

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

**AVALIAÇÃO DAS RELAÇÕES DE
FREQUÊNCIA ENTRE PRECIPITAÇÕES E
ENCHENTES RARAS POR MEIO DE SÉRIES
SINTÉTICAS E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA**

Nebai Tavares Gontijo

Belo Horizonte

2007

**AVALIAÇÃO DAS RELAÇÕES DE FREQUÊNCIA
ENTRE PRECIPITAÇÕES E ENCHENTES RARAS
POR MEIO DE SÉRIES SINTÉTICAS E SIMULAÇÃO
HIDROLÓGICA**

Nebai Tavares Gontijo

Nebai Tavares Gontijo

**AVALIAÇÃO DAS RELAÇÕES DE FREQUÊNCIA
ENTRE PRECIPITAÇÕES E ENCHENTES RARAS
POR MEIO DE SÉRIES SINTÉTICAS E SIMULAÇÃO
HIDROLÓGICA**

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

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Modelagem de processos hidrológicos

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini

Belo Horizonte
Escola de Engenharia da UFMG

2007

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

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação não seria a mesma sem a ajuda de muitas pessoas. Meu maior agradecimento é para minha família, pelo carinho e apoio incondicional durante todo o período do mestrado. Agradeço ao meu orientador, Prof. Mauro da Cunha Naghettini, pela dedicação, incentivo e pelos conhecimentos transmitidos no meu trabalho. Incluo, de forma especial todos os amigos e colegas do EHR, que me auxiliaram de diversas maneiras nessa dissertação. Por fim agradeço a todos que torceram por mim.

RESUMO

É prática usual admitir-se a igualdade entre os tempos de retorno associados às precipitações e às enchentes de projeto, atribuindo-se assim, que toda a aleatoriedade presente nas vazões deve-se exclusivamente às precipitações. Ora, de fato, outros fatores, como as condições de umidade do solo antecedentes à precipitação causal, podem afetar fortemente a resposta da bacia hidrográfica. Esta dissertação tem como proposta básica compreender o impacto causado pela errônea consideração de igualdade entre tempos de retorno de precipitações e enchentes raras. Para avaliar esse impacto construiu-se uma longa série de vazões médias diárias com o auxílio de modelos de geração estocástica de séries sintéticas de precipitação e evapotranspiração e um modelo hidrológico determinístico conceitual de transformação chuva-vazão com razoável fundamentação física. Assim, foi possível estudar algumas enchentes raras e implementar essa metodologia em duas bacias hidrográficas de Minas Gerais: Rio Pará e Rio Indaiá. A análise dos resultados apresenta evidências que, para os projetos com tempos de retorno grandes a consideração de igualdade de períodos de retorno é menos grave. Já para o cálculo de vazões de projetos de períodos de retorno curtos, deve-se considerar outros fatores que envolvem a transformação chuva vazão, entre eles as diferentes condições de umidade antecedente do solo. Verificou-se, também, uma relação de dependência entre as vazões de pico e a umidade antecedente do solo através do índice de precipitação antecedente.

ABSTRACT

It is an engineering practice to admit the equivalence between the return periods of rainfall depths and floods. According to this assumption, all randomness that is inherent to flood volumes is caused only by rainfall. However, it is also important to understand that there are other conditions, such as the initial soil moisture conditions that can modify the river basin response. This research aims to explore the impact caused by the wrong consideration of equality between return periods of precipitations and floods. In order to evaluate this impact a long series of daily average streamflows has been synthesized by means of models of random generation of synthetic precipitation series and evapotranspiration, and a deterministic conceptual model of the rainfall-runoff transformation. This methodology has been applied to two river basins located in the Brazilian state of Minas Gerais, namely the Pará and Indaiá watersheds. The results show evidences that, as very large return periods are of concern, the consideration of equality of return periods is less critical. However, for smaller return periods, other factors that affect the rainfall-runoff transformation, such as the different soil moisture conditions, should be considered. As for flood peaks, the antecedent-precipitation index has been used to verify the effect of previous rainfall episodes on flood peaks.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VI
LISTA DE TABELAS.....	X
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XI
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL.....	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
3 REVISÃO DA LITERATURA.....	5
3.1 INTRODUÇÃO	5
3.2 CHEIA DE PROJETO.....	6
3.3 MÉTODOS PARA ESTIMATIVAS DE CHEIAS DE PROJETO	10
3.3.1 <i>Métodos Diretos</i>	10
3.3.2 <i>Métodos Indiretos</i>	12
3.4 MODELOS.....	19
3.4.1 <i>Conceito</i>	19
3.4.2 <i>Classificação</i>	21
3.5 MODELOS PARA GERAÇÃO DE SÉRIES SINTÉTICAS DE PRECIPITAÇÃO E EVAPORAÇÃO.....	25
3.5.1 <i>Princípios para geração de série Sintética</i>	26
3.5.2 <i>Modelos Estocásticos</i>	28
3.6 MODELOS PARA TRANSFORMAÇÃO CHUVA-VAZÃO	34
3.6.1 <i>Métodos de Calibração</i>	36
3.6.2 <i>Significado Físico dos Parâmetros de um Modelo Hidrológico</i>	38
3.6.3 <i>Incertezas Associadas ao Processo de Modelagem</i>	38
4 METODOLOGIA.....	41
4.1 INTRODUÇÃO	41
4.2 MODELO ESTOCÁSTICO	43
4.2.1 <i>Princípio da Modelagem Estocástica</i>	44
4.2.2 <i>Modelo Estocástico de Geração de Série Sintética de Precipitação</i>	45
4.2.3 <i>Modelo Estocástico de Geração de Série Sintética de Evaporação Diária</i>	50
4.2.4 <i>Validação do Modelo de Geração de Série Sintética</i>	53
4.2.5 <i>Considerações Sobre a Geração de Série Sintética</i>	53
4.3 MODELO DE SIMULAÇÃO CHUVA-VAZÃO	54
4.3.1 <i>Módulo de produção</i>	55
4.3.2 <i>Módulo de concentração</i>	64
4.3.3 <i>Módulo de propagação</i>	64
4.4 ANÁLISE DAS RELAÇÕES DE DEPENDÊNCIA E FREQUÊNCIA ENTRE VARIÁVEIS CARACTERÍSTICAS DE CHEIAS E DE PRECIPITAÇÃO	65
4.4.1 <i>Relações de dependência entre vazões de pico e umidade antecedente do solo</i>	67
4.4.2 <i>Relações de dependência entre alturas de precipitação e volumes de cheia</i>	68
4.4.3 <i>Relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico</i>	77
4.5 SUMÁRIO PARCIAL.....	77
5 APLICAÇÃO DA METODOLOGIA – ESTUDOS DE CASOS.....	79
5.1 BACIA DO RIO INDAIÁ.....	79
5.1.1 <i>Aquisição e Processamento de Dados</i>	81
5.1.2 <i>Modelo estocástico de geração de séries sintéticas</i>	83
5.1.3 <i>Modelo de Simulação Chuva-Vazão</i>	85

5.1.4	<i>Análise das Relações de Dependência e Freqüência entre Variáveis Características de Cheias e de Precipitação</i>	90
5.2	BACIA DO RIO PARÁ	112
5.2.1	<i>Aquisição e Processamento de Dados</i>	115
5.2.2	<i>Modelo estocástico de geração de séries sintéticas</i>	116
5.2.3	<i>Modelo de Simulação Chuva-Vazão</i>	118
5.2.4	<i>Análise das Relações de Dependência e Freqüência entre Variáveis Características de Cheias e de Precipitação</i>	122
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	131
	REFERÊNCIAS	135
	ANEXOS	141

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1: Categorização das enchentes (Adap. de Nathan e Weinmann, 2001).....	7
Figura 3.2: Tempo de retorno e risco hidrológico	8
Figura 3.3: Representação do Hidrograma unitário.....	16
Figura 3.4: 1º princípio do hidrograma unitário	16
Figura 3.5: 2º princípio do hidrograma unitário	16
Figura 3.6: 3º princípio do hidrograma unitário	17
Figura 3.7: Representação de um processo através de um sistema (Adap. Dooge,1973)	19
Figura 3.8: Fluxograma dos Modelos Hidrológicos (Adap. Tucci, 1998)	34
Figura 4.1: Estrutura Geral da Metodologia.....	41
Figura 4.2: Fluxograma do módulo de produção do modelo Rio Grande (Adap. Naghettini <i>et al.</i> , 2002).....	56
Figura 4.3: Distribuição espacial da capacidade de retenção de água do solo	59
Figura 4.4: Distribuição Espacial da Capacidade de Água Livre.....	62
Figura 4.5: Hietograma-hidrograma hipotético	65
Figura 4.6: Relação entre a chuva (P) e o volume escoado (X).....	72
Figura 4.7: Distribuição de probabilidades dos volumes escoados e de chuva.....	74
Figura 4.8: Distribuição de probabilidades dos volumes escoados e de chuva.....	74
Figura 4.9: Variação de $h(r)$ em relação a r para valores diferentes de E	76
Figura 4.10: Relação entre altura de chuva e volume de cheia	77
Figura 5.1: Localização das bacias hidrográficas selecionadas.....	79
Figura 5.2: Disposição espacial das estações da Bacia do Rio Indaiá.....	82
Figura 5.3: Vazões diárias observadas e calculadas	87
Figura 5.4: Vazões Classificadas.....	88
Figura 5.5: Evolução temporal dos resíduos	89
Figura 5.6: Distribuição de probabilidade empírica – vazão.....	90
Figura 5.7: Hidrograma – Hietograma da Bacia do Rio Indaiá.....	91
Figura 5.8: Vazão de Pico versus Precipitação Antecedente.....	91
Figura 5.9: Pa entre 45-55 mm	93
Figura 5.10: Pa entre 70-80 mm	93
Figura 5.11: Pa entre 95-105 mm	93

Figura 5.12: Pa entre 120-130 mm	93
Figura 5.13: Pa entre 145-155 mm	93
Figura 5.14: Pa entre 170-180 mm	93
Figura 5.15: Pa entre 45-55 mm	94
Figura 5.16: Pa entre 70-80 mm	94
Figura 5.17: Pa entre 95-105 mm	94
Figura 5.18: Pa entre 120-130 mm	94
Figura 5.19: Pa entre 145-155 mm	95
Figura 5.20: Pa entre 170-180 mm	95
Figura 5.21: CME – Precipitação de oito dias de duração	96
Figura 5.22: CME – Lâmina de escoamento superficial de oito dias de duração	96
Figura 5.23: Lâmina de escoamento superficial e precipitação em relação ao TR	97
Figura 5.24: Chuva e lâmina de escoamento superficial para a Bacia do Rio Indaiá	98
Figura 5.25: Déficit de escoamento e volume de chuva.....	98
Figura 5.26: Relação entre chuva e lâmina de escoamento superficial	100
Figura 5.27: Parâmetro $E=1$	100
Figura 5.28: Parâmetro $E=2$	100
Figura 5.29: Parâmetro $E=3$	101
Figura 5.30: Parâmetro $E=4$	101
Figura 5.31: Parâmetro $w=0,1$	101
Figura 5.32: Parâmetro $w=0,2$	101
Figura 5.33: Parâmetro $w=0,3$	102
Figura 5.34: Parâmetro $w=0,4$	102
Figura 5.35: Tempo de retorno do volume <i>versus</i> tempo de retorno da chuva	103
Figura 5.36: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 5 anos de TR.....	105
Figura 5.37: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 25 anos de TR.....	105
Figura 5.38: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 50 anos de TR.....	105
Figura 5.39: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 100 anos de TR.....	105
Figura 5.40: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 500 anos de TR.....	106
Figura 5.41: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 1.000 anos de TR.....	106
Figura 5.42: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 5.000 anos de TR.....	106
Figura 5.43: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 10.000 anos de TR.....	106
Figura 5.44: Variabilidade do Tempo de Retorno do Volume com o da Precipitação	107

Figura 5.45: Tempo de retorno do volume <i>versus</i> tempo de retorno da chuva	108
Figura 5.46: Variação do Coeficiente K.....	109
Figura 5.47: Variação do Déficit de Escoamento.....	110
Figura 5.48: Vazão de Pico <i>versus</i> Precipitação de Duração=8 dias	110
Figura 5.49: P entre 45-55 mm.....	111
Figura 5.50: P entre 70-80 mm.....	111
Figura 5.51: P entre 95-105 mm.....	111
Figura 5.52: P entre 120-130 mm.....	111
Figura 5.53: P entre 145-155 mm.....	111
Figura 5.54: P entre 170-180 mm.....	111
Figura 5.55: Tempo de Retorno da Vazão de Pico <i>versus</i> Precipitação.....	112
Figura 5.56: Disposição espacial das estações pluviométricas e fluviométrica	116
Figura 5.57: Vazões Classificadas.....	119
Figura 5.58: Vazões diárias observadas e calculadas.....	120
Figura 5.59: Evolução temporal dos resíduos	121
Figura 5.60: Distribuição de probabilidade empírica – vazão diária máxima anual	122
Figura 5.61: Vazão de Pico <i>versus</i> Precipitação Antecedente.....	123
Figura 5.62: Pa entre 45-55 mm	124
Figura 5.63: Pa entre 70-80 mm	124
Figura 5.64: Pa entre 95-105 mm	124
Figura 5.65: Pa entre 120-130 mm.....	124
Figura 5.66: Pa entre 145-155 mm	124
Figura 5.67: Pa entre 170-180 mm.....	124
Figura 5.68: Pa entre 45-55 mm	125
Figura 5.69: Pa entre 70-80 mm.....	125
Figura 5.70: Pa entre 95-105 mm	125
Figura 5.71: Pa entre 120-130 mm.....	125
Figura 5.72: Pa entre 145-155 mm.....	126
Figura 5.73: Pa entre 170-180 mm.....	126
Figura 5.74: CME – Precipitação de oito dias de duração	126
Figura 5.75: CME – Lâmina de escoamento superficial de oito dias de duração	127
Figura 5.76: Lâmina de escoamento superficial e precipitação em relação ao TR.....	128
Figura 5.77: Vazão de Pico <i>versus</i> Precipitação	129

Figura 5.78: P entre 45-55 mm.....	129
Figura 5.79: P entre 70-80 mm.....	129
Figura 5.80: P entre 95-105 mm.....	129
Figura 5.81: P entre 120-130 mm.....	130
Figura 5.82: P entre 145-155 mm.....	130
Figura 5.83: P entre 170-180 mm.....	130
Figura 5.84: Tempo de Retorno da Vazão de Pico versus Precipitação.....	130

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Tempo de retorno para Projeto de Estruturas Hidráulicas.....	9
Tabela 3.2: Distribuições de Probabilidades	12
Tabela 3.3: Métodos Indiretos por área da Bacia	13
Tabela 3.4: Expressões matemáticas de vazão de cheia.....	13
Tabela 3.5: Modelos utilizados na solução de problemas de recursos hídricos	21
Tabela 3.6: Exemplos de Modelos Hidrológicos de Uso Corrente	35
Tabela 5.1: Características das estações pluviométricas da região	82
Tabela 5.2: Estatísticas das séries observadas e simuladas de precipitação.....	84
Tabela 5.3: Estatísticas das séries observadas e simuladas de evaporação	84
Tabela 5.4: Séries de dados hidrológicos – calibração do modelo.....	85
Tabela 5.5: Parâmetros do modelo Rio Grande.....	85
Tabela 5.6: Estatísticas dos resíduos da calibração	86
Tabela 5.7: Tempo de Retorno da Precipitação (P), Lâmina de escoamento superficial (X) e Déficit de escoamento (R)	104
Tabela 5.8: Características das estações pluviométricas da região	115
Tabela 5.9: Estatísticas das séries observadas e simuladas de precipitação.....	117
Tabela 5.10: Estatísticas das séries observadas e simuladas de evaporação	117
Tabela 5.11: Séries de dados hidrológicos – calibração do modelo.....	118
Tabela 5.12: Parâmetros do modelo Rio Grande.....	118
Tabela 5.13: Estatísticas dos resíduos da calibração	119

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

α	parâmetro de escala
Δt	Intervalo de tempo
κ	parâmetro de posição
γ	Coefficiente de assimetria
σ	Desvio padrão
$f(p)$	Função densidade de probabilidade de P
$F_x(x)$	Distribuição acumulada de probabilidades
$g(x)$	Função densidade de probabilidade de X
$G_u(x)$	Distribuição acumulada marginal de probabilidade dos volumes de cheia
$h(r)$	Função densidade de probabilidade de R
η	Parâmetros de forma
λ	Parâmetros de escala
$x(p)$	Quantil para a probabilidade p
σ^2	Variância populacional
τ_3	Coefficiente de assimetria-L populacional
τ_4	Coefficiente de curtose-L populacional
τ	Coefficiente de variação-L populacional
$f_{Y/X}(y/x)$	Função densidade de probabilidade das vazões de pico condicionadas aos volumes
$F_{Y/X}(y/x)$	Distribuição acumulada de probabilidade das vazões de pico condicionadas aos volumes
Γ	Função gama
$\hat{\mu}$	Média amostral
A	Área de drenagem da bacia hidrográfica
A_i	Área acumulada da bacia hidrográfica
At	Área total da bacia hidrográfica

