanças do comportamento da bacia hidrográfica frente às modificações no meio ambiente.

As principais limitações dos modelos hidrológicos são a quantidade e a qualidade dos dados hidrológicos, bem como a dificuldade em formular matematicamente alguns processos e a simplificação do comportamento espacial das variáveis e dos fenômenos.

Todos os modelos hidrológicos representam de forma aproximada os fenômenos reais encontrados na natureza. Portanto, uma variável hidrológica, como precipitação ou vazão, nunca será prevista com total certeza. Além disso, os fenômenos hidrológicos variam em três dimensões e também no tempo, e a consideração simultânea dessas cinco fontes de variação (incertezas, três dimensões, tempo) é bastante complicada. Dessa forma, a maioria dos modelos considera somente uma ou duas dessas fontes de variação (Chow et al, 1988).

2.8.1. Classificação dos Modelos Hidrológicos

Os modelos hidrológicos são geralmente classificados em modelos físicos, analógicos e matemáticos. O físico é aquele em que o sistema é representado por um protótipo em escala menor. Os analógicos são aqueles que se valem da analogia das equações que regem diferentes fenômenos, para modelar no sistema mais conveniente, o processo desejado.

Os modelos matemáticos (ou digitais), são aqueles que usam equações matemáticas para representar a natureza do sistema em estudo. Neste tipo de modelo a bacia hidrográfica é

substituída por um processo matemático que transforma o dado de entrada (precipitação) em um dado de saída (vazão). Sua desvantagem está na discretização de processos contínuos e na dificuldade em representar matematicamente alguns fenômenos físicos.

Segundo Fleming (1987), citado por Lopes (1994), os modelos matemáticos de simulação hidrológica podem ser basicamente classificados em duas vertentes: modelos determinísticos e modelos estocásticos.

Os modelos matemáticos determinísticos ainda podem ser:

a) Empíricos ou “Caixa-preta”: utilizam funções que não têm nenhuma relação com os processos físicos envolvidos para ajustar os valores calculados aos dados observados. Existem também os empíricos hidrológicos, os quais utilizam uma função linear que associa a vazão à precipitação;

b) Conceituais: fazem uso de funções que consideram os processos físicos envolvidos. Este tipo de modelo tem por base o princípio da conservação da massa aplicado a reservatório para representar o sistema da bacia hidrográfica;

c) Concentrados: utilizam parâmetros médios sobre toda a bacia, não levando em conta a variabilidade espacial dos processos hidrológicos;

d) Distribuídos: consideram as variabilidades espaciais dos processos, o que os torna capaz de representar melhor as heterogeneidades da bacia hidrográfica;

e) Distribuído de base física: utilizam equações diferenciais parciais da conservação da massa, energia e movimento para representar de maneira distribuída os processos hidrológicos.

f) Modelos Estocásticos (Estatísticos): são aqueles que utilizam conceitos estatísticos para estimar o valor de variáveis aleatórias, isto é, consideram a aleatoriedade dos processos hidrológicos.

2.8.2. Etapas da Utilização de Modelos Hidrológicos

A utilização de um modelo possui geralmente três etapas: estimativa ou calibração dos parâmetros do modelo, verificação ou validação e previsão das variáveis do modelo.

A calibração dos parâmetros é a fase da simulação onde os parâmetros devem ser determinados segundo um ajuste para que os dados de saída do modelo (dados simulados) sejam iguais aos dados observados das variáveis as quais estão sendo simuladas. Para alguns autores (Diniz, 1994; Sorooshian e Gupta, 1995) existem dois tipos principais de calibração: um manual e outro automático. A calibração manual pode utilizar o processo de tentativa e erro, aquele que o modelador manipula os parâmetros até encontrar as melhores respostas, obtendo-se uma grande sensibilidade sobre o sistema; entretanto, este tipo de calibração geralmente pode-se ser considerado um trabalho exaustivo. Na calibração automática, perde-se um pouco desta sensibilidade, mas se ganha na rapidez da obtenção dos resultados já que ela é realizada por funções ou algoritmos pré-definidos que agilizam a busca das repostas.

Tucci (1998) apresenta classificações mais detalhadas de tipos de calibração e as coloca como métodos tradicionais de determinação de parâmetros. São elas:

- Medida direta: envolve a obtenção dos valores diretamente em campo, mapas, etc;
- Amostragem: quando o valor é uma amostra representativa e é aplicada sobre todo o sistema;
- Ajuste por tentativa e erro: de posse das variáveis de entrada e saída (como vazão), buscando-se um melhor ajuste dos hidrogramas, a partir dos parâmetros;
- Ajuste por otimização: quando se busca o melhor grupo de parâmetros através de funções objetivos que, por métodos matemáticos, automaticamente busca a menor diferença entre os dados observados e simulados.

Tucci (1998) ainda afirma que os modelos hidrológicos com estrutura conceitual/física buscaram introduzir a estimativa dos parâmetros com base em dados de campo, dispensando a existência de registros históricos. De acordo com Silva e Ewen (2000) um dos problemas associados a este tipo de abordagem é o problema da escala, já que em sua maior parte as medições são feitas em escala pontual e são expandidas para a área de estudo, resultando em perda de precisão na descrição dos processos.

A verificação ou validação do modelo consiste na simulação, utilizando os parâmetros ajustados, das variáveis, utilizando, por exemplo, outra série de dados observados. Existem

diferentes métodos de validação, tais como a divisão de dados, uso de duas ou mais bacias, etc. (Klemeš, 1986; Ewen e Parkin, 1996; Figueiredo, 1999; Braga, 2001).

Ewen e Parkin (1996) fazem uma discussão sobre alguns métodos existentes, dando ênfase àqueles propostos por Klěmes (1986), dentre os quais estão:

- Teste da divisão da amostra: baseia-se na divisão da amostra disponível em duas partes: uma para a calibração e outra para validação;
- Teste de divisão da amostra diferenciada: nele os dados são divididos de acordo com a razão de alguma variável envolvida, para se fazer a validação em condição oposta aquela da calibração. Por exemplo, com a variável precipitação, pode-se calibrar para um período seco e validar-se para um chuvoso (úmido);
- Teste da bacia homogênea ou vizinha: são usados dados de duas bacias. Calibra-se com os dados de uma bacia e faz-se a validação com os da outra;
- Teste da bacia homogênea ou vizinha diferenciada: este teste é semelhante ao teste de divisão da amostra diferenciada, sendo que são dados de bacias diferentes. Ou seja, calibra-se com o período seco de uma bacia e valida-se com o período úmido de outra.

A previsão é a simulação do sistema pelo modelo com parâmetros ajustados para a quantificação de suas respostas a diferentes entradas. Os dados de saída são utilizados para verificar se o modelo representa bem o sistema em condições diferentes daquelas utilizadas no ajuste/calibração.

Um modelo só é confiável quando suas suposições, entradas e parâmetros, estimam (Sorooshian e Gupta, 1995) os melhores resultados. O modelo deve ser selecionado de acordo com o tipo de estudo a ser realizado e suas qualificações devem interagir com a necessidade do modelador. O importante é que bons resultados sejam encontrados para a região estudada.

2.8.3. Alguns Exemplos de Modelos Hidrológicos

A partir do surgimento dos computadores e o desenvolvimento de máquinas cada vez mais velozes, foram desenvolvidos inúmeros modelos matemáticos de simulação. Atualmente, existem centenas de modelos hidrológicos, cada um com características peculiares ou bastantes comuns. Dentre eles, podem ser citados:

a) **O modelo SWAT (*Soil Water Assessment Tool*)**: desenvolvido pelo Agricultural Research Service e pela Texas A&M University em 1996 objetivando a análise dos impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade química da água (King et al, 1996). Ele é um modelo físico, do tipo distribuído e a bacia hidrográfica pode ser subdividida em sub-bacias de modo a refletir a diferença de tipo de solo, cobertura vegetal, topografia e uso do solo, sendo possível a subdivisão de centenas a milhares de células, cada célula representando uma sub-bacia. O escoamento superficial é estimado usando a equação de Curva Número (CN) do *Soil Conservation Service-SCS* (USDA-SCS, 1972). Segundo Oliveira e Medeiros (2001), uma limitação do modelo SWAT é avaliar a alteração na produção de água em função das alterações na cobertura do solo quando a bacia apresentar um alto grau de impermeabilização, ou seja com valores de CN superiores a 80.

b) **O modelo SHE (*Système Hydrologique Européen*)**: desenvolvido por um consórcio europeu de institutos de hidrologia (Bathurst, 1986a; Bathurst, 1986b; Bathurst et al, 1995), consiste de um modelo distribuído, de base física, cujas equações físicas são resolvidas através do método de diferenças finitas. A bacia é discretizada através de malhas (horizontal e vertical). Segundo Lopes (2003), devido à sua concepção, o modelo requer um grande número de informações, tornando difícil sua utilização.

c) **O modelo NAVMO - *Niederschlag, Abfluss, Verdunstungs Modell*** (Kleeberg et al, 1989) é um modelo diário, conceitual e distribuído e considera o sistema da bacia através de uma divisão da mesma em sub-bacias de produção e trechos de acompanhamento do fluxo. A

precipitação é transformada no escoamento total em cada sub-bacia. A vazão total é a soma dos escoamentos superficial, sub superficial e subterrâneo, os quais são controlados por dois sistemas de reservatórios: um superficial e outro sub superficial. O escoamento subterrâneo é controlado por uma função de transformação do excesso de água proveniente do reservatório sub superficial. O método CN do Serviço de Conservação do Solo - SCS (McCuen, 1982) é usado para avaliar o armazenamento de água nos reservatórios do sistema, o qual é associado às condições do solo e do seu uso, sendo apropriado, portanto, para uma avaliação das alterações ocorridas na bacia.

No Brasil este modelo foi inicialmente utilizado por Figueiredo et al (1991; 1993). Eles o utilizaram num estudo das prováveis causas da diminuição do volume de armazenamento do açude público de Sumé, o qual capta água da bacia hidrográfica do Rio Sucurú (748,6 km²). Eles concluíram que o problema de enchimento do açude não é devido à variação da precipitação, e sim devido à presença de armazenamentos a montante do reservatório.

Na literatura encontram-se outras aplicações deste modelo, como o trabalho realizado por Lopes (1994), que calibrou e validou o modelo NAVMO para avaliar o escoamento na bacia do Piancó (4550 km²), encontrando bons resultados.

Figueiredo et al (1999), avaliaram a influência da discretização da bacia no escoamento simulado pelo modelo na mesma região (bacia do rio Piancó), concluindo que a discretização não afeta as características do hidrograma. O modelo também foi utilizado para avaliação dos impactos do uso do solo e da influência dos açudes sobre o escoamento para o açude Sumé (Figueiredo e Srinivasan, 1999).

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 afetam diretamente a formação do escoamento nas bacias da região.

Figueiredo e Braga (2002) discutiram e apresentaram a calibração e os resultados da validação dos parâmetros mais sensíveis do modelo para aquela bacia. Lacerda Júnior (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 sofrem variação quando aumenta o tamanho da bacia.

Furtunato (2004) também fez a apresentação da calibração e validação para a Região do Alto Rio Paraíba - PB e fez diferentes simulações para avaliar os efeitos da variabilidade climática e do uso do solo conforme vários cenários e concluiu que a precipitação é a variável climática que mais afeta o escoamento.

2.9. Discussão e Considerações

A regionalização tem sido estabelecida com o objetivo de se obter a informação desejada em locais sem dados ou com poucos dados. A homogeneidade da área a se estudar em termos fisiográficos e climáticos se torna relevante na aplicação do estudo da regionalização (Tucci, 2002). A falta de dados pode ser diminuída por simulação através de modelos de chuva-vazão distribuídos. No presente trabalho, dados de vazões simuladas com o modelo NAVMO foram utilizados para diminuir as descontinuidades das séries e estabelecer a regionalização hidrológica na região do Alto Rio Paraíba - PB. A homogeneidade e estacionariedade das séries simuladas foram analisadas através de testes paramétricos e não-paramétricos. Distribuições de probabilidade selecionadas foram testadas com o método de Kolmogoroff-Smirnow (teste K-S) dando base para a etapa seguinte que consistiu na regionalização hidrológica das vazões médias diárias máximas, médias de longo período e vazões mínimas com 95% de garantia. As análises de correlação e regressão, tanto simples como múltipla, foram estabelecidas entre as variáveis explanatórias no estudo como a área, o comprimento do rio principal, densidade de drenagem e declividade média das bacias, precipitação média, máxima anual e média diária máxima anual.

A presente pesquisa ainda não havia sido realizada considerando os aspectos acima e vem suprir uma lacuna importante para o planejamento, gerenciamento e gestão dos recursos hídricos da região.

CAPÍTULO 3

O MODELO NAVMO, CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO

3.1. Características Gerais do Modelo NAVMO

O modelo NAVMO (Kleeberg et al., 1989), “Niederschlag, Abfluss, Verdunstungs Modell” (modelo de precipitação, vazão, evaporação), foi desenvolvido no Instituto de Recursos Hídricos da Universidade de Bundeswehr, Munique, Alemanha, para simular o escoamento.

O NAVMO é um modelo diário, determinístico, conceitual e distribuído, o qual permite que sejam consideradas as variabilidades tanto de fatores climáticos (evaporação e precipitação) quanto do sistema da bacia.

O processo de transformação da precipitação efetiva em escoamento superficial utiliza a equação do balanço hídrico que é aplicada à bacia através de dois reservatórios hipotéticos: um superficial e outro sub superficial que controlam o escoamento. Para avaliar a capacidade de armazenamento de água nos reservatórios, os quais são dependentes do tipo e das condições de uso do solo, é utilizado o método CN (Curva Número) desenvolvido pelo Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos – SCS (McCuen, 1982). O método é associado ao uso do solo e pode ser mudado para avaliações de cenários (Lopes, 1994).

Este modelo requer uma divisão da bacia hidrográfica em sub-bacias. O escoamento total gerado em cada sub-bacia é obtido através da soma das vazões do escoamento superficial, sub superficial e subterrâneo. A Figura 3.1 mostra o fluxograma do modelo NAVMO.

São utilizados como dados de entrada os valores de precipitação, evaporação, vazões observadas e as características físicas das sub-bacias como: área, cotas, declividades, características geométricas dos canais.

O cálculo da precipitação média no modelo NAVMO pode ser feito através da aplicação de duas metodologias, que são versões modificadas do método de Thiessen e do método do Ponto Reticular ou método das quadriculas (Kleeberg et al., 1989).

A propagação do escoamento pode ser feita utilizando diferentes métodos como, por exemplo, o método de Williams (1969), o método de Kalinin-Miljukov (1958), apud Fread (1985), e o método da velocidade de fluxo. O modelo apresenta também critérios alternativos para avaliar a qualidade dos resultados como desvios médios, desvio hidrológico, centróides dos hidrogramas, diferenças entre valores observados e calculados (volumes e picos), além da comparação entre os hidrogramas simulado e observado.

3.2. Lâminas dos Escoamentos nas Sub-Bacias

As lâminas dos escoamentos no modelo NAVMO são determinadas para cada sub-bacia, considerando um sistema de reservatórios, conforme apresentado no esquema físico mostrado na Figura 3.2. Cada reservatório possui a função de controlar os componentes do fluxo total (Lopes, 1994).

O escoamento superficial é calculado a partir do reservatório superficial, que é abastecido pela precipitação e sobre ele age a evaporação potencial. Quando o reservatório superior enche, ocorre o transbordamento. Parte da lâmina do transbordamento do reservatório superficial irá abastecer o reservatório sub superficial e outra parte será transformada no escoamento direto após aplicação de uma função de transformação.

O escoamento sub superficial é calculado a partir do reservatório sub-superficial que é alimentado por uma parte do transbordo do reservatório superficial. A evaporação deste reservatório é calculada em função do seu déficit de umidade. Quando esta parcela é suficiente para encher o reservatório sub superficial faz surgir uma lâmina de transbordamento, a qual se dividirá em duas lâminas. Uma dará origem ao escoamento sub-superficial e a outra será usada no cálculo do escoamento subterrâneo. O escoamento total simulado na saída da sub-bacia é a soma dos três escoamentos. Os hidrogramas em cada caso são obtidos através de funções de transformação e adicionados para que seja obtido o hidrograma total. Nas Figuras 3.1 e 3.2 observam-se as diversas etapas dos processos considerados para o cálculo da vazão total.

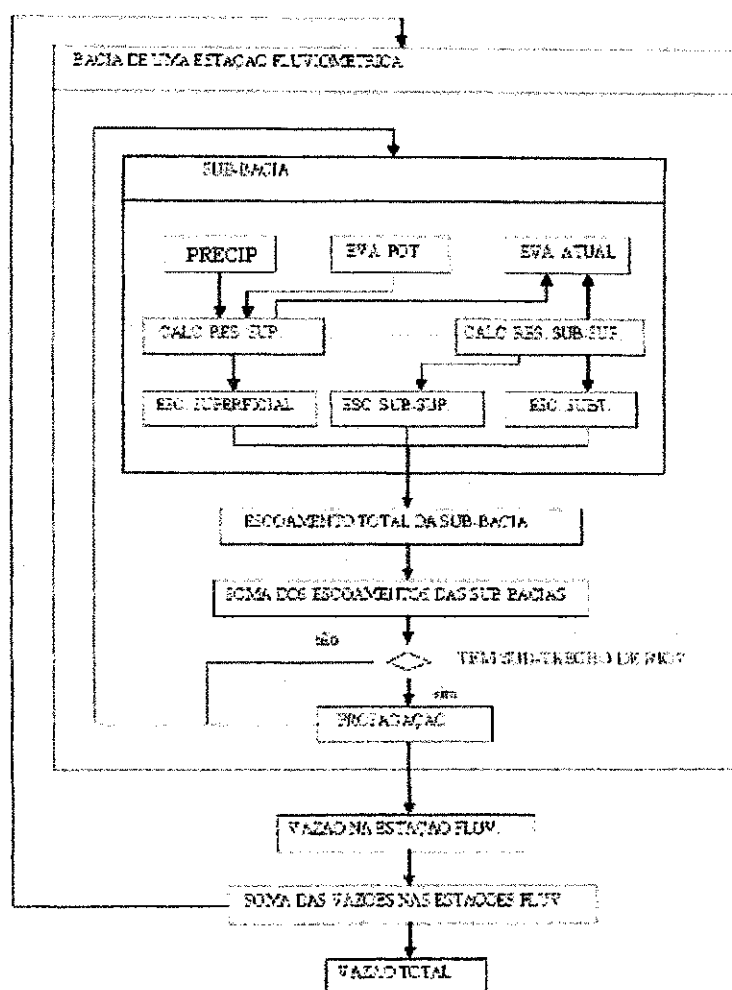


Figura 3.1 - Fluxograma do Modelo NAVMO (Kleeberg et al., 1989)

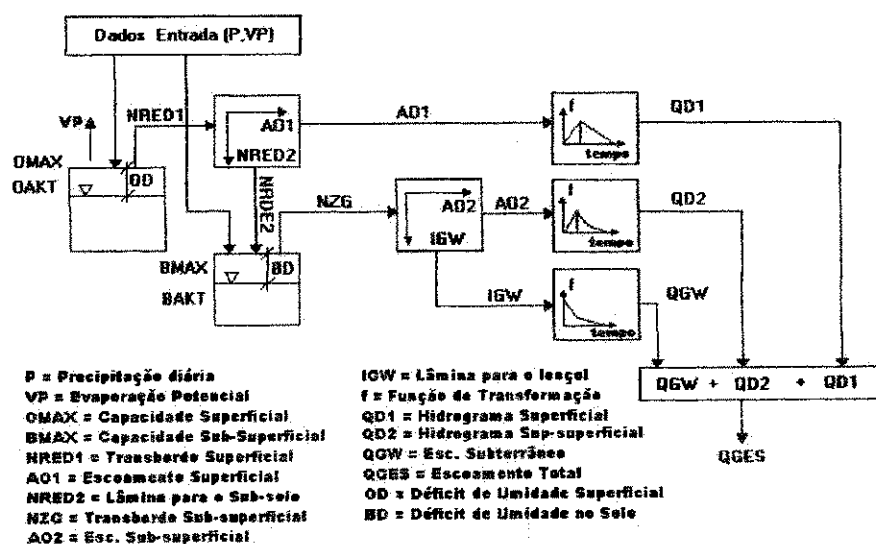


Figura 3.2 - Representação do Processo de Precipitação-Vazão-Evaporação no Modelo NAVMO (adaptado de Figueiredo e Braga, 2002).

As equações para os cálculos das lâminas dos escoamentos serão apresentadas a seguir.

3.3. Equações Para o Cálculo das Lâminas dos Escoamentos

3.3.1. Lâmina do Escoamento Superficial

A lâmina [mm/dia] do escoamento superficial direto (AO1) é calculada em termos do transbordamento do reservatório superficial. A parcela que se converte em lâmina do escoamento direto é dada por:

$$AO1 = ALFA \times NRED1(t) \quad (3.1)$$

ALFA [-] é o fator de partição, a ser calibrado, da lâmina do transbordamento do reservatório superficial NRED1 [mm/dia], dado pela equação:

$$NRED1(t) = N(t) - OD(t-1) - VA(t) \quad (3.2)$$

$N(t)$ é a precipitação [mm/dia] média diária calculada pelo método do Ponto Reticular modificado, isto é:

$$N_{I,t} = \frac{\sum_{s=1}^4 N_{n,s,t} / D_s^{RAST}}{\sum_{s=1}^4 1 / D_s^{RAST}} \quad (3.3)$$

com: $N_{I,t}$ – precipitação calculada para a sub-bacia I no intervalo de tempo t;

$N_{n,s,t}$ – precipitação na estação pluviométrica n, mais próxima do centro da sub-bacia I dentro do quadrante s, no intervalo de tempo t;

RAST – fator de correção dependente da distância do posto.

D_s – distância do posto no quadrante s até o centro da sub bacia

OD (t-1) é o déficit [mm/dia] de umidade antecedente no reservatório superficial e OD (t) é o déficit [mm/dia] de umidade atual no reservatório superficial dado pela seguinte equação:

$$OD(t) = OMAX - OAKT \quad (3.4)$$

OMAX é a capacidade máxima do reservatório superficial e OAKT o estado de umidade inicial do mesmo. OMAX é calculado em função da capacidade de armazenamento do solo pela equação:

$$OMAX = 0,1 \times S \times e^{-4 \times GEBGEF} \quad (3.5)$$

GEBGEF é a declividade [-] da superfície e S é a capacidade [mm/dia] de armazenamento do reservatório dado por:

$$S = 25,4 (1000/CN - 10) \quad (3.6)$$

VA (t) é a evaporação [mm/dia], durante o intervalo de tempo t. A evaporação (VA) assume valor potencial até que a superfície esteja completamente seca e o déficit de umidade do reservatório superficial (OD) atinja a capacidade do reservatório superficial (OMAX).

Quando o reservatório superficial atingir o nível mínimo de umidade, ou seja, 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 (VP) [mm/dia], pelo fator de partição EET a ser calibrado no modelo.

3.3.2. Lâmina do Escoamento Sub superficial

A outra parcela do transbordamento do reservatório superficial NDRED2 [mm/dia] vai suprir o reservatório do solo, diminuindo o déficit de umidade BD daquele reservatório. NRED2 é calculado pela equação:

$$NRED2(t) = (1 - ALFA) \times NRED1 \quad (3.7)$$

O transbordamento do reservatório sub-superficial NZG [mm/dia], é dado por:

$$NZG(t) = NRED2(t) - BD(t-1) \quad (3.8)$$

BD (t-1) é o déficit de umidade antecedente [mm/dia] do reservatório sub superficial e BD (t) é o déficit de umidade atual [mm/dia] do reservatório sub-superficial dado pela diferença entre a capacidade máxima do reservatório sub-superficial (BMAX) e sua umidade atual (BAKT), isto é:

$$BD(t) = BMAX - BAKT \quad (3.9)$$

BMAX é tomado igual a capacidade de armazenamento do solo S dado pela equação 3.6.

A lâmina [mm/dia] do escoamento sub superficial é determinada em termos do transbordamento do reservatório sub-superficial (NZG). A parcela desse transbordamento que se converte em lâmina do escoamento sub superficial (AO2), é então calculada pela equação:

$$AO2(t) = BETA \times NZG(t) \quad (3.10)$$

onde BETA é o fator de partição [-] do transbordamento do reservatório sub superficial.

A outra parcela do transbordamento do reservatório sub superficial vai alimentar o lençol subterrâneo.

3.3.3. Lâmina do Escoamento Subterrâneo

A parcela do transbordamento do reservatório sub superficial que alimenta o lençol subterrâneo, IGW [mm/dia], é calculada pela seguinte equação:

$$IGW(t) = (1-BETA) \times NZG(t) \quad (3.11)$$

3.3.4. Escoamento Total

As distribuições no tempo dos escoamentos superficial, sub superficial e subterrâneo, são dadas por funções de transformação das lâminas. O hidrograma superficial (QD1) é obtido através da aplicação de duas funções lineares que transformam a lâmina do escoamento superficial (AO1) em hidrograma, sendo uma para a subida do hidrograma e outra para a recessão. Para o escoamento sub superficial (QD2), a transformação da lâmina (AO2) em hidrograma é feita através de uma função linear para a subida do hidrograma e por uma função exponencial para a recessão. O escoamento subterrâneo (QGW) é calculado de uma função não linear. Detalhes sobre as funções de transformação são encontrados em Kleeberg et al (1989).

A soma das vazões superficial (QD1), sub superficial (QD2) e subterrâneo (QGW) fornece o escoamento total diário, QGES [m^3/s], isto é:

$$QGES(t) = \frac{QD1(t) + QD2(t) + QGW(t)}{86400} \quad (3.12)$$

3.4. 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 cuja seção é considerada trapezoidal. A equação de Manning é utilizada para o cálculo das velocidades de escoamento na calha principal e nos planos de inundação. O modelo NAVMO pode utilizar as metodologias de Williams (1969), Kalinin-Miljukov (Fread, 1985) e velocidade de fluxo para propagar o escoamento. Todos os métodos são hidrológicos e fundamentados no método de Muskingum (Braga, 2001).

Maiores informações sobre o modelo NAVMO e suas equações podem ser encontrados em Kleeberg et al. (1989), Lopes (1994), Braga (2001) e Lacerda Júnior (2002).

3.5. Dados Requeridos pelo Modelo NAVMO

O modelo NAVMO requer dados diários de precipitação, evaporação e vazão. Para cada sub-bacia são necessárias as informações de área, declividade média, valor de CN (Curva Número) e coordenadas dos centróides das mesmas. Nas sub-bacias onde ocorre propagação do escoamento o modelo exige ainda a declividade dos trechos de rios, as características das calhas do rio (profundidade e declividades do leito) e dos planos laterais, bem como o coeficiente de Manning-Strickler (inverso do coeficiente de rugosidade de Manning) para o leito principal e os planos laterais.

3.6. Pesquisas Recentes Utilizando o Modelo NAVMO

No Brasil este modelo foi inicialmente utilizado por Figueiredo et al. (1991; 1993). Eles o utilizaram na simulação do escoamento na bacia de Piancó e em um estudo das prováveis causas da diminuição do volume de armazenamento do açude público de Sumé, o qual capta água da bacia hidrográfica do Rio Sucurú (748,6 km²).

Na literatura encontram-se outras aplicações deste modelo, como o trabalho realizado por Lopes (1994), que calibrou e validou o modelo NAVMO para avaliar o escoamento na bacia do Piancó (4550 km²), encontrando bons resultados. Figueiredo e Srinivasan (1999) avaliaram os impactos do uso do solo e da presença dos açudes sobre o escoamento superficial a montante do açude público de Sumé. 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 fatores afetam diretamente a formação do escoamento nas bacias da região. Figueiredo e Braga (2002) discutiram e apresentaram a calibração e os resultados da validação dos parâmetros mais sensíveis do modelo para aquela bacia. Lacerda Júnior (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 sofrem variação quando aumenta o tamanho da bacia. Furtunato (2004) também fez a apresentação da calibração e validação para a Região do Alto Rio Paraíba-PB e fez diferentes simulações para avaliar os efeitos da variabilidade climática e do uso do solo conforme vários cenários e concluiu que a precipitação é a variável climática que mais

afeta o escoamento.

O presente estudo apresenta sua região (Alto Paraíba-PB) calibrada e validada por Furtunato (2004).

3.7. Calibração e Validação do Modelo NAVMO para a Região do Alto Rio Paraíba/PB

3.7.1. Calibração

Os valores dos parâmetros calibrados por Furtunato (2004), para a área a bacia do Alto Paraíba (~13.000 km²) foram utilizados nesta pesquisa para a simulação das séries de longo período.

A calibração foi feita para os parâmetros que mais afetam o escoamento (ALFA, EET e CN) e também conforme a variabilidade do clima e uso do solo sobre o escoamento da bacia, comparando-se vazões máximas e volumes anuais simulados com os observados correspondentes. No decorrer deste capítulo será exposta a metodologia e os resultados obtidos pela pesquisa de Furtunato (2004).

Furtunato (2004), utilizou-se de dados diários das quatro (4) estações fluviométricas na região (Taperoá, Caraúbas, Poço de Pedras e Boqueirão) e de 80 postos pluviométricos na região do estudo (ver Capítulo 4) para calibrar os parâmetros do modelo para anos (ver Cadier, 1996; Figueiredo e Srinivasan, 1999) secos ($P < 600$ mm/ano), normais ($600 \leq P \leq 800$ mm/ano) e úmidos ($P > 800$ mm/ano). 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 são conduzidas para um período que inicia na fase de estiagem.

Devido aos diferentes períodos de dados observados nas estações fluviométricas não foi possível calibrar todas as bacias da região com as mesmas séries anuais de dados. Portanto, para as bacias de Taperoá e Boqueirão de Cabaceiras utilizou-se a série anual de dados de 1922 a 1952 e um banco de dados de pluviometria específico foi montado abrangendo o período em consideração. Um outro banco de dados de pluviometria foi preparado para as bacias de Caraúbas e Poço das Pedras para o período de 1973 a 1982.

Furtunato (2004) calibrou os valores de ALFA, EET e de CN por tentativa e erro, comparando-se hidrogramas, vazões máximas e volumes anuais, ainda utilizou os dados de

evapotranspiração potencial, a partir dos quais o parâmetro EET pode ser ajustado conforme os critérios definidos (vazão máxima, volumes anuais e hidrogramas). Os valores médios calibrados de ALFA, EET e CN encontram-se nas Tabelas 3.1 a 3.4, conforme picos e volumes para as bacias de Taperoá, Boqueirão de Cabaceiras, Caraúbas e Poço das Pedras.

Tabela 3.1 – Valores médios de ALFA, EET e CN para Taperoá e Boqueirão.

Valores Médios dos Parâmetros Calibrados pelos Picos						
	ALFA		EET		CN	
	Taperoá	Boqueirão	Taperoá	Boqueirão	Taperoá	Boqueirão
Anos Normais	0,26	0,05	3,61	6,52	80,5	46,8
Anos Secos	0,22	0,10	4,10	6,33	60,7	35,8
Anos Úmidos	0,05	0,01	4,10	6,20	77,4	67,0

Fonte: Furtunato (2004).

Tabela 3.2 – Valores médios de ALFA, EET e CN para Taperoá e Boqueirão.

Valores Médios dos Parâmetros Calibrados pelos Volumes						
	ALFA		EET		CN	
	Taperoá	Boqueirão	Taperoá	Boqueirão	Taperoá	Boqueirão
Anos Normais	0,15	0,04	4,46	6,54	73,6	64,4
Anos Secos	0,21	0,07	4,17	6,28	57,4	41,7
Anos Úmidos	0,08	0,02	3,62	5,31	85,5	79,8

Fonte: Furtunato (2004).

Tabela 3.3– Valores médios de ALFA, EET e CN para Caraúbas e Poço de Pedras

Valores Médios dos Parâmetros Calibrados pelos Picos						
	ALFA		EET		CN	
	Caraúbas	Pç.Pedras	Caraúbas	Pç.Pedras	Caraúbas	Pç.Pedras
Anos Normais	0,13	0,17	4,67	4,50	69,4	71,7
Anos Secos	0,17	0,21	5,15	5,00	52,8	57,9
Anos Úmidos	0,03	0,04	4,25	4,15	75,7	84,5

Fonte: Furtunato (2004).

Tabela 3.4 – Valores médios de ALFA, EET e CN para Caraúbas e Poço de Pedras

Valores Médios dos Parâmetros Calibrados pelos Volumes						
	ALFA		EET		CN	
	Caraúbas	Pç.Pedras	Caraúbas	Pç.Pedras	Caraúbas	Pç.Pedras
Anos Normais	0,12	0,13	4,73	4,63	73,0	76,1
Anos Secos	0,13	0,14	5,63	5,45	51,1	56,7
Anos Úmidos	0,03	0,04	4,40	4,39	78,0	83,9

Fonte: Furtunato (2004)

3.7.2. Análise e Discussão da Calibração

Furtunato (2004), através de gráficos de valores anuais simulados x valores anuais observados, do coeficiente de determinação e da comparação de hidrogramas diários simulados e observados, apresentou os resultados e sua discussão, com relação aos volumes e vazões máximas anuais, para cada uma das bacias num dado ano. Um resumo é dado a seguir para cada bacia.

3.7.2.1. Bacia de Taperoá - 618 km² (1923 – 1958)

As Figuras 3.3 a 3.6 mostram alguns resultados obtidos para o ano de 1925 com os parâmetros calibrados. Furtunato concluiu, que os resultados obtidos foram razoáveis, pois apresentaram boa correlação com os dados observados, com valores do coeficiente de determinação (R^2) acima de 0,9 (Figuras 3.3 e 3.5). Os hidrogramas simulados representaram bem os hidrogramas observados, porém, em alguns casos, observou-se uma defasagem no tempo com relação às vazões máximas (Figuras 3.4 e 3.6).

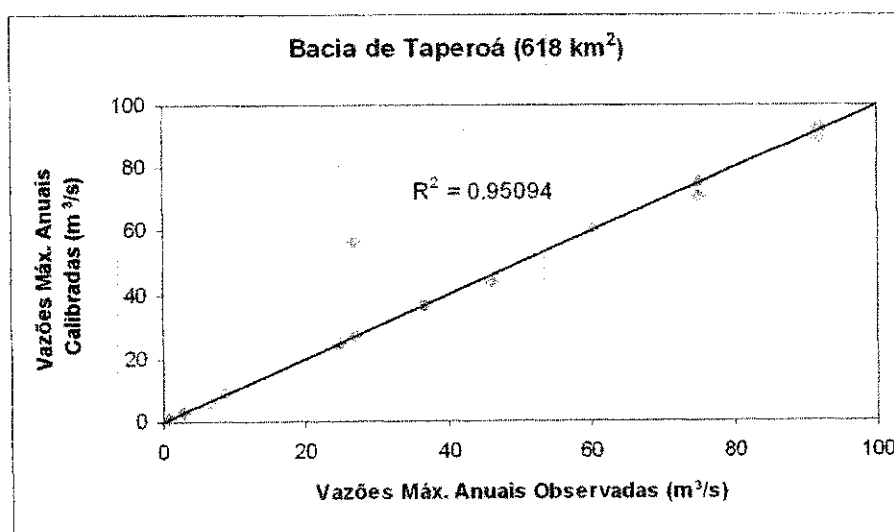


Figura 3.3 - Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Taperoá. (Fonte: Furtunato, 2004)

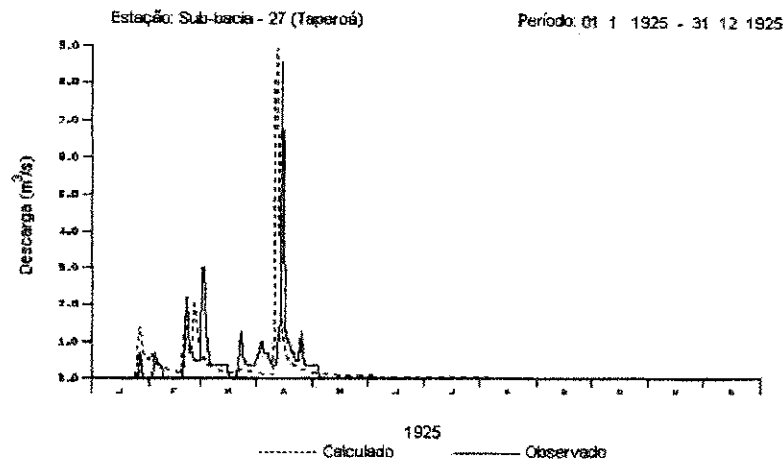


Figura 3.4 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Taperoá em 1925 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004)

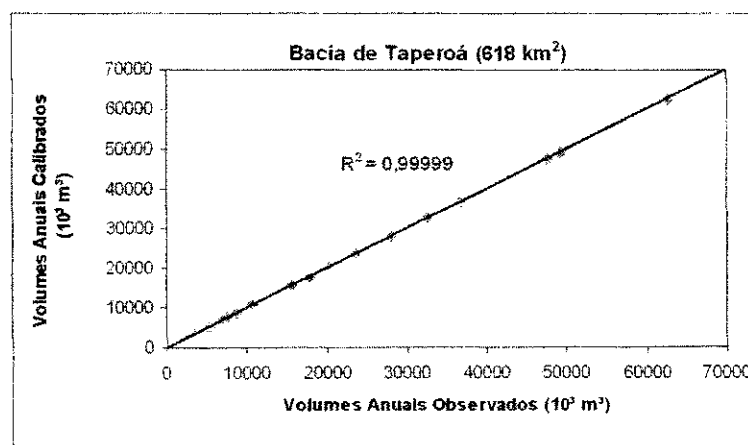


Figura 3.5 - Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Taperoá. (Fonte: Furtunato, 2004)

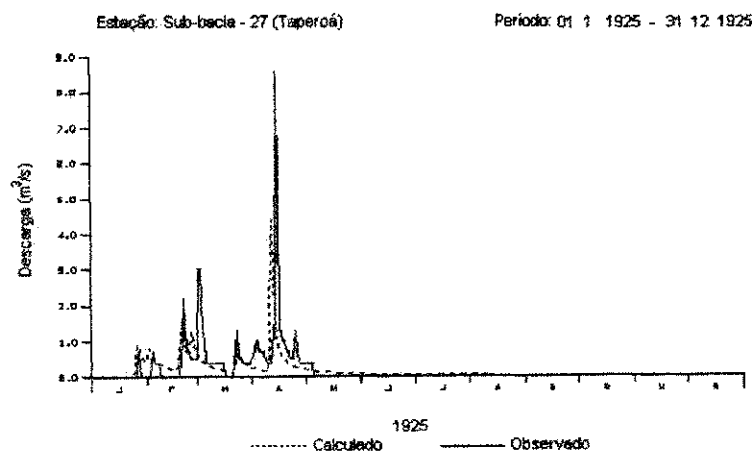


Figura 3.6 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Taperoá em 1925 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004)

3.7.2.2. Bacia de Poço das Pedras – 3260 km² (1970 – 1985)

Para a bacia de Poço de Pedras observou-se que os resultados obtidos para as vazões máximas anuais simuladas no processo de calibração (Figura 3.7) não foram bons. O coeficiente de determinação ($R^2 = 0,34$) demonstrou esse fato, porém este resultado foi fortemente influenciado pelo ano de 1977 que apresenta uma superestimação em relação ao valor observado. Excluindo-se este ano, o valor de R^2 sobe para 0,67. Já os resultados encontrados para os volumes anuais (Figura 3.9) são razoáveis, com melhor correlação com os dados observados (R^2 acima de 0,6). Os hidrogramas simulados e observados são comparados nas Figuras 3.8 e 3.10.

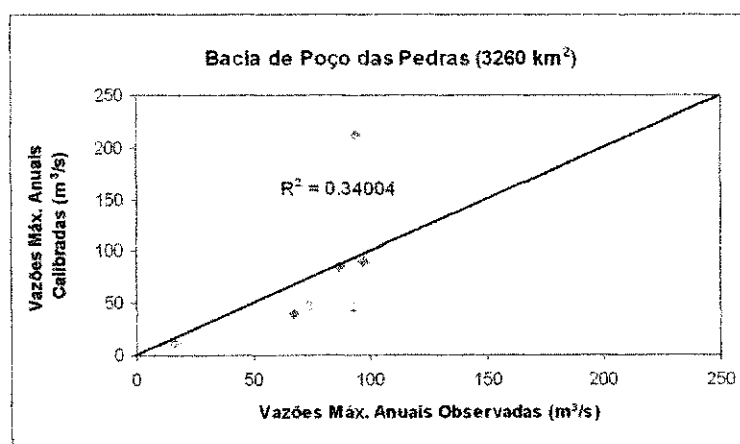


Figura 3.7 - Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004)

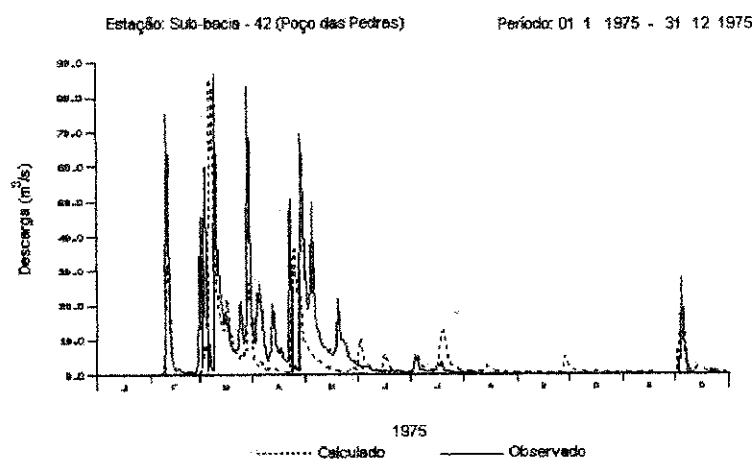


Figura 3.8 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004)

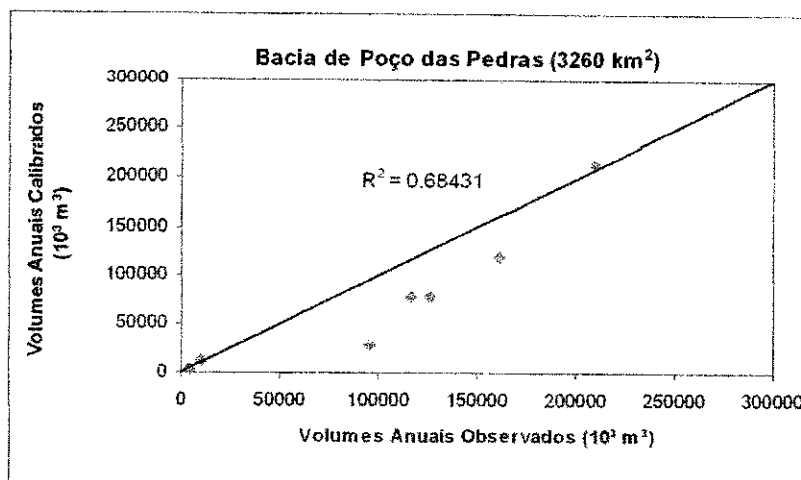


Figura 3.9 - Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004)

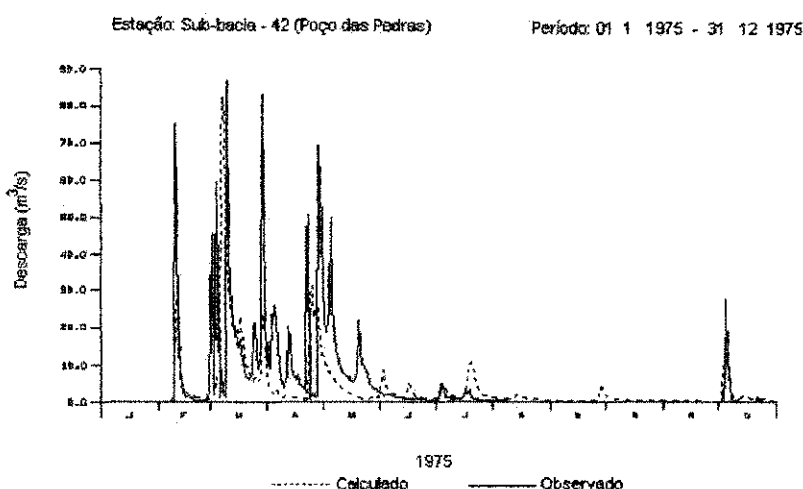


Figura 3.10 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004)

3.7.2.3. Bacia de Caraúbas (1973 – 1985)

Os resultados obtidos para as vazões máximas anuais simuladas no processo de calibração para bacia de Caraúbas (Figura 3.11) não foram bons. O valor de R^2 mostra que o modelo não representou bem as vazões máximas observadas. No entanto, os resultados encontrados para os volumes anuais (Figura 3.13) apresentaram-se razoáveis, com R^2 acima de 0,8 embora sub-estimados. Os hidrogramas apresentados nas Figuras 3.12 e 3.14 mostram boa representação das vazões para esta bacia.

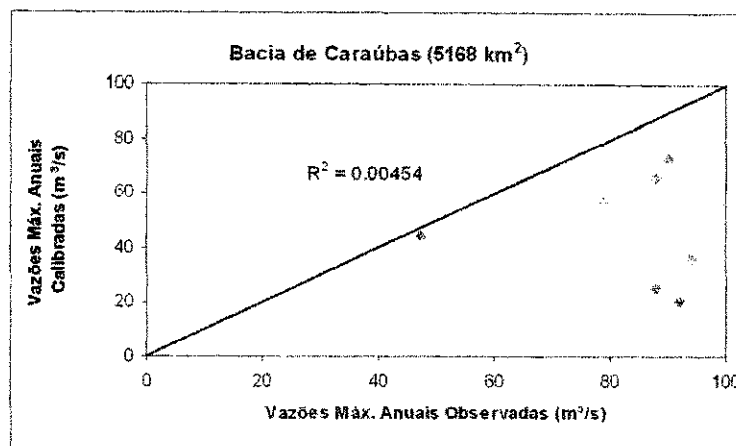


Figura 3.11 - Comparação Entre as Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004)

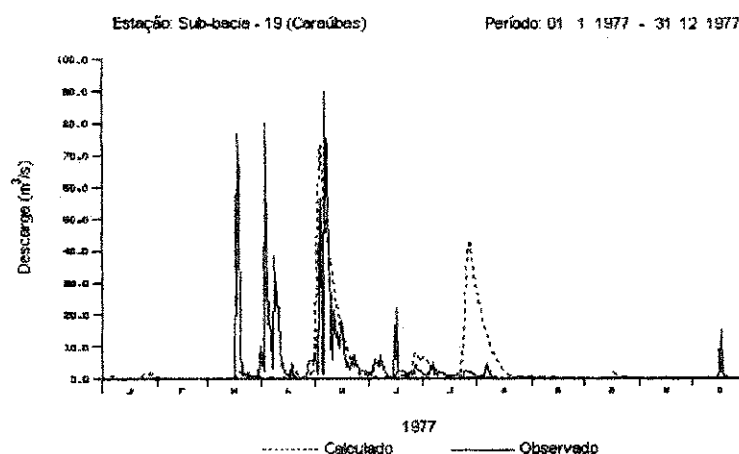


Figura 3.12 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Caraúbas em 1977 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004).

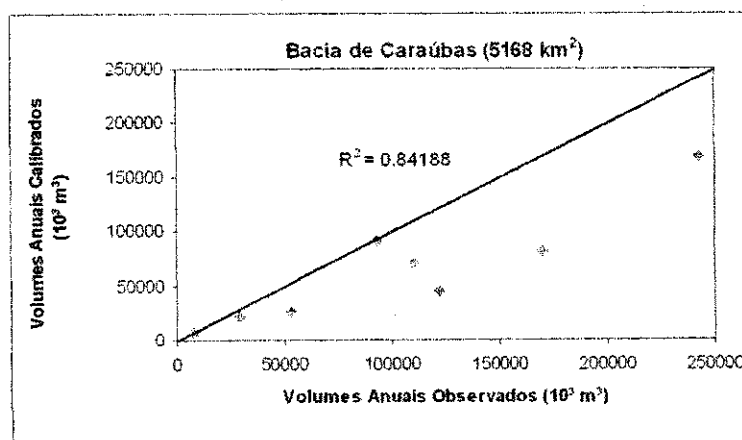


Figura 3.13 - Comparação Entre os Volumes Anuais Calibrados e Observados na bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004)

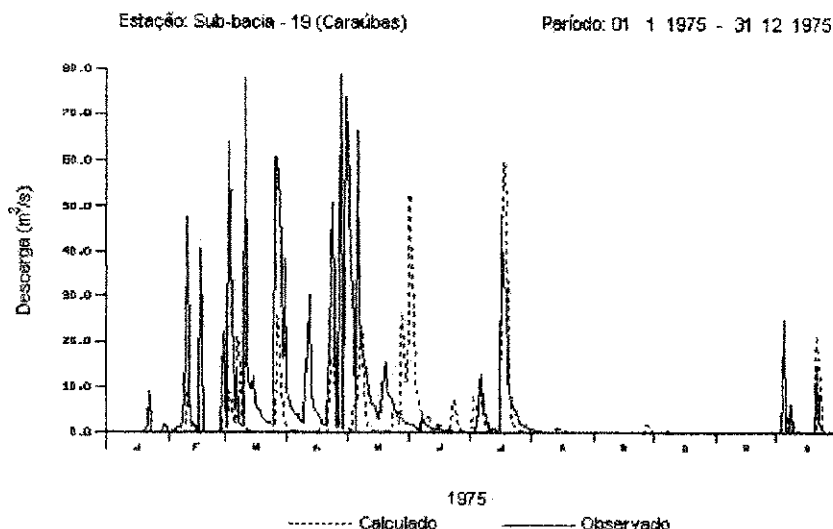


Figura 3.14 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Caraúbas em 1975 com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).

3.7.3.4. Bacia de Boqueirão de Cabaceiras (1922 – 1952)

As Figuras 3.15 a 3.19 mostram os resultados obtidos para esta bacia com a calibração dos parâmetros. As vazões máximas e volumes anuais simulados no processo de calibração do modelo para esta bacia são bons, pois apresentaram boa correlação com os dados observados (R^2 acima de 0,9). Os hidrogramas apresentados mostraram uma boa representação tanto das vazões máximas como dos volumes anuais.

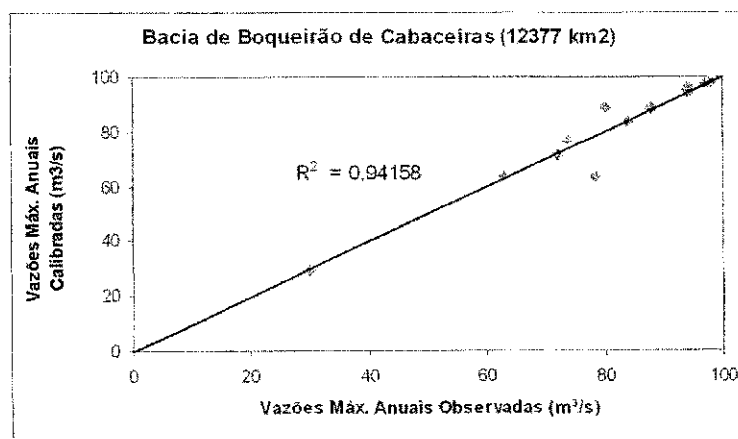


Figura 3.15 - Vazões Máximas Anuais Calibradas e Observadas na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras. (Fonte: Furtunato, 2004)

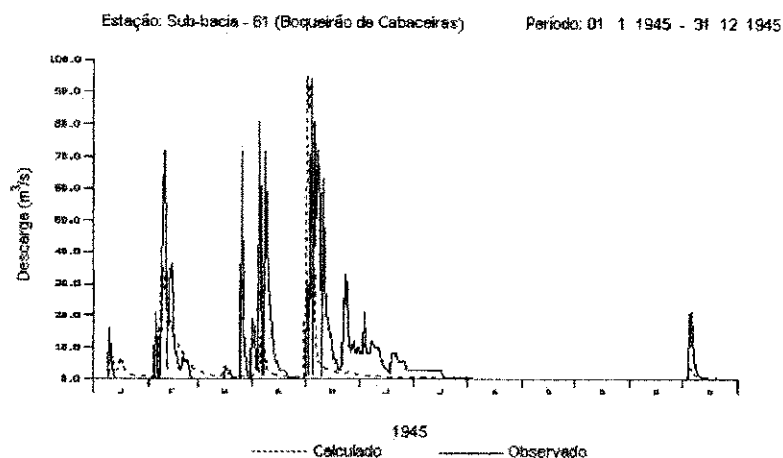


Figura 3.16 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras em 1945 com Parâmetros Calibrados pela Vazão Máxima. (Fonte: Furtunato, 2004)

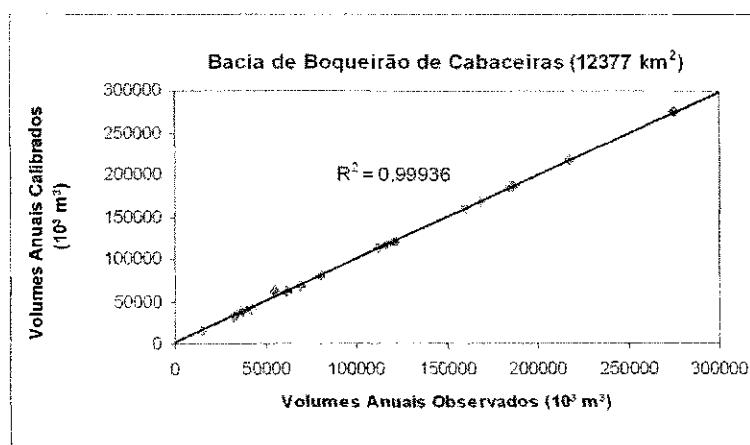


Figura 3.17 - Volumes Anuais Calibrados e Observados na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras. (Fonte: Furtunato, 2004).

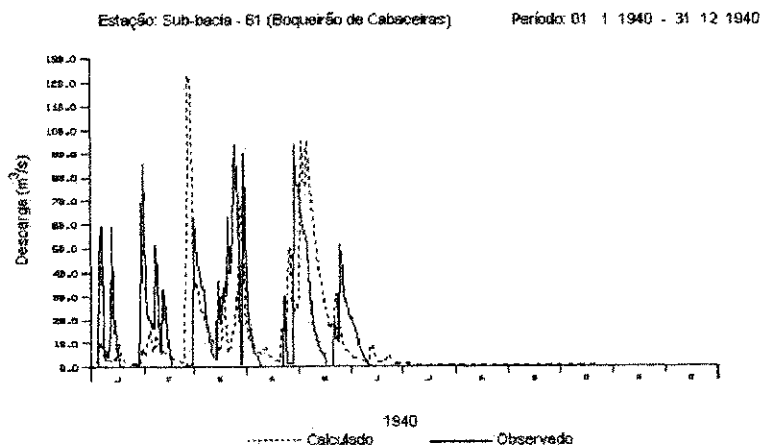


Figura 3.18 - Hidrogramas Calibrado e Observado na Bacia de Boqueirão de Cabaceiras em 1940, com Parâmetros Calibrados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004).

3.8. Análise da Calibração do Modelo

A calibração realizada por Furtunato (2004), apresentou de um modo geral bons resultados com valores de $R^2 > 0,74$. Com o objetivo de verificar a consistência dos valores do parâmetro ALFA, obtidos na calibração através das vazões máximas e volumes do escoamento nas bacias de Poço das Pedras e Caraúbas, Furtunato (2004) estabeleceu novos valores (Tabela 3.5) com base na proporcionalidade entre as áreas das bacias e nos valores calibrados para Taperoá e Boqueirão de Cabaceiras.

Para os anos calibrados, foi feita uma nova simulação para as bacias de Caraúbas e Poço das Pedras utilizando os valores de ALFA estimados. Os resultados são apresentados e discutidos posteriormente com relação aos volumes e vazões máximas anuais, através de gráficos comparativos 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. Após estas análises foi possível concluir que os parâmetros calibrados podem servir de base para as simulações do escoamento na região e para a análise regional de processos.

Tabela 3.5 – Valores Médios de ALFA Obtidos a partir dos Valores de Taperoá e Boqueirão Considerando a Proporcionalidade entre as Áreas e a Pluviometria Anual.

Bacia	Área (km ²)	ALFA								
		Anos Secos			Anos Normais			Anos Úmidos		
		Q _{máx.}	Vol.	Média	Q _{máx.}	Vol.	Média	Q _{máx.}	Vol.	Média
Poço das Pedras	3260	0,20	0,16	0,18	0,13	0,09	0,11	0,03	0,05	0,04
Caraúbas	5168	0,14	0,01	0,08	0,07	0,06	0,07	0,02	0,03	0,03

Fonte: Furtunato, (2004).

○ Bacia de Poço das Pedras

Os resultados são mostrados nas figuras 3.19 a 3.21. Pode-se ver os resultados para vazão máxima e volume anual respectivamente apresentaram baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,28$) para vazão máxima. Os resultados encontrados para os volumes anuais (Figura 3.20) são razoáveis ($R^2 > 0,6$). Os hidrogramas simulados e com os valores observados são mostrados na figura 3.21.