ANA	Agência Nacional de Águas
Aw	Clima tropical chuvoso
<i>B</i>	Expoente da curva de umidade, parâmetro
<i>c</i>	Celeridade da onda, coeficiente de equação linear, estado de transição
<i>C</i>	Coeficiente de escoamento superficial, Número de Courant, Coeficiente de Evapotranspiração, número máximo de estados
C_0, C_1, C_2	Funções do Coeficiente de Armazenamento
CEMIG	Companhia de Energética de Minas Gerais
<i>CG</i>	Coeficiente de recessão do escoamento subterrâneo, Centro de gravidade
<i>CI</i>	Coeficiente de recessão do escoamento sub-superficial
<i>CIN</i>	Deflúvio total
CLIGEN	Climate Generator
CME	Função de excedência média condicional
COPASA	Companhia de Saneamento de Minas Gerais
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
<i>CV</i>	Coeficiente de variação
Cwa	Clima temperado brando com verão quente e inverno brando
Cwb	Clima temperado brando com verão ameno e inverno brando
<i>d</i>	Duração em dias, difusividade hidráulica. Coeficiente de equação linear
<i>D</i>	Número de Reynolds, Domínio, Maior déficit de escoamento
<i>E</i>	Parâmetro de forma da curva
$E(X)$	Valor esperado da variável <i>X</i>
<i>ED</i>	Evapotranspiração da zona profunda
EHR-UFMG	Departamento de Engenharia Hidráulica e de Recursos Hídricos da Universidade federal de Minas Gerais
<i>EL</i>	Evapotranspiração da zona inferior
<i>EM</i>	Dados de tanque evaporimétrico
<i>EPIC</i>	Erosion/Productivity Impact Calculator
<i>ETP</i>	Evapotranspiração
ETP_{POT}	Evapotranspiração potencial

EUA	Estados Unidos da América
<i>EXP</i>	Distribuição exponencial
<i>EX</i>	Expoente da curva de umidade livre
<i>f</i>	Capacidade de infiltração
<i>F</i>	Fator de ajuste
<i>FR</i>	Área permeável
GRADEX	Gradiente de valor extremo
HEC	Hydrologic Engineering Center
HEC-HMS	Hydrology Engineering Center-Hydrologic Modeling System
<i>HU</i>	Hidrograma Unitário
<i>HUS</i>	Hidrograma Unitário Sintético
<i>i</i>	Intensidade média da chuva
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia Estatística
IDF	Intensidade – Duração – Frequência
<i>IMP</i>	Fração de área impermeável da bacia hidrográfica;
<i>k</i>	Número de parâmetros ou períodos, coeficiente de curtose, coeficiente de armazenamento
<i>K</i>	Coeficiente de tanque, Coeficiente das características da bacia hidrográfica
<i>KG</i>	Coeficiente de escoamento subterrâneo
<i>KI</i>	Coeficiente de separação do fluxo em escoamento sub-superficial
<i>KSS</i>	Coeficiente de Escoamento sub-superficial
<i>L</i>	Comprimento do talvegue principal
<i>Lc</i>	Distância do curso d'água
<i>LM</i>	Capacidade de armazenamento
<i>M(u)</i>	Excedência média condicional
MPT	Matriz de Probabilidade de Transição
<i>n</i>	Tamanho da amostra, vida útil do Empreendimento, número de anos, função de forma da bacia
NWS-RFS	National Weather Service-River Forecast System
<i>P</i>	Precipitação, Perímetro da bacia hidrográfica, Probabilidade
<i>P_a</i>	Índice de precipitação antecedente

P_{ac}	Precipitação Acumulada
P_{ef}	Precipitação efetiva
P_{tot}	Precipitação total
P_u	Precipitação unitária
PE3	Distribuição de Pearson tipo III
PMP	Precipitação máxima provável
<i>Prob</i>	Probabilidade
Q	Vazão
Q_{base}	Vazão de base
Q_{cal}	Vazão calculada
Q_{es}	Vazão efetiva
Q_{obs}	Vazão observada
Q_p	Vazão de pico
Q_u	Vazão unitária
QS	Afluxos superficiais à rede de drenagem
QG	Afluxos subterrâneos à rede de drenagem
r_0	Distância de translação
R	Déficit de escoamento
RB	Escoamento de áreas impermeáveis
RG	Escoamento subterrâneo
RI	Escoamento sub-superficial
RS	Escoamento superficial
S	Declividade média do talvegue principal, Armazenamento da água livre
S_0	Gradiente topográfico
S_p^{ger}	Desvio padrão da série gerada
S_p^{obs}	Desvio padrão da série observada
SC	Armazenamento de água livre
SCL	Stochastic Climate Library
SCS	Soil Conservation Service

S_f	Gradiente da linha de energia
SM	Capacidade de armazenamento de água livre
SHE/SHESED	Système Hydrologique Européen / Système Hydrologique Européen Sediment
SSARR	Streamflow Synthesis e Reservoir regulation Model
SWAT	Soil Water Assessment Tool
SWM	Stanford Watershed Model
T	Período de retorno, Tempo
T_b	Tempo de base médio da bacia
T_C	Tempo de concentração
T_p	Tempo de pico
T_r	Tempo de recessão
T_l	Tempo de resposta da bacia
T_2	Tempo entre picos
TCEV	Two Component Extreme Values
Top Model	Physically Based Escoamento Production Model
u	threshold, valor limiar
USCLIMATE	Weather Generator
V	Volume de cheia
V_d	Volume diário
V_{es}	Volume escoado
W	Capacidade média espacial de armazenamento de umidade no solo ou tensão capilar
WC	Conteúdo de umidade no solo
WDM	Capacidade média espacial da tensão capilar na zona profunda do solo
WGEN	Generation of weather Elements for Multiple applications
WL	Capacidade média espacial da tensão capilar na zona inferior do solo
WM	Capacidade média espacial de retenção específica
WU	Capacidade média espacial da tensão capilar na zona superior do solo
X	Volume de escoamento, variável aleatória

1 INTRODUÇÃO

Esta pesquisa visou aprofundar os aspectos metodológicos da geração estocástico-determinística de variáveis hidrológicas e analisar as relações de frequência entre séries sintéticas de precipitações e vazões, particularmente para eventos raros. A consecução desses objetivos exigiu o aprofundamento dos seguintes grandes temas:

- Geração de séries sintéticas de precipitação;
- Geração de séries sintéticas de evapotranspiração;
- Modelos de simulação de chuva-vazão;
- Análise estatística das relações entre volumes de precipitação e vazões e volumes de enchentes características.

O objetivo da estimação das cheias de projeto é definir para um local ou região de interesse a relação entre a magnitude da cheia e sua correspondente probabilidade de superação, além de determinar as vazões, os volumes e os níveis a ela associados. As cheias são eventos naturais recorrentes que resultam de chuvas intensas, ou de duração prolongada, e que excedem a capacidade de infiltração dos solos. A determinação de cheias é um processo complexo, por tratar-se de um fenômeno natural e por envolver diversos fatores intervenientes. Os principais fatores são as condições iniciais de umidade do solo, de escoamento dos rios e reservatórios, além da distribuição temporal e espacial da precipitação.

As características geomorfológicas e climáticas de uma bacia hidrográfica são aspectos importantes para a caracterização do regime de cheias, pois permitem compreender o fenômeno físico e estabelecer suas relações causais. Além da capacidade de infiltração do solo, outros fatores interferem na formação de cheias, tais como, por exemplo, o teor de umidade do solo que antecede as grandes precipitações e, em menor grau, a evapotranspiração.

Os métodos de quantificação de cheias podem ser diretos, quando se baseiam apenas nos registros fluviométricos, ou indiretos, quando usam os registros pluviométricos para a

construção da chamada “chuva de projeto”, além de uma técnica de transformação chuva-vazão.

Os modelos conceituais do tipo chuva-vazão surgem como uma alternativa válida para o entendimento do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas. Esses modelos atuam com base no conceito de balanço hídrico, equilibrando, a cada unidade de tempo estipulada, as parcelas atuantes do ciclo hidrológico que representam ganhos e perdas de água no sistema. Em outras palavras, uma vez quantificada a entrada de água no sistema, através da precipitação incidente sobre a bacia hidrográfica, e as perdas por interceptação, armazenamento em depressões, infiltração e evapotranspiração, inerentes à bacia, o modelo deve ser capaz de estimar a saída de água correspondente, transferindo temporalmente as lâminas de escoamento superficial e agregando-as sob a forma de vazão na seção exutória.

A utilização de dados pluviométricos não se limita ao período de registros existentes. Técnicas de geração de dados podem ser usadas para extrair características estatísticas relevantes a partir dos registros de dados disponíveis, permitindo a geração de longas séries de precipitação diária, através de números aleatórios e das informações extraídas da amostra (Boughton, 1999). As longas séries diárias de precipitação, quando acopladas a um modelo chuva-vazão devidamente calibrado, podem produzir estimativas plausíveis de cheias raras, pois permitem a geração de longos períodos de vazão diária. Nesse caso, as inferências sobre a cauda superior das distribuições de probabilidade, acima de um determinado tempo de retorno, podem ser realizadas com algum grau de confiança, uma vez que os quantis podem ser determinados diretamente pela distribuição empírica dos dados.

É prática usual admitir-se a igualdade entre os tempos de retorno associados às chuvas e as enchentes de projeto, atribuindo-se assim, que toda a aleatoriedade presente nas vazões deve-se exclusivamente às precipitações. Ora, de fato, outros fatores, como as condições de umidade do solo antecedentes à precipitação causal, bem como o uso e a ocupação do solo da bacia, podem afetar fortemente a resposta da bacia hidrográfica.

A presente pesquisa tem como proposta básica avaliar o impacto causado pela errônea consideração de igualdade entre tempos de retorno de precipitações e enchentes raras. Para avaliar esse impacto, foi construída uma longa série contínua de vazões médias diárias, com o auxílio da geração estocástica de séries sintéticas de precipitação e evapotranspiração, seguida

da simulação hidrológica por meio de um modelo matemático com razoável fundamentação física. Uma vez criado tal experimento, constituiu-se o paradigma para que se possa verificar as diversas relações de dependência entre precipitações, enchentes, volumes de armazenamento da umidade do solo e déficit de saturação. Finalmente, à luz da modelação estatística de tais dependências, avaliou-se o impacto nas curvas de frequência das precipitações e das vazões e volumes característicos de enchentes.

2 OBJETIVOS

2.1 *Objetivo geral*

O objetivo geral desta pesquisa é estudar as relações de frequência entre chuvas e enchentes raras numa bacia hidrográfica, por meio de geração de séries sintéticas extensas de precipitação e evaporação, e sua transformação em escoamento superficial através de um modelo chuva-vazão.

2.2 *Objetivos específicos*

Constituem os objetos específicos deste trabalho os seguintes itens:

- Geração de séries sintéticas de alturas diárias de precipitação para um período contínuo de 10.000 anos, a partir de observações pluviométricas da bacia hidrográfica escolhida;
- Adaptação e aplicação de um modelo para geração de evapotranspiração diária para um período contínuo de 10.000 anos, a partir de observações climatológicas da bacia em estudo;
- Aplicação de um modelo matemático de transformação chuva-vazão capaz de simular o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica e verificação de sua plausibilidade por meio de análise de resíduos e índices de desempenho;
- Estudo das relações de dependência estatística entre precipitações, vazões máximas e volumes de cheias, teor de umidade do solo, e seus impactos nas respectivas curvas de frequências marginais.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 Introdução

As cheias provocam inundações, prejuízos, perdas de vidas e representam um grande risco para estruturas hidráulicas situadas nas proximidades dos eventos. O estudo das vazões de enchentes é necessário para o dimensionamento de estruturas hidráulicas bem como o planejamento da ocupação de planícies de inundação. De maneira geral, os eventos de cheia são compostos por combinações de ocorrências extremas a montante do local de observação, o que dificulta sua previsão e quantificação. Para analisar os eventos extremos é necessário estabelecer os principais fatores que interferem no fenômeno. Frequentemente, os eventos extremos são caracterizados pela magnitude, duração e frequência, grandezas essas que apresentam forte dependência entre si.

A hidrologia de uma região é determinada pelos seus padrões climáticos e fatores físicos, como topografia, geologia e cobertura vegetal. O ciclo hidrológico é o fenômeno global de circulação fechada da água entre a superfície terrestre e a atmosfera, impulsionado fundamentalmente pela ação da gravidade terrestre e pelas variações da intensidade da radiação solar associadas aos movimentos de rotação e translação da Terra (Tucci, 1998).

De acordo com ELETROBRÁS (1987), as principais variáveis hidrológicas que caracterizam o comportamento hidrológico da bacia são: capacidade de infiltração, porcentagem de escoamento básico, descarga superficial, tempo de armazenamento superficial e índice de umidade do solo. A umidade do solo é variável essencial, pois controla a proporção de chuva que infiltra, escoam superficialmente, ou evapora pela superfície e camadas superficiais do solo.

Um sistema hidrológico é definido como uma estrutura ou volume no espaço, limitados por um contorno, que tem como insumos a precipitação e outras variáveis de entrada, trabalha com tais informações internamente, e produz as variáveis de saída (Chow, 1964). A estrutura, representada por solo e rocha, no caso do escoamento superficial, sub-superficial ou subterrâneo, ou volume no espaço, caracterizado pela umidade atmosférica, é o meio no qual a água deve passar em seu caminho entre os pontos de entrada e de saída de um sistema. O

contorno é uma superfície contínua, definida em três dimensões, que encerra o volume ou a estrutura.

As cheias que ocorrem nas pequenas e médias bacias apresentam características hidrológicas diferentes das que ocorrem nas grandes bacias hidrográficas e a escala de tempo em que ocorrem as cheias também é diferente. Nas pequenas bacias, onde os problemas de enchentes estão relacionados a eventos de curta duração, da ordem de grandeza de horas, o componente principal da cheia é o escoamento superficial. Já nas grandes bacias, onde a escala de tempo envolvida nas cheias é da ordem de meses, o escoamento de base e a evapotranspiração passam a ter uma atuação significativa. Este fato faz com que, ao desenvolver modelos hidrológicos destinados ao estudo de cheias em bacias pequenas ou médias, seja possível desprezar a variação da vazão de base e a evapotranspiração, o que leva ao uso de modelos mais simples, e com precisão equivalente, o que em alguns casos é vantajoso.

As cheias são o resultado da combinação da precipitação com as características da bacia hidrográfica. A cada bacia estão associados os elementos físicos e geomorfológicos que contribuem na formação do escoamento superficial e de sua concentração na seção exutória da bacia.

O período de retorno de uma cheia não é, necessariamente, o mesmo da chuva que a provocou, pois depende, entre outros fatores, da capacidade de infiltração do solo, a qual pode variar segundo uma distribuição de probabilidades específica, da cobertura vegetal e do estado de umidade do solo. Na prática, tendo em vista a dificuldade de estabelecer a ordem de grandeza dessa probabilidade, a cheia causada por um episódio de precipitação é simplesmente considerada de mesma frequência.

3.2 Cheia de Projeto

As cheias são fenômenos temporários que correspondem à ocorrência de vazões elevadas num curso de água, com a eventual inundação dos seus terrenos marginais. Quanto à sua origem, as cheias podem classificar-se em naturais e artificiais. As cheias naturais são as que resultam da interação de aspectos meteorológicos com fatores geomorfológicos e fisiográficos das bacias hidrográficas. Elas podem ocorrer, com caráter aleatório, em todos os cursos de água.

As cheias artificiais não têm como causa primeira os fenômenos meteorológicos, destacam-se as que têm origem em falhas tecnológicas, falhas humanas e acidentes naturais.

Segundo Chow (1964), a magnitude de uma cheia pode ser descrita pela vazão, elevação do nível de água e pelo volume para certa duração. Cheia de projeto é a vazão ou hidrograma de dimensionamento de estruturas hidráulicas, a pré-determinação de enchentes é o termo que se aplica ao cálculo por extrapolação dos dados históricos para condições mais severas e raras. Desta forma, a pré-determinação da enchente de projeto trata da análise e cálculo de vazões sem especificar a sua ocorrência no tempo, adquirindo importância nos projetos e planejamentos.

Conforme Correia (1983), a enchente de projeto refere-se a um valor específico de vazão (ou um hidrograma), para o qual uma estrutura ou sistema hidráulico devem ser dimensionados. Corresponde a valores significativos de vazão de pico, ou volume de dada duração, para os quais se deve estabelecer o risco e a segurança das estruturas ou sistemas hidráulicos.