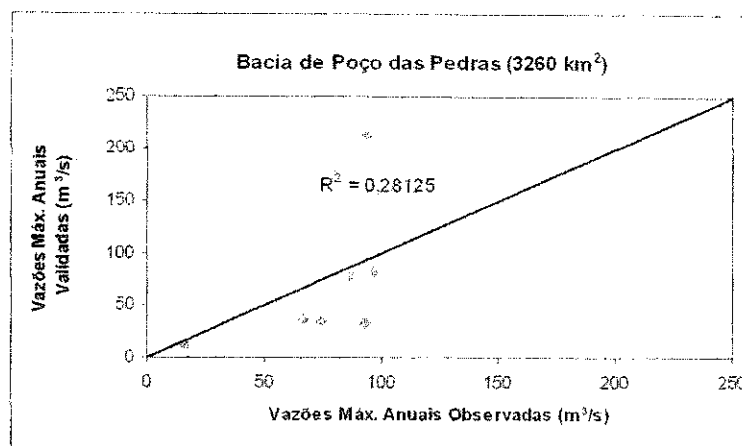


Figura 3.19 - Vazões Máximas Anuais Simuladas com parâmetros Estimados e Observadas na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004)

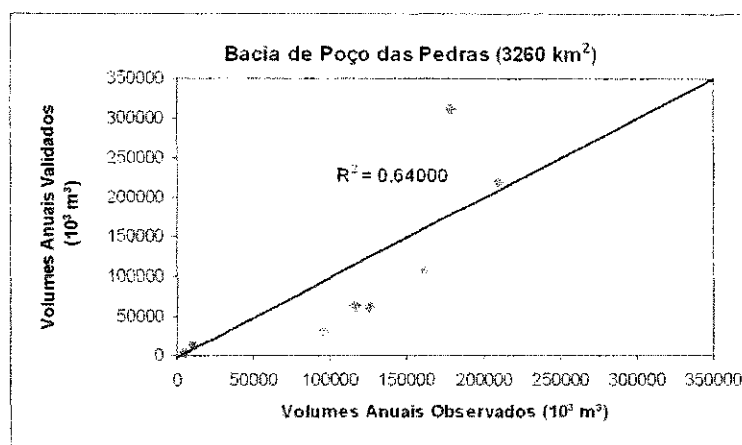


Figura 3.20 - Volumes Anuais Simulados com parâmetros Estimados e Observados na Bacia de Poço das Pedras. (Fonte: Furtunato, 2004)

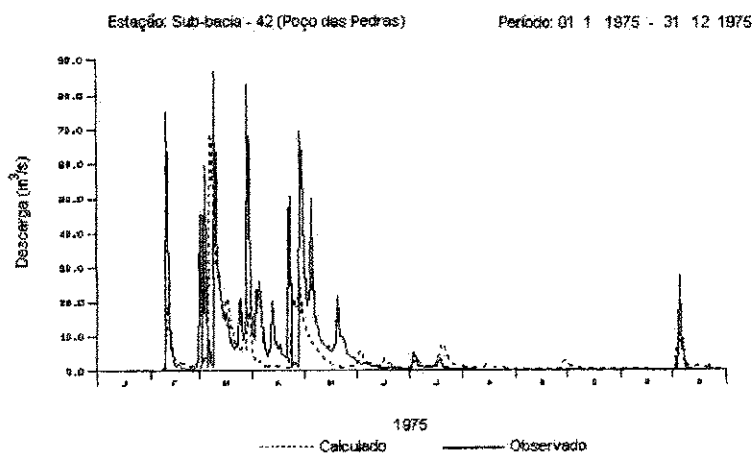


Figura 3.21 - Hidrogramas Observado e Validado na bacia de Poço das Pedras em 1975 com Parâmetros Estimados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004)

○ Bacia de Caraúbas

Os resultados obtidos para as vazões máximas anuais simuladas no processo de Validação (Figura 3.22) também não foram bons para a bacia de Caraúbas, já que o modelo não conseguiu explicar este processo. Já os resultados encontrados para os volumes anuais (Figura 3.23) são razoáveis, pois apresentaram um coeficiente de determinação (R^2) acima de 0,6. Os hidrogramas simulados (Figura 3.24) mostram também uma subestimação dos picos anuais para esta bacia, e também defasados no tempo.

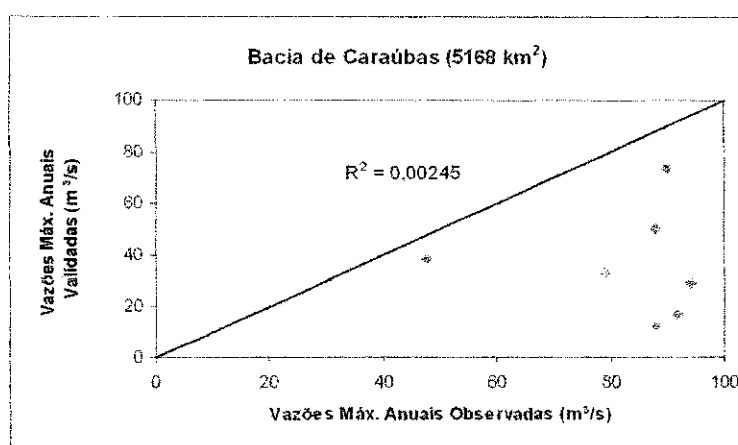


Figura 3.22 - Vazões Máximas Anuais Simuladas com Parâmetros Estimados e Observadas em Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).

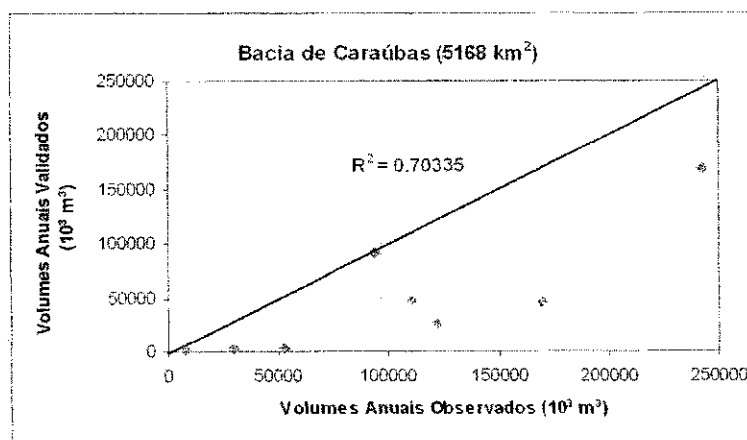


Figura 3.23 - Volumes Anuais Simulados com Parâmetros Estimados e Observados na Bacia de Caraúbas. (Fonte: Furtunato, 2004).

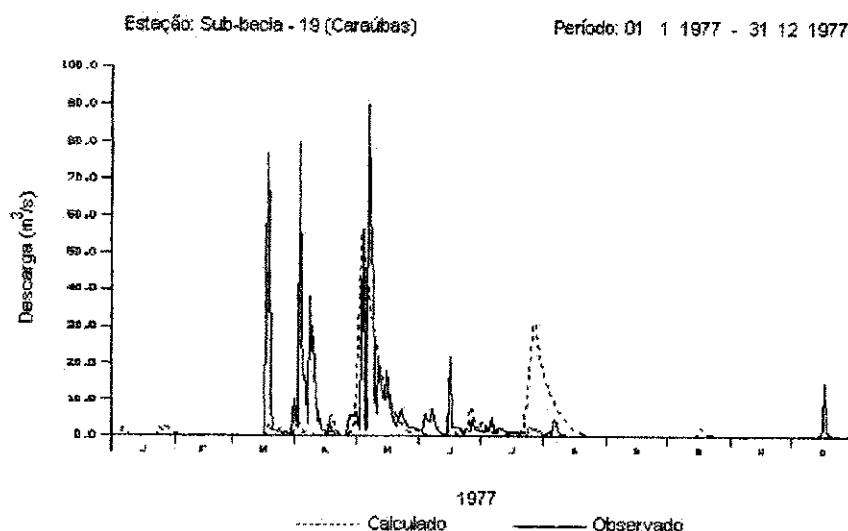


Figura 3.24 - Hidrogramas Observado e Validado na Bacia de Caraúbas em 1977 com Parâmetros Estimados pelo Volume. (Fonte: Furtunato, 2004)

○ Discussão

Em virtude de a calibração ter sido feita para os anos secos, úmidos e normais observa-se que os valores de ALFA são maiores nos anos secos do que nos anos normais e úmidos. Nos anos úmidos, o solo apresenta-se, geralmente, com maior umidade e, portanto, requer um menor valor para este parâmetro do escoamento superficial direto. Conforme foi visto, os valores de ALFA nos anos normais encontram-se entre os valores dos anos secos e úmidos.

Com relação a EET, percebe-se que ocorre uma variação pequena, para as diferentes faixas de pluviometria e que os mesmos aumentam à medida que a escala da bacia aumenta. O aumento de EET com a escala deve-se ao fato de que a ocorrência da cobertura vegetal aumenta com a área da bacia, implicando numa maior evapotranspiração.

Em relação ao parâmetro CN, os valores são menores para anos secos devido a baixa umidade em que se apresenta o solo nesses anos e, conseqüentemente, as baixas vazões.

Como dito anteriormente as séries a serem simuladas para o estudo da regionalização da Região do Alto Rio Paraíba - PB serão obtidas através desta calibração que, como foi mostrado apresentou resultados razoáveis. A simulação e todos os seus aspectos serão descritos com mais detalhes posteriormente. Antes uma descrição da área de estudo para a definição das variáveis físicas e climáticas do estudo é apresentada.

CAPÍTULO 4

DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

4.1. A Bacia do Alto Rio Paraíba - PB

A Bacia do Alto Rio Paraíba (Figura 4.1) 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 ao sul e a oeste com o Estado de Pernambuco, e ao norte e a leste com as bacias de Taperoá e do Médio Paraíba (PDRH, Paraíba, 1997).

A citada região do Cariri abrange as áreas drenadas pelo alto curso do Rio Paraíba. Tomando-se o vertedor do Açude Eptácio Pessoa como exutório, a bacia hidrográfica, assim definida, confunde-se, praticamente, com o domínio semi-árido do Cariri. Apesar das condições naturais adversas, a Bacia do Alto Paraíba teve ocupação relativamente intensa, que formou núcleos urbanos importantes como os das cidades de Camalaú, Monteiro, Sumé, Serra Branca, Taperoá, São João do Cariri e mais outras sedes municipais menores. A população rural, difusa por toda a bacia, tem na pecuária a sua principal atividade econômica. O abastecimento d'água para esse contingente humano e animal é problema permanente, que se agrava, porém, sobremaneira, nos anos de seca, quando faltam quase por completo as já normalmente escassas precipitações pluviais.

Boqueirão é o município com maior percentual na área da bacia 20,33% (PDRH, Paraíba, 1997). Nele se encontra localizado o açude Público Eptácio Pessoa (Boqueirão), o qual é responsável pelo abastecimento de água de Campina Grande e outras comunidades do chamado Compartimento da Borborema, que vem sofrendo reduções na oferta de água nos últimos anos (Albuquerque e Galvão, 2001).

O desenvolvimento da região é bastante afetado pelas variabilidades do clima da região e pelo uso do solo, pois a urbanização e o desmatamento afetam a vazão afluente que chega aos açudes, podendo comprometer a disponibilidade de água e, portanto, tudo que depende diretamente destes mananciais. Com base nestas características, a região

sobressai-se no contexto estadual atraindo a atenção de estudiosos para que sejam fornecidos os melhores subsídios para o gerenciamento dos seus recursos hídricos.

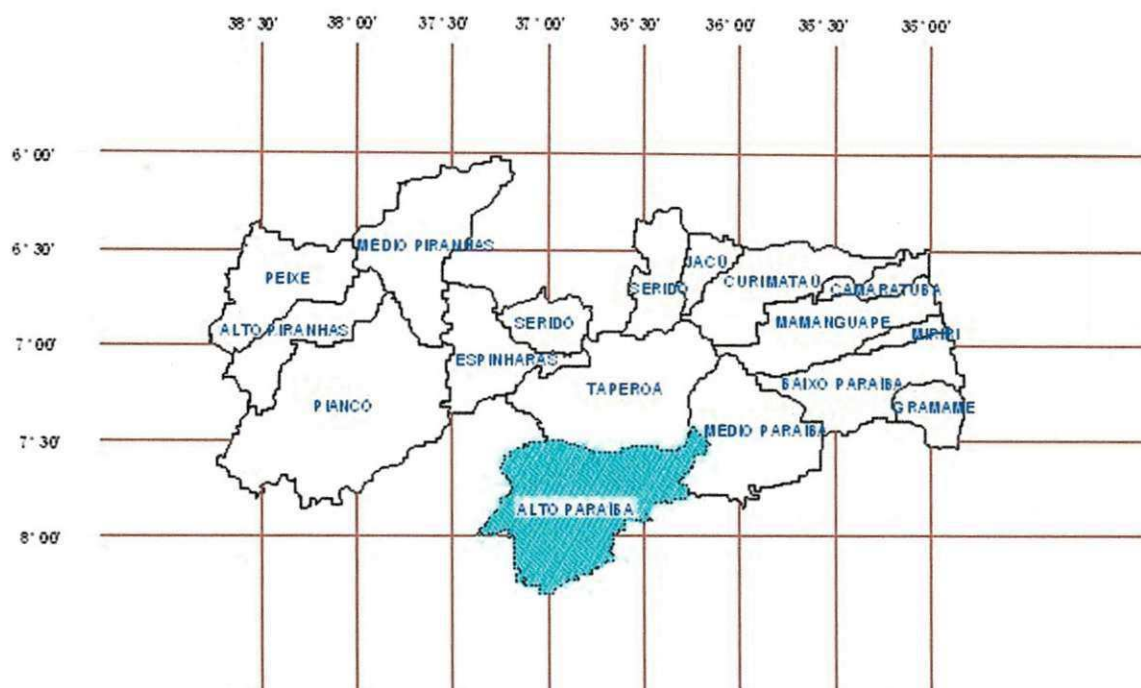


Figura 4.1. Localização da Bacia Hidrográfica do Alto Paraíba no Estado da Paraíba (divisão por bacias hidrográficas).

4.2. Características Climáticas e Fisiográficas da Bacia do Alto Paraíba

4.2.1. Clima

A bacia do Alto Paraíba possui clima semi-árido quente, com a estação seca atingindo um período que compreende de 9 a 10 meses (PDRH, Paraíba, 1997).

O regime pluviométrico na bacia do Alto Paraíba apresenta precipitação média anual da ordem de 600 mm, mas com grande variabilidade interanual (350 e 800 mm). Os totais anuais se concentram em um período de quatro meses, que geralmente, corresponde aos meses de fevereiro, março, abril e maio (Figura 4.2 e Tabela 4.1). Foram utilizados dados diários disponíveis de 80 postos pluviométricos (ver Tabela 4.4), a partir dos quais foram calculados os totais médios mensais mostrados na Figura 4.2 e apresentados na Tabela 4.1.

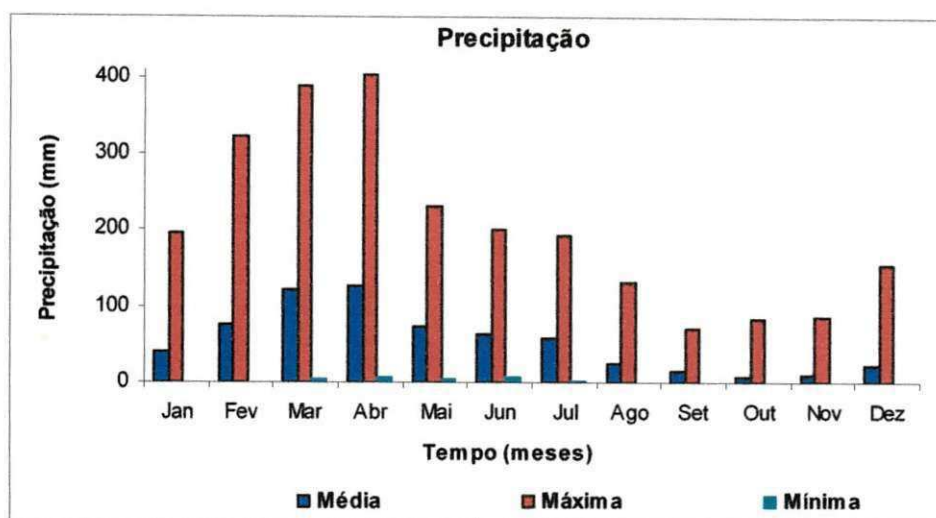


Figura 4.2. Precipitações Mensais na Região do Alto Rio Paraíba-PB.

Tabela 4.1 – Precipitações Mensais Observadas na Bacia do Alto Rio Paraíba.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Máxima	195,1	324,4	398,8	405,8	202,1	202,2	193,5	131,4	72,2	85,1	86,9	156,2
Média	41,7	78,5	123,0	126,2	74,2	62,7	57,9	25,9	15,3	8,9	10,6	22,5
Mínima	0,2	0,7	5,9	7,7	4,4	6,6	2,4	1,1	0,2	0,0	0,0	0,0

Fonte: Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste (SUDENE, 1990)

As variações de temperatura atingem mínimas mensais entre 18 e 22°C entre os meses de julho e agosto, e máximas mensais entre 28 e 31°C entre os meses de novembro e dezembro. A insolação apresenta variações nos valores médios mensais da seguinte forma: de janeiro a julho a duração efetiva é de 7 a 8 horas diárias, e de agosto a dezembro é de 8 a 9 horas. Os totais anuais da evaporação, medidos em tanque Classe A, variam entre 2500 a 3000 mm com valores decrescentes de oeste para leste. Quanto à velocidade do vento na região da bacia, os valores alcançados não variam muito ao longo do ano. A umidade relativa do ar alcança uma média mensal de 60 a 75%, observando-se que os valores máximos ocorrem, geralmente, no mês de junho e os mínimos em dezembro. Quanto à radiação global observa-se que os valores mínimos mensais ocorrem, geralmente entre os meses de junho e julho, e os máximos entre outubro e novembro. O clima é classificado segundo Koppen como Bsh, que predomina em toda a região e conforme visto na Figura 4.3.

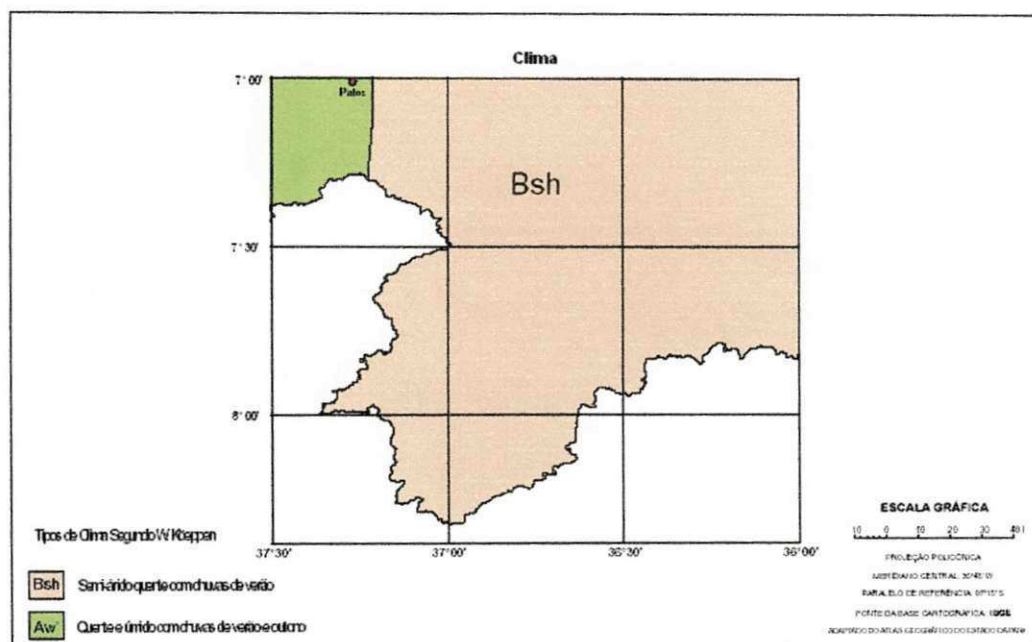


Figura 4.3. Mapa de Clima

4.2.2. Geologia

A geologia da área da bacia do Alto Paraíba 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 idades diversas (PDRH, Paraíba, 1997).

4.2.3. Solo

Os solos predominantes na bacia do Alto Paraíba são do tipo Bruno Não-Cálcico, que cobrem todo o cristalino existente na área da bacia (PDRH, Paraíba, 1997). Este tipo de solo se caracteriza por ser pouco espesso (40 cm), pedregoso e com permeabilidade moderada.

4.2.4. Relevo

O relevo da bacia do Alto Paraíba que se encontra inserida na escarpa sudoeste do Planalto da Borborema (Figura 4.4) apresenta-se com os níveis mais altos superiores a 600 metros em um relevo ondulado, forte ondulado e em algumas áreas também montanhoso (PDRH, Paraíba, 1997).

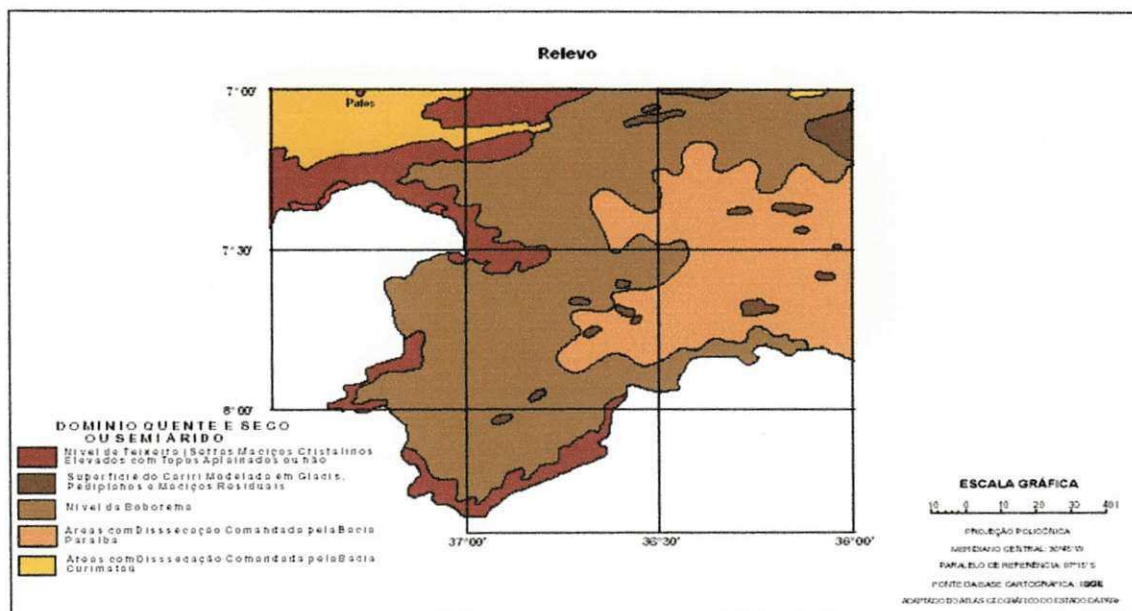


Figura 4.4. Mapa de Relevo

4.2.5. Vegetação

A vegetação predominante na região da bacia é a 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 (ver Figura 4.5).

As espécies dominantes são: Caroá-Catingueira, Coroa de Frade, Faveleiro, Umburana, Umbuzeiro, Juazeiro, Jurema, Macambira, Marmeleiro, Mimosa, Mofumbo, Oiticica, Pinhão Bravo, Velame, e Xiquexique. Nas áreas desmatadas e utilizadas na agricultura, predomina as culturas de palma forrageira, agave, algodão além de milho e feijão (PDRH, Paraíba, 1997).

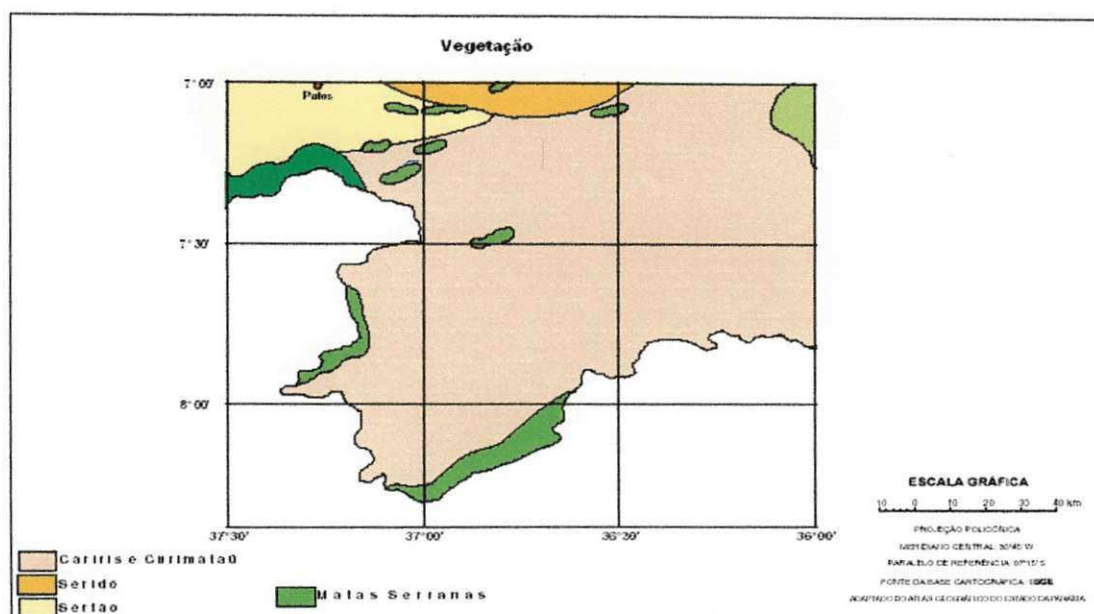


Figura 4.5. Mapa de Vegetação

4.2.6. Área de Drenagem

A área da Bacia do Alto Paraíba, limitada pelo açude Eptácio Pessoa (Boqueirão) é de aproximadamente 12.377 km² (Figura 4.6). Tem como rio principal, o rio Paraíba que nasce na confluência dos Rios Sucurú e do Meio no município de Sumé.

4.3. Base de Dados

4.3.1. Dados Hidroclimatológicos

A partir da área delimitada, foram selecionados os postos fluviométricos e pluviométricos, bem como as estações climatológicas, os quais foram operados pela SUDENE (Superintendência para o Desenvolvimento do Nordeste) e processados pelo DNAEE (Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica) através do programa MSDHD.

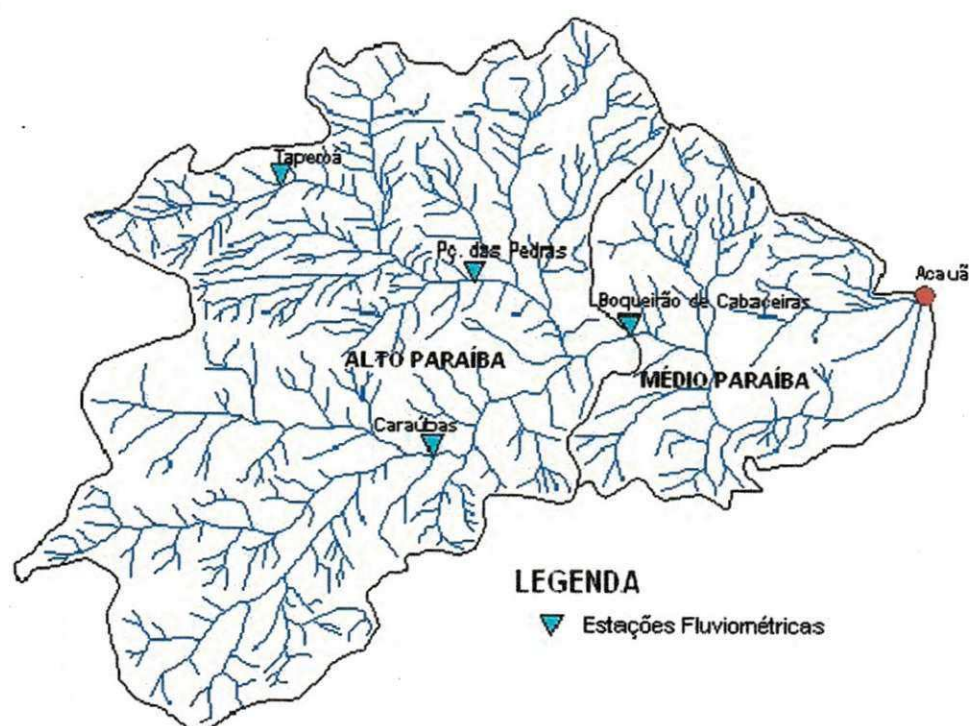


Figura 4.6. Hidrografia da Bacia do Alto e Médio Paraíba-PB.

Os postos fluviométricos (veja localização na Figura 4.5) e seus respectivos períodos são mostrados na Tabela 4.2, num total de quatro (4) postos com dados diários de vazão. Estes postos delimitam as principais sub-bacias da região.

Tabela 4.2. Estações Fluviométricas Seleccionadas e suas Sub-bacias Correspondentes.

Código	Nome da Estação	Área de Drenagem (km ²)	Entidade
38841500	Taperoá (1923 – 1958)	618	SUDENE
38850000	Poço das Pedras (1970 – 1985)	3260	SUDENE
38830000	Caraúbas (1973 - 1985)	5168	SUDENE
38855300	Boqueirão (1922 – 1952)	12377	SUDENE

Fonte: PDRH-PB (1997)

Os dados de evaporação disponíveis (Tabela 4.3) são os valores médios diários observados na estação de Ouro Velho (SUDENE, 1982).

Tabela 4.3. Evaporação Média Diária em (mm) na Estação de Ouro Velho.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
E (mm)	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).

Os dados de precipitação são de 80 postos localizados na Tabela 4.4.

Tabela 4.4. Postos Pluviométricos da Região do Alto Paraíba.

Posto	Código	Nome da Estação	Estado	Posto	Código	Nome da Estação	Estado
1	3848428	Campina Grande	PB	41	3846969	Serra Branca	PB
2	3837028	Picuí	PB	42	3865149	Sertânia	PE
3	3846434	Taperoá	PB	43	3846739	São José dos Cordeiros	PB
4	3848145	Alagoa Nova	PB	44	3835734	São José do Espinharas	PB
5	3855779	Monteiro	PB	45	3835882	São Mamede	PB
6	3845045	Patos	PB	46	3837552	Sossego	PB
7	3846894	São João do Cariri	PB	47	3846475	Santo André	PB
8	3836715	Santa Luzia	PB	48	3866066	Santa Maria da Paraíba	PB
9	3845448	Teixeira	PB	49	3845113	Santa Teresinha	PB
10	3847128	Soledade	PB	50	3858467	Umbuzeiro	PB
11	3857044	Cabaceiras	PB	51	3848579	Ingá	PB
12	3845583	Desterro	PB	52	3849604	Mogeirol	PB
13	3847188	Pocinhos	PB	53	3849232	Acaú	PB
14	3858006	Bodocongó	PB	54	3849545	Pilar	PB
15	3837488	Barra de Santa Rosa	PB	55	3848174	Alagoa Grande	PB
16	3856498	Caraúbas	PB	56	3858439	Mata Virgem	PB
17	3845236	Fazenda Porcos	PB	57	3858065	Aroeiras	PB
18	3845514	Mãe D'água de Dentro	PB	58	3849636	Itabaiana	PB
19	3837953	Olivedos	PB	59	3856828	Camalaú	PB
20	3837507	Pedra Lavrada	PB	60	3856345	Sucurú	PB
21	3846231	Salgadinho	PB	61	3836957	Equador	RN
22	3866128	São João do Tigre	PB	62	3866731	Cimbres	PE
23	3856314	Sumé	PB	63	3865566	Henrique Dias	PE
24	3847218	Fazenda Santa Teresa	PB	64	3866762	Pesqueira	PE
25	3837796	Algodão	PB	65	3866281	Muquem	PE
26	3838575	Bananeiras	PB	66	3866384	Canhoto	PE
27	3847979	Boqueirão	PB	67	3857905	Jatáuba	PE
28	3857534	Barra de São Miguel	PB	68	3849006	Mulungu	PB
29	3847698	Catolé	PB	69	3857726	Mulungu	PE
30	3856667	Congo	PB	70	3857727	Vila Pará	PE
31	3856278	Coxixola	PB	71	3847555	Boa Vista	PB
32	3827973	Cuité	PB	72	3859111	Macaparana	PE
33	3845945	São José do Egito	PE	73	3855432	Jardim	PE
34	3848741	Fagundes	PB	74	3855626	Jabitacá	PE
35	3858039	Fazenda Lagoa dos Marcos	PB	75	3854898	Irajaí	PE
36	3847505	Gurjão	PB	76	3865889	Arcoverde	PE
37	3846185	Juazeirinho	PB	77	3857891	Taquaritinga do Norte	PE
38	3845289	Passagem	PB	78	3858653	Surubim	PE
39	3855383	Prata	PB	79	3858684	Bom Jardim	PE
40	3857471	Riacho Santo Antonio	PB	80	3858399	Machados	PE

Fonte: Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste (SUDENE, 1990)

A Região do Alto Rio Paraíba se apresenta de maneira homogênea como observado neste capítulo, tanto no aspecto climático, como no físico. Um dos requisitos básicos para

o processo de regionalização é que a área a ser estudada seja homogênea em seus aspectos fisiográficos, portanto, a presente região se apresenta apta a este estudo.

Com base nas informações físicas e climáticas da região, obteve-se as principais variáveis para o presente estudo, indicadas na Tabela 4.5.

Tabela 4.5. Variáveis independentes utilizadas para a Regionalização

Var. Indep. Sub-Bacia	Caraúbas	Taperoá	Poço de Pedras	Boqueirão
Área (km ²)	5168	618	3260	12337
L (km)	100,0	33,3	83,3	133,33
Sm (m/km)	7,0	9,0	5,4	6,10
Dd (m/km ²)	87,1	107,9	112,5	89,16
P _{med} (mm)	564,1	525,7	474,2	602,42
P _{max} (mm)	813,3	1184,7	1036,4	1215,1
P _{max} (DIARIA) (mm)	136,7	141,1	159,5	157,0

CAPÍTULO 5

SIMULAÇÃO DE SÉRIES DE LONGO PERÍODO

Como descrito anteriormente, a região do Alto Rio Paraíba é considerada homogênea do ponto de vista fisiográfico (Cadier et al 1982), porém complexa em termos climáticos. Ademais, as séries históricas são descontínuas.

Desse modo, utilizou-se o modelo NAVMO com o objetivo de: (1) estender as séries de vazões nas seções fluviais monitoradas, com os parâmetros calibrados a partir de séries existentes; (2) gerar séries de vazões em seções não monitoradas.

Assim, com as séries de vazões geradas pelo modelo, pode-se então realizar os estudos de regionalização para a obtenção das variáveis hidrológicas específicas. Para tanto uma análise dos dados dos postos pluviométricos e fluviométricos foi realizada.

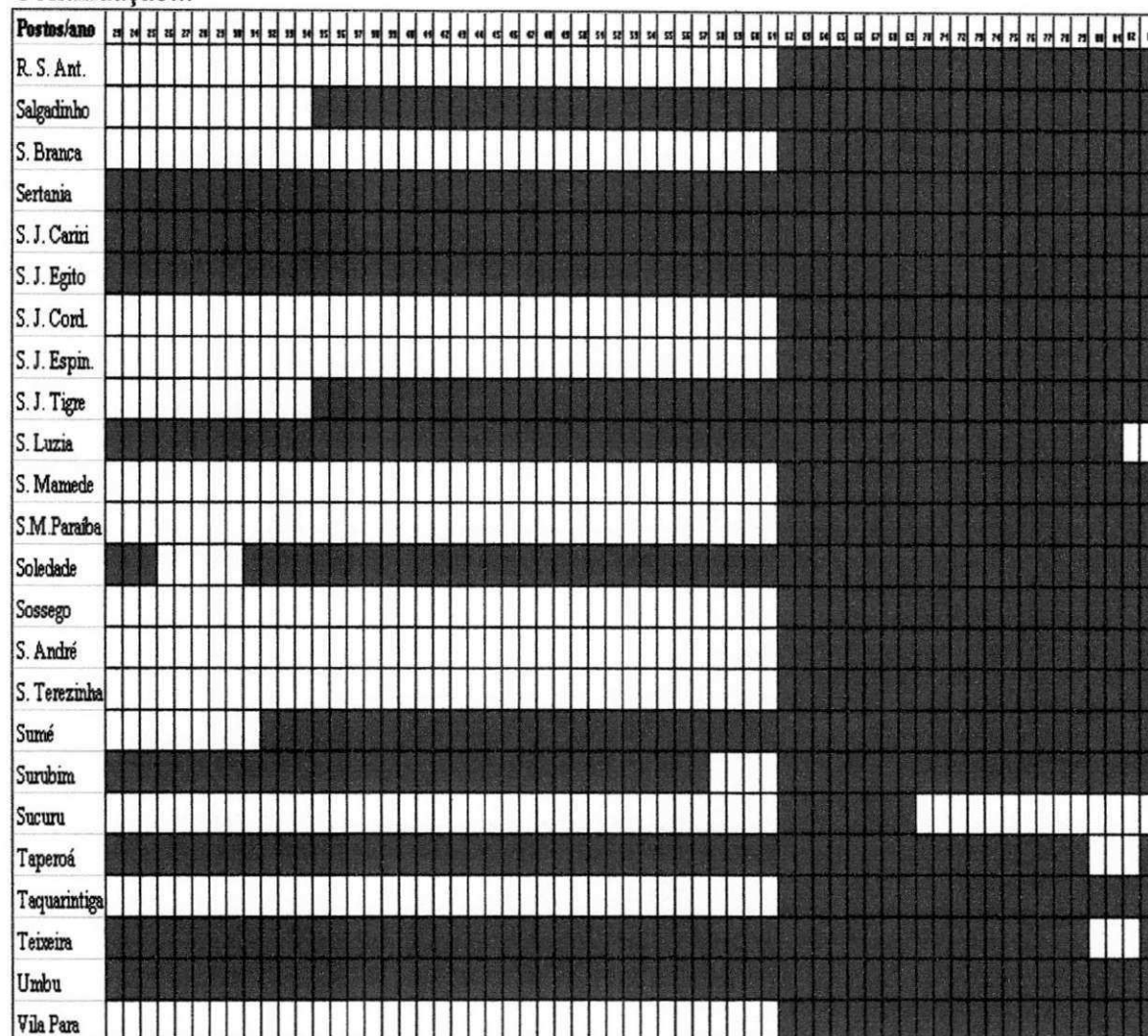
5.1 Análise dos Postos Pluviométricos

Os diagramas mostrados nos Quadros 5.1 e 5.2 mostram as seqüências de dados disponíveis de precipitação e vazão respectivamente.

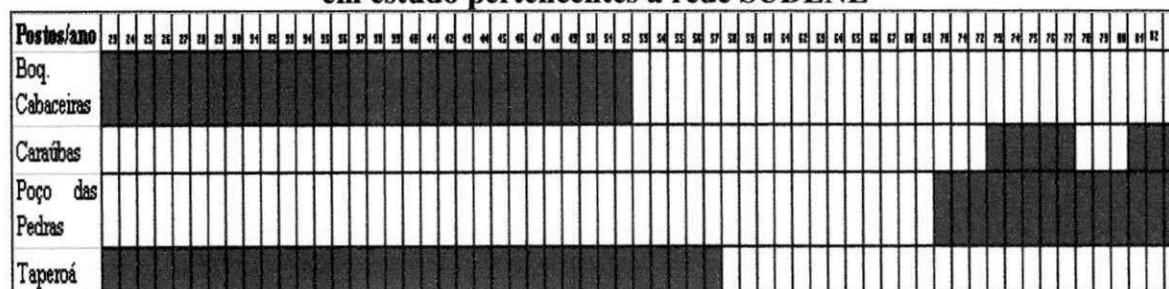
[illegible]

[illegible]

Continuação...



Quadro 5.2 - Diagrama de barras para as estações pluviométricas localizadas na área em estudo pertencentes à rede SUDENE



Conforme pode ser visto, para a geração do escoamento, que depende das precipitações, foi necessária uma análise minuciosa de todos os postos pluviométricos e fluviométricos já que apresentam muitas lacunas.

A montagem dos Bancos de Dados para a simulação foi feita, dividindo-se os postos pluviométricos conforme o período de disponibilidade de dados, para assim montar uma série compreendendo o período de 1923 a 1983. Os postos pluviométricos foram selecionados buscando uma distribuição razoável dentro dos 12.377 km² da área da região. Assim, foram considerados postos localizados nos Estados da Paraíba (60), Pernambuco (19) e Rio Grande do Norte (01). Três séries de dados foram preparadas:

- A primeira série compreende o período 1923 a 1952 com 16 postos pluviométricos;
- A segunda série compreende o período 1953 a 1973 com 35 postos pluviométricos e,
- A terceira série compreende o período 1974 a 1983, também com 16 postos pluviométricos.

A primeira e a terceira série de dados consistiu dos dados dos 16 postos pluviométricos mostrados na Tabela 5.1, que cobrem o período de 1923 a 1983, o qual foi utilizado para simular os período de 1923 a 1952 e de 1973 a 1983, que dispunham de dados de vazão para comparação.

Tabela 5.1. Relação dos Postos Pluviométricos utilizados para simulação do período de 1923 a 1983.

	Código	Posto	Altitude	Latitude	Longitude	Estado
1	3848145	Alagoinha Nova	500m	7° 4'	35° 47'	PR
2	3858684	Bom jardim	325m	7° 48'	35° 35'	PE
3	3857044	Cabaceiras	390m	7° 30'	36° 17'	PB
4	3845583	Desterro	590m	7° 17'	37° 6'	PB
5	3848579	Ingá	144m	7° 17'	35° 37'	PB
6	3849636	Itabaiana	45m	7° 20'	35° 20'	PB
7	3849006	Mulungu	100m	7° 2'	35° 29'	PB
8	3866762	Pesqueira	650m	8° 22'	36° 42'	PE
9	3837028	Picui	450m	6° 31'	36° 22'	PB
10	3865149	Sertania	605m	8° 5'	37° 16'	PE
11	3846894	São João do Cariri	445m	7° 24'	36° 32'	PB
12	3845945	São José do Egito	575m	7° 28'	37° 17'	PE
13	3836715	Santa Luzia	290m	6° 52'	36° 56'	PB
14	3846434	Taperoá	500m	7° 12'	36° 50'	PB
15	3845448	Teixeira	770m	7° 13'	37° 16'	PB
16	3858467	Umbuzeiro	553m	7° 42'	35° 40'	PB

O segundo Banco de Dados utilizou 35 postos com dados pluviométricos (Tabela 5.2) o qual inclui os 16 postos da primeira série. A escolha foi estabelecida considerando o

período de 1952 a 1973 com base na análise do diagrama de barras (ver Quadro 5.1), que não dispõe de dados observados de vazão. Como pode ser visto este Banco compreende mais postos do que os selecionados (ver Tabela 5.1) que cobre o período total de 1923 a 1983. Isto foi feito, porque as simulações de um período sem dados para comparar com uma série pequena de postos pluviométricos levariam a maiores incertezas.

Tabela 5.2. Relação dos Postos Pluviométricos utilizados para simulação do período de 1952 a 1973

	Código	Posto	Altitude	Latitude	Longitude	Estado
1	3848145	Alagoinha Nova	500m	7° 4'	35° 47'	PR
2	3865889	Arco Verde	663m	8° 25'	37° 3'	PE
3	3858684	Bom jardim	325m	7° 48'	35° 35'	PE
4	3858006	Bodocongó	350m	7° 32'	35° 59'	PB
5	3837488	Barra de Santa	440m	6° 43'	36° 4'	PB
6	3847555	Boa Vista	490m	7° 16'	36° 14'	PE
7	3857044	Cabaceiras	390m	7° 30'	36° 17'	PB
8	3848428	Campina Grande	508m	7° 13'	35° 52'	PB
9	3856498	Caraúbas	460m	7° 43'	36° 31'	PB
10	3845583	Desterro	590m	7° 17'	37° 6'	PB
11	3836957	Equador	500m	6° 57'	36° 43'	RN
12	3845236	Fazenda dos Porcos	380m	7° 5'	37° 27'	PB
13	3865566	Henrique Dias	510m	8° 17'	37° 11'	PE
14	3848579	Ingá	144m	7° 17'	35° 37'	PB
15	3849636	Itabaiana	45m	7° 20'	35° 20'	PB
16	3845514	Mãe D'água	370m	7° 15'	37° 26'	PB
17	3855779	Monteiro	590m	7° 53'	37° 7'	PB
18	3849006	Mulungu	100m	7° 2'	35° 29'	PB
19	3837953	Olivedos	545m	6° 59'	36° 15'	PB
20	3845045	Patos	250m	7° 1'	37° 16'	PB
21	3837507	Pedra Lavrada	525m	6° 45'	36° 28'	PB
22	3866762	Pesqueira	650m	8° 22'	36° 42'	PE
23	3837028	Picui	450m	6° 31'	36° 22'	PB
24	3847188	Pocinhos	624m	7° 4'	36° 4'	PB
25	3846231	Salgado	410m	7° 6'	36° 51'	PB
26	3865149	Sertania	605m	8° 5'	37° 16'	PE
27	3846894	São João do Cariri	445m	7° 24'	36° 32'	PB
28	3845945	São José do Egito	575m	7° 28'	37° 17'	PE
29	3866128	São João do Tigre	616m	8° 4'	36° 52'	PB
30	3836715	Santa Luzia	290m	6° 52'	36° 56'	PB
31	3847128	Soledade	560m	7° 4'	36° 22'	PB
32	3856314	Sume	510m	7° 39'	36° 56'	PB
33	3846434	Taperoá	500m	7° 12'	36° 50'	PB
34	3845448	Teixeira	770m	7° 13'	37° 16'	PB
35	3858467	Umbuzeiro	553m	7° 42'	35° 40'	PB

5.2. Análise dos Parâmetros Utilizados na Simulação

Os parâmetros utilizados pelo modelo NAVMO para a geração das séries simuladas encontram-se no Capítulo 3 nas Tabelas 3.1 a 3.4. Com estes parâmetros foram simuladas duas séries:

- Série I → Série de vazões máximas obtidas com valores calibrados para vazões máximas (ver Anexo A);
- Série II → Série de vazões médias obtidas com valores calibrados para volumes (ver Anexo B).

As séries foram simuladas numa primeira etapa para as quatro bacias já calibradas e numa segunda para cinco locais (BS5, BS9, BS14, BS25 E BS35) escolhidos na rede de drenagem de maneira distribuída em termos de área (ver Anexo C). As simulações foram realizadas com os parâmetros utilizados das bacias vizinhas já calibradas por Furtunato, (2004) conforme se explica a seguir:

- Bacia Cinco (BS5), Bacia Nove (BS9), Bacia Quatorze (BS14) – Simuladas com os parâmetros médios para Vazão Máxima e Volume;
- Bacia Caraúbas (BS19) – Parâmetros obtidos de Furtunato (2004);
- Bacia Vinte e Cinco (BS25) – Simulada com os parâmetros médios para Vazão Máxima e Volume da Bacia Taperoá (BS27) segundo Furtunato (2004);
- Bacia Taperoá (BS27) – Já calibrada por Furtunato (2004);
- Bacia Trinta e Cinco (BS35) – Simulada com os parâmetros médios para Vazão Máxima e Volume da Bacia Poço das Pedras (BS42);
- Bacia Poço das Pedras (BS42) – Parâmetros obtidos de Furtunato (2004);
- Bacia Boqueirão de Cabaceiras (BS61) – Parâmetros obtidos de Furtunato (2004).

5.3 Análise dos resultados da Simulação

Os resultados serão mostrados através de gráficos de coluna e discutidos com relação à simulação dos volumes e vazões máximas anuais de cada uma das bacias

simuladas, comparando os dados anuais simulados com os dados anuais observados quando estes forem disponíveis.

○ **Bacia de Caraúbas – 5.168 km²**

As Figuras 5.1 e 5.2 mostram as simulações das vazões máximas e médias, respectivamente. Na simulação de Vazões Máximas alguns valores foram super estimados enquanto que para as vazões médias alguns dos valores foram subestimados. De um modo geral as simulações apresentaram resultados consistentes para o período sem dados quando comparadas com dados observados da mesma.

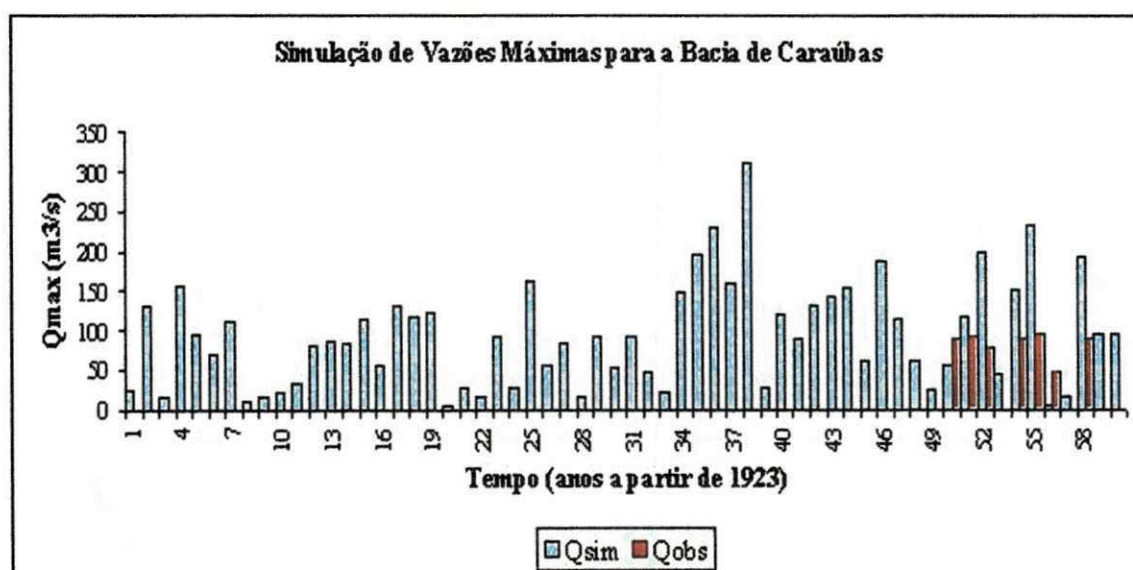


Figura 5.1 Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Caraúbas.

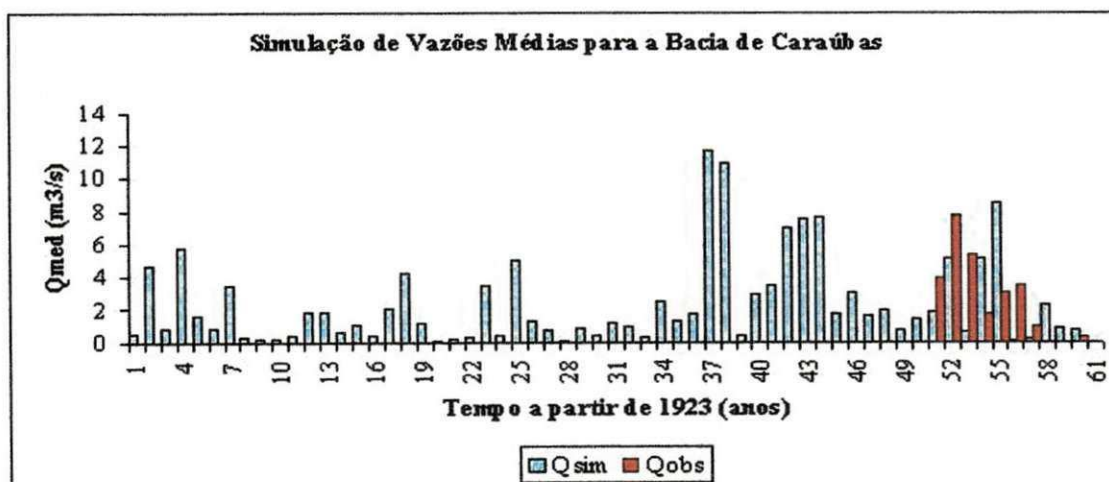


Figura 5.2. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Caraúbas.

○ **Bacia de Taperoá – 618 km²**

As Figuras 5.3 e 5.4 mostram as simulações obtidas com os parâmetros calibrados por Furtunato (2004). Na simulação de Vazões Máximas para esta bacia alguns valores foram subestimados como mostrado no gráfico de colunas assim como também para a Simulação de Vazões Médias. De um modo geral as simulações apresentaram no período sem dados resultados compatíveis com aqueles com dados observados. Um ano particularmente (1926), apresentou vazão média muito superior aos demais valores em virtude da combinação dos dados de chuva e valores dos parâmetros.

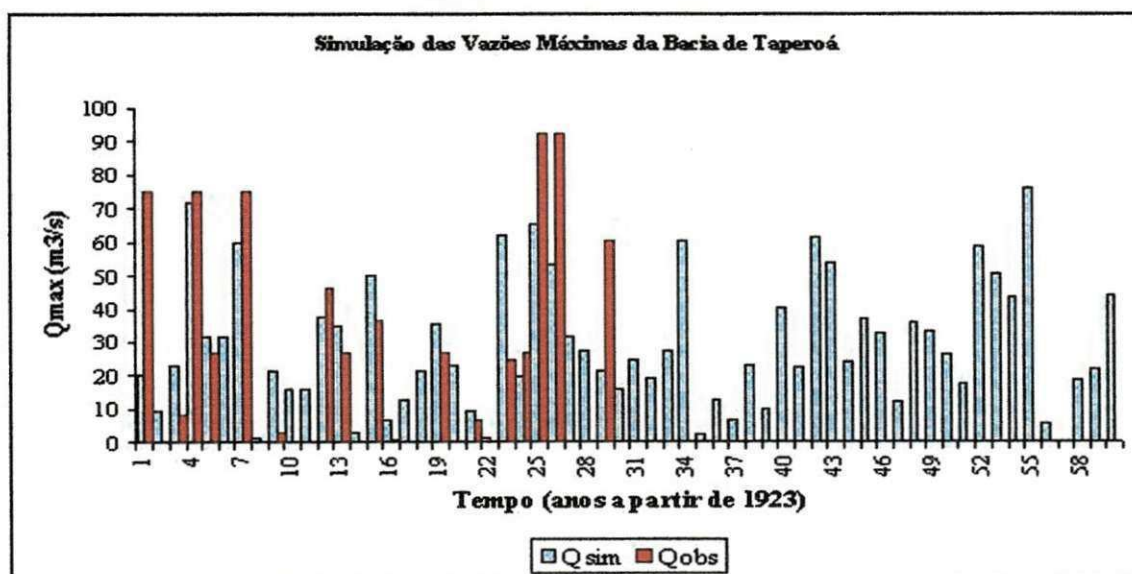


Figura 5.3. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Taperoá.

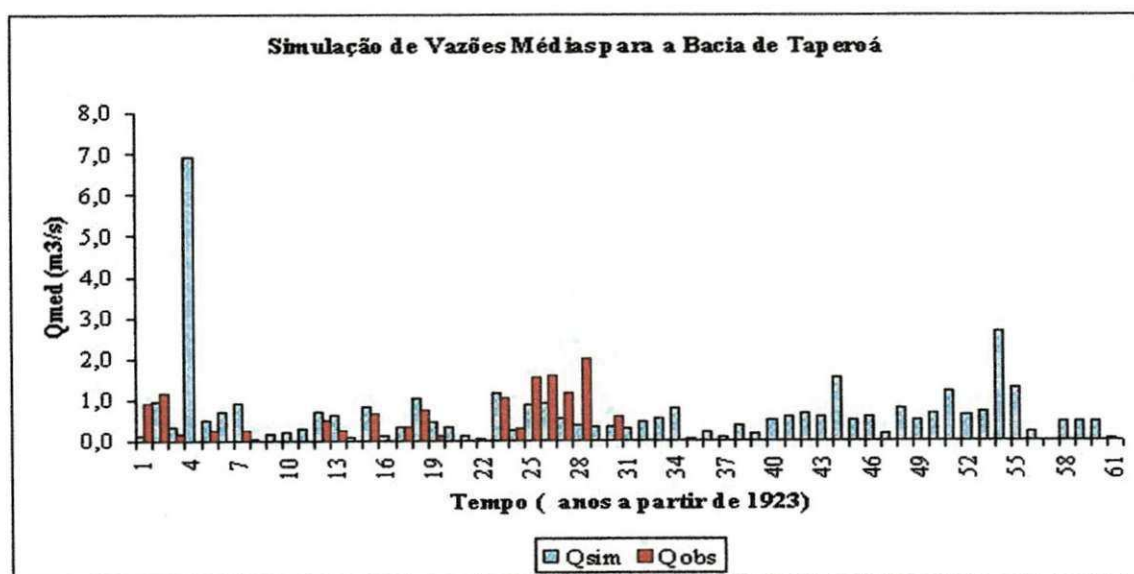


Figura 5.4. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Taperoá.

○ **Bacia de Poço das Pedras – 3.260 km²**

Vazões máximas e médias para esta bacia foram em geral, razoavelmente simuladas, com exceção da ocorrida em um ano na Figura 5.5. De um modo geral as simulações de períodos sem dados representaram valores superiores aos demais anos com dados observados.

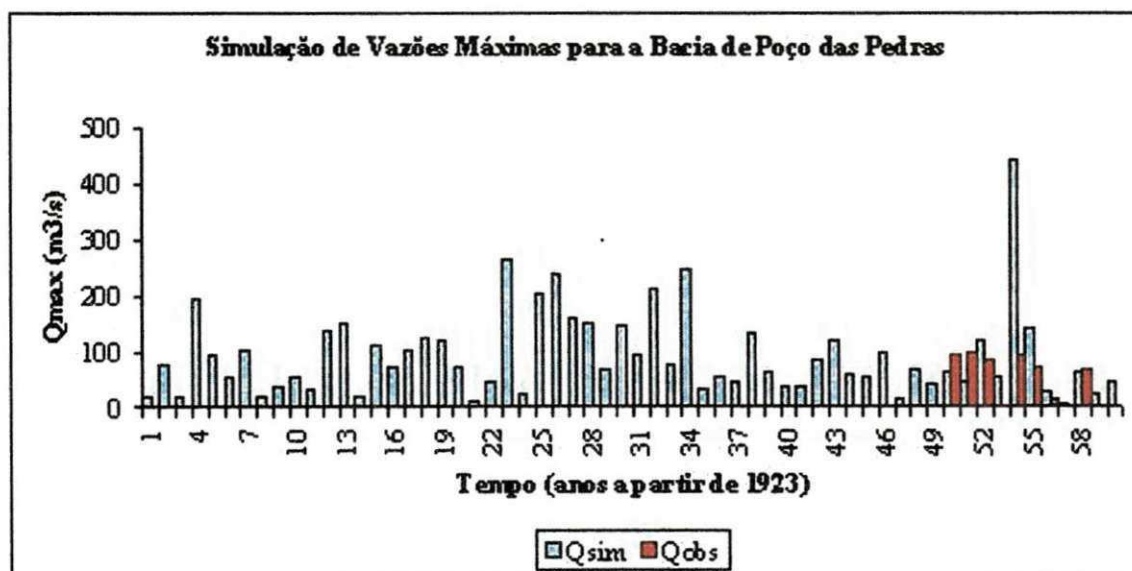


Figura 5.5. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Poço das Pedras.

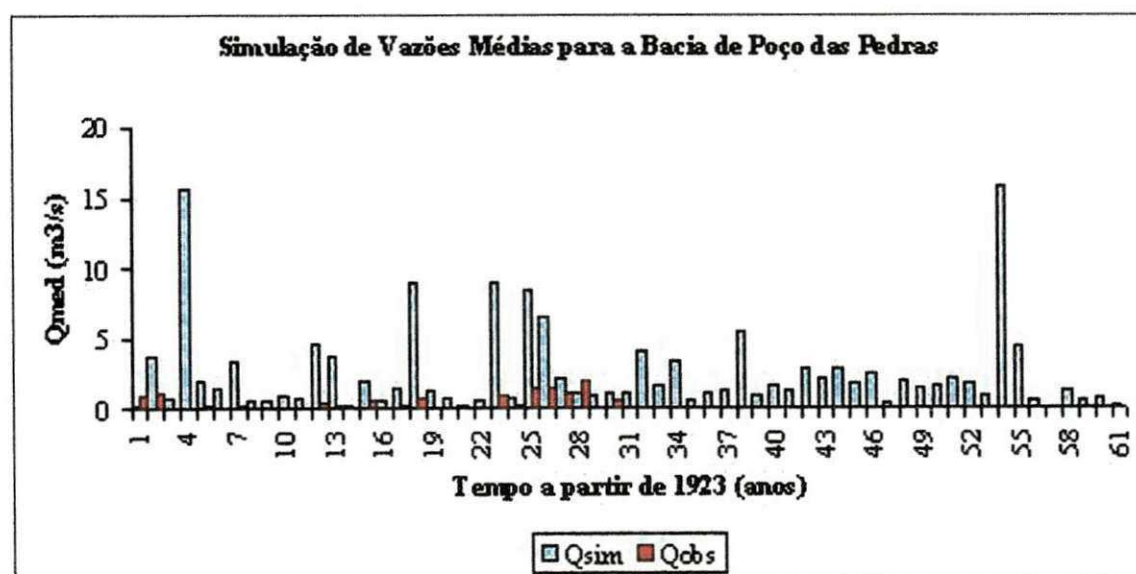


Figura 5.6. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Poço das Pedras.