Nathan e Weinmann (2001) categorizam as enchentes como grandes, raras e extremas, de acordo com suas respectivas probabilidades anuais de superação. A Figura 3.1 mostra essa categorização de enchentes. Em geral, as enchentes consideradas grandes se situam no domínio das medições e observações diretas, enquanto as enchentes raras localizam-se entre essas e o “limite crível de extrapolação” da curva de probabilidades. As enchentes extremas possuem probabilidades anuais de superação pequenas, além do limite crível de extrapolação.

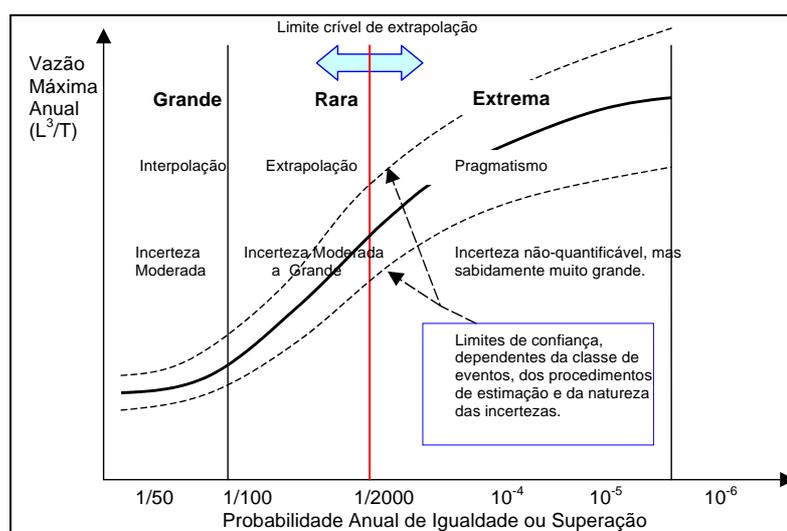


Figura 3.1: Categorização das enchentes (Adap. de Nathan e Weinmann, 2001)

As incertezas inerentes à estimativa das enchentes extremas são grandes, embora não sejam quantificáveis por procedimentos convencionais de inferência estatística. Isso se deve ao fato que as amostras de vazões máximas anuais, de tamanho usual na faixa de 25 a 80 anos, não oferecem elementos necessários para a estimação de enchentes muito raras, no intervalo de probabilidades entre 2×10^{-3} e 10^{-6} .

O conhecimento e a definição dos fenômenos que provocam a ocorrência de cheias são difíceis de se obter, em virtude da aleatoriedade e de suas inter-relações. O risco hidrológico refere-se à probabilidade de ocorrer pelo menos uma cheia que se iguale ou exceda aquela associada a um certo período de tempo, em um dado horizonte de projeto. No Brasil e em outros países, em geral, o período de retorno é escolhido levando em consideração a vida útil da obra, o tipo de estrutura, a facilidade de reparos e o perigo à vida humana.

A Figura 3.2 ilustra as relações entre o risco hidrológico, o tempo de retorno e a vida útil (n) do empreendimento, ambos expressos em anos.

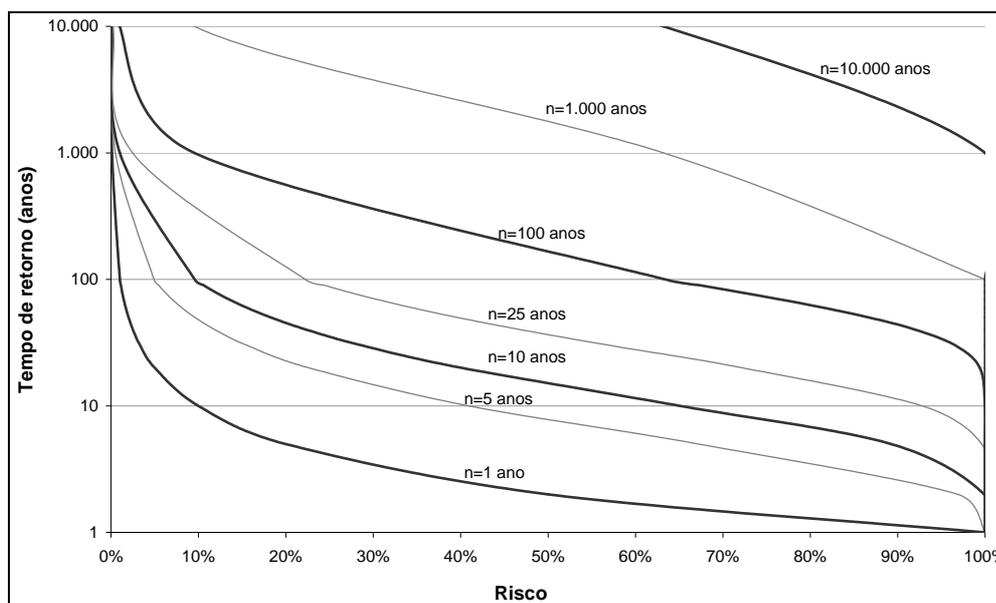


Figura 3.2: Tempo de retorno e risco hidrológico

A aplicação da análise benefício-custo para o estabelecimento do período de retorno é limitada pela dificuldade de considerar aspectos que não podem ser expressos em termos monetários. Quanto maior o período de retorno adotado, maior será a proteção conferida à população. Nesse caso, entretanto, não apenas o custo, mas também o porte das obras e sua interferência no ambiente urbano serão maiores.

A escolha do tempo de retorno para o projeto de uma obra de engenharia, conseqüentemente, a vazão de projeto desta obra, depende de sua importância, o que resulta na adoção de um valor para o qual o risco de superação seja adequado à segurança. Deve ser considerado ainda que, quanto maior o tempo de retorno, maior será a vazão e, conseqüentemente, mais onerosa será a reconstrução ou reparação. A Tabela 3.1 mostra valores usuais de tempo de retorno para as estruturas hidráulicas mais comuns.

Tabela 3.1: Tempo de retorno para Projeto de Estruturas Hidráulicas

Estrutura hidráulica	Caracterização	Tempo de Retorno (anos)
Bueiros rodoviários	Tráfego baixo	5-10
	Tráfego intermediário	10-25
	Tráfego alto	50-100
Pontes rodoviárias	Vias secundárias	10-50
	Vias principais	50-100
Drenagem urbana	Galeria em pequenas cidades	2-25
	Galeria em grandes cidades	25-50
	Canalização de córregos	50-100
Diques	Área rural	2-50
	Área urbana	50-200
Pequenas barragens	Ausência de risco de perda de vidas humanas	50-100
	Risco de perda de vidas humanas	100-1.000
Grandes barragens		10.000

Fonte: Naghettini, 1999

Como os danos decorrentes da insuficiência de vazão dependem da importância da obra para o sistema, são diferentes os valores a serem adotados para o período de retorno, variando conforme o tipo de obra. Assim, um bueiro de rodovia, com capacidade de vazão insuficiente, pode causar a erosão dos taludes junto ao emboque de jusante, ruptura do aterro por transbordamento das águas, ou inundação de áreas a montante. No caso de canal ou galeria de drenagem urbana, estes danos serão mais sentidos, pois causam a interrupção do tráfego, mesmo temporariamente, e danos em imóveis residências ou nas mercadorias dos estabelecimentos comerciais. No caso da insuficiência de vazão em seções de pontes, visto que abrangem cursos d'água com maior vazão, em geral os danos são muito significativos podendo ocorrer a destruição da estrutura, proporcionando uma interrupção do tráfego.

3.3 Métodos para Estimativas de Cheias de Projeto

De acordo com ELETROBRÁS (1987), a definição dos métodos para estimativas de cheias de projeto deve considerar a fase do projeto, a disponibilidade de dados e condições hidrológicas específicas da área de drenagem em questão.

Segundo Naghettini (1999), a magnitude de uma cheia pode ser avaliada em curto prazo, denominada previsão de vazões, ou a longo prazo, designada como pré-determinação de vazões. A previsão a curto prazo estabelece não só o valor como também quando ocorrerá a cheia. A pré-determinação a longo prazo quantifica a probabilidade de excedência de uma determinada cheia, sem precisar a data de sua ocorrência. Dentre os diversos métodos relativos à abordagem da pré-determinação de enchentes, comumente aplicados, podem ser citados os métodos diretos e os indiretos.

Os métodos diretos são aqueles que utilizam exclusivamente os registros fluviométricos por meio do uso de distribuições estatísticas. Esses métodos só devem ser utilizados quando existem dados históricos de vazão e as condições da bacia hidrográfica não se modificaram.

Os métodos indiretos são empregados em locais onde não existem dados hidrométricos, ou existem em pouca quantidade; a ausência destes dados é bastante freqüente, tornando-se necessária a utilização desses métodos. O princípio é a obtenção de vazões de projeto a partir dos dados de chuva, os quais são, em geral, menos escassos do que os dados de vazão.

3.3.1 Métodos Diretos

O princípio do método direto é a utilização de dados fluviométricos obtidos no local ou na região em que se insere a bacia hidrográfica em estudo para se estimar as vazões de projeto, através do uso de distribuições de probabilidade.

A análise de freqüência é o método direto mais utilizado no prognóstico de enchentes, utilizando diretamente as séries de vazões em locais que possuem estação fluviométrica. A partir de uma amostra, procura-se inferir a distribuição de probabilidades, adotando funções de densidade de probabilidade teóricas com a posterior comparação com freqüências amostrais. Em geral, as amostras utilizadas na análise de freqüência são constituídas pelos máximos anuais registrados em cada ano hidrológico, o qual, na região sudeste do Brasil, é

tomado entre 01 de outubro e 30 de setembro, do ano seguinte. A premissa básica desse método é que as vazões máximas anuais são independentes entre si. O procedimento de cálculo é o seguinte:

- Seleção do histórico de vazões;
- Obtenção da amostra de máximos anuais;
- Ordenação dos valores e cálculo das frequências amostrais;
- Cálculo das estatísticas amostrais: média, desvio padrão e coeficiente de assimetria;
- Seleção de distribuição de probabilidades;
- Estimativa dos parâmetros das distribuições ou do fator de frequência: método dos momentos, método da máxima verossimilhança e fator de frequência k ;
- Verificação da adequação do ajuste: testes de aderência, tais como os testes do Qui-Quadrado, de Kolmogorov-Smirnov e de Filliben;
- Cálculo dos quantis;

A Tabela 3.2 mostra as principais distribuições de probabilidades de dois e três parâmetros.

Tabela 3.2: Distribuições de Probabilidades

Função	Densidade de probabilidade	Domínio
Distribuição Normal (Gauss)	$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right]$	$-\infty < x < +\infty$
Distribuição Log-normal (Galton)	$f(x) = \frac{1}{\sigma_y\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}\right]$	$x > 0$
Distribuição Exponencial	$f(x) = \lambda \exp^{-\lambda x}$	$x > 0$
Distribuição Generalizada de Valores Extremos	$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \kappa \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]^{1/\kappa-1} \exp\left\{-\left[1 - \kappa \left(\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]^{1/\kappa}\right\}$	Domínio de X depende do sinal de κ
Distribuição Generalizada de Valores Extremos Tipo I (Gumbel)	$f(x) = \frac{1}{\alpha} \exp\left[-\frac{x-\beta}{\alpha} - \exp\left(-\frac{x-\beta}{\alpha}\right)\right]$	$-\infty < x < +\infty$
Distribuição Pearson Tipo III (PE3)	$f(x) = \frac{1}{\alpha\Gamma(\beta)} \left(\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)^{\beta-1} \exp\left(-\frac{x-\gamma}{\alpha}\right)$	$x > 0$
Gama	$f(x) = \lambda^n x^{n-1} \frac{e^{-\lambda x}}{\Gamma(n)}$	$\lambda > 0$ $\eta > 0$

3.3.2 Métodos Indiretos

Os métodos indiretos são utilizados em locais onde existem pouca ou nenhuma quantidade de registro de vazões observadas. Esses métodos transformam as precipitações em vazões por meio de fórmulas empíricas, método racional, método do hidrograma unitário, simulação hidrológica por modelos conceituais de precipitações máximas obtidas por métodos hidrometeorológicos. Algumas dessas tecnologias utilizam as principais características físicas e geomorfológicas das bacias, tais como a área de drenagem, comprimento do talvegue principal, a declividade média da bacia, para estimar parâmetros que auxiliem na determinação das vazões de projeto.

Com o avanço da ciência hidrológica, os modelos hidrológicos passaram a assumir um grau de complexidade maior, procurando melhor representar, temporalmente e espacialmente, os diversos fenômenos contidos no ciclo hidrológico. A Tabela 3.3 mostra a recomendação dos métodos para determinação de cheias de projeto de acordo com a área de drenagem da bacia hidrográfica.

Tabela 3.3: Métodos Indiretos por área da Bacia

Área da bacia (km ²)	Métodos usualmente aplicados
menor que 2,6	Método Racional
menor que 260	Método Racional, Hidrograma Unitário, métodos estatísticos
260-5.200	Hidrograma Unitário , métodos estatísticos
maior que 2.600	Métodos estatísticos, simulação de vazões

Fonte: Gray (1972)

3.3.2.1 Fórmulas empíricas

O método das fórmulas empíricas baseia-se na aplicação de expressões matemáticas desenvolvidas para regiões ou bacias hidrográficas específicas, considerando as características das bacias que influenciam no processo de formação de cheias ou vazões extremas. As fórmulas empíricas tentam estabelecer uma relação entre a vazão de pico e as características físicas da bacia e fatores climáticos. Essas fórmulas devem ser aplicadas em condições próximas daquelas para as quais foram determinadas e do tipo de escoamento que cada fórmula procura representar. A Tabela 3.4 mostra algumas expressões empíricas.

Tabela 3.4: Expressões matemáticas de vazão de cheia

Autor	Expressão	Variáveis
Fuller	$Q = 0,013 \times K \times A^{0,8} (1 + \alpha \log T) \times (1 + 2,66 \times A^{-0,3})$	Q = vazão máxima em m ³ /s K = coeficiente das características da bacia A = área da bacia (km ²) α = coeficiente (0,8 para os rios do leste dos EUA) T = tempo de retorno em anos
Creager	$Q = 4.600 \times A^{-0,048 \times A^{-0,048}}$	Q = vazão máxima em m ³ /s A = área da bacia (km ²)
Horton	$Q = 4.021,5 \times A^{-0,5} T^{0,25}$	Q = vazão máxima em m ³ /s A = área da bacia (km ²) T = tempo de retorno em anos
Fanning	$Q = 200 \times A^{\frac{5}{6}}$	Q = vazão máxima em m ³ /s A = área da bacia (km ²)

Fonte: Gray (1972)

Atualmente as fórmulas empíricas não são empregadas com grande frequência, servindo apenas como referência ou comparação entre resultados obtidos por outras metodologias. Esse fato ocorre devido ao desenvolvimento de outros métodos para a determinação de vazões de projetos, que podem ser aplicados em qualquer região que possua os dados requeridos no procedimento de cálculo.

Em algumas regiões, são aplicadas curvas envoltórias de vazões máximas determinadas a partir de estudos e estimativas de eventos regionais. O uso das curvas envoltórias é bastante comum, pois serve como estimativa preliminar das vazões de projeto.

3.3.2.2 Método racional

O método racional se destaca pela sua formulação simples, sendo utilizado quando não existem dados para utilização de outros métodos. Proposto pelo engenheiro irlandês Mulvaney ao final do século 19, é um procedimento indireto e simplificado para o cálculo da vazão de pico à saída de uma bacia hidrográfica, baseando-se na relação direta entre a intensidade da precipitação e a vazão. A equação geral do método é a seguinte:

$$Q_p = \frac{C \cdot i \cdot A}{3,6} \quad (3.1)$$

onde:

- Q_p : vazão de pico para o período de retorno T , em m^3/s ;
- C : coeficiente de escoamento superficial ou coeficiente de *run of* adimensional, função das características da bacia em estudo, sobretudo do uso do solo;
- i : intensidade média da chuva de projeto para uma duração t e um tempo de retorno T , em mm/h ;
- A : área de drenagem da bacia hidrográfica, em km^2 .

A fórmula racional é uma das fórmulas mais utilizadas para determinar vazões de pico em pequenas bacias hidrográficas que não apresentem grande complexidade. O método racional é empregado em projetos de drenagem urbana que tenham estruturas hidráulicas como galerias e bueiros e estruturas hidráulicas em pequenas áreas rurais.

Não existe indicação precisa sobre a restrição do tamanho das bacias hidrográficas para aplicação desse método. Para Ponce (1989), o limite de referência da aplicabilidade é para área máxima de $2,5 \text{ km}^2$, Pilgrim e Cordery (1992), sugerem áreas máximas de 2 km^2 . No método racional admite-se que:

- O coeficiente de escoamento, correspondente à razão entre a chuva bruta e a efetiva, é constante durante todo o evento, independentemente das condições antecedentes de umidade do solo;
- A intensidade da precipitação é constante, sendo correspondente a uma duração tal que toda a bacia esteja contribuindo para a seção, ou seja, a duração do evento crítico é igual ao tempo de concentração.

O coeficiente de escoamento é o parâmetro mais subjetivo, devendo ser fixado em função das características de impermeabilização, do uso e ocupação do solo de forma geral. Os valores podem ser obtidos em tabelas existentes na literatura, variando de 0,95 (limite 1,0), para áreas impermeabilizadas, até 0,05 para áreas arborizadas e muito permeáveis. A intensidade da precipitação pode ser obtida diretamente em equações de chuvas intensas, do tipo IDF, para duração do evento adotada igual ao tempo de concentração da bacia e segundo o tempo de retorno adotado em projeto. A adoção da duração equivalente ao tempo de concentração justifica-se pelo fato de que esta corresponde à maximização do evento.

As principais críticas ao método racional são ligadas às hipóteses de constância do coeficiente de escoamento e da intensidade da precipitação durante todo evento, bem como da distribuição uniforme sobre toda a bacia de drenagem.

As limitações do método racional são bem conhecidas, sobretudo quando eventos chuvosos devem ser simulados em bacias hidrográficas de maior superfície de drenagem e de maior complexidade quanto à variabilidade espacial de tipo e uso do solo, do sistema natural de drenagem ou da presença de estruturas hidráulicas diferenciadas, encontradas tipicamente em sistemas urbanos de macro-drenagem.

3.3.2.3 Método do Hidrograma Unitário

O hidrograma unitário (H.U.), proposto originalmente por Sherman (1932), refere-se ao hidrograma resultante de uma precipitação efetiva de altura unitária, com intensidade constante no tempo uniformemente distribuída no espaço e sobre a bacia. A Figura 3.3 mostra a representação esquemática do hidrograma unitário.

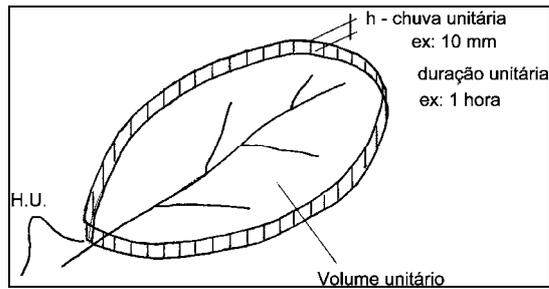


Figura 3.3: Representação do Hidrograma unitário

Conhecido o hidrograma unitário de uma bacia, pode-se calcular as ordenadas do escoamento superficial correspondentes a qualquer chuva, de intensidade uniforme e distribuída em intervalos de tempo iguais à duração da chuva unitária que gerou o hidrograma unitário. A teoria do H.U. baseia-se nas três proposições descritas a seguir:

- Para chuvas de igual duração, as durações dos escoamentos superficiais correspondentes são iguais (vide Figura 3.4);

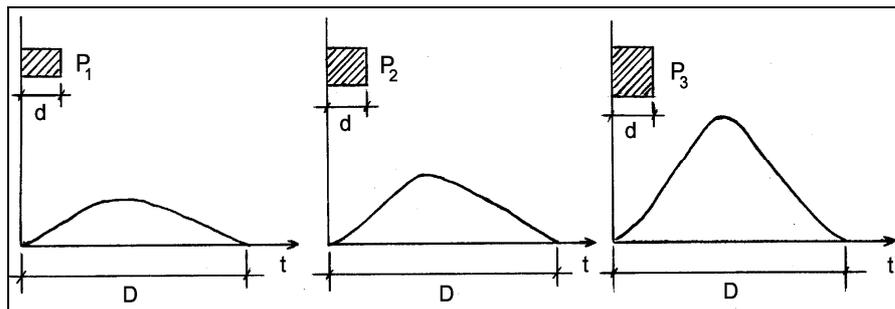


Figura 3.4: 1º princípio do hidrograma unitário

- Duas chuvas de igual duração, mas com volumes escoados diferentes resultam em hidrogramas cujas ordenadas são proporcionais aos volumes escoados, conforme mostra a Figura 3.5.

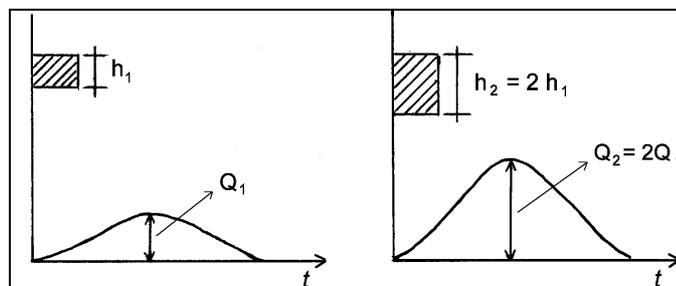


Figura 3.5: 2º princípio do hidrograma unitário

- Considera-se que as precipitações anteriores não influenciam a distribuição, no tempo, do escoamento superficial de determinada precipitação (Figura 3.6).

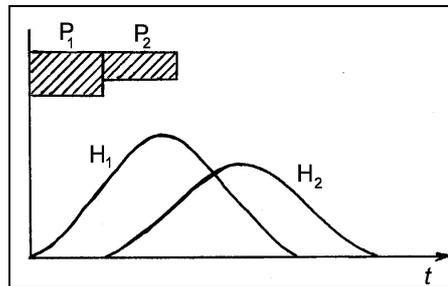


Figura 3.6: 3º princípio do hidrograma unitário

Dos princípios descritos, podem ser deduzidos os seguintes postulados:

- Proporcionalidade: os hidrogramas resultantes de chuvas com a mesma duração, mas diferentes alturas, terão o mesmo tempo de base e ordenadas proporcionais às alturas de precipitação correspondentes;
- Superposição: o hidrograma resultante de uma seqüência de períodos de precipitação terá as respectivas ordenadas iguais à soma das ordenadas dos hidrogramas correspondentes a cada um dos períodos.

As principais limitações do método do Hidrograma Unitário se referem às considerações das precipitações serem homogêneas, a área da bacia estar uniformemente coberta pela precipitação e as características físicas do ponto de vista do escoamento serem invariantes.

Os Hidrogramas Unitários Sintéticos surgiram com o objetivo de relacionar as características fisiográficas da bacia com os parâmetros relativos ao Hidrograma Unitário, pois para aplicação do hidrograma unitário os registros fluviométricos são necessários. Nos Hidrogramas Unitários, é pressuposto que a área sob a curva tenha volume unitário, correspondente à precipitação unitária distribuída sobre a bacia.

Dentre os hidrogramas mais conhecidos destacam-se o Hidrograma Unitário de Snyder, o Hidrograma Unitário Triangular do Soil Conservation Service dos Estados Unidos (SCS), o Hidrograma Unitário de Gray, o Histograma Tempo-Área de Clark e o Hidrograma Unitário Instantâneo de Nash.

3.3.2.4 Modelos Chuva-vazão

Uma vez que, em geral, a disponibilidade dos dados pluviométricos é maior em relação à dos dados fluviométricos, verifica-se a utilidade de um modelo chuva-vazão, o qual calcula a vazão de uma bacia hidrográfica a partir da precipitação. Em se tratando de uma chuva de projeto, as vazões simuladas constituirão as estimativas das cheias de projetos.

O principal objetivo dos modelos chuva-vazão é avaliar qual a resposta em termos de vazão de uma dada bacia hidrográfica em função de uma precipitação qualquer. Estes modelos são capazes de estimar a partir da precipitação, as perdas por evaporação, interceptação, infiltração e percolação da água subterrânea e de calcular o escoamento superficial e o escoamento de base.

Atualmente existe uma grande diversidade de modelos desse tipo, desde aqueles baseados em métodos empíricos até aqueles denominados “fisicamente fundamentados”. Esses modelos procuram representar, com grau de detalhamento e complexidade, os diversos processos físicos envolvidos na fase terrestre do ciclo hidrológico.

ELETROBRÁS (1987), recomenda que, dependendo do modelo adotado e das séries de precipitação utilizadas como dados de entrada, deve-se associar os resultados obtidos pela aplicação dessa metodologia com os resultados de outras técnicas para a determinação das vazões de projetos.

3.3.2.5 Métodos Hidrometeorológicos

Os métodos hidrometeorológicos utilizam modelos matemáticos de simulação hidrológica para calcular o hidrograma resultante de um dado evento de precipitação com duração, distribuição temporal e espacial críticas para uma área ou bacia hidrográfica.

A primeira etapa do método é determinar o evento crítico de precipitação e escolher um modelo hidrológico chuva-vazão para transformação do evento e definição do hidrograma de cheia. As precipitações utilizadas na definição do hidrograma de cheia devem ser caracterizadas quanto ao total precipitado, a distribuição espacial e temporal.

As precipitações de projeto podem ser determinadas pelos métodos hidrometeorológicos ou estatísticos. Os métodos hidrometeorológicos partem das condições mais severas das

ocorrências observadas para definir a precipitação máxima provável (PMP). Esse tipo de abordagem considera que o total precipitado tende a crescer à medida que aumenta o teor de umidade do fluxo do ar que alimenta as tempestades. Admite-se que a coincidência entre a máxima precipitação e a máxima umidade não ocorreu no passado devido às flutuações dos demais fatores que influenciam o fenômeno, não impedindo, entretanto, que tal coincidência venha a ocorrer no futuro.

Nos itens seguintes, far-se-á uma breve revisão sobre os modelos matemáticos de geração de séries sintéticas e de transformação chuva-vazão. O detalhamento desses pontos justifica-se pelo fato de constituírem as etapas metodológicas da presente pesquisa, ou seja, aplicar um modelo capaz de gerar séries sintéticas de precipitação e evaporação diárias, transformá-las por meio de um modelo chuva-vazão em escoamentos superficiais, selecionar os eventos máximos de precipitação e analisar as relações de dependência e frequência entre variáveis características de cheias e de precipitação.

3.4 Modelos

3.4.1 Conceito

Conforme Tucci (1998), modelo é a representação de algum objeto ou sistema, estabelecido com o objetivo de entender e buscar respostas para diferentes entradas. Segundo Dooge (1973), sistema é qualquer estrutura, que num dado tempo de referência estabelece relações entre uma entrada, causa ou estímulo de energia ou informação, e uma saída, efeito ou resposta de energia ou informação (vide Figura 3.7).

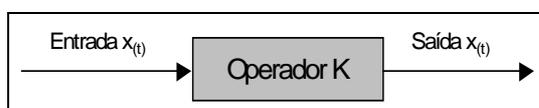


Figura 3.7: Representação de um processo através de um sistema (Adap. Dooge,1973)

No âmbito da hidrologia, modelar deve ser entendido como a representação de um sistema, que busca representar, no todo ou em partes, o comportamento de um processo hidrológico ou de um conjunto de processos, em um dado instante ou intervalo de tempo.

Segundo Mota (1999), o objetivo de um modelo hidrológico é determinar, com eficiência e precisão, os componentes do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica e estimar eficientemente o armazenamento e o transporte da água entre os reservatórios da hidrosfera. Assim, o objetivo da modelagem é representar a realidade para entendê-la e prevê-la. A realidade é, entretanto, complexa e apenas parcialmente conhecida. Essa compreensão parcial é geralmente devida às limitações das técnicas de monitoramento no tempo e no espaço (Beven, 2001).

Os principais tipos de modelos usados em problemas relacionados a recursos hídricos são diferenciados de acordo com os processos físicos representados. Assim, diferentes modelos tratam da representação dos fenômenos hidrodinâmicos, de qualidade de água e hidrológicos.

Os modelos hidrodinâmicos são utilizados em estudos sobre a hidráulica fluvial ou circulação das águas. Frequentemente são empregados para obter a variação das velocidades ao longo do tempo para os modelos de qualidade de água ou transporte de sedimentos, uma vez que estes fenômenos dependem de características hidrodinâmicas dos cursos e corpos d'água.

Modelos de qualidade de água são utilizados na avaliação dos processos ambientais. De fato, a degradação do meio ambiente torna necessário o estudo de mecanismos de recuperação da bacia. Atualmente, estudos com este tipo de modelo vêm sendo conduzidos durante a elaboração de planos diretores de bacias hidrográficas, experimentando problemas de escassez vinculados à má qualidade da água.

Os modelos hidrológicos buscam reproduzir as variáveis características do ciclo hidrológico. O modelo matemático de simulação hidrológica é uma das ferramentas desenvolvidas pela ciência para melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das observadas. Os modelos hidrológicos são de diferentes tipos e são desenvolvidos para diferentes propósitos, todavia, muitos modelos compartilham similaridades estruturais. Um dos tipos mais comuns de modelos hidrológicos são os modelos chuva-vazão, que tratam da conversão da chuva em escoamento fluvial e são utilizados na simulação e previsão de séries temporais de vazão a partir de séries de precipitação.

A Tabela 3.5 sintetiza a aplicação de alguns modelos e suas características em problemas de recursos hídricos.

Tabela 3.5: Modelos utilizados na solução de problemas de recursos hídricos

Nome	Tipo	Estrutura	Características	Usos
Precipitação-Vazão	determinístico, empírico, conceitual	comportamento	calcula a vazão a partir da precipitação	extensão de séries de vazões, dimensionamento, previsão em tempo real, avaliação do uso do solo
Vazão-Vazão	determinístico, empírico, conceitual	comportamento	calcula a vazão de uma seção a partir de um ponto a montante	extensão de séries de vazões, dimensionamento, previsão de cheias
Geração estocástica de vazão	estocástico	comportamento	calcula a vazão com base em características da série histórica	dimensionamento do volume de um reservatório
Fluxo saturado	determinístico	comportamento	determina o movimento, vazão potencial de águas subterrâneas a partir de dados de realimentação, bombeamento, etc.	capacidade de bombeamento, nível de lençol freático, interação no aquífero
Hidrodinâmico	determinístico	comportamento	calcula as características hidráulicas	simulação de alterações do sistema, efeitos de escoamento de jusante
Qualidade de água de rios e reservatórios	determinístico	comportamento	simula a concentração de parâmetros de qualidade da água	impacto de efluentes, eutrofização de reservatórios, condições ambientais
Rede de canais e condutos	determinístico	comportamento e otimização	otimiza os diâmetros dos condutos e verifica as condições de projeto	rede de abastecimento de água, rede de irrigação
Operação de reservatórios	estocástico, determinístico	otimização	determina a operação ótima de sistemas de reservatórios	usos múltiplos
Planejamento e gestão de sistemas múltiplos	estocástico, determinístico	comportamento, otimização e planejamento	simula condições de projeto e operação de sistemas (faz uso de vários modelos)	reservatórios, canais, estações de tratamento, irrigação, navegação fluvial

Fonte: (Adap. Tucci, 1998)

O'Donnell e Canedo (1980), Maidment (1993) e Tucci (1998) apresentam uma ampla discussão sobre os diversos tipos de modelos hidrológicos existentes, realizando uma classificação geral mais detalhada de acordo com as respectivas aplicações em engenharia.

3.4.2 Classificação

A simulação hidrológica é limitada pela heterogeneidade física da bacia e da variação temporal e espacial dos processos envolvidos, o que propicia o desenvolvimento de um grande número de modelos que se diferenciam em função dos dados utilizados, da discretização, das prioridades da representação dos processos e dos objetivos a serem alcançados (Tucci, 1998).

Os modelos podem ser classificados de acordo (i) com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem (estocásticos ou determinísticos), (ii) com o tipo de relações entre essas variáveis (empíricos ou conceituais), (iii) com a forma de representação dos dados (discretos ou

contínuos), (iv) com a concentração espacial dos processos hidrológicos (concentrados ou distribuídos) e (v) com a existência de dependência temporal (estacionários ou dinâmicos).

Se a chance de ocorrência das variáveis é considerada e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, o processo e o modelo são estocásticos. Por outro lado, se a chance de ocorrência das variáveis envolvidas no processo é ignorada e o modelo segue uma lei definida que não é uma função de probabilidades, o modelo e processo são ditos determinísticos (Chow, 1964).

Os modelos determinísticos se baseiam em princípios que pressupõem uma relação direta entre causa e efeito, ou seja, a entrada define a saída dado o estado do sistema. As variáveis ou parâmetros não são descritos como aleatórios; já nos modelos estatísticos e estocásticos, as variáveis e os parâmetros são descritos por meio de distribuições de probabilidade.

Os modelos estocásticos são fundamentados em leis que utilizam variáveis com comportamento aleatório. Um modelo é definido como estocástico quando pelo menos uma das variáveis envolvidas tiver comportamento aleatório. Segundo Barnsley (1999), comportamentos aleatórios são devidos a processos aleatórios e não aleatórios, para os quais o conhecimento e entendimento inadequados ou incompletos os tornam aleatórios. Esses processos somente podem ser modelados com métodos estocásticos.