○ **Bacia de Boqueirão de Cabaceiras – 12.377 km²**

As Figuras 5.7. e 5.8. mostram as simulações obtidas com os parâmetros calibrados por Furtunato (2004). De um modo geral as simulações das vazões máximas foram super estimadas. Já as vazões médias simuladas apresentaram comparações variadas. Para o período sem dados a super estimação em relação aos dados observados para as duas simulações pode ser vista.

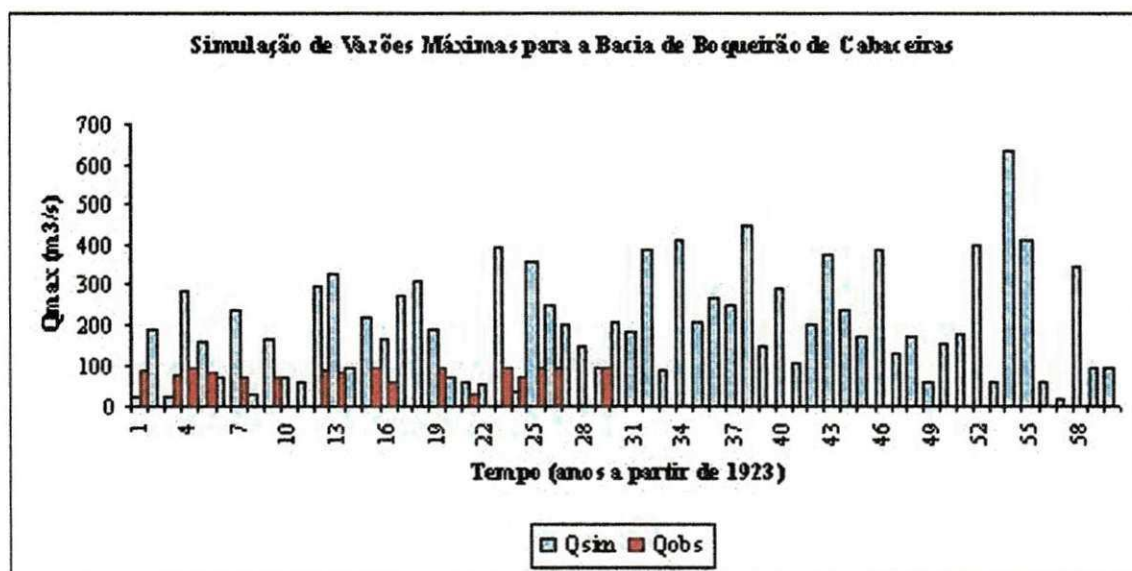


Figura 5.7. Simulação das Vazões Máximas da Bacia de Boqueirão de Cabaceiras.

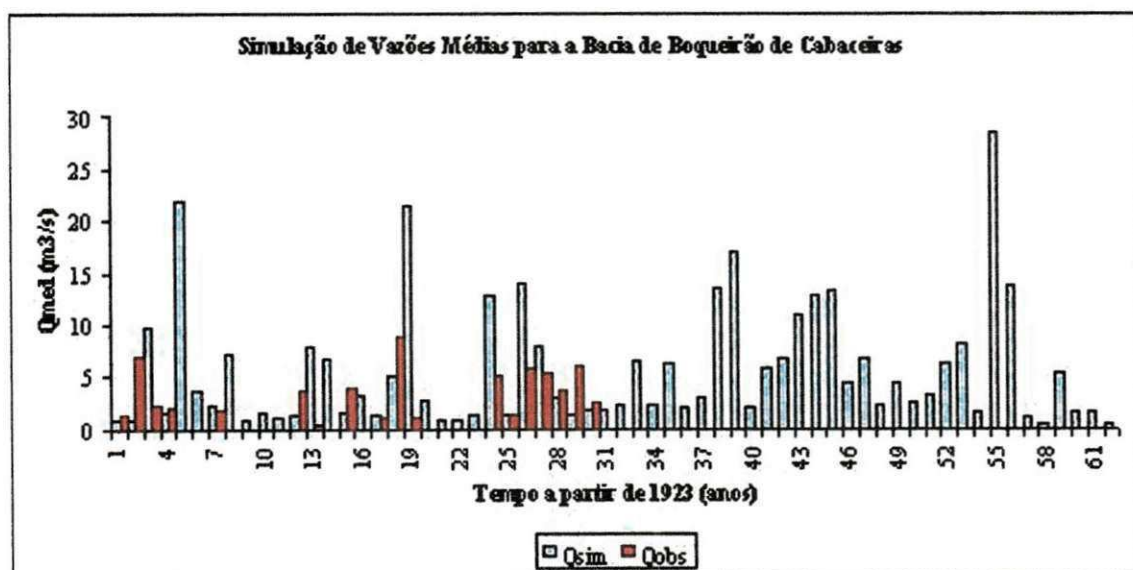


Figura 5.8. Simulação das Vazões Médias da Bacia de Boqueirão de Cabaceiras.

5.4. Simulação nos locais sem dados

Conforme já dito, em função de a região de estudo ter carência de estações fluviométricas fez-se a seleção de mais cinco novas seções para simulação de vazão e volume. Estas foram denominadas de BS5, BS9, BS14, BS25 e BS35. As simulações tanto para Vazão Máxima quanto para Volumes são mostradas nas Figuras 5.9 a 5.18. Em relação a análise dos gráficos de 5.9 a 5.18. Os resultados mostraram-se consistentes quando comparados graficamente com os de outras bacias.

○ BS5 – 1.316 km²

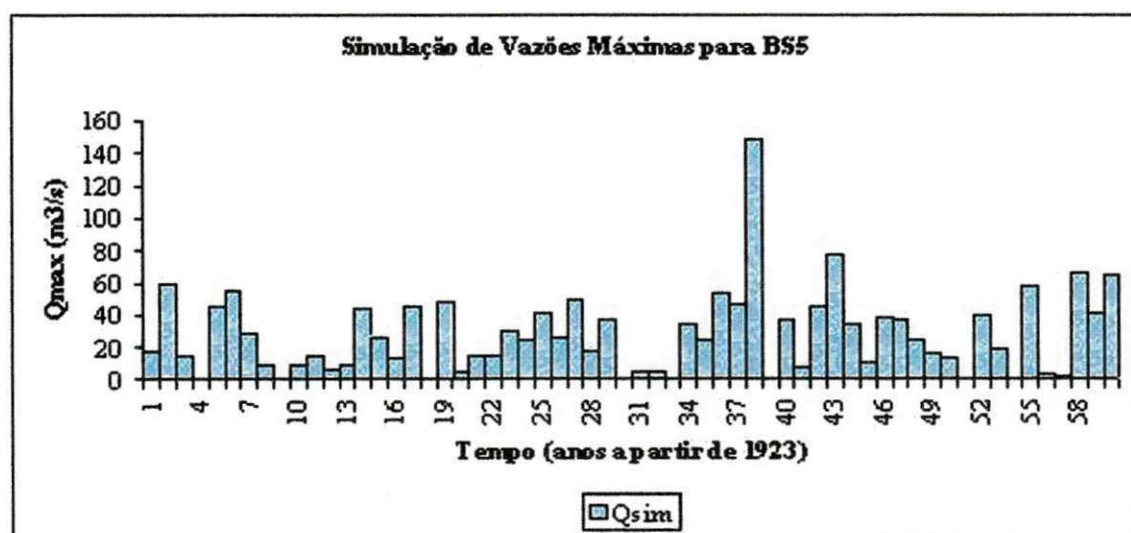


Figura 5.9 Simulação das Vazões Máximas da BS5

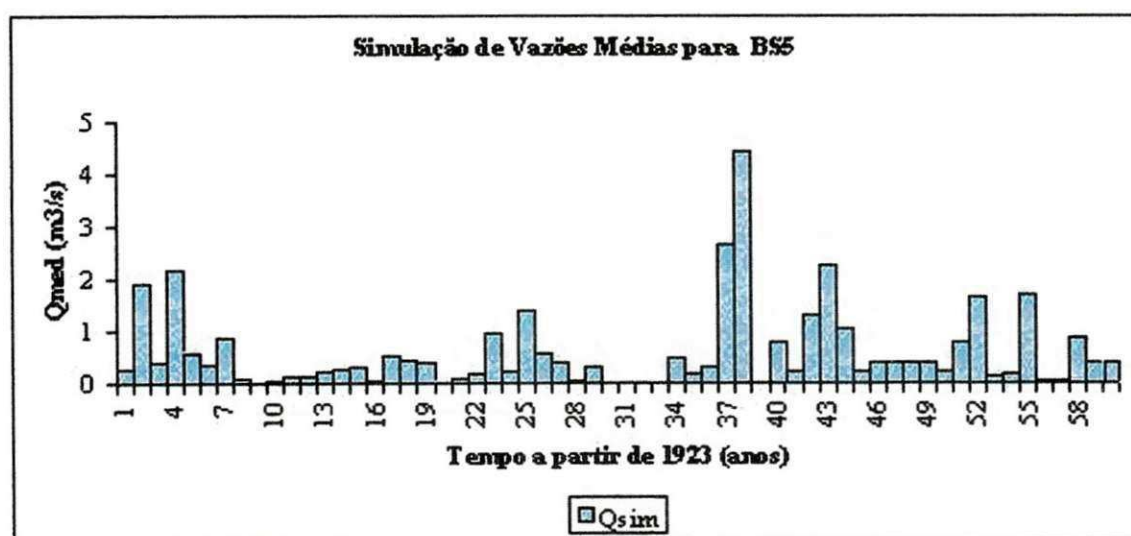


Figura 5.10. Simulação das Vazões Médias da BS5

○ BS9 – 1.017 km²

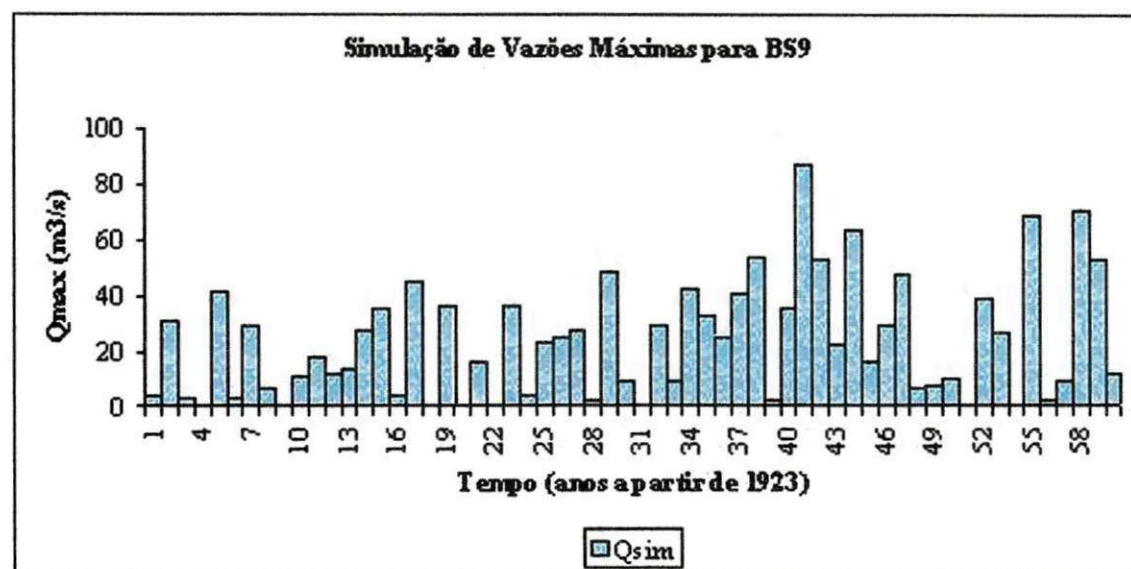


Figura 5.11. Simulação das Vazões Máximas da BS9

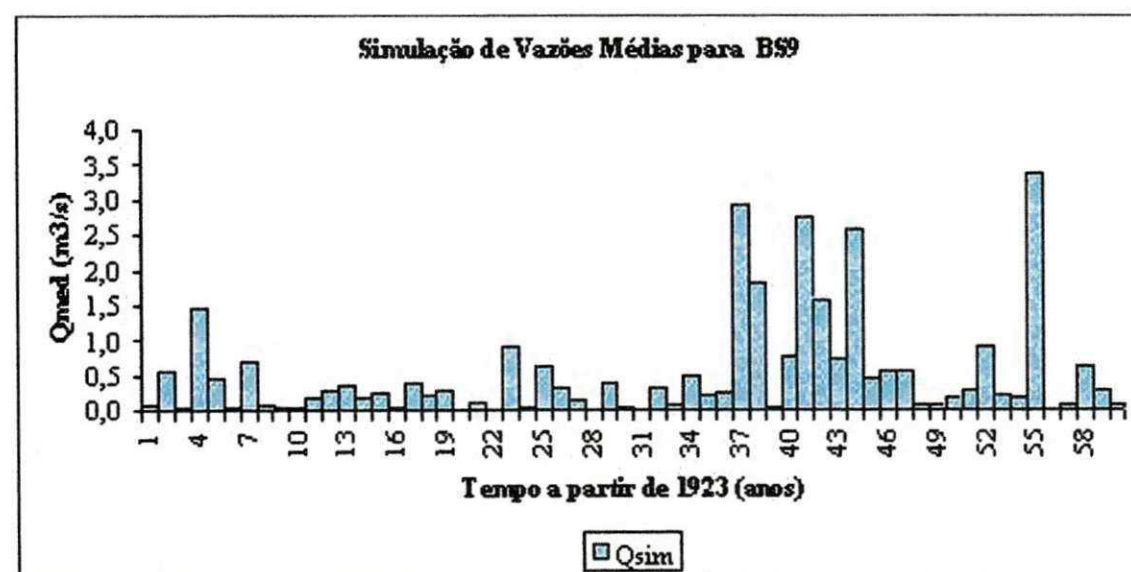


Figura 5.12. Simulação das Vazões Médias da BS9

- BS14 – 1.525 km²

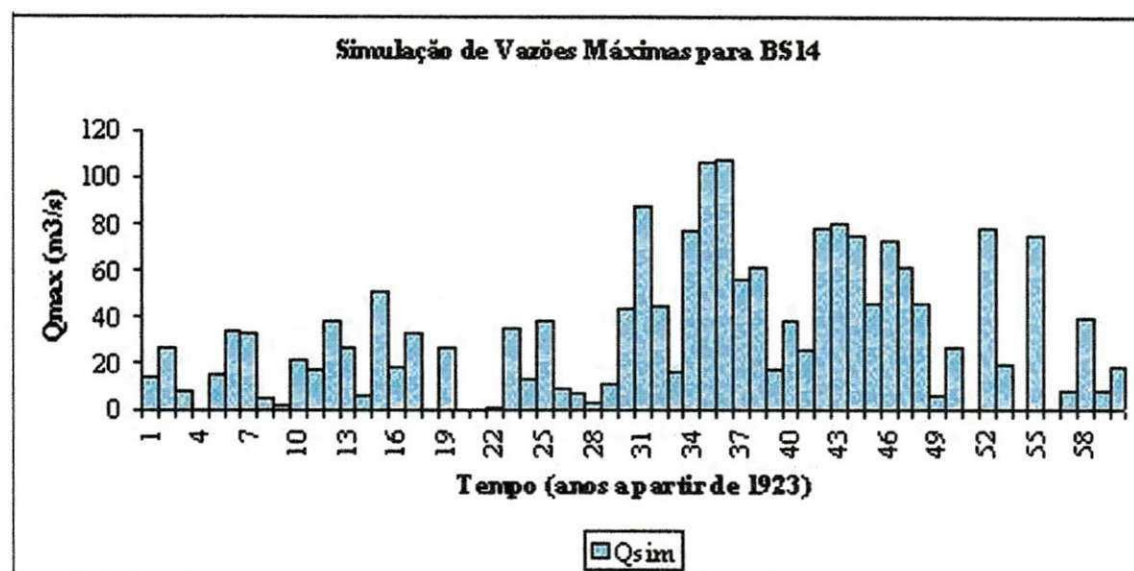


Figura 5.13. Simulação das Vazões Máximas da BS14.

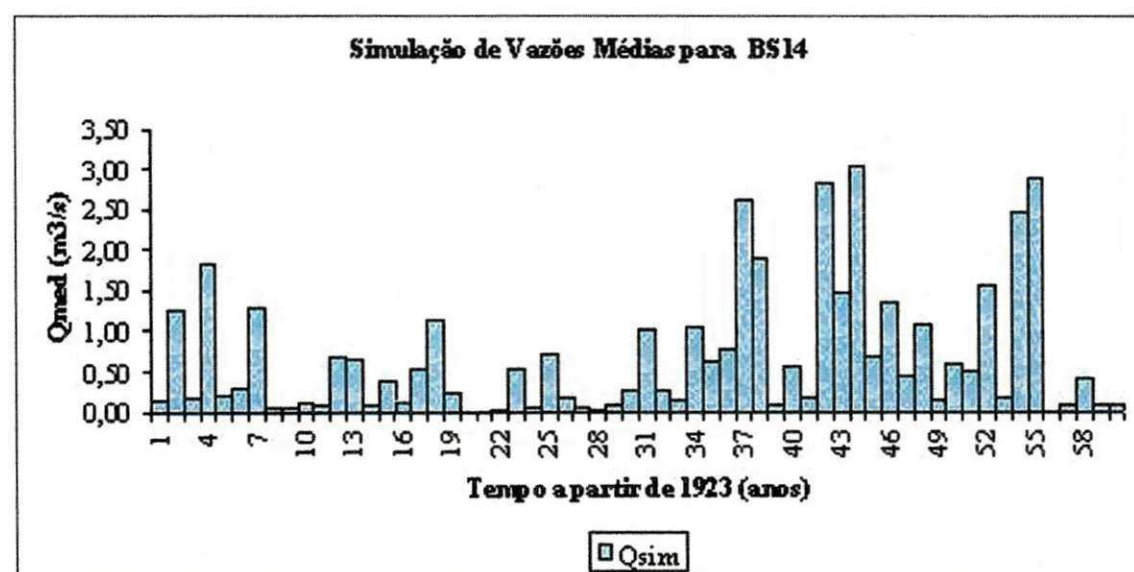


Figura 5.14. Simulação das Vazões Médias da BS14.

- BS25 – 6.446 km²

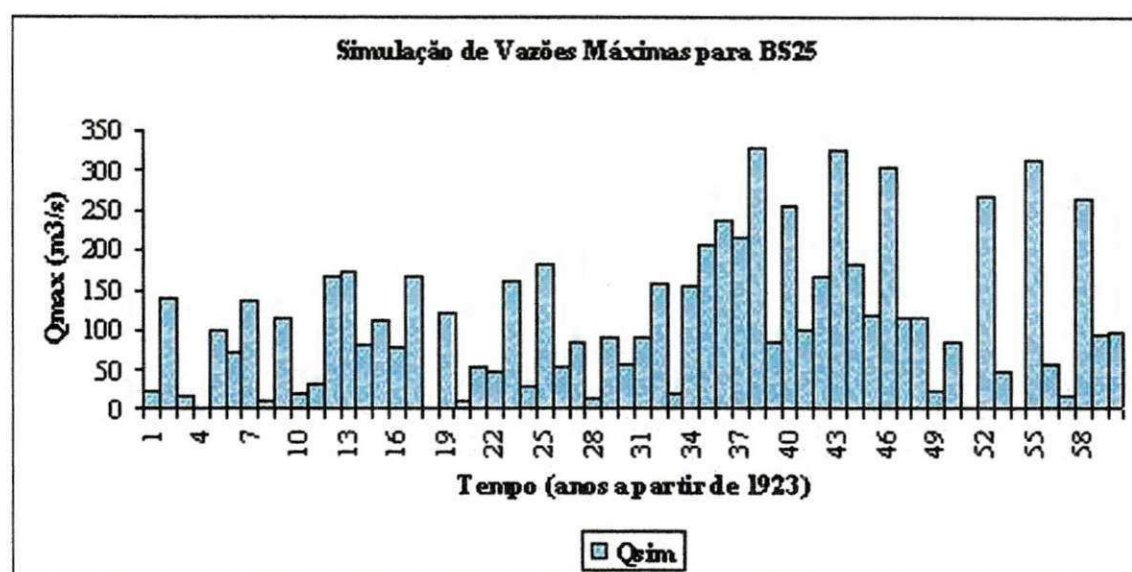


Figura 5.15. Simulação das Vazões Máximas da BS25.

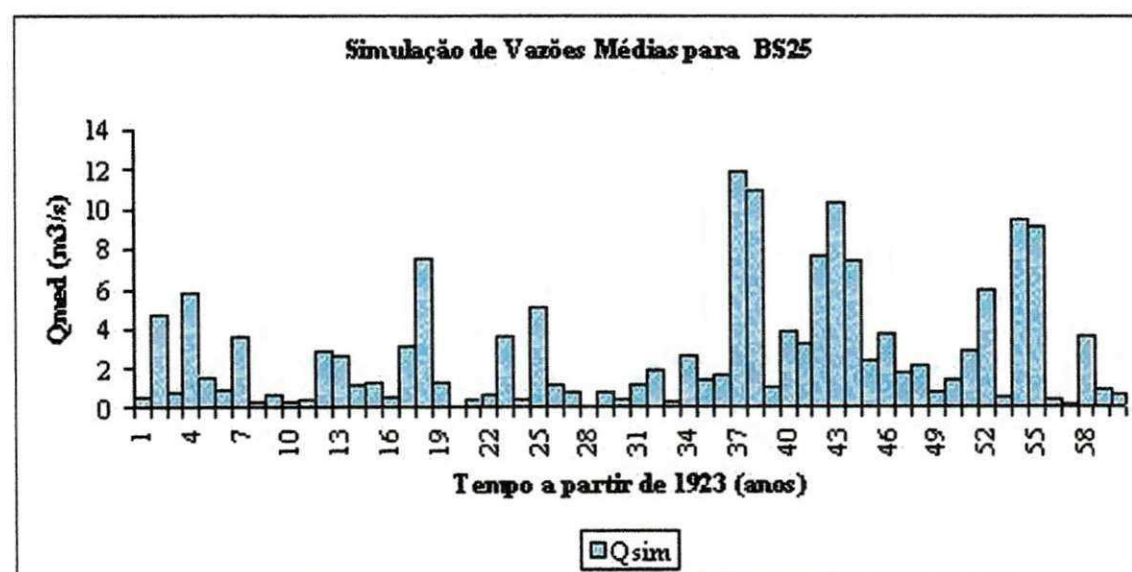


Figura 5.16. Simulação das Vazões Médias da BS25.

○ BS35 – 2.140 km²

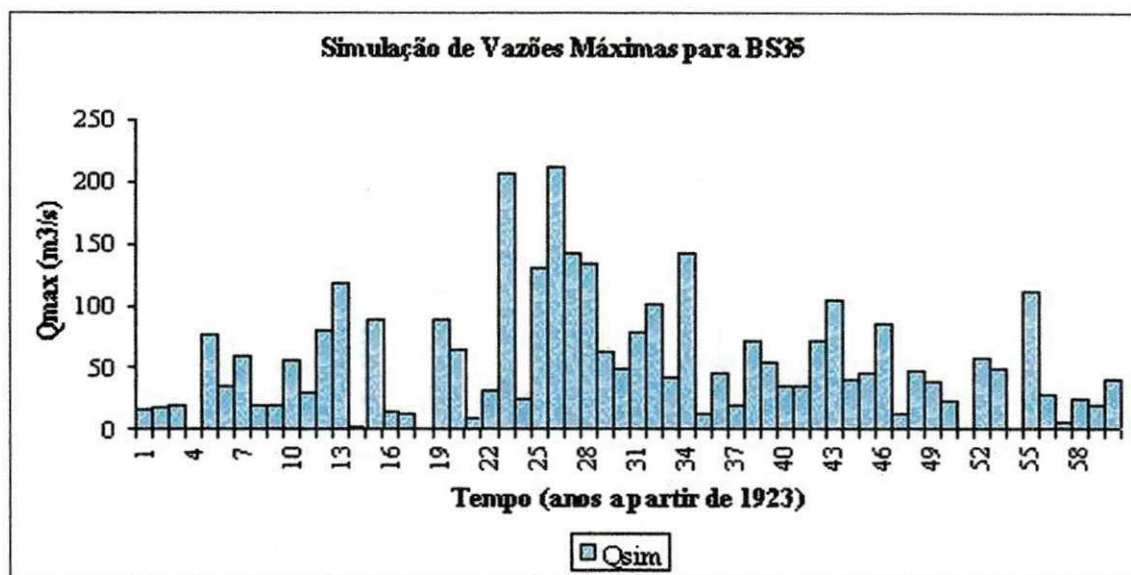


Figura 5.17. Simulação das Vazões Máximas da BS35.

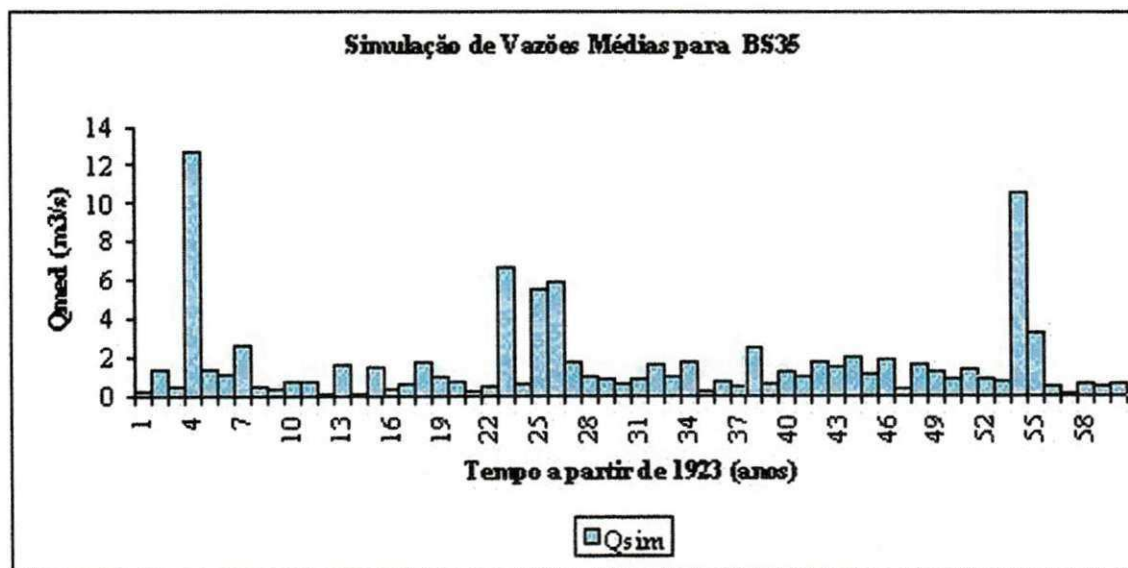


Figura 5.18. Simulação das Vazões Médias da BS35.

5.6. Análise das Séries Simuladas

As simulações realizadas pelo modelo NAVMO geraram duas séries de longo período, uma série de vazão máxima e outra de vazão média. Essas séries serviram de base para a análise regional que será apresentada no próximo capítulo. Os resultados foram, em geral, razoáveis, quando comparados com aqueles observados. Para o período sem dados, os resultados não mostraram grandes anomalias como pode ser visto graficamente.

Para as bacias sem dados de um modo geral, os resultados acrescentaram consistência quando comparadas com as das outras bacias.

Análises de consistência e homogeneidade das séries simuladas serão mostradas posteriormente no capítulo de regionalização como forma de validação das séries simuladas.

CAPÍTULO 6

REGIONALIZAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO DO ALTO RIO PARAÍBA - PB

6.1. Introdução

A regionalização hidrológica pode ser realizada através de variáveis, funções ou parâmetros para a região do estudo. Funções capazes de estimar vazões em locais sem dados foram investigadas com base nas séries simuladas para as nove bacias, analisadas previamente.

6.2 Séries de Dados

Os dados das séries anuais simuladas foram submetidos a análises de estacionariedade, homogeneidade e estatística, esta última para identificação do modelo probabilístico que melhor se ajustava às frequências dos dados observados. A seleção da distribuição de probabilidade é comumente baseada em resultados de teste de aderência. A seleção da distribuição de probabilidade ajustável a cada série histórica foi efetuada utilizando-se o teste de aderência de *Kolmogorov-Smirnov*, ao nível de 5% de significância, e o ajuste dos parâmetros da cada distribuição realizado por intermédio dos momentos.

Para a análise de estacionariedade foram empregadas testes paramétricos e não-paramétricos com planilha eletrônica por Tröger (2004), e a homogeneidade das séries investigada com o método da dupla massa.

O estudo foi realizado com a planilha eletrônica EXCEL, como ferramenta de cálculo das probabilidades, como também, para as análises da regressão (simples e múltipla), empregadas para analisar as variáveis explicativas e estabelecer funções de estimativa. O programa apresentado por Kite (1977) foi também utilizado para checar os parâmetros das distribuições investigadas.