Os modelos híbridos combinam componentes determinísticos e estocásticos. O tratamento no processo de calibração de parâmetros de um modelo inteiramente determinístico pode torná-lo um modelo híbrido. Isso ocorre, por exemplo, na análise de incerteza de modelagem, se os parâmetros de um modelo determinístico são descritos por distribuições de probabilidade, ou quando se atribui um intervalo de confiança à variável de saída.

Os modelos empíricos, também chamados de *black-box*, ou “caixa preta”, utilizam funções empíricas que não estão diretamente relacionadas aos processos físicos envolvidos; são modelos cujas equações ajustam valores calculados aos dados observados. Em geral, estes modelos são simples e úteis, entretanto, são pouco robustos, uma vez que são específicos para a situação em que foram aferidos. Além disso, os modelos empíricos não possibilitam fazer simulações de mudanças em condições não contempladas na estrutura do modelo.

Os modelos conceituais são aqueles que pelo menos um parâmetro exige calibração, ou seja, as funções utilizadas na sua elaboração levam em consideração formulações empíricas ou físicas parametrizáveis. Em geral, são mais complexos que os empíricos, pois tentam descrever, física e/ou empiricamente, todos os processos que envolvem o fenômeno estudado.

A principal característica dos modelos fisicamente fundamentados encontra-se no objetivo de atribuir um realismo físico à representação do fenômeno (EHR-UFMG, 2001). Esse tipo de modelo busca descrever os mecanismos internos do sistema natural por meio de formulações baseadas em leis da mecânica clássica, da termodinâmica, da química ou da biologia. Quando a modelagem restringe-se à resolução da equação do balanço hídrico na bacia hidrográfica, os modelos fisicamente fundamentados baseiam-se na parametrização das equações fundamentais de Navier-Stokes, resultando no emprego das equações de Saint-Venant para o escoamento turbulento não-permanente a superfície livre, de Darcy para o escoamento em meios porosos saturados e de Richards para o escoamento em meios não saturados.

Os modelos concentrados ou globais ocorrem quando a variabilidade espacial é representada por um único valor médio, utilizando apenas o tempo como variável independente, ou seja, considera-se que todas as variáveis de entrada e saída são representativas de toda área estudada. A bacia hidrográfica é assumida como uma unidade geomorfológica única, admitindo-se que a variabilidade de suas características, tais como, tipo e uso do solo, cobertura vegetal, declividade dos terrenos e outras, pode ser representada por valores médios. Este tipo de estrutura é adotada geralmente em bacias pequenas, onde a distribuição espacial dos parâmetros e variáveis não compromete os resultados para o estudo desejado.

Nos modelos distribuídos, as variáveis e os parâmetros dependem do espaço e do tempo. Os modelos distribuídos dividem o sistema em elementos que são considerados homogêneos quanto às propriedades avaliadas, representando a variabilidade temporal e espacial.

Os modelos estacionários ou permanentes descrevem o fenômeno em determinado momento, os parâmetros não variam com o tempo, ou seja, as variações temporais não são consideradas e os parâmetros do modelo permanecem constantes ao longo da simulação.

Nos modelos dinâmicos ou transitórios, as propriedades podem variar temporalmente, sendo as variáveis tidas como funções do tempo. A opção de modificar os parâmetros é adotada para

modelos que reproduzem fenômenos que mudam de comportamento segundo intervalos de valores pré-definidos, como na previsão de curto prazo.

Os modelos podem ser de simulação contínua ou por eventos. Os modelos por evento reproduzem uma cheia em um ponto de controle de uma bacia hidrográfica, a partir de um evento de precipitação de origem. Os modelos de simulação contínua reproduzem o balanço hídrico por longos períodos, contemplando o cálculo de vazões, mesmo na ausência de precipitação. Os modelos de simulação contínua podem ser empregados também para a reprodução de eventos isolados. Entretanto, os modelos por evento geralmente não podem ser utilizados para simulação contínua.

A classificação dos modelos quanto ao tempo faz-se também por referência ao intervalo de cálculo dos fluxos na bacia hidrográfica, o chamado passo de cálculo Δt . Modelos hidrológicos são compostos por equações algébricas empíricas e por um conjunto de equações diferenciais que, muitas vezes, não possuem solução analítica. Além disso, variáveis hidrológicas nem sempre são registradas de forma contínua. Portanto, métodos numéricos devem ser empregados para permitir a discretização das equações dos modelos em intervalos de tempo finitos. Em função da disponibilidade de informação e dos fins da modelagem, o Δt pode ser mensal, diário, horário ou inferior à hora.

Os modelos podem ser lineares ou não-lineares, tanto do ponto de vista da teoria de sistemas quanto do ponto de vista estatístico. Um modelo é considerado linear, pela teoria de sistemas, se o princípio da superposição é respeitado. No sentido estatístico, o modelo é dito linear se uma variável de saída y , encontra-se associada à variável de entrada x , por meio de uma equação linear do tipo $y = a + bx$. Observe que, de acordo com esse ponto de vista, o modelo é linear, mas o princípio da superposição não se aplica, uma vez que $y_1 + y_2 \neq a + b(x_1 + x_2)$.

Os modelos geralmente descrevem processos com diferentes níveis de detalhamento e diferentes escalas de tempo. Discussões sobre aspectos relacionados à classificação de modelos podem ser encontrados em Maidment (1993), Tucci (1998) e Vertessy *et al.* (1993).

Freqüentemente, as decisões de projeto requerem informações advindas de algum tipo de modelo hidrológico, sejam eles determinísticos, estocásticos ou uma combinação desses. A complexidade advinda da heterogeneidade física da bacia, bem como dos processos

envolvidos, propicia o desenvolvimento dos modelos que se diferenciam em função dos dados utilizados, da discretização temporal, das prioridades de representação dos processos e dos objetivos a serem alcançados.

3.5 Modelos para Geração de Séries Sintéticas de Precipitação e Evaporação

A utilização de modelos matemáticos em recursos hídricos é baseada em três condições fundamentais: dados históricos disponíveis, objetivos do estudo e metodologia. A representação dos processos requer diferentes níveis de precisão de acordo com o objetivo. Esta precisão depende da quantidade de dados disponíveis para aferir a metodologia.

A disponibilidade dos dados quanto à sua distribuição temporal e espacial é uma das maiores limitações da hidrologia. A geração de séries sintéticas, a partir de séries históricas, é uma alternativa para essa deficiência. A série sintética é o resultado da associação de séries de dados reais com números aleatórios produzidos por algoritmos computacionais a fim de gerar seqüências temporais que se assemelham aos dados climáticos reais (Wilks, 1999b).

As séries sintéticas possibilitam a previsão do número, magnitude e distribuição dos eventos que poderão ocorrer em um determinado espaço de tempo futuro. Isso permite sua aplicação em modelos de predição, que utilizam, ao invés de dados observados, dados que representam uma projeção futura do comportamento climático da localidade. O conhecimento da distribuição das precipitações no espaço e no tempo é importante para o projeto de estruturas hidráulicas. No Brasil, a aplicação destes procedimentos apresenta um grande potencial, tendo em vista o fato da extensão das séries históricas disponíveis ser reduzida.

Normalmente, a geração de séries sintéticas de elementos climáticos é viabilizada pela aplicação de modelos computacionais especialmente desenvolvidos para esta finalidade, denominados de geradores climáticos. Estes geradores são probabilísticos ou estocásticos, ou seja, utilizam variáveis aleatórias que seguem distribuições estatísticas específicas. Uma característica de tais modelos é que seus resultados podem ter diferentes valores cada vez que o modelo é aplicado, considerando que são utilizados em cada simulação números gerados aleatoriamente para representar a variabilidade dos fenômenos naturais (Portugal, 1983).

Os geradores climáticos são comumente usados porque são de fácil calibração, objetivos e de rápida implementação, sendo que, freqüentemente, apresentam escala de tempo diária. Porém, uma das limitações dos geradores climáticos está no fato de que os elementos gerados para diferentes localidades não reproduzem a alta correlação espacial que é observada nos elementos climáticos reais. Devido a importância destas correlações, esforços têm sido feitos para melhorar o desempenho das variações espaciais e temporais destas séries, principalmente para a precipitação (Wilks, 1999a).

Na literatura existente constam várias referências envolvendo o desenvolvimento de modelos para geração de séries sintéticas de dados climáticos. Dentre esses, podem ser citados os seguintes: CLIGEN – *Climate Generator* (Nicks *et al.*, 1995), WGEN – *Weather Generator* (Richardson, 1985), USCLIMATE (Hanson *et al.*, 1994) e *Weather Data Manager* (Pickering *et al.*, 1994).

3.5.1 Princípios para geração de série Sintética

Um número aleatório é definido como aquele selecionado de forma casual a partir de uma população de variáveis aleatórias de distribuição de probabilidades especificada, de tal maneira que cada número possui a mesma chance de ser sorteado (Haan, 1994). As observações aleatórias podem ser geradas a partir de distribuições de probabilidades por meio das funções acumuladas de probabilidades que modelam a variável aleatória hidrológica contínua. Tomando-se a probabilidade de não excedência como uma variável uniformemente distribuída entre 0 e 1, é possível gerar conjuntos sintéticos da variável hidrológica em questão. Isto é, para qualquer variável aleatória X com função densidade de probabilidade $f_x(x)$, a função, dada pela equação a seguir, pode ser considerada uniformemente distribuída no intervalo $[0,1]$.

$$F_x(x) = \int_{-\infty}^x f_x(x) dx \quad (3.2)$$

A função inversa de $F_x(x)$ irá produzir um número aleatório X , distribuído conforme $f_x(x)$. Para as distribuições de probabilidade que não possuem forma inversa, métodos numéricos devem ser aplicados para a solução de tais equações. Para algumas dessas distribuições

existem tabelas geradas numericamente ou rotinas programadas para obtenção das soluções desejadas.

As relações estabelecidas entre distribuições de probabilidades também podem ser utilizadas no processo de geração de dados. Por exemplo, as variáveis gama com valores inteiros do parâmetro de forma η podem ser geradas, admitindo-se η valores gerados a partir de uma distribuição exponencial, uma vez que a variável gama com valores inteiros de η corresponde à soma de η variáveis exponenciais, cada qual com parâmetro de escala específico λ .

As técnicas para geração de dados, denominadas de simulação *Monte Carlo*, têm sido amplamente utilizadas em hidrologia. O método *Monte Carlo* é um método estatístico utilizado há bastante tempo em simulações estocásticas, como forma de obter aproximações numéricas de funções complexas. Este método envolve a geração de observações da distribuição de probabilidades e o uso da amostra obtida para aproximar a função de interesse.

O uso da simulação estocástica em hidrologia não é recente. Segundo Haan (1994), em 1927, Sudler gerou 1.000 anos de registros de vazão anual para o desenvolvimento de distribuições de probabilidades que modelassem a capacidade de reservatórios. Chow (1964) mostrou que riscos e incertezas, associados com investimentos propostos, podem ser estimados pelo uso de múltiplas seqüências de dados gerados.

Uma das primeiras etapas no desenvolvimento de estimativas de projeto é a seleção do modelo. Assim que o modelo estocástico é selecionado, seus parâmetros devem ser estimados a partir dos dados históricos, pois os parâmetros são funções de variáveis aleatórias, que também constituem variáveis aleatórias. Além disso, os estimadores de quantis obtidos pelo uso do modelo são variáveis aleatórias, já que são dependentes dos parâmetros do modelo.

A maioria dos modelos estocásticos requerem a estimação de muitos parâmetros. A pouca disponibilidade de registros pode tornar a estimação de parâmetros inadequada para um determinado local. Segundo Haan (1994), uma abordagem regional para estimação de parâmetros pode auxiliar nessa situação. Em geral, a variância de um parâmetro estimado é uma função decrescente com o tamanho da amostra. Quanto maior a amostra, menor a variância dos parâmetros estimados. Isto implica no fato de que a variância da estimativa de projeto diminuirá quando o tamanho da amostra aumentar. O procedimento geral para

determinar a distribuição de probabilidades dos erros de previsão como função do tamanho da amostra é apresentada em Haan (1972).

A aplicação dos métodos de simulação de *Monte Carlo* não irá melhorar ou superar os defeitos da amostra (Fiering, 1966). O melhor que a simulação pode fazer é gerar um conjunto de dados cujas propriedades estatísticas sejam semelhantes às propriedades da amostra usada na estimação dos parâmetros populacionais. Além disso, dados gerados estocasticamente estão sujeitos aos mesmos erros de amostragem que os dados naturais. Por isso, a geração de dados também tem sido utilizada para estudar erros de amostragem.

3.5.2 Modelos Estocásticos

O termo estocástico vem da palavra grega *stokos* e significa ‘aleatório’, ‘suposição’ ou ‘adivinhação’. Um processo estocástico é uma coleção de variáveis aleatórias indexadas pelo tempo. A finalidade do estudo dos processos estocásticos é compreender o comportamento da trajetória de um sistema com objetivo de fazer previsões das realizações futuras do sistema.

Os principais modelos estocásticos referem-se a: processo de Bernoulli, processo de Poisson, modelos estocásticos puramente aleatórios, processos de Markov de primeira ordem, processo de Markov de primeira ordem com periodicidade, modelos regressivos de alta ordem, modelos de Markov para múltiplos locais e modelos de cadeia de Markov de primeira ordem.

3.5.2.1 Processos de Bernoulli e de Poisson

Os processos de Bernoulli e de Poisson são dois modelos clássicos utilizados para análise de variáveis aleatórias. Se, em um dado intervalo discreto de tempo e de forma independente deste e de ocorrências prévias, um evento ocorre com probabilidade p de sucesso ou não ocorre com probabilidade $q=1-p$ de falha, diz-se tratar de um processo de Bernoulli. Por outro lado, modelos estocásticos de Poisson são processos discretos numa escala de tempo contínua, constituindo a variável aleatória o número de eventos em um intervalo de tempo Δt qualquer.

3.5.2.2 Modelo Estocástico Puramente Aleatório

O modelo estocástico puramente aleatório constitui o processo mais simples para geração de dados. Esses modelos consideram que os eventos são independentes entre si e que ocorrem

em intervalos de tempo discretos e equidistantes, com distribuição de probabilidades da população conhecida. Nesse caso, o processo de geração resume-se simplesmente em obter uma amostra de observações aleatórias a partir da distribuição de probabilidades univariadas que modela o evento. As desvantagens desse tipo de modelo estão relacionadas à incerteza quanto à verdadeira distribuição de probabilidades da população, à estimação de seus parâmetros e à premissa de independência serial.

3.5.2.3 Processos de Markov de Primeira Ordem

Muitas séries temporais exibem significativa correlação serial, isto é, o valor da variável aleatória sob consideração depende do valor da variável aleatória do período precedente. A correlação da variável aleatória X para o tempo presente com o valor desta k períodos anteriores é denotada por $\rho_x(k)$ e denominada coeficiente de correlação serial de k ésima ordem. Se $\rho_x(k)$ pode ser aproximado por $\rho_x(k) = \rho_x^k(1)$, ou seja, as correlações para espaços de tempo maiores que 1 não são importantes, então a série temporal da variável aleatória X pode ser modelada por um processo de cadeia de Markov de primeira ordem, definido pela seguinte equação:

$$X_{i+1} = \mu_x + \rho_x(1) \times (X_i - \mu_x) + \varepsilon_{i+1} \quad (3.3)$$

em que:

- X_i = valor da variável para o tempo i ;
- μ_x = média de X ;
- $\rho_x(1)$ = correlação serial de primeira ordem;
- ε_{i+1} = componente aleatória com $E(\varepsilon) = 0$ e $VAR(\varepsilon) = \sigma_\varepsilon^2$.

Essa equação expressa que o valor de X em um tempo qualquer depende apenas de seu valor no período imediatamente precedente, somado a uma componente aleatória. Essa, por sua vez, independe do valor de X do período anterior.

Se as distribuições de X são $N(\mu_x, \sigma_x^2)$, ou seja, X é normalmente distribuído com média μ_x e variância σ_x^2 , então a distribuição de ε é $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$, de onde podem ser selecionados valores de ε_{i+1} para gerar valores aleatórios de X_{i+1} .

Os modelos de geração de X 's, cujos valores são distribuídos segundo uma $N(\mu_x, \sigma_x^2)$ e que atenda aos princípios da Cadeia de Markov de primeira ordem, são construídos conforme a equação a seguir, cujos parâmetros μ_x , σ_x e ρ_x devem ser estimados a partir dos dados observados, com t_{i+1} obtido para uma $N(0,1)$:

$$X_{i+1} = \mu_x + \rho_x(1) \times (X_i - \mu_x) + t_{i+1} \sigma_x \sqrt{1 - \rho_x^2} \quad (3.4)$$

Nessa equação, supõe-se que $t \sigma_x \sqrt{1 - \rho_x^2}$ é distribuído conforme uma $N(0,1)$. O efeito de X_1 pode ser eliminado, desprezando-se os primeiros 50 ou 100 valores gerados. Esse método pode ser aplicado também ao logaritmo dos dados, por meio da transformação $Y = \ln X$.

3.5.2.4 Processo de Markov de Primeira Ordem com Periodicidade

O processo de Markov de primeira ordem com periodicidade refere-se a uma generalização dos modelos de cadeia de Markov de primeira ordem, os quais assumem estacionariedade do processo apenas nos três primeiros momentos (média, variância e coeficiente de assimetria), por tornarem possível que a periodicidade dos dados seja levada em conta em períodos de determinada extensão (estações). Muitas variáveis hidrológicas ou climáticas apresentam um ciclo anual bem definido em muitas regiões, tornando necessária tal abordagem. Esse tipo de modelo é representado por:

$$X_{i,j+1} = \mu_{x,j+1} + \rho_{x,j} \frac{\sigma_{x,j+1}}{\sigma_{x,j}} (X_{t,j} - \mu_{x,j}) + t_{i,j+1} \sigma_{x,j+1} \sqrt{1 - \rho_{x,j}^2} \quad (3.5)$$

sendo que $\mu_{x,j}$ refere-se a média de X na j ésima estação, estimado por:

$$X_j = \sum_{i=1}^n \frac{X_{ij}}{n} \quad (3.6)$$

onde:

- n = número de anos de dados
- $X_{i,j}$ = valor do dado na j ésima estação do i ésimo ano
- $\rho_{X,j}$ = coeficiente de correlação serial entre valores sucessivos em estações sucessivas

Em qualquer aplicação, os parâmetros populacionais devem ser estimados a partir dos dados amostrais. O modelo de Markov de primeira ordem pode ser generalizado, também para modelos sazonais por variáveis Gama (Haan, 1994) e aplicado aos logaritmos dos dados originais. A desvantagem desse método é a necessidade de estimação de um grande número de parâmetros, isto é, para cada estação média, a variância e o coeficiente de correlação serial de primeira ordem devem ser estimados.

3.5.2.5 Modelos Autoregressivos de Alta Ordem

Os modelos autoregressivos de alta ordem referem-se a uma generalização dos modelos dados pelo processo de cadeia de Markov, que incluem os efeitos de mais de um período precedente. São também denominados modelos de Markov de alta ordem e representados por:

$$X_{i+1} = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_m X_m + \varepsilon_{i+1} \quad (3.7)$$

na qual X representa os valores dos dados observados (ou os logaritmo desses) e os coeficientes β sintetizam as relações de dependência de X_{i+1} com as i ésimas observações.

Esse tipo de modelo permite incorporar no processo de geração as influências lineares nos dados de um período, causadas por dados de períodos anteriores.

3.5.2.6 Modelos de Markov para Múltiplos Locais

Os modelos de Markov para múltiplos locais, em inglês *multi-site*, advêm da necessidade de gerar dados simultâneos de duas ou mais variáveis aleatórias, ou de uma mesma variável aleatória para dois ou mais locais diferentes.

Se as séries temporais das variáveis consideradas são independentes, as técnicas para geração de dados para um único local podem ser aplicadas para cada variável aleatória de forma independente. Nas situações em que o comportamento simultâneo de duas ou mais variáveis deve ser considerado na geração de dados, de forma a preservar a correlação entre os dados de diferentes locais, aplica-se o modelo de geração *multi-site*, que trata, também, de uma generalização do modelo apresentada no processo de cadeia de Markov de primeira ordem, adaptado para os locais hipotéticos h e j , de forma a preservar as características estatísticas de ambos os locais ou variáveis.

3.5.2.7 Modelos de Cadeia de Markov de Primeira Ordem

Os modelos de Cadeia de Markov de primeira ordem são aqueles cuja propriedade principal é considerar que o valor da variável do processo no tempo discreto t , ou seja, X_t , depende apenas de seu valor no estado $t-1$, ou seja:

$$prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i, X_{t-2} = a_2, k, X_0 = a_q) = prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i) \quad (3.8)$$

A probabilidade condicional dada pelo segundo membro da equação acima representa a probabilidade da variável do processo no tempo t estar no estado a_j , dado que no tempo $t-1$ ela estava no estado a_i . Um estado é definido com uma subdivisão dos valores da variável X_t em intervalos discretos.

A $prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i)$ é a probabilidade de que o processo faça a transição do estado a_i para o estado a_j em um período de tempo ou passo, usualmente representada por $P_{ij}(t)$, designando um elemento da chamada matriz de probabilidade de transição. Se P_{ij} independe de t , isto é $P_{ij}(t) = P_{ij}(t + \tau)$ para todo t e τ , então a cadeia de Markov é dita homogênea e, nesses casos,

$$prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i) = p_{ij}; \quad \forall t \quad (3.9)$$

Cadeias de Markov de ordens superiores à unidade podem ser definidas para representar processo estocásticos de forma que o valor dos processos para um dado tempo t dependa de um conjunto de valores precedentes. Uma cadeia de Markov de n -ésima ordem é dada por:

$$prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i, X_{t-2} = a_2, k, X_0 = a_q) = prob(X_t = a_j / X_{t-1} = a_i, X_{t-2} = a_2, k, X_{t-n} = a_p) \quad (3.10)$$

Existe uma grande diversidade de modelos estocásticos que podem ser aplicados em hidrologia, muitos deles resultando de combinações de modelos pré-existentes ou que utilizam os mesmos princípios dos modelos apresentados.

A Cadeia de Markov descreve bem a tendência de agrupamento seqüencial dos dias chuvosos e secos, que apresentam, entre si, uma dependência estocástica (Viana *et al.*, 2000). A primeira ordem deste modelo é utilizada para determinar a probabilidade de ocorrência ou não de chuvas, considerando-se o fato de que a probabilidade de ocorrência de precipitação em um dia qualquer, depende da ocorrência ou não de chuva no dia anterior (Nicks e Harp, 1980).

Williams *et al.* (1984), também utilizaram a cadeia de Markov de primeira ordem para determinar estocasticamente a ocorrência ou não de precipitação no modelo EPIC. Nos dias chuvosos, a precipitação total diária foi calculada utilizando-se uma distribuição Pearson tipo III, que utiliza, como dados de entrada, os valores mensais da média, desvio padrão e coeficiente de assimetria da precipitação total diária observada na série histórica.

A distribuição de freqüência do total precipitado tem sido estimada pela distribuição de probabilidade Gama por muitos pesquisadores. Essa distribuição tem-se mostrado adequada para calcular a precipitação total diária, sob as mais variadas condições climáticas. Melo (1989), determinou as precipitações dependentes diárias em níveis de probabilidade compreendidos entre 0,05 e 0,95 mediante o ajuste da distribuição Gama de dois parâmetros. Os resultados obtidos mostraram que este modelo foi capaz de gerar, em primeira aproximação, as precipitações dependentes diárias nos níveis de probabilidade selecionados.

Uma grande dificuldade relacionada com o desenvolvimento de modelos hidrológicos é a validação dos resultados obtidos. Diversos procedimentos estatísticos convencionais têm sido utilizados para este fim, tais como testes de comparação de médias, como o teste *t*, testes de comparação de variâncias (desvio padrão) como o teste *F*, intervalos de confiança e outros, a diferentes níveis de probabilidade, e para comparação de freqüências de dados agrupados são normalmente utilizados os testes de aderência do Qui-quadrado e Kolmogorov-Smirnov. Entretanto, o emprego desses testes não garante resultados conclusivos com relação ao desempenho do modelo.

3.6 Modelos para Transformação Chuva-Vazão

Os modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão procuram simular o ciclo hidrológico, ou seja, dada a precipitação sobre sua bacia hidrográfica, o modelo simula a vazão na seção exutória correspondente. Os modelos são usados para simular situações hipotéticas com o objetivo de avaliar impactos de alterações ocorridas no uso e ocupação do solo, atuando também na prevenção de impactos ambientais e hidrológicos, tais como: vazão e infiltração decorrentes de chuvas intensas, construção de reservatórios, efeito do impacto da urbanização numa bacia e desmatamento.

A diversidade dos modelos hidrológicos é propiciada pela heterogeneidade física das bacias e dos processos envolvidos, que se diferenciam em função dos dados utilizados, da discretização temporal, das prioridades de representação dos processos e dos objetivos a serem alcançados.

Os modelos chuva-vazão devem incorporar a descrição da distribuição espacial da precipitação; modelar, reproduzir e descrever as perdas por interceptação, evaporação e depressões do solo; o fluxo através do solo pela infiltração, percolação e contribuição às reservas de água subterrâneas, escoamento superficial, sub-superficial e em canais. A Figura 3.8 apresenta um fluxograma dos processos a serem simulados por um modelo-chuva-vazão.

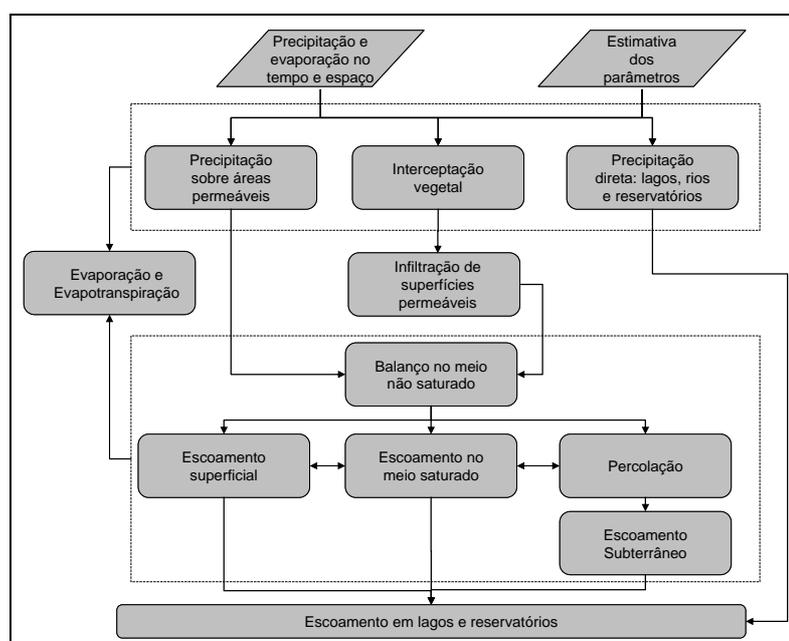


Figura 3.8: Fluxograma dos Modelos Hidrológicos (Adap. Tucci, 1998)

A seleção de um modelo apropriado para uma bacia hidrográfica particular deve considerar o objetivo do projeto, as características da bacia e do rio, a disponibilidade de dados e o conhecimento do modelo. A Tabela 3.6 mostra alguns dos modelos mais conhecidos e utilizados, associados aos seus respectivos atributos.

Tabela 3.6: Exemplos de Modelos Hidrológicos de Uso Corrente

Nome do Modelo	Autor	Considerações
Stanford Watershed Model (SWM)	Crawford e Linsley (1966)	Contínuo, simulador hidráulico e hidrológico dinâmico ou de estado permanente e também de processos de qualidade da água
Hydrology Engineering Center-Hydrologic Modeling System (HEC-HMS)	Feldman (1981) HEC (1981,2000)	Conceitual, semi-distribuído, por evento
Streamflow Synthesis e Reservoir regulation Model (SSARR)	Rockwood (1982) U. S. Army Corps of Engineers (1987)	Modelo de simulação de vazões contínuo e concentrado
National Weather Service-River Forecast System (NWS-RFS)	Burnash <i>et al.</i> (1973) Burnash (1975)	Concentrado, sistema de previsão contínua
Tank	Sugawara <i>et al.</i> (1974), Sugawara (1995)	Modelo de simulação contínuo, semi-distribuído ou concentrado
Xinanjiang	Zhao <i>et al.</i> (1980) Zhao e Liu (1995)	Modelo de simulação concentrado contínuo
Système Hydrologique Européen / Système Hydrologique Européen Sediment (SHE/SHESED)	Abbott <i>et al.</i> (1896), Bathurst <i>et al.</i> (1987)	Modelo de simulação de escoamentos superficial e sedimentos, fisicamente fundamentado, distribuído e contínuo
Physically-Based Streamflow Production Model (Top Model)	Beven e Kirkby (1976, 1979) Beven (1995)	Modelo de simulação hidrológica contínuo, distribuído fisicamente baseado
Arno	Todini (1988, 1996)	Modelo de simulação chuva-vazão contínuo e semi-distribuído
Soil Water Assessment Tool (SWAT)	Arnold <i>et al.</i> (1998)	Modelo de simulação contínuo, conceitual e distribuído

Adap. Singh e Woolhiser, 2002.

O artigo de Singh e Woolhisher (2002) constitui boa fonte de referência sobre modelos matemáticos de simulação chuva-vazão, pois descrevem uma ampla gama de modelos desse tipo. Além disso, esses autores fornecem uma perspectiva histórica do desenvolvimento e aplicação desse tipo de modelos.

O uso da técnica de simulação com modelos conceituais chuva-vazão determinísticos pressupõe quatro fases distintas: escolha do modelo, calibração de seus parâmetros, validação do modelo calibrado e aplicação. O uso dessa técnica requer o conhecimento detalhado da

região onde será aplicada, da estrutura do modelo escolhido, da qualidade dos dados disponíveis e do desempenho do processo de calibração do modelo. O usuário do modelo chuva-vazão deve escolher que tipo de simplificação do sistema real mais se conforma aos propósitos de seu estudo, condicionado aos dados que estejam disponíveis.

3.6.1 Métodos de Calibração

Os modelos hidrológicos destinados ao estudo de grandes bacias hidrográficas, por serem capazes de representar um maior número de processos hidrológicos, são mais complexos e envolvem uma grande quantidade de parâmetros, os quais devem ser ajustados por meio de calibração ou medições de campo. A calibração tem como objetivo determinar os valores dos parâmetros do modelo, podendo ser por tentativa e erro ou automática.

Na década de 60, iniciou-se a pesquisa por procedimentos automáticos para a calibração dos modelos chuva-vazão. Esse processo pode ser entendido como a busca pelo conjunto de parâmetros do modelo que, a partir de um determinado critério de busca, permite que o modelo obtenha uma resposta que se aproxima ao máximo das séries observadas (Dawdy e O'Donnel, 1965).

No método automático, a busca por um vetor adequado de parâmetros, através de métodos matemáticos de otimização, é feita pela minimização de uma função objetivo que mede o desvio entre as séries de vazão observada e simulada. A função objetivo é a representação matemática desta diferença, a calibração busca um vetor de parâmetros representativo capaz de achar o ponto ótimo da função. A cada passo, o algoritmo calcula um novo valor da função objetivo, compara com o último valor calculado e segue na direção do valor ótimo para a função objetivo, quando então se verifica a convergência e encerra-se o processo iterativo. O processo termina ao ser encontrado um ponto ótimo da função.

Johnson *et al.* (1976) constataram que a superfície de resposta apresenta descontinuidades causadas pela própria estrutura do modelo, o que dificulta o uso de métodos de otimização que utilizam as derivadas primeiras e segundas da função-objetivo em relação aos parâmetros do modelo.

O método de busca direta, modificado a partir de Rosenbrock (1960), baseia-se no cálculo e comparação de valores da função objetivo, buscando o seu valor mínimo. Apesar de vários

trabalhos fazerem uso de métodos diretos (Dawdy e O'Donnel, 1965; Nash e Sutcliffe, 1970; Johnston, 1973; Canedo, 1979), esses algoritmos apresentam limitações matemáticas, com problemas de convergência. Além do método de otimização matemática por direções rotativas de Rosenbrock (1960), podem ser citados outros métodos baseados em busca direta tradicionalmente utilizados em modelagem hidrológica, como os dos poliedros flexíveis (Nelder e Mead, 1965) e busca de trajetórias (Hooke e Jeeves, 1961).

No âmbito da discussão sobre os diferentes métodos de calibração, cabe ressaltar outros aspectos relativos aos dados, à estrutura do modelo e à função objetivo empregada na calibração. Por exemplo, no que tange aos dados, Canedo (1979) procurou avaliar o tamanho ideal da amostra na fase de calibração, concluindo que um período de 3 anos já se revela aceitável, enquanto que um período de 5 anos poderia ser considerado, em termos práticos, como ideal. Já no que diz respeito à função objetivo, Madsen (2002) apresenta uma crítica às funções de um único objetivo, como por exemplo a soma dos erros quadráticos entre as vazões simuladas e observadas, mostrando que, recentemente, rotinas que utilizam formulações multi-objetivo, com prioridades dos objetivos fornecidas pelo usuário, têm sido introduzidas em modelagem chuva-vazão, citando os trabalhos de Lindström (1997), Liong *et al.* (1996), Gupta *et al.* (1998), Yapo *et al.* (1998) e Boyle *et al.* (2000).