Foram escolhidas para análise as seguintes variáveis hidrológicas: vazões máximas, médias e com 95% de garantia.

6.2.1 Vazões Máximas e Médias

As vazões máximas e médias utilizados foram obtidas a partir dos hidrogramas de vazões médias diárias, simuladas pelo modelo NAVMO. As vazões médias foram calculadas a partir de volumes anuais fornecidos pelo modelo.

A vazão máxima neste estudo é entendida com sendo a vazão média de longo período das vazões máximas. As séries máximas anuais foram geradas pelo modelo NAVMO formando-se assim uma série de longo período mostrada no Capítulo 5. A definição do modelo a ser recomendado foi investigada a partir das estatísticas dos resultados da regressão, ou seja, o coeficiente de determinação (R^2).

Neste estudo, para as vazões máximas foram testadas as distribuições de probabilidade, Pearson Tipo III, Gama e a distribuição de Extremos Tipo I (Gumbel).

6.2.2 Vazões Mínimas

Em virtude de no semi-árido as vazões mínimas serem nulas, optou-se por utilizar a vazão com 95% de garantia. A vazão com 95% de permanência ($Q_{95\%}$), é frequentemente usada como um índice representativo de vazão mínima (Silveira e Silveira apud Paiva e Paiva, 2004). Sua obtenção foi feita com base nas análises de frequência das séries simuladas, resultando em curvas de permanência para cada bacia.

6.2.3 Curva de Permanência

A curva retrata a parcela do tempo em que uma determinada vazão é igualada ou superada durante o período analisado (Tucci, 2002). Segundo o autor, para a regionalização, um procedimento mais pragmático é o ajuste de uma equação empírica ao trecho de interesse. O ajuste da curva exponencial geralmente apresenta resultados satisfatórios somente para a faixa de valores dos pontos utilizados para seu ajuste.

As curvas de permanência deste trabalho foram estabelecidas para vazões médias com probabilidade de 95% de permanência. Abaixo a Tabela 6.1 mostra as funções que foram

determinadas para cada bacia com base nas análises de frequências das séries de cada bacia. Conforme mostrado os resultados foram razoáveis ($R^2 > 0,67$).

Tabela 6.1. Curvas de Permanência das Sub-bacias do Alto Paraíba.

Sub-Bacia	Variável Dependente.	Variável Independente	Curva de Permanência	R ²
Caraúbas	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,3676 * N_G^{-1,2346}$	0,8036
Taperoá	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,1591 * N_G^{-0,9546}$	0,763
P. Pedras	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,5668 * N_G^{-1,041}$	0,8574
Boqueirão	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 1,3098 * N_G^{-1,0336}$	0,8539
BS5	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,0636 * N_G^{-1,4341}$	0,6798
BS9	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,0543 * N_G^{-1,421}$	0,8086
BS14	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,0874 * N_G^{-1,3313}$	0,7764
BS25	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,4962 * N_G^{-1,1634}$	0,8216
BS35	Vazão com garantia i - (m ³ /s)	N _G	$Q_i = 0,3372 * N_G^{-1,0498}$	0,841

N_G = Nível de garantia (-)

6.3 Análise de Estacionariedade das Séries de Vazões

A metodologia utilizada se encontra no Capítulo 2. As Tabelas de 6.2 a 6.4 mostram os resultados das análises realizadas através da planilha EXCEL da Microsoft cedida por Tröger, (2004). Os valores sombreados indicam que H₀ (hipótese nula) foi rejeitada ao nível de 5% de significância.

Tabela 6.2. Teste de Student (Vazões Máximas e Vazões Médias) para α=5%

Bacia	t _{teste} (Q _{max})	t _{crítico} (Q _{max})	t _{teste} (Q _{med})	t _{crítico} (Q _{med})
Caraúbas	-0,423	2,005	-2,516	2,002
Poço de Pedras	-2,236	2,002	0,101	2,002
Taperoá	-0,459	2,005	-0,692	2,005
Boq. Cabaceiras	-1,431	2,002	-1,503	2,002
BS5	0,124	2,002	-0,467	2,002
BS9	0,124	2,002	9,879	2,003
BS14	10,218	2,003	12,219	2,004
BS25	-2,78	2,002	-2,705	2,002
BS35	0,407	2,002	-0,224	2,002

*(Tröger, F.H. - Superintendência de Usos Múltiplos-ANA).

Tabela 6.3. Teste de Snedecor (Vazões Máximas e Vazões Médias) para $\alpha=5\%$

Bacia	$t_{\text{teste}} (Q_{\text{max}})$	$t_{\text{crítico}} (Q_{\text{max}})$	$t_{\text{teste}} (Q_{\text{med}})$	$t_{\text{crítico}} (Q_{\text{med}})$
Caraúbas	1,398	1,905	0,958	1,861
Poço de Pedras	0,924	1,861	1,298	1,861
Taperoá	1,494	1,914	1,862	1,914
Boq. Cabaceiras	1,115	1,889	1,113	1,889
BS5	0,584	1,861	0,557	1,861
BS9	0,584	1,861	0,692	1,875
BS14	0,141	1,875	0,662	1,883
BS25	1,017	1,861	0,983	1,861
BS35	1,32	1,861	1,58	1,861

*(Tröger, F.H. - Superintendência de Usos Múltiplos-ANA).

Tabela 6.4. Teste de Wilcoxon (Vazões Máximas e Vazões Médias) para $\alpha=5\%$

Bacia	$t_{\text{teste}} (Q_{\text{max}})$	$t_{\text{crítico}} (Q_{\text{max}})$	$t_{\text{teste}} (Q_{\text{med}})$	$t_{\text{crítico}} (Q_{\text{med}})$
Caraúbas	-0,213	1,96	-2,36	1,96
Poço de Pedras	-2,513	1,96	-0,37	1,96
Taperoá	-0,271	1,96	-0,623	1,96
Boq. Cabaceiras	-1,315	1,96	-1,685	1,96
BS5	-0,281	1,96	-0,917	1,96
BS9	-0,281	1,96	-6,535	1,96
BS14	-6,504	1,96	-6,473	1,96
BS25	-2,646	1,96	-2,587	1,96
BS35	-0,621	1,96	-0,562	1,96

*(Tröger, F.H. - Superintendência de Usos Múltiplos-ANA).

De uma forma geral as séries simuladas apresentaram bons resultados. Para os testes paramétricos de Student, a hipótese nula rejeitada, no caso das vazões máximas, para Poço de Pedras, BS14 e BS25, e, no caso das vazões médias, para as bacias de Caraúbas, BS14 e BS25. O teste de variâncias de Snedecor, tanto para vazões máximas como para vazões médias mostraram bons resultados e apenas a bacia BS9 teve sua hipótese nula rejeitada para vazões médias. Ressaltando que as duas séries simuladas apresentaram normalidade. Para o teste não-paramétrico de Wilcoxon os resultados para vazões máximas tiveram três bacias com hipótese rejeitada (Poço de Pedras, BS14 e BS25). Na análise das vazões médias a hipótese também foi rejeitada em quatro bacias (Caraúbas, BS9, BS14 e BS25). Apesar dos testes terem

Tabela 6.5. Valores dos Indicadores Regionais

Bacia	Área (km ²)	Q _{mlp} (m ³ /s)	Q ₂ (m ³ /s) Gama Vazão Máxima	Q ₂ (m ³ /s) Pearson Vazão Máxima	Q _{2,33} (m ³ /s) Gumbel Vazão Máxima	Q ₂ (m ³ /s) Gama Vazão Média	Q ₂ (m ³ /s) Log Pearson Vazão Média	Q ₂ (m ³ /s) Log Normal Vazão Média	Q ₉₅
Boqueirão	12337	5,75	163,1390	171,1293	195,3853	3,9276	3,9301	3,559	3,15
Taperoá	618	0,64	24,8590	26,6412	29,3744	0,2827	0,3408	0,4068	0,07
Caraúbas	5168	2,33	78,6692	83,4613	95,2155	1,4434	1,5059	1,2133	8,12
Poço de Pedras	3260	2,58	72,4908	66,4896	94,234	1,4725	1,3191	1,5511	0,22
BS5	1306	0,59	24,3350	22,9281	16,8755	0,3045	0,2829	0,2547	1,4
BS9	1017	0,51	20,6272	22,7639	26,0913	0,2252	0,2323	*	5,29
BS14	1525	0,67	28,0334	30,9412	35,7557	0,3991	0,4490	0,3383	0,77
BS25	6446	2,76	105,3323	112,2319	125,9464	1,8025	1,9371	1,5287	0,66
BS35	2140	1,61	47,6201	44,7636	64,5144	0,7547	0,6654	0,9307	9,12

- apresentou resultado negativo

O procedimento para a regionalização é dado a seguir:

- Correlaciona-se a_T com o período de retomo e define-se uma função de regressão $a_T = f(T)$;
- Correlaciona-se $Q_{2,33}$, Q_2 ou Q_{mlp} com as características físicas (A, L, etc) e define-se uma função de regressão $Q_i = f(A, L, etc)$ onde i indica o índice da vazão;
- Para a aplicação escolhe-se o período de retorno (T) desejado e calcula-se o índice a_T ;
- Para o local sem dados define-se as características físicas e calcula-se $Q_{2,33}$, Q_2 , Q_{mlp} com as funções de regressão;
- Em seguida determina-se $Q_T = a_T Q_{2,33}$, $Q_T = a_T Q_2$, $Q_T = a_T Q_{mlp}$ ou $Q_{95\%} = a_T Q_{mlp}$.

As regressões múltiplas foram aplicadas entre as vazões da Tabela 6.5 e as características das bacias, as quais serão descritas adiantes.

apresentado rejeições, todas as nove séries testadas aqui neste item foram utilizadas para o processo de regionalização, em virtude da análise de homogeneidade ter apresentado resultados satisfatórios como é mostrado a seguir.

6.4 Teste de Verificação da Homogeneidade das Séries

6.4.1 Dupla Massa para Vazões Máximas e Vazões Médias

As Figuras 6.1 e 6.2 mostram a análise de homogeneidade entre os valores médios das vazões máximas e médias acumulada, e os valores acumulados de cada bacia. Os resultados se mostraram consistentes e não apresentaram mudanças bruscas nas retas estabelecidas.

As declividades das retas se mantiveram constantes para cada bacia da região estudada, demonstrando razoável grau de homogeneidade permitindo, assim, o procedimento com a análise estatística que consistiu da análise da distribuição de probabilidade representativa dos processos investigados.

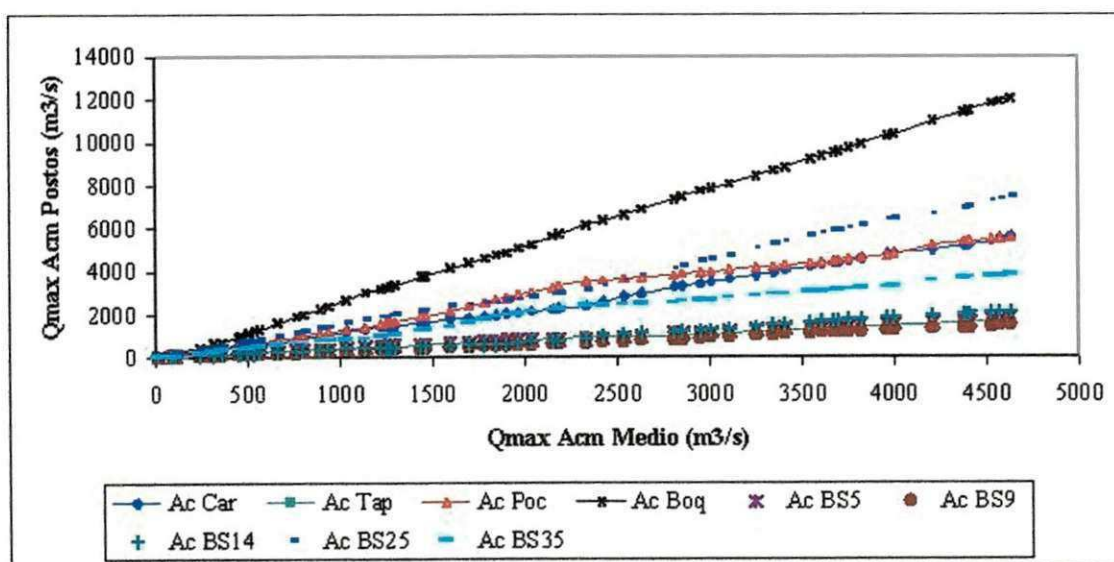


Figura 6.1. Análise de consistência das séries de Vazões Máximas (Dupla Massa)

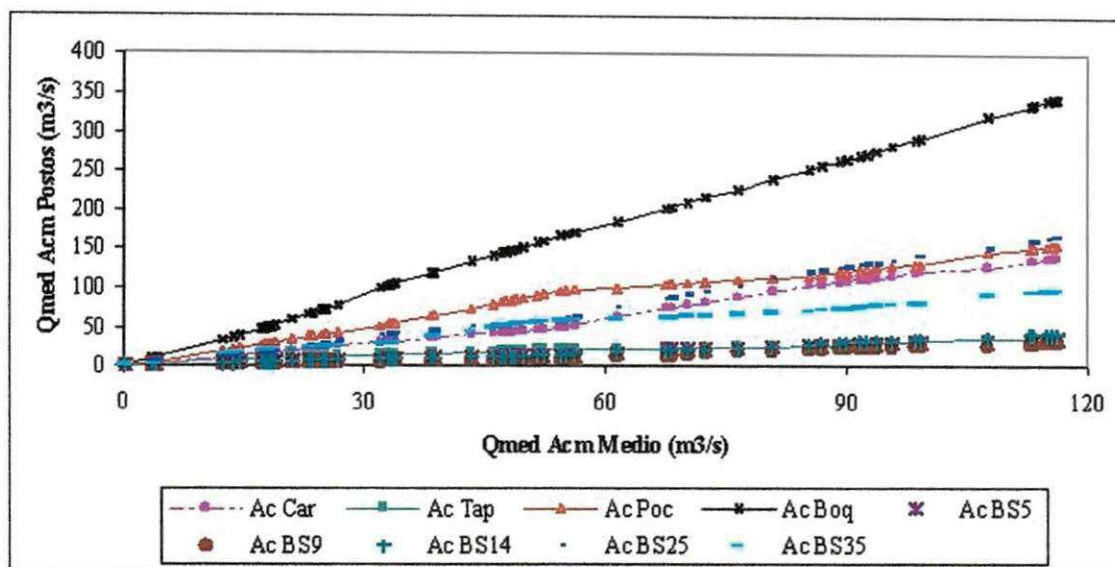


Figura 6.2. Análise de consistência das séries de Vazões Médias (Dupla Massa)

6.5 Indicadores Regionais

Segundo definição de Tucci (2002) um indicador regional é um valor médio de uma variável ou proporção entre variáveis hidrológicas. A utilização destes valores está sujeita às incertezas dos dados hidrológicos e às indefinições dos locais sem dados.

Os indicadores regionais mais usuais são:

$$a_T = \frac{Q_T}{Q_{2,33}}; a_T = \frac{Q_T}{Q_2}; a_T = \frac{Q_T}{Q_{mlp}} \text{ e } a_T = \frac{Q_{95\%}}{Q_{mlp}}$$

onde o primeiro, segundo e terceiro índices se aplicam nas estimativas das vazões máximas de certa distribuição de probabilidade com período de retorno T , com base na estimativa da vazão média máxima da distribuição de Gumbel que corresponde ao período de retorno de 2,33 anos, na estimativa da vazão com período de retorno de 2 anos e vazão média de longo período respectivamente; o quarto se aplica na estimativa da vazão com 95% de garantia.

As vazões Q_{mlp} , Q_2 , $Q_{2,33}$ e Q_{95} são associadas às características físicas e climáticas das bacias. A Tabela 6.5 mostra as vazões Q_{mlp} , Q_2 , $Q_{2,33}$ e Q_{95} para todas as bacias.

Tabela 6.5. Valores dos Indicadores Regionais

Bacia	Área (km ²)	Q _{mlp} (m ³ /s)	Q ₂ (m ³ /s) Gama Vazão Máxima	Q ₂ (m ³ /s) Pearson Vazão Máxima	Q _{2,33} (m ³ /s) Gumbel Vazão Máxima	Q ₂ (m ³ /s) Gama Vazão Média	Q ₂ (m ³ /s) Log Pearson Vazão Média	Q ₂ (m ³ /s) Log Normal Vazão Média	Q ₉₅
Boqueirão	12337	5,75	163,1390	171,1293	195,3853	3,9276	3,9301	3,559	3,15
Taperoá	618	0,64	24,8590	26,6412	29,3744	0,2827	0,3408	0,4068	0,07
Caraúbas	5168	2,33	78,6692	83,4613	95,2155	1,4434	1,5059	1,2133	8,12
Poço de Pedras	3260	2,58	72,4908	66,4896	94,234	1,4725	1,3191	1,5511	0,22
BS5	1306	0,59	24,3350	22,9281	16,8755	0,3045	0,2829	0,2547	1,4
BS9	1017	0,51	20,6272	22,7639	26,0913	0,2252	0,2323	*	5,29
BS14	1525	0,67	28,0334	30,9412	35,7557	0,3991	0,4490	0,3383	0,77
BS25	6446	2,76	105,3323	112,2319	125,9464	1,8025	1,9371	1,5287	0,66
BS35	2140	1,61	47,6201	44,7636	64,5144	0,7547	0,6654	0,9307	9,12

- apresentou resultado negativo

O procedimento para a regionalização é dado a seguir:

- Correlaciona-se a_T com o período de retorno e define-se uma função de regressão $a_T = f(T)$;
- Correlaciona-se $Q_{2,33}$, Q_2 ou Q_{mlp} com as características físicas (A, L, etc) e define-se uma função de regressão $Q_i = f(A, L, etc)$ onde i indica o índice da vazão;
- Para a aplicação escolhe-se o período de retorno (T) desejado e calcula-se o índice a_T ;
- Para o local sem dados define-se as características físicas e calcula-se $Q_{2,33}$, Q_2 , Q_{mlp} com as funções de regressão;
- Em seguida determina-se $Q_T = a_T Q_{2,33}$, $Q_T = a_T Q_2$, $Q_T = a_T Q_{mlp}$ ou $Q_{95\%} = a_T Q_{mlp}$.

As regressões múltiplas foram aplicadas entre as vazões da Tabela 6.5 e as características das bacias, as quais serão descritas adiantes.

6.6. Características Físicas e Climáticas da Região do Alto Rio Paraíba - PB

As variáveis independentes utilizadas para representar as características físicas e climáticas foram: A, área de drenagem, dada em km^2 ; L, o comprimento do rio principal em km; declividade média dada em m/km e a densidade de drenagem em m/km^2 , as variáveis climáticas adotadas foram precipitação média anual, precipitação máxima anual e diária.

6.6.1. Variáveis fisiográficas

De posse da delimitação da área de cada bacia, passou-se à determinação das diferentes características físicas usadas no estudo de regionalização. O cálculo da densidade de drenagem (D_d) foi realizado a partir da estima de variáveis primárias como a área da bacia e o comprimento total dos cursos d'água (L_T). Os cursos d'água principais (L) foram identificados como aqueles que drenavam a maior área em suas respectivas bacias. Já a determinação da declividade média de cada bacia (S_m) foi extraída de Furtunato (2004).

6.6.2. Variáveis climáticas

As variáveis escolhidas para este estudo foram a precipitação média (P_{med}), a precipitação máxima anual e a precipitação diária máxima anual.

Os valores para P_{med} de cada bacia foram retirados do site www.dec.ufcg.edu.br, assim como os valores de precipitação máxima anual, respeitando os postos que foram utilizados para cada simulação da sub-bacia simulada. O valor para precipitação diária máxima anual seguiu a mesma metodologia das variáveis anteriores, apenas diferenciou-se por ser extraída das Tabelas da SUDENE/DRN/HM.

A Tabela 6.6 mostra os valores das variáveis usadas para a 4 bacias com dados e as 5 bacias (BS5, BS9, BS14, BS25 e BS35) sem dados observados. A localização dessas bacias pode ser vista no Anexo C.

Tabela 6.6. Variáveis independentes utilizadas para Regionalização

Var. Indep. Sub-Bacia	Caraúbas	Taperoá	Poço de Pedras	Boqueirão	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
Área (km ²)	5168	618	3260	12337	1306	1017	1525	6446	2140
L (km)	100,0	33,3	83,3	133,33	50,00	50,00	66,67	116,67	66,67
Sm (m/km)	7,0	9,0	5,4	6,10	6,90	6,40	5,10	7,60	5,40
Dd (m/km ²)	87,1	107,9	112,5	89,16	89,33	180,27	120,22	85,32	116,82
P _{med} (mm)	564,1	525,7	474,2	602,42	545,80	533,13	533,13	533,78	508,68
P _{max} (mm)	813,3	1184,7	1036,4	1215,1	543,2	614,5	614,5	873,1	1005,9
P _{max} (DIÁRIA) (mm)	136,7	141,1	159,5	157,0	152,5	147,2	147,2	164,6	138,9

6.7 Testes das Distribuições de Probabilidade e Análises de Regressões

As distribuições de probabilidade investigadas neste estudo foram as mais usuais em hidrologia segundo a bibliografia consultada (Tucci 2002; Kite, 1977), sendo elas: Pearson Tipo III, Gama, Extremo Tipo I (Gumbel), Normal e log Normal. O teste de ajustamento utilizado foi o de *Kolmogorov-Smirnov* com nível de significância de 5%.

6.7.1 Vazões Máximas

As regressões para as várias distribuições consideram as seguintes variáveis: vazão Q_T (T = tempo de retorno), vazão média de longo período (Q_{mlp}), com 2 (Q_2) e 2,33 ($Q_{2,33}$) anos de retorno, área da bacia (A), comprimento do rio (L), declividade média da bacia (S_m), densidade de drenagem (D_d) e precipitação (P) anual (média, máxima média diária máxima). Para os testes de ajustamento das distribuições, considerou-se D_t como a variável de teste e $D_{0,n,5\%}$ a variável crítica com n anos de dados e 5% de nível de significância.

a) Distribuição Gama

A Tabela 6.7 mostra os resultados do teste com a distribuição Gama. Conforme pode ser visto, o teste não apresentou rejeições e, portanto, a distribuição pode ser utilizada sem restrições.

Tabela 6.7. Teste de ajustamento de Kolmogorov-Smirnov para distribuição Gama.

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
D_i	0,0925	0,0688	0,1205	0,0603	0,1052	0,1193	0,0974	0,0952	0,0673
$D_{ca,5\%}$	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480
Teste H_0 :	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta

As Tabelas de 6.8 a 6.11 mostram resultados associados à distribuição Gama. As equações de regressões tanto lineares como potenciais apresentaram bons resultados. O que pode se notar é que a variável física Área (A) é a mais importante no processo. Com a inserção de duas variáveis climáticas, Precipitação Máxima diária Anual ($P_{\max \text{ anual}}$) e a Precipitação máxima diária ($P_{\max \text{ diária}}$) aumentaram os valores de R^2 , mas a que melhor apresentou desempenho nestes valores foi a Precipitação Máxima diária Anual ($P_{\max \text{ anual}}$).

Tabela 6.8. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gama) e Q_{mlp}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	T(anos)	$a_T = 0,6844 \ln T + 0,4323$	0,9917	$a_T = 0,6272 T^{0,3532}$	0,8919
$Q_{mlp} (m^3/s)$	A(km)	$Q_{mlp} = 54,838 \ln A - 352,46$	0,8997	$Q_{mlp} = 0,2025 A^{0,7285}$	0,7285

Tabela 6.9. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gama)

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
2	$Q_2 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_2 = 46,6826 \ln A - 302,1659$	0,8904	$Q_2 = 0,1497 A^{0,7408}$	0,9309
5	$Q_5 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_5 = 81,3488 \ln A - 520,8300$	0,9032	$Q_5 = 0,3231 A^{0,7222}$	0,9337
10	$Q_{10} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{10} = 105,0133 \ln A - 669,1724$	0,9053	$Q_{10} = 0,4533 A^{0,7130}$	0,9309
50	$Q_{50} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{50} = 156,2165 \ln A - 988,5612$	0,9044	$Q_{50} = 0,7558 A^{0,7050}$	0,9233
100	$Q_{100} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{100} = 178,0121 \ln A - 1124,0395$	0,9032	$Q_{100} = 0,8909 A^{0,7023}$	0,9202
200	$Q_{200} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{200} = 198,9740 \ln A - 1254,1287$	0,9018	$Q_{200} = 1,0236 A^{0,6999}$	0,9174
500	$Q_{500} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{500} = 227,2853 \ln A - 1429,5546$	0,8999	$Q_{500} = 1,2065 A^{0,6972}$	0,9139

Tabela 6.10. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R^2
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km); Dd(m/km ²); Pmax anual(mm)	$Q_2 = -0,007A + 0,552L + 0,153S - 0,009Dd + 0,031P - 33,361$	0,9947
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²);Pmax diária(mm)	$Q_2 = -0,009A + 0,322L + 0,769S - 0,044Dd + 0,246P - 34,525$	0,9797
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²)	$Q_2 = -0,009A + 0,369L + 0,847S - 0,039Dd - 2,173$	0,9778
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_2 = -0,009A + 0,395L + 1,208S - 10,668$	0,9775
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km)	$Q_2 = 0,7802 + 0,009816A + 0,324226L$	0,9751
Q_2 (m ³ /s)	A(km);Dd(m/km ²)	$Q_2 = 26,9016 + 0,012161A - 0,813474 Dd$	0,9705
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Pmax diária(mm)	$Q_2 = -34,7776 + 0,012083A + 0,348959P$	0,9726
Q_2 (m ³ /s)	A(km);S(m/km)	$Q_2 = 16,47651 + 0,012478A - 0,091963S$	0,9686
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Pmax anual(mm)	$Q_2 = 0,40348 + 0,011824A + 0,020427P$	0,9773

Tabela 6.11. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R^2
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²);Pmax anual(mm)	$Q_2 = 2,6260 A^{0,321} L^{6,868} S^{0,174} Dd^{0,198} P^{0,742}$	0,9967
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²);Pmax diária(mm)	$Q_2 = 81,552 A^{1,155} L^{-0,304} S^{6,143} Dd^{0,619} P^{0,174}$	0,9471
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²)	$Q_2 = 180,962 A^{1,150} L^{-0,391} S^{0,150} Dd^{0,520}$	0,9470
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_2 = 205,603 A^{1,143} L^{-0,872} S^{0,141}$	0,9469
Q_2 (m ³ /s)	A(km);L(Km)	$Q_2 = 0,34932 A^{1,278} L^{-1,178}$	0,9501
Q_2 (m ³ /s)	A(km);Dd(m/km ²)	$Q_2 = 0,34038 A^{0,706} Dd^{0,335}$	0,9347
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Pmax diária(mm)	$Q_2 = 0,14392 A^{0,740} P^{0,008}$	0,9309
Q_2 (m ³ /s)	A(km);S(m/km)	$Q_2 = 0,06305 A^{0,755} S^{0,401}$	0,9404
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Pmax anual(mm)	$Q_2 = 0,0317 A^{0,664} P^{0,660}$	0,9920

b) Distribuição de Pearson Tipo III

As Tabelas 6.12 a 6.16 mostram os resultados associados à distribuição Pearson Tipo III. Pode ser visto que para a BS5 a distribuição foi rejeitada, mas, o valor D_t não difere muito do crítico $D_{c,n,5\%}$. Com a inserção de duas variáveis climáticas, Precipitação Máxima diária Anual ($P_{\max \text{ anual}}$) e a Precipitação máxima diária ($P_{\max \text{ diária}}$) aumentaram os valores de R^2 , mas a que apresentou desempenho melhor foi a $P_{\max \text{ anual}}$. A utilização das cinco variáveis explicativas aumentou o valor de R^2 de um modo geral.

Tabela 6.12. Teste de ajustamento de Kolmogorov-Smírnov para distribuição de Pearson Tipo III.

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BSS	BS9	BS14	BS25	BS35
D_i	0,0801	0,0727	0,0941	0,1442	0,1633	0,0872	0,0820	0,0590	0,0618
$D_{c,0,95}$	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480
Teste Ho:	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita	Rejeitada	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita

Tabela 6.13. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Pearson Tipo III) e Q_{mlp}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	T(anos)	$a_T = 0,6474 \ln T + 0,474$	0,9904	$a_T = 0,6438 T^{0,1411}$	0,8816
$Q_{mlp} (m^3/s)$	A(km)	$Q_{mlp} = 55,667 \ln A - 365,81$	0,8879	$Q_{mlp} = 0,1892 A^{0,7378}$	0,9350

Tabela 6.14. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Pearson Tipo III).

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
2	$Q_2 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_2 = 48,9237 \ln A - 317,8724$	0,8904	$Q_2 = 0,1581 A^{0,7371}$	0,9310
5	$Q_5 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_5 = 81,3488 \ln A - 520,8300$	0,9032	$Q_5 = 0,3276 A^{0,7214}$	0,9440
10	$Q_{10} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{10} = 105,2419 \ln A - 671,6448$	0,9053	$Q_{10} = 0,4490 A^{0,7157}$	0,9364
50	$Q_{50} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{50} = 150,0464 \ln A - 945,7196$	0,9044	$Q_{50} = 0,7183 A^{0,7082}$	0,9004
100	$Q_{100} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{100} = 168,3844 \ln A - 1056,4865$	0,9032	$Q_{100} = 0,8342 A^{0,7061}$	0,8827
200	$Q_{200} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{200} = 185,7122 \ln A - 1160,5120$	0,9018	$Q_{200} = 0,9459 A^{0,7045}$	0,8660
500	$Q_{500} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{500} = 208,7130 \ln A - 1297,7294$	0,8999	$Q_{500} = 1,0970 A^{0,7027}$	0,8443

Tabela 6.15. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R^2
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); L(Km)	$Q_2 = 0,000871 + 0,010628A + 0,318132L$	0,9857
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); Dd(m/km ²)	$Q_2 = 23,35448 + 0,012974A - 0,686321Dd$	0,9812
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); Pmax diária(mm)	$Q_2 = -22,4424 + 0,012951A + 0,25664P$	0,9820
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); S(m/km)	$Q_2 = 5,941857 + 0,013277A + 1,334862S$	0,9811
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); Pmax anual(mm)	$Q_2 = 3,406458 + 0,012759A + 0,015056P$	0,9843
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); Pmax anual(mm)	$Q_2 = 0,008A + 0,569L + 2,319S + 0,033Dd - 0,023P - 48,786$	0,9987
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); Pmax diária(mm)	$Q_2 = 0,010A + 0,405L + 2,787S + 0,008Dd + 0,145P - 44,713$	0,9909
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²)	$Q_2 = 0,010A + 0,433L + 4,843S + 0,011Dd - 25,655$	0,9903
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); L(Km); S(m/km)	$Q_2 = 0,010A + 0,425L + 2,732S - 23,258$	0,9903

Tabela 6.16. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R^2
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); L(Km)$	$Q_2 = 0,30814 A^{1,158} L^{-0,928}$	0,9430
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); Dd(m/km^2)$	$Q_2 = 0,26779 A^{0,715} Dd^{-0,150}$	0,9326
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); P_{max \text{ diária}}(mm)$	$Q_2 = 0,35482 A^{0,743} P^{-0,169}$	0,9312
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); S(m/km)$	$Q_2 = 0,05058 A^{0,756} S^{0,528}$	0,9476
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); P_{max \text{ anual}}(mm)$	$Q_2 = 0,00408 A^{0,66144} P^{0,62695}$	0,9865
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km^2); P_{max \text{ anual}}(mm)$	$Q_2 = 0,38779 A^{0,472} L^{1,092} S^{0,514} Dd^{-0,026} P^{0,752}$	0,9990
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km^2); P_{max \text{ diária}}(mm)$	$Q_2 = 43,723 A^{0,586} L^{-0,439} S^{0,456} Dd^{0,190} P^{-0,120}$	0,9501
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km^2)$	$Q_2 = 25,3067 A^{0,990} L^{-0,455} S^{0,491} Dd^{0,189}$	0,9500
$Q_2 (m^3/s)$	$A(km); L(Km); S(m/km)$	$Q_2 = 84,9150 A^{0,919} L^{-0,366} S^{0,489}$	0,9483

c) Distribuição de Extremos Tipo I (Gumbel)

A distribuição de Gumbel tem grande aplicação em hidrologia nas vazões máximas. O teste da distribuição probabilística de Gumbel (Tabela 6.17) as frequências das vazões máximas foram em todas as séries simuladas aceitas, portanto, a distribuição pode ser adotada.

Nas Tabelas 6.18 a 6.21 pode-se perceber com a inserção de duas variáveis climáticas, Precipitação Máxima diária Anual ($P_{max \text{ anual}}$) e a Precipitação máxima diária ($P_{max \text{ diária}}$) aumentaram o valor de R^2 , a que melhor apresentou desempenho também nestes valores foi a $P_{max \text{ anual}}$. A utilização das cinco variáveis explicativas aumentou significativamente o valor de R^2 sendo esta com a variável $P_{max \text{ anual}}$. As equações lineares apresentaram os melhores coeficientes de determinação (R^2).

Tabela 6.17. Teste de ajustamento Kolmogorov-Smirnov para distribuição de Gumbel.

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
D_i	0,0873	0,0688	0,1205	0,0603	0,1052	0,1193	0,0974	0,0952	0,0673
$D_{c=0,9\%}$	0,120	0,120	0,120	0,120	0,120	0,120	0,120	0,120	0,120
Teste H_0 :	Accita	Accita	Accita	Accita	Accita	Accita	Accita	Accita	Accita

Tabela 6.18. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gumbel) e Q_{mlp}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	$T(\text{anos})$	$a_T = 0,6844 \ln T + 0,4323$	0,9917	$a_T = 0,6272 T^{0,3453}$	0,8919
$Q_{mlp} (m^3/s)$	$A(km)$	$Q_{mlp} = 54,838 \ln A - 352,46$	0,8997	$Q_{mlp} = 0,2025 A^{0,7283}$	0,9335

Tabela 6.19. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gumbel).

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logarítma	R ²	Equação Potencial	R ²
2,33	Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km ²)	Q _{2,33} = 55,6873 ln A - 357,8123	0,9000	Q _{2,33} = 0,2068 A ^{0,7280}	0,9335
5	Q ₅ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅ = 85,2202 ln A - 543,9391	0,9046	Q ₅ = 0,3574 A ^{0,7175}	0,9316
10	Q ₁₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₁₀ = 109,2744 ln A - 695,5366	0,9054	Q ₁₀ = 0,4808 A ^{0,7134}	0,9296
50	Q ₅₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅₀ = 162,2136 ln A - 1029,1788	0,9053	Q ₅₀ = 0,7528 A ^{0,7088}	0,9266
100	Q ₁₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₁₀₀ = 184,5940 ln A - 1170,2278	0,9052	Q ₁₀₀ = 0,8679 A ^{0,7077}	0,9257
200	Q ₂₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₂₀₀ = 206,8927 ln A - 1310,7621	0,9050	Q ₂₀₀ = 0,9827 A ^{0,7068}	0,9250
500	Q ₅₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅₀₀ = 236,3116 ln A - 1496,1704	0,9048	Q ₅₀₀ = 1,1341 A ^{0,7059}	0,9242

Tabela 6.20. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_{2,33} da distribuição Gumbel.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R ²
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); L(Km)	Q _{2,33} = -6,05946 + 0,010503A + 0,548903 L	0,9533
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); Dd(m/km ²)	Q _{2,33} = 20,95057 + 0,014969A - 0,118Dd	0,9407
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); Pmax diária(mm)	Q _{2,33} = -24,3846 + 0,014671A + 0,302251 P	0,9427
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); S(m/km)	Q _{2,33} = 33,8373 + 0,014961A - 2,162732 S	0,9428
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); Pmax anual(mm)	Q _{2,33} = -8,57608 + 0,013823A + 0,037064 P	0,9601
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); Pmax anual(mm)	Q _{2,33} = -0,006A + 0,958L - 1,211S - 0,094Dd + 0,059P - 73,877	0,9974
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); Pmax diária(mm)	Q _{2,33} = -0,001A + 0,589L + 0,080S + 0,035Dd + 0,1001P - 27,613	0,9564
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²)	Q _{2,33} = -0,010A + 0,609L + 0,112S - 0,037Dd - 14,398	0,9562
Q _{2,33} (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km)	Q _{2,33} = -0,010A + 0,584L - 0,223S - 6,410	0,9560

Tabela 6.21. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_{2,33} da distribuição Gumbel.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R ²
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); L(Km)	Q _{2,33} = 0,16978 A ^{0,959} L ^{-0,3951}	0,8446
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); Dd(m/km ²)	Q _{2,33} = 0,0319 A ^{0,833} Dd ^{-0,396}	0,8516
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); P _{max diária} (mm)	Q _{2,33} = 12,592 A ^{0,809} P ^{-0,561}	0,8474
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); S(m/km)	Q _{2,33} = 0,1056 A ^{0,784} S ^{0,088}	0,8432
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); P _{max anual} (mm)	Q _{2,33} = 0,004 A ^{0,666} P ^{0,988}	0,9541
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); P _{max anual} (mm)	Q _{2,33} = 0,001 A ^{-0,411} L ^{2,370} S ^{0,269} Dd ^{-0,243} P ^{1,404}	0,9969
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); P _{max diária} (mm)	Q _{2,33} = 934,203 A ^{1,213} L ^{-0,644} S ^{0,322} Dd ^{0,689} P ^{-0,970}	0,8668
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²)	Q _{2,33} = 10,491 A ^{1,213} L ^{-0,714} S ^{0,291} Dd ^{0,681}	0,8622
Q _{2,33} (m ³ /s)	A (km); L(Km); S(m/km)	Q _{2,33} = 180,45 A ^{0,970} L ^{-0,418} S ^{-0,021}	0,8446

6.7.2. Vazões Médias

a) Distribuição Gama

O teste da distribuição probabilística Gama apresentou três rejeições, sendo estas para Taperoá, Caraúbas e BS35 como mostrado na Tabela 6.22. Apesar de algumas séries não terem sido aceitas estas foram utilizadas no processo de regressão.

Tabela 6.22. Teste de ajustamento *Kolmogorov-Smirnov* para distribuição Gama.

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
D_i	0,1199	0,2198	0,0786	0,1867	0,0913	0,1176	0,0967	0,0776	0,2331
$D_{c,0.9\%}$	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410	0,1410
Teste H_0 :	Accepta	Rejeitada	Accepta	Rejeitada	Accepta	Accepta	Accepta	Accepta	Rejeitada

As Tabelas de 6.23 a 6.26 mostram os demais resultados. Mesmo com o aumento do número das variáveis o valor do R^2 não apresentou aumento significativo, a variável explicativa P_{med} juntamente com a área (A) foram as mais significativas desta distribuição. As equações de regressões lineares múltiplas apresentaram melhores valores do R^2 do que as regressões potenciais.

Tabela 6.23. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Gama) e Q_{mip}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	T(anos)	$a_T = 1,0833 \ln T + 0,0531$	0,9917	$a_T = 0,4636 T^{0,4777}$	0,8829
$Q_{mip} (m^3/s)$	A(km)	$Q_{mip} = 6,6686 \ln A - 41,158$	0,8279	$Q_{mip} = 0,0059 A^{2,6162}$	0,8094

Tabela 6.24. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Gama)

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
2	$Q_2 (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_2 = 1,1172 \ln A - 7,5546$	0,8237	$Q_2 = 0,0003 A^{0,9964}$	0,9307
5	$Q_5 (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_5 = 2,5730 \ln A - 16,9772$	0,8326	$Q_5 = 0,0031 A^{0,8497}$	0,8890
10	$Q_{10} (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_{10} = 3,6784 \ln A - 24,0153$	0,8305	$Q_{10} = 0,0070 A^{0,7932}$	0,8679
50	$Q_{50} (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_{50} = 6,2593 \ln A - 40,2390$	0,8222	$Q_{50} = 0,0211 A^{0,7364}$	0,8357
100	$Q_{100} (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_{100} = 7,4146 \ln A - 47,4384$	0,8185	$Q_{100} = 0,0292 A^{0,7201}$	0,8255
200	$Q_{200} (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_{200} = 8,5504 \ln A - 54,4882$	0,8151	$Q_{200} = 0,0381 A^{0,7078}$	0,8170
500	$Q_{500} (m^3/s)$	$A(km^2)$	$Q_{500} = 10,1171 \ln A - 64,1756$	0,8107	$Q_{500} = 0,0516 A^{0,6936}$	0,8071

Tabela 6.25. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R ²
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km)	$Q_2 = 18383 + 0,0003A - 0,003734L$	0,9725
Q_2 (m ³ /s)	A(km), Dd(m/km ²)	$Q_2 = -0,07239 + 0,000314A - 0,0066Dd$	0,9713
Q_2 (m ³ /s)	A(km), P _{med} (mm)	$Q_2 = 2,739846 + 0,00034A - 0,005325P$	0,9853
Q_2 (m ³ /s)	A(km), S(m/km)	$Q_2 = 0,362286 + 0,000314A - 0,053055S$	0,9742
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km), Dd(m/km ²), P _{med} (mm)	$Q_2 = -0,00045A - 0,013L - 0,054S - 0,001Dd + 0,007P + 4,837$	0,9966
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km), Dd(m/km ²)	$Q_2 = -0,00035A - 0,006L - 0,080S - 0,001Dd + 0,948$	0,9770
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km)	$Q_2 = 0,0003A - 0,005L - 0,070S + 0,710$	0,9870

Tabela 6.26 Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Gama.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R ²
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km)	$Q_2 = 0,0008 A^{1,64481} L^{-1,4301}$	0,9725
Q_2 (m ³ /s)	A(km), Dd(m/km ²)	$Q_2 = 0,00074 A^{0,96121} Dd^{-0,2443}$	0,9713
Q_2 (m ³ /s)	A(km), P _{med} (mm)	$Q_2 = 269,93 A^{1,06191} P^{-2,2558}$	0,9853
Q_2 (m ³ /s)	A(km), S(m/km)	$Q_2 = 0,0024 A^{1,09134} S^{0,13256}$	0,9742
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km), Dd(m/km ²), P _{med} (mm)	$Q_2 = 1346008965,3 A^{2,1089} L^{-2,0555} S^{-0,6709} Dd^{0,0533} P^{-3,344}$	0,9762
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km), Dd(m/km ²)	$Q_2 = 4,2742 A^{1,644} L^{-1,435} S^{-0,577} Dd^{-0,127}$	0,9439
Q_2 (m ³ /s)	A(km), L(Km), S(m/km)	$Q_2 = 1,8931 A^{1,691} L^{-1,555} S^{-0,313}$	0,9435

b) Distribuição de Pearson Tipo III

A distribuição de Pearson Tipo III como já foi explicada no item anterior, segue os mesmos critérios. O resultado do teste é mostrado na Tabela 6.27.

Tabela 6.27. Teste de ajustamento *Kolmogorov-Smirnov* para distribuição de Pearson Tipo III

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
D _i	0,1205	0,3542	0,1146	0,0943	0,1685	0,1677	0,1555	0,1323	0,1728
D _{crit,5%}	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480	0,1480
Teste H ₀ :	Aceita	Rejeitada	Aceita	Aceita	Rejeitada	Rejeitada	Rejeitada	Aceita	Rejeitada

O teste K-S apresentou rejeições nas sub-bacias de Taperoá, BS5, BS9, BS14 e BS35. Apesar das restrições, esta distribuição foi utilizada para a estimativa das vazões máximas e médias na região.

As Tabelas de 6.28 a 6.31 mostram os demais resultados que mesmo com o aumento do número das variáveis o valor do R^2 não apresentou aumento significativo, a variável explicativa P_{med} juntamente com a área (A) foram as mais significativas desta distribuição. As equações de regressões lineares múltiplas apresentaram melhores valores do R^2 do que as regressões potenciais.

Tabela 6.28. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Pearson Tipo III) e Q_{mlp}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	T(anos)	$a_{T1} = 0,6474 \ln T + 0,474$	0,9904	$a_T = 0,6438 T^{0,3411}$	0,8816
$Q_{mlp} (m^3/s)$	A(km)	$Q_{mlp} = 56,667 \ln A - 365,81$	0,8879	$Q_{mlp} = 0,1892 A^{0,7378}$	0,935

Tabela 6.29. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Pearson Tipo III)

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
2	$Q_2 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_2 = 1,1242 \ln A - 7,6036$	0,8237	$Q_2 = 0,0004 A^{0,9686}$	0,9184
5	$Q_5 (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_5 = 2,7039 \ln A - 18,1262$	0,8326	$Q_5 = 0,0009 A^{0,9903}$	0,9713
10	$Q_{10} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{10} = 3,8437 \ln A - 25,4738$	0,8305	$Q_{10} = 0,0026 A^{0,9135}$	0,9489
50	$Q_{50} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{50} = 6,3266 \ln A - 40,8581$	0,8222	$Q_{50} = 0,0161 A^{0,7678}$	0,8564
100	$Q_{100} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{100} = 7,3739 \ln A - 47,1200$	0,8185	$Q_{100} = 0,0280 A^{0,7249}$	0,8094
200	$Q_{200} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{200} = 8,3723 \ln A - 52,9758$	0,8151	$Q_{200} = 0,0438 A^{0,6911}$	0,7652
500	$Q_{500} (m^3/s)$	A(km ²)	$Q_{500} = 9,7057 \ln A - 60,6332$	0,8107	$Q_{500} = 0,0723 A^{0,6539}$	0,7099

Tabela 6.30 Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R^2
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);L(Km)	$Q_2 = 0,13162 + 0,000338A - 0,002799L$	0,9869
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);Dd(m/km2)	$Q_2 = -0,01627 + 0,00315A - 0,001417Dd$	0,9862
$Q_2 (m^3/s)$	A(km); $P_{med}(mm)$	$Q_2 = 1,83611 + 0,000337A - 0,00035P$	0,9925
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);S(m/km)	$Q_2 = 0,0737 + 0,00031A - 0,01089S$	0,9863
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2); $P_{med}(mm)$	$Q_2 = 0,0004A - 0,0082L - 0,006S - 0,0001Dd - 0,005P + 3,174$	0,9971
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2)	$Q_2 = 0,00003A - 0,003L - 0,025S - 0,001Dd + 0,375$	0,9871
$Q_2 (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_2 = 0,0003A + 0,003L - 0,021S + 0,265$	0,9870

Tabela 6.31 Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_2 da distribuição Pearson Tipo III.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R^2
Q_2 (m ³ /s)	A(km); L(Km)	$Q_2 = 0,00105 A^{1,5777} L^{-1,3433}$	0,9328
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Dd(m/km ²)	$Q_2 = 0,00128 A^{0,92052} Dd^{-0,3338}$	0,9228
Q_2 (m ³ /s)	A(km); Pmax diária(mm)	$Q_2 = 2,70105 A^{1,0109} P^{-1,4268}$	0,9263
Q_2 (m ³ /s)	A(km); S(m/km)	$Q_2 = 0,00016 A^{0,98484} S^{-0,43592}$	0,9249
Q_2 (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²); P _{med} (mm)	$Q_2 = 2,4217 \times 10^{-22} A^{-0,728} L^{3,539} S^{0,389} Dd^{-0,936} P^{7,714}$	0,9687
Q_2 (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km ²)	$Q_2 = 1,06017 A^{1,387} L^{-0,941} S^{0,103} Dd^{-0,091}$	0,9299
Q_2 (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km)	$Q_2 = 0,59192 A^{1,422} L^{-0,903} S^{0,143}$	0,9297

c) Distribuição Log Normal

As Tabelas de 6.32 a 6.36 mostram os resultados associados a distribuição Log-Normal. Pode ser visto Tabela 6.32, que a distribuição probabilística Log -Normal não foi ajustada as frequências dos dados médios na bacia de Taperoá, mas seu valor não diferiu muito do valor crítico tabelado. De um modo geral a distribuição pode ser adotada para a estimativa das vazões médias. Abaixo apresentam-se as regressões simples e múltiplas nas Tabelas de 6.33 a 6.36.

Tabela 6.32. Teste de ajustamento Kolmogorov-Smirnov para distribuição de Log-Normal.

	Boqueirão	Taperoá	Caraúbas	P.Pedras	BS5	BS9	BS14	BS25	BS35
D_i	0,0827	0,1148	0,0461	0,0584	0,1117	0,0670	0,0964	0,0536	0,0891
$D_{c,0,95}$	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140	0,1140
Teste Ho:	Aceita	Rejeitada	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita	Aceita

Tabela 6.33. Equações de Regressões Simples para a_T (distribuição Log-Normal) e Q_{mlp}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logaritma	R^2	Equação Potencial	R^2
a_T	T(anos)	$a_T = 7,105 \ln T + 1,9581$	0,9615	$a_T = 2,083 T^{0,5365}$	0,9526
Q_{mlp} (m ³ /s)	A(km)	$Q_{mlp} = 1,0167 \ln A - 6,6005$	0,8176		

Tabela 6.34. Equações de Regressões entre vazão máxima e Área para diferentes períodos de retorno (distribuição Log -Normal)

T (anos)	Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Logarítma	R ²
2	Q ₂ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₂ = 1,1700 ln A - 8,2250	0,6994
5	Q ₅ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅ = 2,4292 ln A - 16,2886	0,8375
10	Q ₁₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₁₀ = 3,7621 ln A - 24,9070	0,8714
50	Q ₅₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅₀ = 8,2913 ln A - 54,0814	0,9141
100	Q ₁₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₁₀₀ = 11,0437 ln A - 71,6660	0,9211
200	Q ₂₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₂₀₀ = 14,2406 ln A - 91,9529	0,9213
500	Q ₅₀₀ (m ³ /s)	A(km ²)	Q ₅₀₀ = 19,5228 ln A - 125,1682	0,8107

Tabela 6.35. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q₂ da distribuição Log-Normal.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R ²
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km)	Q ₂ = 0,28691 + 0,000304A + 0,000822L	0,9328
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); Dd(m/km2)	Q ₂ = 1,99316 + 0,00024A - 0,179926Dd	0,9228
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); Pmed(mm)	Q ₂ = 5,873126 + 0,000384A - 0,011943P	0,9263
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); S(m/km)	Q ₂ = 0,048651 + 0,00031A - 0,044787S	0,9249
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km2); Pmed(mm)	Q ₂ = 0,001A - 0,029L - 0,204S - 0,023Dd - 0,015P + 13,110	0,9784
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km2)	Q ₂ = 0,0003A - 0,014L - 0,259S - 0,023Dd + 5,056	0,9134
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km)	Q ₂ = 0,0003A + 0,001L - 0,044S - 0,014	0,7551

Tabela 6.36. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q₂ da distribuição Log-Normal.

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R ²
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km)	Q ₂ = 0,00105 A ^{1,5777} L ^{-1,3455}	0,6836
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); Dd(m/km2)	Q ₂ = 0,00128 A ^{0,92052} Dd ^{-0,3338}	0,8327
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); Pmed(mm)	Q ₂ = 2,70105 A ^{1,0109} P ^{-1,4568}	0,6872
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); S(m/km)	Q ₂ = 0,00016 A ^{0,98424} S ^{-0,43392}	0,6694
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km2); Pmed(mm)	Q ₂ = 50,395 A ^{3,8271} L ^{-6,4539} S ^{-2,127} Dd ^{-1,857} P ^{-2,135}	0,8977
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km); Dd(m/km2)	Q ₂ = 190,529,06 A ^{3,5831} L ^{-6,1024} S ^{-2,316} Dd ^{-1,504}	0,8906
Q ₂ (m ³ /s)	A(km); L(Km); S(m/km)	Q ₂ = -0,9849 A ^{4,293} L ^{-6,994} S ^{-1,492}	0,8395

O que se pode notar nas Tabelas acima (6.33 e 6.36) é que a inserção de mais variáveis nas regressões testadas aumentou um pouco o valor do R², a precipitação média junto com a área foram as variáveis mais representativas desta distribuição.

6.7.3 Vazões Mínimas

As vazões com 95% de garantia foram correlacionadas as variáveis físicas e climáticas. As vazões mínimas foram extraídas da Curva de Permanência com 95% de garantia. Em análise as Tabelas 6.37 e 6.38 pode-se notar que o valor de R^2 foi mais satisfatório nas equações lineares.

Tabela 6.37. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para $Q_{95\%}$.

Var. Dep. Var. Indep.	Equação Linear	R^2
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km)	$Q_{95} = 0,00014A - 0,004375L + 0,216659$	0,9333
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);Dd(m/km2)	$Q_{95} = 0,00010A + 0,007009Dd - 0,07426$	0,8894
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km); Pmed(mm)	$Q_{95} = 0,000124A + 0,003226P + 1,66656$	0,9299
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);S(m/km)	$Q_{95} = 0,000103A - 0,031064S + 0,219285$	0,8961
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_{95} = 0,0001A - 0,005L - 0,049S + 0,590$	0,9183
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2)	$Q_{95} = 0,0001A - 0,006L - 0,005S - 0,001Dd + 0,733$	0,9196
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2);Pmed(mm)	$Q_{95} = 0,0003A - 0,010L - 0,037S - 0,001Dd + 0,005P + 3,393$	0,9943

Tabela 6.38. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para $Q_{95\%}$.

Var. Dep. Var. Indep.	Equação Potencial	R^2
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km)	$Q_{95} = 0,00196 A^{2,58414} L^{-3,6008}$	0,7993
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);Dd(m/km2)	$Q_{95} = 0,00056 A^{0,89634} Dd^{0,3817}$	0,7207
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km); Pmed(mm)	$Q_{95} = 7650763 A^{1,06982} P^{4,0755}$	0,7657
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);S(m/km)	$Q_{95} = 4,9 \times 10^{-5} A^{0,97043} S^{0,58922}$	0,7232
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_{95} = 8,7403 A^{2,700} L^{-3,895} S^{-0,609}$	0,7884
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2)	$Q_{95} = 3,4603 A^{2,754} L^{-3,962} S^{-0,546} Dd^{0,145}$	0,7888
$Q_{95\%}(m^3/s)$ A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km2);Pmed(mm)	$Q_{95} = 71282538 A^{3,517} L^{-5,106} S^{0,069} Dd^{0,297} P^{-6,815}$	0,9019

6.7.4. Vazão Média de Longo Período (Q_{mpl})

As Tabelas 6.39 e 6.40 também apresentaram um aumento no coeficiente determinação (R^2) quando mais variáveis explicativas foram inseridas na regressão. As equações tanto lineares como potenciais apresentaram bons resultados, mas as regressões lineares obtiveram melhores resultados em relação ao (R^2).

Tabela 6.39. Equações de Regressões Lineares Múltiplas para Q_{mpl}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Linear	R ²
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km)	$Q_{nlp} = 0,00045A - 0,002653L + 0,421406$	0,9443
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);Dd(m/km ²)	$Q_{nlp} = 0,00043A + 0,00712Dd + 0,209234$	0,9441
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km); P _{med} (mm)	$Q_{nlp} = 0,00050A - 0,011674P_{med} + 6,281656$	0,9509
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);S(m/km)	$Q_{nlp} = 0,000434A - 0,011674S_m + 1,051819$	0,9776
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_{nlp} = 0,00047A - 0,005L - 0,130S_m + 1,399$	0,9524
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²)	$Q_{nlp} = 0,0001A - 0,006L - 0,151S - 0,0025Dd + 1,888$	0,9534
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²);P _{med} (mm)	$Q_{nlp} = 0,001A - 0,020L - 0,097S - 0,002Dd + 0,0015P_{med} + 3,393$	0,9928

Tabela 6.40. Equações de Regressões Potenciais Múltiplas para Q_{mpl}

Var. Dep.	Var. Indep.	Equação Potencial	R ²
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km)	$Q_{nlp} = 0,00689 A^{1,65788} L^{-1,7935}$	0,9211
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);Dd(m/km ²)	$Q_{nlp} = 0,00253 A^{0,83244} Dd^{-0,0821}$	0,8889
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km); P _{med} (mm)	$Q_{nlp} = 4826,1 A^{0,91502} P_{med}^{-2,426}$	0,8894
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);S(m/km)	$Q_{nlp} = 0,00139 A^{0,3496} S_m^{0,1451}$	0,9165
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km)	$Q_{nlp} = 21,193 A^{1,764} L^{-2,508} S^{-0,440}$	0,9184
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²)	$Q_{nlp} = 7,4327 A^{1,821} L^{-2,134} S^{-0,369} Dd^{0,161}$	0,9193
$Q_{nlp} (m^3/s)$	A(km);L(Km);S(m/km);Dd(m/km ²);P _{med} (mm)	$Q_{nlp} = 0,00005 A^{-5,492} L^{-8,150} S^{-0,968} Dd^{1,529} P_{med}^{-0,143}$	0,9519

CAPÍTULO 7

7. ANÁLISE DE RESULTADOS

As etapas a seguir foram analisadas e discutidas anteriormente seguindo-se: calibração do modelo e validação; simulação; verificação da homogeneidade das séries; análise da estacionariedade das séries; teste de ajustamento de distribuições de probabilidade; regionalização relacionada com tempo de retorno; regionalização com Q_2 , $Q_{2,33}$, $Q_{95\%}$ e Q_{mlp} , utilizando regressões simples e múltiplas lineares ou não-lineares.

A calibração e validação das quatro sub-bacias (Boqueirão de Cabaceiras, Taperoá, Caraúbas e Poço de Pedras), realizada por Furtunato (2004), apresentou de um modo geral bons resultados. Os coeficientes de determinação tanto para os volumes quanto para as vazões foram expressivos ($R^2 > 0,6$).

As simulações realizadas para a Região do Alto Rio Paraíba - PB foram feitas para 9 bacias, sendo 4 com valores simulados e observados e 5 apenas com valores simulados. Estes locais sem dados foram determinados após análise da região de estudo que se mostrou carente em relação à distribuição de postos fluviométricos. Em análise aos gráficos de barras expostos no Capítulo 5, em relação as 4 sub-bacias com dados observados, alguns anos foram subestimados enquanto outros foram superestimados, mas apresentaram resultados consistentes. O ano de 1951 tanto para vazão máxima como para vazão média foi retirado destas séries por apresentar valores incoerentes aos dados.

De acordo com os testes de homogeneidade e estacionariedade realizados para as nove séries geradas, estas de um modo geral se mostraram homogêneas. Os testes paramétricos tiveram três sub-bacias com hipótese nula rejeitadas, sendo elas para Poço de Pedras, BS14 e BS25 em relação a vazão máxima para o teste de Student, e para as vazões médias foram rejeitadas a sub-bacia de Caraúbas, BS14 e BS25. Em relação ao teste das variâncias somente a série de BS9 das vazões médias teve sua hipótese nula rejeitada. Os testes paramétricos apresentaram resultados razoáveis já que para vazão máxima três séries simuladas apresentaram tendências (Poço de Pedras, BS14 e BS25); para vazão média foram quatro séries que apresentaram tendências (Caraúbas, BS9, BS14 e BS25). Os testes

de dupla massa para vazões máximas e médias tiveram bons resultados de homogeneidade conforme observado nas Figuras 6.1 e 6.2; estes testes serviram de base para que as séries testadas fossem utilizadas no processo da regionalização;

A curva de permanência estabelecida para esta região apresentou bons resultados em relação ao coeficiente de determinação (R^2) que utilizou como variável hidrológica a vazão média e como variável independente a frequência de ocorrência; a variação do R^2 foi de 0,68 a 0,86.