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

Uma das dificuldades relacionadas à análise de sensibilidade é a determinação dos parâmetros do modelo. Duan *et al.* (1992), confirmam os resultados apresentados em trabalhos anteriores, demonstrando as dificuldades para a obtenção do conjunto ótimo de parâmetros, oriundas, por exemplo, da interdependência entre os parâmetros, resultante da parametrização excessiva dos modelos.

A análise de sensibilidade é importante para a determinação dos valores das restrições que devem ser impostas a todos os parâmetros no início da calibração. As restrições, por sua vez, permitem aduzir aos parâmetros dos modelos um significado físico.

Não existe um conjunto único de parâmetros capaz de representar os processos hidrológicos, devido às incertezas inerentes aos dados, simplificações do modelo e representatividade dos parâmetros. Existem várias soluções possíveis, que de forma adequada darão a resposta desejada (Beven e Binley, 1992).

3.6.2 Significado Físico dos Parâmetros de um Modelo Hidrológico

Em modelos chuva-vazão, recomenda-se que os métodos de otimização utilizados incorporem a aplicação de restrições aos parâmetros, evitando-se assim que, ao final de um processo de calibração, os valores dos parâmetros fiquem destituídos de qualquer significação física. Os parâmetros com significado físico devem ser previamente estimados, condicionados pelo uso de restrições a assumir valores viáveis na região em estudo, uma vez que valores irreais, mesmo que conduzam a uma boa aderência na calibração, poderão colocar em risco as previsões.

Vários trabalhos na literatura abordam os significados físicos dos parâmetros de um modelo. Há trabalhos sobre sensibilidade de parâmetros em modelos hidrológicos como o SIXPAR (Sorooshian *et al.*, 1983) e o WATFLOOD (Kowen, 1988). Quanto à importância do significado físico dos parâmetros de modelos hidrológicos, em especial quanto à questão da umidade do solo, Kuczera (1983) conduziu estudo para avaliar a inclusão de dados de umidade do solo para melhorar o desempenho do modelo na identificação do conjunto ótimo de parâmetros. Pode-se ainda exemplificar o modelo tipo chuva-vazão concentrado NAM, utilizado por Madsen (2002), que pode ser alimentado com informações físicas como o perfil de umidade do solo e a recarga subterrânea, de forma a reforçar a preocupação com o desenvolvimento de modelos em base física.

3.6.3 Incertezas Associadas ao Processo de Modelagem

No início da década de 70, a maior preocupação, na literatura, era com a avaliação analítica das incertezas associadas aos processos de modelagem hidrológica, através da análise dos

erros da resposta dos modelos, conforme descrito nos trabalhos de Cornell (1972), Aitken (1973) e Wood (1976).

A qualidade dos dados de entrada, especialmente os de precipitação, e seu efeito na calibração e resposta dos modelos hidrológicos, motivou a publicação de vários trabalhos, dentre eles os de Troutman (1982) e de Xavier (2002). Grayson *et al.* (1992) destaca que a incerteza raramente é considerada em detalhe pelos formuladores dos modelos. Para a análise dos erros, adotam-se técnicas como:

- curva de massa residual (diagrama de Rippl rebatido sobre o eixo das abscissas);
- gráfico comparativo entre vazões observadas x estimadas;
- comparação entre as curvas de permanência de vazões observadas x estimadas.

Troutman (1982) e Kuczera (1983) apresentam uma breve revisão de índices e diagnósticos para auxiliar na avaliação da confiabilidade da estimativa dos parâmetros e na detecção de possíveis problemas na estruturação dos modelos, destacando os seguintes procedimentos:

- plotagem dos resíduos (ou erros) *versus* a vazão prevista - para verificação de tendências e comportamento da variabilidade dos resíduos;
- plotagem dos resíduos *versus* tempo – para analisar o comportamento do modelo nos meses secos e úmidos;
- plotagem dos resíduos em papel probabilístico normal – para verificar se os erros seguem uma distribuição normal, validando a hipótese assumida sobre a estrutura de erros em modelos chuva-vazão;
- contagem do número de resíduos positivos, negativos e inversões positivo negativo e vice-versa – para averiguar se há super-estimativa ou sub-estimativa das vazões geradas pelo modelo em determinado período ou na maior parte do tempo;

- cálculo da estimativa do erro quadrático médio na predição de vazões – aumenta em virtude de erros nos parâmetros, permitindo obter a sensibilidade e importância de cada parâmetro na resposta do modelo.

Finalmente, sob o ponto de vista espacial, a análise geoestatística vem sendo empregada com sucesso na projeção de campos espaciais de variáveis hidrológicas e de suas correspondentes incertezas, através de mapas de variância (Lou, 2004).

Nesse capítulo foi realizada a revisão dos instrumentos necessários à construção das longas séries de precipitação e vazão, as quais constituirão as séries paradigmas para realizar o estudo das relações de dependência e frequência entre precipitações, vazões e volumes característicos de cheias, e das condições antecedentes de umidade do solo. No capítulo seguinte, metodologia, serão descritos os experimentos para atender os objetivos do trabalho e a maneira como será conduzida a determinação das relações de dependência entre as variáveis e os impactos nas respectivas curvas marginais de frequência.

4 METODOLOGIA

4.1 Introdução

Através da revisão da literatura apresentada, pôde-se constatar que grande parte das pesquisas anteriores tem utilizado as técnicas de geração de séries sintéticas de precipitação, evaporação e modelagem chuva-vazão, porém de modo isolado e estanque. Para alcançar os objetivos propostos de construção de longas séries sintéticas de variáveis hidrológicas e de análise das relações de frequência entre precipitações e enchentes raras, esta dissertação busca integrar as técnicas mencionadas de acordo com as seguintes etapas sequenciais:

- Geração de séries sintéticas estocásticas de precipitação diária;
- Geração de séries sintéticas estocásticas de evapotranspiração diária;
- Modelo de transformação chuva-vazão;
- Análise das relações de frequência entre eventos de precipitação e cheias.

A Figura 4.1 apresenta a estrutura geral da metodologia aqui proposta.

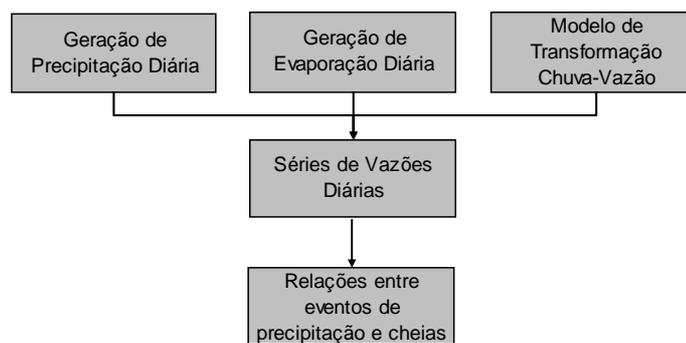


Figura 4.1: Estrutura Geral da Metodologia

A geração de séries sintéticas tem como objetivo a obtenção de uma quantidade de registros maior que a existente, com as mesmas características estatísticas dos dados observados. Na presente dissertação, foram utilizados dois modelos para geração de séries sintéticas de precipitação diária: *Stochastic Climate Library*, versão 2.0b (SCL), elaborado pela *Catchment*

Modeling Toolkit, disponível mediante acesso à URL (<http://www.toolkit.net.au/cgi-bin/WebObjects/toolkit>), e o modelo proposto por Lima (2004), o qual é integralmente baseado no primeiro, à exceção do uso da distribuição de probabilidades de Pareto para eventos extremos.

O modelo para geração de séries diárias sintéticas de variáveis climáticas, com destaque para a evaporação, é multivariado, autoregressivo de primeira ordem e condicionado ao estado anterior da precipitação. De acordo com a ocorrência de precipitação em um certo dia, as variáveis evaporação e a temperatura máxima diária são separadas em dois grupos. Um modelo multivariado é usado para cada grupo, com sazonalidade mensal. Em seguida, os dados mensais gerados para o clima são modificados por meio do modelo mensal de Thomas-Fiering (Thomas e Fiering, 1962). Após a geração das séries sintéticas para a bacia hidrográfica, utiliza-se um modelo chuva-vazão devidamente calibrado para simular os processos hidrológicos da bacia hidrográfica, relativos à fase terrestre do ciclo hidrológico, utilizando as séries obtidas pelo modelo estocástico para gerar as correspondentes séries diárias de vazões.

Para a transformação das séries sintéticas de precipitação e evaporação em vazões diárias, utilizou-se o modelo Rio Grande. Este modelo foi desenvolvido pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, como parte de pesquisa encomendada pelo Departamento de Planejamento Hidroenergético da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), e encontra-se descrito em detalhes em Naghettini *et al.* (2002). A escolha do modelo foi baseada na sua aplicabilidade a bacias hidrográficas brasileiras e pelos resultados obtidos na simulação contínua de vazões em relação à qualidade e precisão da modelagem.

O modelo Rio Grande é um modelo do tipo chuva-vazão determinístico, conceitual, semi-distribuído e contínuo. O modelo é composto basicamente por três módulos: produção, concentração e propagação.

O módulo de produção refere à formação do deflúvio superficial específico na bacia, a partir da chuva bruta, levando em conta a umidade armazenada no solo e perdas por infiltração e evapotranspiração ocorridas no intervalo da simulação. Esse módulo é baseado no conceito proposto pelo modelo Xinanjiang, descrito por Zhao *et al.* (1980). O módulo de concentração emprega uma função de transferência baseada no hidrograma unitário sintético de Clark, tal

como a formulação original do *Hydrologic Engineering Center* do *U.S. Army Corps of Engineers* (HEC, 1981). O módulo de propagação em canais fundamenta-se na formulação do modelo de onda difusiva proposta por Cunge (Ponce, 1989) e conhecida por Muskingum-Cunge.

Para a utilização do modelo hidrológico, deve-se proceder à calibração dos parâmetros do módulo de produção. A calibração consiste na busca de variáveis que proporcionem o melhor resultado para uma função dependente dessas variáveis, obedecendo certas restrições de natureza física, ou conceitual, relacionadas ao processo.

Depois do modelo calibrado para uma certa bacia, fez-se um estudo sobre as relações estatísticas entre as vazões máximas e/ou volumes de cheias, com as principais variáveis que podem interferir no processo de formação de enchentes, tais como volumes de armazenamento da umidade do solo e de precipitação causal e/ou antecedente. As variáveis hidrológicas foram supostas aleatórias e, portanto, sujeitas à análise pela teoria de probabilidade e estatística matemática. Posteriormente à etapa da caracterização e modelação das dependências, procurou-se avaliar também o impacto de tais dependências nas curvas de frequência das precipitações, vazões de pico e volumes característicos de enchentes.

Os itens que se seguem objetivam descrever os detalhes de cada etapa da seqüência metodológica sumariada nesta introdução e esquematicamente ilustrada na Figura 4.1.

4.2 Modelo estocástico

Como existe uma maior disponibilidade de registros pluviométricos e tendo em vista a grande diversidade de modelos chuva-vazão, diversas pesquisas objetivaram a obtenção de modelos capazes de gerar séries sintéticas de precipitação para servirem de entradas para os modelos de simulação chuva-vazão. O trabalho de Srikanthan e McMshon (2001) constitui boa fonte de referência sobre o tema, uma vez que esses autores analisaram e testaram diversos modelos para geração estocástica de chuva e evaporação diária.

A geração de séries sintéticas de precipitação e sua posterior transformação em séries de vazão, têm como objetivo a obtenção de uma quantidade de registros pluviométricos maior que a existente, a partir da qual podem ser obtidas maiores informações sobre riscos de cheias,

com períodos de retorno maiores que algumas décadas. Para tanto, os métodos empregados se valem das informações de registros existentes para estimar os parâmetros do modelo, para que as séries geradas tenham as mesmas características estatísticas dos dados observados, mas constituam diferentes realizações do processo.

Com base no exposto, esta etapa tem como premissa a utilização das estatísticas amostrais de registros de precipitação e evaporação diária da bacia hidrográfica, ou de seu entorno, de modo a preservar as características estatísticas básicas, na adaptação e calibração de um modelo capaz de gerar séries sintéticas de precipitação e evaporação diária. Essas, por sua vez, serão a entrada para o modelo chuva-vazão.

4.2.1 Princípio da Modelagem Estocástica

O modelo estocástico considera que a variável em análise vem de um processo aleatório, não sendo possível determinar seu valor futuro com precisão absoluta. Entretanto, pode-se estabelecer uma série sintética que possua as mesmas características estatísticas dos valores observados. Essencialmente, a lógica da construção dos modelos de geração de séries sintéticas é essa.

Através das características estatísticas dos dados históricos, é possível gerar seqüências de dados que representem a variabilidade do clima. Os modelos de geração de variáveis climáticas devem preservar as correlações entre as grandezas intervenientes em suas realizações.

A maioria dos modelos probabilísticos trata as variáveis como ocorrências independentes de um processo estocástico, as quais constituem a base da teoria de probabilidades clássica e da estatística matemática aplicada à hidrologia. De acordo com essa abordagem, cada um dos possíveis resultados tem a mesma chance de ser sorteado e constituir um dos elementos de uma amostra aleatória. Entretanto, a ocorrência de precipitação diária em um dado local raramente pode ser considerada como um evento aleatório independente das realizações anteriores. A análise de séries temporais de precipitação revela a existência de dependência estocástica, isto é, existe uma tendência para dias chuvosos e secos se agruparem formando, ambos, respectivas seqüências, caracterizando um estado de persistência presente na maioria dos dados meteorológicos.

Tal fato conduziu a teoria de probabilidades moderna a estudar processos no qual o conhecimento de resultados anteriores pode influenciar a predição de eventos futuros. Com base nesses conceitos, em 1907, A. A. Markov (Grinstead e Snell, 1997) iniciou o estudo sobre este tipo de processos, cuja discretização conduziu às hoje denominadas cadeias de Markov.

A partir da literatura analisada, constatou-se que os modelos baseados na Matriz de Probabilidade de Transição (MPT), que se valem dos princípios da cadeia de Markov, têm mostrado bons resultados em suas aplicações na geração de séries sintéticas de precipitação diária (Srikanthan e MacMahon, 1985). De maneira geral, em uma cadeia de Markov, a distribuição condicional de qualquer estado futuro X_{n+1} de uma variável aleatória qualquer, X , é independente de estados passados X_0, X_1, X_{n-1} , dependendo apenas do estado presente X_n .

Segundo Ang e Tang (1990), o estado de um sistema invariavelmente muda com relação a algum parâmetro, por exemplo, o tempo ou espaço. A transição de um estado para outro, como função do parâmetro, ou a correspondente probabilidade de transição, pode geralmente depender dos estados anteriores do sistema. Se a probabilidade de transição depende apenas do estado corrente do sistema, o processo de mudança pode ser modelado por um processo de Markov. Se o estado é um conjunto numerável ou finito, o processo é chamado de cadeia de Markov. Além disso, se uma mudança de estado pode ocorrer somente para pontos discretos do parâmetro, por exemplo, para um instante de tempo, o processo é uma cadeia de Markov de parâmetros discretos. Por outro lado, se a probabilidade de transição é independente do estado do sistema, o procedimento reduz-se, em alguns casos, a um processo de Bernoulli ou, em outros, a um processo de Poisson.

4.2.2 Modelo Estocástico de Geração de Série Sintética de Precipitação

Baseando-se na constatação de diversos pesquisadores que a série sintética de precipitação pode ser bem modelada por uma cadeia de Markov, de ordem correspondente ao grau de dependência entre os fenômenos físicos envolvidos, e ainda no fato de que, na maioria dos casos, a ocorrência de precipitação diária pode ser aproximada por um modelo de cadeia de Markov de primeira ordem (Boughton e Hill, 1997), selecionou-se esse tipo de modelo para atender aos objetivos do estudo.

A probabilidade de um determinado valor em um tempo t depende somente do valor no tempo anterior $t-1$. A matriz de probabilidade de transição é constituída pelos elementos p_{ij} tais que:

$$P(X_t = a_j | X_{t-1} = a_i) = p_{ij} \quad (4.1)$$

de modo que p_{ij} é a probabilidade da variável X estar no estado a_j , no tempo t , dada que no tempo $t-1$ ela estava no estado a_i .

O modelo de geração de série sintética deve ser capaz de representar a variabilidade sazonal das precipitações; por essa razão, foram utilizadas doze estações como forma de representar a distribuição de chuva em cada mês. Os estados possíveis para a chuva dentro de cada estação correspondem à discretização dos dados observados em intervalos de classe. O primeiro é seco, ou seja, não ocorre precipitação e os outros estados são divididos de acordo com as alturas de precipitação, sendo que o limite superior do último estado é infinito. De fato, o último intervalo de classe de cada estação não deve ser limitado superiormente, possibilitando a ocorrência de eventos raros de precipitação. Assim, para os dados do último estado foram usadas duas funções de distribuição de probabilidade: generalizada de Pareto e Gama de dois parâmetros.