As distribuições de probabilidade que mais apresentaram aceitação pelo teste K-S para a vazão máxima foi Gama e Gumbel, que não foram rejeitadas em nenhuma bacia; para vazão média a distribuição mais aceita foi a Log-Normal que obteve apenas uma série simulada rejeitada, mas com pequena diferença de seu valor crítico.

Como variáveis explicativas das equações de regionalização das variáveis hidrológicas de vazões máximas, médias e mínimas foram consideradas a área de drenagem (A), comprimento do rio (L), densidade de drenagem (D_d), declividade média da bacia (S_m), Precipitação Média (P_{med}) para vazão média, Precipitação máxima anual ($P_{max\ anual}$) e precipitação máxima diária anual ($P_{max\ diária}$) para vazão máxima. Em relação aos valores de R^2 das regressões, quanto a utilização de todas as variáveis explanatórias relacionadas acima, pode-se dizer que a regressão é fortemente explicada pela área da bacia e pelo comprimento do rio. Em relação a Vazão máxima o que se pode constatar foi que a variável climática $P_{max\ anual}$ aumentou o valor de R^2 . Para as vazões médias a P_{med} também influenciou positivamente as regressões, sendo que nas distribuições de Pearson III e Gama elas influenciaram mais do que a variável L (comprimento do rio), mas não foram notadas grandes diferenças quando outras variáveis explanatórias foram adicionadas a regressão. Em relação as funções empregadas, as equações lineares múltiplas apresentaram melhores resultados.

Para a escolha do modelo regional, deve-se considerar aquele com melhor coeficiente de determinação envolvendo as variáveis positivamente correlacionadas.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1. Conclusões

O objetivo da pesquisa foi de realizar a simulação de séries temporais, utilizando o modelo distribuído NAVMO para a extensão das séries fluviométricas, para posterior otimização das informações obtidas. Pela regionalização os resultados permitiram concluir que:

- A rede fluviométrica da Região do Alto Rio Paraíba - PB foi considerada insatisfatória (apenas quatro postos para cobrir uma área de 12.333 km²) necessitando de extensão das séries.
- A simulação realizada pelo modelo distribuído NAVMO utilizando dois Bancos de Dados (com 16 e 35 postos pluviométricos) mostrou que as séries anuais simuladas para vazões máximas e vazões médias foram razoáveis;
- As simulações feitas em locais escolhidos dentro da região do estudo (BS5, BS9, BS14, BS25, BS35) não apresentaram discrepâncias nos seus resultados; as vazões obtidas foram comparadas com os valores observados das bacias de Boqueirão de Cabaceiras, Taperoá, Caraúbas e Poço de Pedras e mostraram-se consistentes;
- De acordo com os testes de homogeneidade e estacionariedade realizados para as nove séries geradas, estas se mostraram homogêneas e serviram de base para que fossem utilizadas no processo da regionalização;
- As distribuições que mais apresentaram aceitação pelo teste K-S para a vazão máxima foi Gama e Gumbel que tiveram todas as séries simuladas aceitas pelo teste; para vazão média a distribuição mais aceita foi a Log-Normal que obteve apenas uma série simulada rejeitada, mas que foi aceita também devido à diferença de seu valor crítico tabelado ser insignificante.

○ Quanto aos valores de R^2 das regressões em utilização das variáveis explanatórias, a regressão é forte entre a área da bacia e a variável hidrológica, mas quando outras variáveis explanatórias são aplicadas seu coeficiente de determinação não apresenta ser superior. As variáveis climáticas $P_{\text{max anual}}$ e P_{med} explicaram fortemente as correlações com a área comparando-se com as demais variáveis.

8.2 Recomendações

- Aumento do número de estações fluviométricas para diminuir a deficiência das séries existentes e após alguns anos realizar novamente a pesquisa de regionalização nesta área.
- Fazer um estudo de incertezas sobre a regionalização empregada nesta pesquisa;
- Extensão da regionalização à região do médio Paraíba, até a saída de Acuña para futura comparação dos resultados com os dados obtidos desta pesquisa;
- Comparação da metodologia apresentada com análise de frequência regional clássica, sem o uso de modelagem hidrológica, como forma de validação deste estudo.

CAPÍTULO 9

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. e Rasmussen, J. (1986a). An introduction to the European Hydrological System - *Système Hydrologique Européen*, "SHE", 1: History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *J. Hydrol.*, 87: 45-59.
- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. e Rasmussen, J. (1986b). An Introduction to the European Hydrological System - *Système Hydrologique Européen*, "SHE", 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *J. Hydrol.*, 87: 61-77.
- Acreman, M. C.; Sinclar, C. D. (1986) Classification of drainage basins according to their physical characteristics; an application for flood frequency analysis in Scotland. *Journal of Hydrology*, v. 84. 365-380.
- 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. e Martins, E. S. P. R. (2004). Regionalização dos Parâmetros da distribuição GEV de Séries de Vazões Máximas Anuais. *Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste VII*, São Luís, art 174, 16p. CD – ROM.
- ANA (2004). Relatório de Gestão 2003. CD – ROM. Brasília.
- Andrade, E. M., Costa, R. N. T., Souza, I. H., Aquino, L. C. e Oliveira M. S. (2001), Regionalização de bacias hidrográficas na região litorânea do Estado do Ceará. *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos XIV*, Aracaju, art. 238, 11p CD – ROM.
- Aragão, R., Figueiredo, E. E., Srinivasan, V.S. e Góis, R. S. S. (1988). Chuvas Intensas no Estado da Paraíba. *Anais V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste*, Vol 2, Sessão II, Art. 018, pg. 74-85.
- Bathurst, J. C. (1986a). Physically-Based Distributed Modelling of an Upland Catchment Using the *Système Hydrologique Européen*. *J. Hydrol.*, 87: 79-102.
- Bathurst, J. C. (1986b). Sensitivity Analysis of the *Système Hydrologique Européen* for an Upland Catchment. *J. Hydrol.*, 87: 103-123.
- Bathurst, J. C., Wicks, J. M., and O'Connell, P. E. (1995). The SHE/SHESED Basin Scale Water Flow and Sediment Transport Modelling System. In: V.P. Singh (editor). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, United States.
- 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. *Dissertação de Mestrado*, DEC/CCT/UFPB, Campina Grande, Pb.

- Braga, A. C. F. M. e Figueiredo, E. E. (2000). Necessidade de Avaliação dos Efeitos das Variações do Clima e Uso do Solo sobre o Escoamento nas Bacias do Semi-Árido Nordestino. V Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, v. 01, Sessão II, Art. 019, p. 683-689. Natal-RN.
- Cadier, E. e Freitas, B. J. (1982). Bacia Representativa de Sumé. Primeira Estimativa de Água. Série Hidrologia No. 14, SUDENE, Recife, PE, Brasil.
- Cadier, E. (1996). Hydrologie des Petits Bassins du Nordeste Brésilien Semi-Aride: Typologie des Bassins et Transposition Écoulements Annuels. J. Hydrol., 182: 117-141.
- Chow, V. T. (1964), Handbook of Applied Hydrology, McGraw Hill Book Company, New York, USA.
- Chow, V. T. (1959). Open-channel hydraulics. Tokyo, McGraw-Hill, New York, 680p.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. e Mays, L. W. (1988). Applied Hydrology. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering, Singapore, 572p. 83-689. Natal-RN.
- Costa Neto, P. O (1983). Estatística. Editora Edgard Blucher Ltda. São Paulo, SP., 264 p.
- Diniz, L. S. (1994). Calibração Automática de modelos Chuva-Vazão Usando um Algoritmo Genético. Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB, Campina Grande, Pb.
- Elesbon, A. A. A., Fiorot P., Cesconeto E., Coser M. e Mendonça A. S. F. (2002), Regionalização de Vazões Máximas, Médias e Mínimas para o estado do Espírito Santo visando futura aplicação de SIG em sua automatização. Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste VI, Alagoas, art 64, 17p. CD – ROM.
- Eletrobrás (1985). Centrais Elétricas Brasileiras S.A. Metodologia para Regionalização de Vazões. Rio de Janeiro.
- Euclydes, H. P., Ferreira P. A., Filho, R. F. F. e Silva, M. V. J. (2003), Regionalização Hidrológica na Bacia do Rio Paranaíba, Minas Gerais. Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos XV, Curitiba, art. 164, 20p CD – ROM.
- Euclydes, H. P., Ferreira, P. A. e Santos, R. M. (2001), Regionalização Hidrológica na Bacia do Rio das Velhas, Minas Gerais. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Aracaju, art. 354, 20p CD – ROM.
- Feitosa, F. A. C. e Filho, J. M. (Coordenadores) (1997), Hidrogeologia - conceitos e aplicações. CPRM, LABHID – UFPE.
- Figueiredo, E.E., Overland, H. e 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. (1998). Scale Effects and Land Use Change Impacts in Sediment Yield Modelling in a Semi-Arid Region of Brazil. PhD Thesis. Universidade de Newcastle upon Tyne, England.

- Figueiredo, E.E., Lopes, P.L e 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. 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., Braga, A. C. M. F. (2002). Modelling the rainfall-runoff relationship for the Piranhas river basin in the semiarid region of Brazil. *Flood Defence '2002, Wu et al. (eds)© 2002 SciencePress, New York Ltd., ISBN 7-03-008310-5.*
- Fleming, G. (1987). Deterministic Models in Hidrology. Roma, FAO, 80p.
- Fread, D. L. (1985). Channel Routing. In: *Hydrological Forecasting*. Anderson, M. G., Burts, T. P. (editors). John Willey & Sons. Londres. U. K.
- Freitas, V. A. L., Rameh, I. M. B., Vieira, H. B. G., Asfora, M. C. e Cirilo, J. A. (2002). Regionalização Hidrológica nas Bacias 46, 47, 48 E 49 do Rio São Francisco. Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste VI, Alagoas, art 168, 15p. CD – ROM.
- *Furtunato, O.M. (2004). Simulação Hidrológica na Bacia do Alto Paraíba com efeito da variabilidade do clima. 140f. Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB, Campina Grande, Pb.
- Garcez, L. N. e Alvarez, G. A. (1988). Hidrologia. 2ª ed. Editora Edgard Blücher. São Paulo.
- Góes V. C. e Campana N. A. (2001). Regionalização de Vazões no Distrito Federal. XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Aracaju, art. 144, 16p CD – ROM.
- <http://www.dca.ufpb.br>. Dados climatológicos do Estado da Paraíba. Disponível on-line. Em 15/10/2004.
- Wiltshire, S. E. (1985). Identification of homogeneous regions for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*. V. 84, 287-302.
- Hosking, J. R. M., Wallis, J. R (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis. In: *Water Resources Research*, American Geophysical Union. V.29, n.1, p. 271-281.
- Hosking, J. R. M., Wallis, J. R (1995). Correction to “Some statistics useful in regional frequency analysis. In: *Water Resources Research*, American Geophysical Union. V.31, n.1, p. 251.
- Ibipiana, A. V., Fernandes, D., Carvalho, D.C., Oliveira, E. Silva, M.C.A.M. e Guimarães, V.S. (1999). Evolução da hidrometria no Brasil. IN: Freitas, M. A. V. (Org). O estado das águas no Brasil. Brasília, DF: ANEEL, SIH; MMA, SRH; MME.
- Klemes, V. (1986). Operation Testing of Hydrological Simulation Models. *Hydrological Sciences Journal*, 31, 1, 13-24.
- * King, K. W., Arnold, J. G., Williams, J. R., Srinivasan R. (1996). *Soil and Water Assessement Tool – SWAT*. USDA, Agricultural Research Service. 450p
- Kite, G. W. (1977). Frequency and Risk Analysis in Hydrology, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.

- Kleeberg, H. B., Overland, H. e Paus, B. (1989). NAVMO, Version 1.1, Nideschlag – Abfluss – Verdunstung Modell. Documentation. Universität der Bundeswehr München, Alemanha.
- Koch, U. e Rego, J. C. (1985). Aplicação de Testes não Paramétricos para verificar a Homogeneidade de Séries Hidrometeorológicas. Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos. Rio de Janeiro, 3 (1):47-67.
- Lacerda Júnior, 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, Campina Grande, Pb.
- Lanna, A. E. (2001). Elementos de Estatísticas e Probabilidades. In: TUCCI, C. E. M. Hidrologia Ciências e Aplicações. 2ªed., Porto Alegre: Editora da Universidade – ABRH. p.79-164.
- Lopes, P. L. (1994). Avaliação do Escoamento Superficial da Bacia do Rio Piancó Utilizando o Modelo NAVMO. Dissertação de Mestrado, DEC/CCT/UFPB, Campina Grande, Pb.
- McCuen, R.H. (1982). A Guide to Hydrologic Analysis Using SCS Methods, Univ. of Maryland, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Mendonça, A. S. (2004). Introdução: Razões para a Quantificação. In: Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Editora ABRH
- Obregon, E., Tucci, C. E. M. Goldefum, J. A. (1999). Regionalização de vazões com base em séries estendidas: bacias afluentes à Lagoa Mirim, RS. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, RS, v. 4, n. 1, p. 57-75, jan./mar.
- Oliveira, M. Q. C., Medeiros, Y. D. P. (2001). Aplicação do Modelo SWAT na Avaliação de Impactos Decorrentes da Modificação no Uso do Solo em Bacias Hidrográficas. CDROM do XIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Belo Horizonte – MG.
- Paraíba, Governo do Estado. (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.
- Patton, P C.; Baker, V R. (1976). Morphometry and floods in small drainage basins subject to diverse hydrogeomorphic controls. Water Resources Research.. v. 12, n. 5, 941-952.
- Pinto, E. J. A. e Naghettini, M. C. (2000), Caracterização pluviométrica da bacia do alto São Francisco – Sub-bacia 40: Definição de regiões homogêneas e a regionalização de precipitações máximas diárias, Belo Horizonte, CPRM.
- Rego, J. C., Figueiredo, E. E., Koch, U. (1989). Regionalização de Cheias numa Bacia do Nordeste do Brasil. Anais VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Foz do Iguaçu-Pr, pp. 621-632.
- Silva, D. D. e Baena, L. G. N. (2002).Curso: Regionalização Hidrológica. Programa de Capacitação Ambiental do SPRN – PPG7.
- Silveira, L. L. S. e Silveira, G. L. (2004). Vazões Mínimas. In: Hidrologia Aplicada à Gestão de Pequenas Bacias Hidrográficas. Editora ABRH
- Soong, T. T. (1986). Modelos Probabilísticos em Engenharia e Ciências. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 236p.

- Sorooshian, S., Gupta, V. K. (1995). Model Calibration. In: Singh, V. P. (editor). Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications. Louisiana.
- SUDENE. (1982). Bacia Representativa de Sumé – primeira estimativa dos recursos de água (campanhas de 1973-1980). Recife. Série Hidrológica Nº 14.
- SUDENE. (1990). Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste – Estado do Rio Grande do Norte. Série pluviométrica 4. Recife – PE, Brasil.
- SUDENE. (1990). Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste – Estado da Paraíba. Série pluviométrica 5. Recife – PE, Brasil.
- SUDENE. (1990). Dados Pluviométricos Mensais do Nordeste – Estado de Pernambuco. Série pluviométrica 6. Recife – PE, Brasil.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., Foufulageorgiou, E. (1992), Chap. 18.5 – Regionalization, in Maidment, D.R. (ed.): Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, p. 18.33-18.66.
- Tucci, C. E. M. (1997). Hidrologia - Ciência e Aplicação. Editora da Universidade UFRGS – 2º edição, Porto Alegre. 943 p.
- Tucci, C. E. M. (1998). Modelos hidrológicos. Ed. da UFRGS/ABRH, Porto Alegre, 668p.
- Tucci, C. E. M. e Clarke, R. T. (2001). Hidrologia Aplicada à gestão de pequenas bacias hidrográficas – ABRH, Projeto RECOPE – FINEP. Porto Alegre - RS.
- Tucci, C. E. M. (2002). Regionalização de vazões – ABRH, Editora da Universidade – UFRGS. 1ª Edição. RS.
- Tucci, C. E. M.; Clarke, R. T.; Dias, P. L.S.; Collischoonn, W. (2002). Previsão de médio prazo da afluência de reservatórios com base na previsão climática. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Projeto: BRA/00/029. Universidade de São Paulo.
- Viessman Jr, W., Harbaugh, T.E, Knapp, J.W. (1972), Introduction to Hydrology. New York, Intext Education.
- Villela, S. e Mattos, A. (1979). Hidrologia Aplicada. Editora McGraw-Hill do Brasil. São Paulo.
- Williams, J. R. (1969). Flood Routing with Variable Travel Time on Variable Storage Coefficients. *Transactions of the ASAE*. Vol. 12, p. 100-103.

ANEXOS

Anexo A: Valores das Simulações de Longo Período para Vazões Máximas

Anexo B: Valores das Simulações de Longo Período para Vazões Médias

Anexo C: Bacia do Alto Paraíba – PB (divisão em Sub-bacias)

Anexo A: Valores das Simulações de Longo Período para Vazões Máximas.

Anos	Caraúbas 5.168km ² (m ³ /s)	Taperoá 618 km ² (m ³ /s)	P. de Pedras 3.260km ² (m ³ /s)	Boqueirão 12.377km ² (m ³ /s)	BS5 1306km ² (m ³ /s)	BS9 1017km ² (m ³ /s)	BS14 1525km ² (m ³ /s)	BS25 6446km ² (m ³ /s)	BS35 2.140km ² (m ³ /s)
1923	23,94	20,38	20,38	30,74	17,95	3,58	14,06	23,96	16,48
1924	130,10	9,35	76,74	186,72	59,10	30,99	26,88	140,30	18,29
1925	16,27	23,15	20,81	22,40	15,30	3,10	7,76	16,42	19,44
1926	156,14	71,46	193,87	287,47	47,70	42,09	56,12	155,95	154,12
1927	94,15	31,63	94,68	156,69	45,57	41,35	15,00	98,18	77,54
1928	69,46	31,44	55,60	73,54	55,81	2,94	33,70	72,69	35,67
1929	111,93	59,85	104,50	240,37	28,14	28,94	33,50	135,58	59,85
1930	10,37	1,57	20,17	28,66	8,82	6,94	4,79	10,88	20,19
1931	14,46	21,45	35,78	162,73	0,99	0,67	1,94	114,93	19,47
1932	20,53	16,15	55,73	70,01	8,68	10,97	21,35	19,38	55,45
1933	32,43	15,84	33,96	60,00	14,53	18,04	17,19	31,21	30,35
1934	81,36	37,70	137,03	297,32	6,30	11,78	38,61	165,95	80,28
1935	84,91	34,96	149,73	325,57	9,20	13,97	27,26	174,21	118,75
1936	83,04	3,14	20,66	93,72	44,82	27,17	6,19	82,51	2,00
1937	113,43	49,88	109,20	220,75	26,59	35,36	50,74	112,03	89,69
1938	54,35	6,55	73,46	161,56	13,38	4,36	18,61	78,21	14,82
1939	130,36	12,46	102,71	274,37	45,23	45,33	33,61	167,36	13,37
1940	116,86	21,36	123,49	310,39	56,27	36,90	27,28	179,43	39,85
1941	122,24	35,54	121,93	190,79	47,79	36,54	27,13	122,32	88,64
1942	3,57	23,21	70,91	70,45	5,11	0,51	0,00	11,10	64,03
1943	28,19	9,66	10,62	56,64	14,61	16,55	0,00	53,39	10,07
1944	15,53	1,17	45,36	52,34	15,26	0,00	0,67	48,77	31,20
1945	92,49	61,91	265,44	395,18	29,40	36,74	35,55	162,10	207,08
1946	27,79	19,87	25,78	36,23	23,85	4,25	13,43	27,77	25,15
1947	162,08	65,15	201,27	359,46	40,80	23,16	38,61	183,34	131,38
1948	55,41	53,04	240,49	250,53	25,67	25,33	8,67	54,88	212,33
1949	83,75	31,71	160,69	206,63	50,43	27,59	6,66	83,29	142,29
1951	14,73	27,47	151,95	148,64	16,79	1,74	2,40	13,46	134,77
1952	91,50	21,43	66,85	99,60	36,74	48,26	11,51	90,23	63,13
1953	53,32	16,19	148,31	210,73	1,31	8,87	43,40	57,63	49,17
1954	90,95	24,42	92,77	181,86	4,73	0,00	87,44	89,65	79,10
1955	46,66	18,91	212,56	389,71	5,58	29,17	44,56	156,97	100,55
1956	21,44	27,18	76,59	84,58	1,36	9,34	16,55	20,86	41,88
1957	147,71	60,25	246,12	416,28	34,52	42,80	77,23	153,50	143,32
1958	196,50	2,14	34,23	211,17	23,83	32,73	106,50	207,55	12,06
1959	229,95	12,67	55,21	264,79	53,23	25,33	107,57	236,09	45,81
1960	160,70	6,54	47,46	249,56	47,39	40,71	55,72	214,25	20,56
1961	312,09	22,84	131,57	448,84	148,35	54,16	61,12	329,41	72,14
1962	27,92	9,99	65,45	148,75	1,14	1,75	17,65	84,05	54,67
1963	118,70	40,48	37,95	289,09	37,40	35,05	38,21	254,12	35,64
1964	89,84	22,45	37,96	106,26	7,19	86,55	26,00	99,19	35,24
1965	132,88	61,52	84,16	205,49	45,58	52,93	77,65	167,02	71,61
1966	144,01	54,05	118,81	371,48	78,08	22,53	80,57	325,97	104,31
1967	153,46	23,76	57,44	235,48	34,77	63,76	74,84	182,63	40,11
1968	60,74	37,11	54,31	171,28	10,20	16,56	46,24	117,51	45,86
1969	189,08	32,57	97,77	389,08	38,42	29,09	73,30	305,55	85,38

Continuação

1970	115,81	12,27	13,56	128,07	36,87	47,28	61,24	114,85	12,45
1971	61,18	35,95	69,79	173,53	25,01	6,81	45,37	114,72	47,39
1972	24,68	33,41	43,44	58,07	16,37	7,03	6,10	23,52	39,46
1973	55,69	26,23	64,08	151,30	13,81	9,85	27,36	84,29	22,85
1974	117,66	17,67	47,37	179,68	47,85	31,76	31,65	130,76	21,59
1975	198,35	58,88	119,58	396,97	40,26	38,51	78,58	266,55	57,76
1976	43,86	50,39	54,29	60,99	18,93	26,82	19,22	45,98	49,74
1977	152,18	43,78	443,07	631,49	21,99	18,40	74,30	188,25	301,92
1978	232,07	76,01	142,36	412,77	57,81	68,28	75,44	314,87	111,12
1979	4,64	5,51	27,65	61,20	3,84	2,55	0,00	55,20	27,64
1980	15,95	0,00	4,83	16,11	2,69	9,04	7,58	15,69	5,48
1981	193,73	18,61	61,46	349,28	65,87	70,58	39,43	265,09	24,52
1982	95,38	22,06	22,69	93,54	41,40	52,53	8,18	94,07	19,03
1983	93,86	44,02	46,51	99,31	64,54	12,04	18,76	95,24	39,71

Anexo B: Valores das Simulações da Série de Longo Período para Vazões Médias.

Anos	Caraúbas 5.168km ² (m ³ /s)	Taperoá 618 km ² (m ³ /s)	P. de Pedras 3.260km ² (m ³ /s)	Boqueirão 12.377km ² (m ³ /s)	BS5 1306km ² (m ³ /s)	BS9 1017km ² (m ³ /s)	BS14 1525km ² (m ³ /s)	BS25 6446km ² (m ³ /s)	BS35 2.140km ² (m ³ /s)
1922	0,362	0,000	0,279	0,793	0,145	0,077	0,053	0,399	0,081
1923	0,565	0,115	0,322	0,916	0,271	0,069	0,141	0,556	0,209
1924	4,618	0,956	3,790	9,735	1,914	0,560	1,261	4,673	1,384
1925	0,783	0,344	0,753	1,522	0,390	0,056	0,181	0,762	0,490
1926	5,786	6,940	15,688	21,813	2,161	1,452	1,828	5,754	12,718
1927	1,617	0,473	1,956	3,649	0,590	0,471	0,200	1,593	1,378
1928	0,865	0,683	1,467	2,371	0,360	0,039	0,285	0,871	1,096
1929	3,482	0,887	3,449	7,168	0,891	0,696	1,304	3,598	2,568
1930	0,316	0,043	0,621	0,967	0,106	0,091	0,053	0,339	0,482
1931	0,216	0,140	0,700	1,598	0,025	0,027	0,047	0,680	0,373
1932	0,232	0,211	0,913	1,176	0,044	0,058	0,110	0,261	0,745
1933	0,427	0,270	0,819	1,277	0,126	0,179	0,077	0,463	0,665
1934	1,797	0,718	4,658	7,995	0,154	0,275	0,670	2,856	0,094
1935	1,810	0,604	3,700	6,778	0,233	0,346	0,656	2,681	1,643
1936	0,627	0,072	0,234	1,611	0,255	0,176	0,074	1,105	0,094
1937	1,062	0,843	1,937	3,262	0,323	0,250	0,377	1,247	1,534
1938	0,423	0,101	0,675	1,295	0,071	0,029	0,126	0,535	0,370
1939	2,089	0,327	1,403	5,090	0,515	0,383	0,529	3,171	0,592
1940	4,179	1,017	8,950	21,474	0,457	0,229	1,125	7,574	1,772
1941	1,172	0,454	1,370	2,824	0,390	0,280	0,224	1,313	0,982
1942	0,055	0,334	0,789	0,912	0,029	0,009	0,000	0,124	0,695
1943	0,215	0,106	0,316	0,839	0,097	0,098	0,000	0,481	0,243
1944	0,269	0,035	0,597	1,270	0,184	0,000	0,008	0,617	0,458
1945	3,430	1,175	8,944	12,890	0,971	0,896	0,536	3,614	6,644
1946	0,383	0,256	0,832	1,272	0,214	0,037	0,063	0,429	0,592
1947	4,984	0,855	8,456	13,950	1,391	0,632	0,723	5,039	5,570
1948	1,227	0,924	6,561	7,842	0,573	0,325	0,168	1,204	5,908
1949	0,764	0,551	2,170	2,998	0,380	0,147	0,050	0,782	1,679
1951	0,126	0,353	1,214	1,352	0,068	0,008	0,029	0,125	1,032

Continuação

1952	0,856	0,330	0,968	1,800	0,314	0,376	0,094	0,826	0,799
1953	0,403	0,346	1,189	1,693	0,005	0,048	0,259	0,430	0,639
1954	1,191	0,283	1,137	2,320	0,027	0,000	1,006	1,177	0,867
1955	0,996	0,450	4,195	6,473	0,027	0,333	0,256	1,955	1,603
1956	0,297	0,518	1,644	2,227	0,013	0,089	0,154	0,293	0,996
1957	2,445	0,794	3,387	6,282	0,503	0,486	1,046	2,596	1,728
1958	1,264	0,047	0,579	1,974	0,173	0,199	0,613	1,355	0,201
1959	1,695	0,199	1,209	2,943	0,325	0,258	0,784	1,684	0,684
1960	11,658	0,078	1,277	13,449	2,676	2,935	2,613	11,929	0,506
1961	10,918	0,362	5,568	17,016	4,431	1,818	1,903	11,023	2,451
1962	0,375	0,147	0,997	2,096	0,001	0,028	0,078	1,075	0,584
1963	2,904	0,507	1,701	5,867	0,785	0,766	0,558	3,858	1,288
1964	3,433	0,569	1,321	6,691	0,227	2,734	0,174	3,296	1,009
1965	6,930	0,671	2,935	10,858	1,295	1,586	2,810	7,628	1,758
1966	7,503	0,575	2,248	12,869	2,239	0,730	1,463	10,335	1,472
1967	7,655	1,526	2,841	13,236	1,032	2,591	3,048	7,348	2,038
1968	1,773	0,485	1,822	4,413	0,218	0,444	0,696	2,406	1,141
1969	3,069	0,560	2,586	6,678	0,383	0,572	1,355	3,768	1,848
1970	1,568	0,174	0,447	2,315	0,392	0,563	0,443	1,739	0,313
1971	1,942	0,802	2,035	4,382	0,416	0,087	1,090	2,141	1,573
1972	0,715	0,479	1,481	2,594	0,377	0,078	0,135	0,847	1,241
1973	1,355	0,679	1,586	3,164	0,245	0,184	0,601	1,440	0,881
1974	1,842	1,180	2,270	6,358	0,802	0,281	0,507	2,932	1,350
1975	5,055	0,598	1,866	8,113	1,638	0,893	1,569	5,919	0,908
1976	0,571	0,693	0,903	1,495	0,151	0,226	0,162	0,591	0,772
1977	5,125	2,658	15,771	28,513	0,174	0,164	2,458	9,452	10,569
1978	8,559	1,291	4,391	13,856	1,722	3,367	2,888	9,171	3,277
1979	0,096	0,191	0,543	1,078	0,039	0,020	0,000	0,466	0,433
1980	0,205	0,000	0,071	0,281	0,036	0,064	0,083	0,209	0,064
1981	2,316	0,465	1,237	5,197	0,868	0,617	0,427	3,588	0,610
1982	0,875	0,452	0,656	1,588	0,403	0,298	0,075	0,932	0,511
1983	0,676	0,461	0,762	1,449	0,402	0,074	0,082	0,681	0,548

Anexo C: Bacia do Alto Paraíba – PB (divisão em Sub-bacias)