A partir da amostra de precipitação, são feitas as inferências estatísticas de modo a descrever a variabilidade amostral. As probabilidades da transição são estimadas pela equação:

$$p_{ij}(k) = \frac{f_{ij}(k)}{\sum_{j=1}^C f_{ij}(k)} \quad i, j = 1, 2, \dots, C \quad k = 1, 2, \dots, 12 \quad (4.2)$$

na qual:

- $f_{ij}(k)$ é a frequência histórica da transição do estado i ao estado j dentro do mês k ;
- C é o número máximo dos estados.

Os parâmetros das distribuições Gama e/ou Pareto são estimados através do método dos momentos. Os dados diários da precipitação são gerados de acordo com as etapas seguintes:

- 1ª Etapa: Definir os estados possíveis para a precipitação;
- 2ª Etapa: Calcular a matriz de probabilidade de transição para cada mês;
- 3ª Etapa: Gerar um número aleatório uniformemente distribuído num intervalo entre 0 e 1. Usar a matriz de probabilidade de transição apropriada para o mês e determinar o estado do próximo dia;
- 4ª Etapa: Se o estado for chuvoso, passar para a próxima etapa. Se o estado for seco, ajustar a altura da precipitação para zero e passar para a 3ª etapa;
- 5ª Etapa: Calcular a altura da precipitação usando a distribuição linear para os estados intermediários e a distribuição Gama (ou Pareto) para o último estado;
- 6ª Etapa: Repetir as etapas de 3 a 5, avançando no tempo, até atingir o tamanho da série de precipitação desejada.

A precipitação diária gerada é ajustada usando a correção de Boughton (1999) de modo que o modelo reproduza a variabilidade inter-anual (desvio padrão) dos dados históricos. O fator de ajuste é obtido por uma relação entre os desvios-padrão da precipitação anual observada e gerada.

$$F = \frac{\text{desvio padrão da série observada}}{\text{desvio padrão da série gerada}} = \frac{S_P^{obs}}{S_P^{ger}} \quad (4.3)$$

Assim, a precipitação diária gerada é multiplicada pela relação:

$$\text{Relação} = \frac{G + F(Ti - G)}{Ti} \quad (4.4)$$

onde G corresponde a precipitação anual média observada e Ti a precipitação gerada anual pra o ano i .

No modelo, a ocorrência da precipitação é determinada usando a cadeia de primeira ordem de Markov, com duas probabilidades de transição: $P_{W/D}$ probabilidade condicional de um dia

chuvoso dado que o dia precedente estava seco e $P_{W/W}$ probabilidade condicional de um dia chuvoso dado que o dia precedente estava chuvoso.

A probabilidade de um dia chuvoso pode ser obtida por:

$$\pi = \frac{P_{W/D}}{1 + P_{W/D} - P_{W/W}} \quad (4.5)$$

A sazonalidade da precipitação é mensal, o valor mensal gerado da precipitação \tilde{X}_i é modificado usando o modelo mensal de Thomas-Fiering, que preserva as características mensais:

$$\frac{X_i - \mu(X_i)}{\sigma(X_i)} = \rho_{j,j-1} \frac{X_{i-1} - \mu(X_{i-1})}{\sigma(X_{i-1})} + \sqrt{1 - \rho_{j,j-1}^2} \frac{\tilde{X}_i - \mu'(X_i)}{\sigma'(X_i)} \quad (4.6)$$

onde, $\rho_{j,j-1}$ é o coeficiente de correlação entre os meses i e $i-1$.

A média e a variância teóricas da precipitação total, X , em um mês de n dias são dadas pelas equações (Katz, 1985):

$$\mu(x) = n\pi\alpha\beta \quad (4.7)$$

$$\sigma^2(x) = n\pi\alpha\beta^2 \left[1 + \alpha(1-\pi) \frac{1 + P_{W/W} - P_{W/D}}{1 + P_{W/D} - P_{W/W}} \right] \quad (4.8)$$

O subscrito i para todas as variáveis das equações foram omitidas para maior clareza. Os dados diários gerados pela precipitação são multiplicados pela relação $\frac{X_i}{\tilde{X}_i}$.

Depois que os valores para os doze meses de um ano (k) foram gerados, os valores mensais gerados podem ser agregados para obter o valor anual. O valor anual agregado \tilde{Z}_k é modificado usando um modelo autoregressivo para preservar as características anuais.

Os dados diários gerados do clima são multiplicados pela relação $\frac{X_j^i}{\tilde{X}_j^i}$. Os dados para os doze meses do ano são gerados apenas uma vez, os dados mensais podem ser agregados para obter o valor anual (\tilde{Z}_j^i). O valor anual agregado é modificado usando um modelo de auto-correlação de primeira ordem:

$$\frac{Z_k - \mu(Z)}{\sigma(Z)} = \rho(Z) \frac{Z_{k-1} - \mu(Z)}{\sigma(Z)} + \sqrt{1 - \rho^2(Z)} \frac{\tilde{Z}_k - \mu'(Z)}{\sigma'(Z)} \quad (4.9)$$

no qual $\rho(Z^i)$ é o coeficiente de auto-correlação.

Se os dados anuais da precipitação apresentarem assimetria significativa, então a equação anterior é modificada usando a transformação de Wilson e Hilferty (1931). Os valores teóricos da média e da variância da precipitação anual são obtidos por:

$$\mu(Z) = \sum_{j=1}^{12} \mu(X_j) \quad (4.10)$$

$$\begin{aligned} \sigma^2(Z) \approx & \sum_{j=1}^{12} \sigma^2(X_j) + 2 \sum_{j=2}^{12} \sigma(X_j) \sigma(X_{j-1}) \rho_{j,j-1} + 2 \sum_{j=3}^{12} \sigma(X_j) \sigma(X_{j-2}) \rho_{j,j-1} \rho_{j,j-2} \\ & + 2 \sum_{j=4}^{12} \sigma(X_j) \sigma(X_{j-3}) \rho_{j,j-1} \rho_{j-1,j-2} \rho_{j-2,j-3} \end{aligned} \quad (4.11)$$

Os dados mensais gerados da precipitação são multiplicados pela relação $\frac{Z_k}{\tilde{Z}_k}$, para preservar as características anuais. Os valores mensais da precipitação são usados para ajustar os valores diários. O ajuste é realizado multiplicando os dados gerados para cada mês (i) pela relação $\frac{X_i Z_k}{\tilde{X}_i \tilde{Z}_k}$.

4.2.3 Modelo Estocástico de Geração de Série Sintética de Evaporação Diária

Os dados diários de evaporação foram gerados utilizando um modelo multivariado autoregressivo de primeira ordem condicionado ao estado da precipitação e inserido nos modelos mensais e anuais, tal como proposto por Srikanthan e Zhou (2003).

De acordo com a ocorrência de precipitação no dia, a evaporação é dividida em dois grupos: para dias chuvosos e dias não chuvosos. Um modelo multivariado é usado para cada grupo, com sazonalidade mensal. Os dados mensais gerados são modificados usando o modelo mensal de Thomas-Fiering, dado por:

$$\frac{X_j^i - \mu(X_j^i)}{\sigma(X_j^i)} = \rho_{j,j-1}^i \frac{X_{j-1}^i - \mu(X_{j-1}^i)}{\sigma(X_{j-1}^i)} + \sqrt{1 - \rho_{j,j-1}^i{}^2} \frac{\tilde{X}_j^i - \mu'(X_j^i)}{\sigma'(X_j^i)} \quad (4.12)$$

onde:

- $\mu(X_j^i)$ = valor mensal da média histórica para o índice i da evaporação e o mês j ;
- $\mu'(X_j^i)$ = valor mensal da média teórica para o índice i da evaporação e o mês j ;
- $\sigma(X_j^i)$ = desvio padrão histórico de dados mensais da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j ;
- $\sigma'(X_j^i)$ = desvio padrão teórico de dados mensais da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j ;
- $\rho_{j,j-1}^i$ = coeficiente de correlação histórico de dados mensais da evaporação para o índice i entre os meses j e $j-1$;
- X_j^i = total mensal modificado da evaporação para o índice i da evaporação e mês j .

Os valores teóricos do desvio padrão e a média e são dados por:

$$\mu'(X_j^i) = N_d(j)\mu_d(Y_j^i) + N_w(j)\mu_w(Y_j^i) \quad (4.13)$$

$$\begin{aligned} \sigma^{i2}(X_j^i) \approx & \sigma_d^2(Y_j^i)\{N_d(j) + 2\rho(Y_j^i)[N_d(j)-1] + 2\rho^2(Y_j^i)[N_d(j)-2] + 2\rho^3(Y_j^i)[N_d(j)-3]\} \\ & + \sigma_w^2(Y_j^i)\{N_w(j) + 2\rho(Y_j^i)[N_w(j)-1] + 2\rho^2(Y_j^i)[N_w(j)-2] + 2\rho^3(Y_j^i)[N_w(j)-3]\} \\ & + 2\rho(Y_j^i)\sigma_d(Y_j^i)\sigma_w(Y_j^i) \end{aligned} \quad (4.14)$$

onde:

- $N_d(j)$ = número de dias não chuvosos no mês j ;
- $N_w(j)$ = número de dias chuvosos no mês j ;
- $\mu_d(Y_j^i)$ = média dos dados diários da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j para os dias não chuvosos;
- $\mu_w(Y_j^i)$ = média dos dados diários da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j para os dias chuvosos;
- $\sigma_d(Y_j^i)$ = desvio padrão de dados diários da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j para os dias não chuvosos;
- $\sigma_w(Y_j^i)$ = desvio padrão de dados diários da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j para os dias chuvosos;
- $\rho(Y_j^i)$ = coeficiente de auto-correlação de dados diários da evaporação para o índice i da evaporação e o mês j .

Os dados diários gerados da evaporação são multiplicados pela relação $\frac{X_j^i}{\tilde{X}_j^i}$. Os dados para

cada mês do ano são gerados uma vez, podendo ser agregados para obter o valor anual (\tilde{Z}_j^i).

O valor anual é modificado usando um modelo autoregressivo de primeira ordem, definido por:

$$\frac{Z_k^i - \mu(Z^i)}{\sigma(Z^i)} = \rho(Z^i) \frac{Z_{k-1}^i - \mu(Z^i)}{\sigma(Z^i)} + \sqrt{1 - \rho^2(Z^i)} \frac{\tilde{Z}_k^i - \mu'(Z^i)}{\sigma'(Z^i)} \quad (4.15)$$

onde:

- $\mu(Z^i)$ = valor anual da média histórica para o índice i da evaporação;
- $\mu'(Z^i)$ = valor anual da média teórica para o índice i da evaporação e o mês j ;
- $\sigma(Z^i)$ = desvio padrão histórico dos dados anuais da evaporação para o índice i da evaporação;
- $\sigma'(Z^i)$ = desvio padrão teórico dos dados anuais da evaporação para o índice i ;
- $\rho(Z^i)$ = coeficiente histórico de auto-correlação de dados anuais da evaporação para o índice i da evaporação;
- Z_k^i = valor dos dados anuais modificados da evaporação para o índice i da evaporação e o ano k .

Os valores teóricos do desvio padrão e da média são dados por:

$$\mu(Z^i) = \sum_{j=1}^{12} \mu(X_j^i) \quad (4.16)$$

$$\begin{aligned} \sigma^2(Z^i) \approx & \sum_{j=1}^{12} \sigma^2(X_j^i) + 2 \sum_{j=2}^{12} \sigma(X_j^i) \sigma(X_{j-1}^i) \rho_{j,j-1}^i + 2 \sum_{j=3}^{12} \sigma(X_j^i) \sigma(X_{j-2}^i) \rho_{j,j-1}^i \rho_{j-1,j-2}^i \\ & + 2 \sum_{j=4}^{12} \sigma(X_j^i) \sigma(X_{j-3}^i) \rho_{j,j-1}^i \rho_{j-1,j-2}^i \rho_{j-2,j-3}^i \end{aligned} \quad (4.17)$$

Os dados gerados são multiplicados pela relação $\frac{Z_j^i}{\tilde{Z}_j^i}$, para preservar as características anuais.

O ajuste é realizado multiplicando os dados gerados para cada mês (j) pela relação $\frac{X_j^i Z_j^i}{\tilde{X}_j^i \tilde{Z}_j^i}$.

Segundo Srikanthan e Zhou (2003), o modelo multivariado, condicionado ao estado chuvoso, é adequado para gerar evaporação diária. A precipitação diária é a variável preliminar e a evaporação é condicionada ao estado do dia correspondente e simulada usando um modelo multivariado de primeira ordem. O modelo diário é inserido no modelo mensal que por sua vez é inserido no modelo anual, preservando os parâmetros nas escalas mensais e anuais.

4.2.4 Validação do Modelo de Geração de Série Sintética

Os testes estatísticos convencionais não podem ser aplicados para validar ajustes de modelos estocásticos aos valores seqüenciais de chuva diária e de evaporação diárias, dado que as observações não são independentes (suposição de validade da cadeia de Markov de primeira ordem). Assim, a avaliação da capacidade do modelo de reproduzir os fenômenos por ele modelados pode ser feita por meio de comparação das estatísticas descritivas das séries observadas e geradas. Dessa forma, determina-se: (i) a média e o desvio padrão das chuvas mensais, diárias e anuais; (ii) a média anual e mensal do número de dias de chuva; (iii) a chuva máxima diária de cada mês, entre outras estatísticas. Em seguida, os valores das estatísticas determinadas para os dados observados e simulados são comparados a fim de verificar a adequação do modelo.

Outra forma de validação do modelo é utilizar as séries sintéticas de precipitação e evaporação com um modelo chuva-vazão, comparando-se o comportamento das vazões simuladas pelo modelo, com o comportamento das vazões geradas pelos dados de precipitação observada, tais como utilizados para calibrar o modelo chuva-vazão para a bacia em estudo.

4.2.5 Considerações Sobre a Geração de Série Sintética

É importante ressaltar que quando uma cadeia de Markov homogênea avança no tempo, o estado do sistema em um tempo t qualquer, $p_j(n)$ se torna cada vez menos dependente de $p(0)$, o estado inicial do sistema. Isto quer dizer que a probabilidade da variável aleatória estar no estado j depois de um grande número de passos se torna independente do estado inicial da cadeia, conforme Haan (1994).

As maiores dificuldades que se opõem à aplicação do método da cadeia de Markov são, basicamente, a determinação adequada do número de estados e das alturas de chuva

correspondentes, o estabelecimento da amplitude dos intervalos de cada estado, a estimativa do número de parâmetros associados às distribuições escolhidas e o estabelecimento do grau de dependência entre os dados modelados (ordem da cadeia).

Quanto à confiabilidade das estimativas dos parâmetros das distribuições responsáveis por modelar a cauda superior, ou seja, o último estado de transição das precipitações, não há muito o que fazer, pois esses são muito dependentes das precipitações raras efetivamente observadas. Resta o requisito, entretanto, que esses sejam representativos e confiáveis. No que diz respeito à estimativa dos parâmetros da distribuição empírica de probabilidades, responsável pela modelagem das linhas da matriz de probabilidades de transição, a utilização da distribuição uniforme elimina tal problema, um vez que esses constituem os limites dos respectivos intervalos de classe estabelecidos para cada estado de transição.

Ressalta-se que boas estimativas de probabilidade de transição de um estado a outro da Matriz de Probabilidades de Transição dependem de uma quantidade razoável de dados. Isso se deve ao fato que, em um conjunto de dados observados, um valor da frequência de transição de um estado a outro muito baixo, ou alto, pode não ser representativo da população, quando a amostra é muito pequena (Haan, 1994).

O inconveniente do modelo de geração de série sintética climáticas é sua incapacidade de preservar as correlações transversais entre a precipitação e a evaporação, ao longo dos meses e anos.

4.3 Modelo de simulação chuva-vazão

Os modelos hidrológicos chuva-vazão são aplicados com o objetivo de simular a resposta da bacia em termos de vazão para uma determinada seção fluvial de interesse, a partir de uma precipitação conhecida. Dentre os diversos modelos de simulação chuva-vazão citados no capítulo 3, fez-se a opção pelo emprego do Modelo Rio Grande anteriormente mencionado. Justifica-se a escolha pelas diversas aplicações bem sucedidas desse modelo em algumas bacias hidrográficas brasileiras, pelos resultados obtidos na simulação contínua de vazões em relação à qualidade e precisão da modelagem, bem como pelo razoável realismo hidrológico de sua estrutura.

O modelo foi desenvolvido pelo Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais, para o Departamento de Planejamento Hidroenergético da Companhia Energética de Minas Gerais, com o objetivo de prever aflúências aos reservatórios das usinas hidrelétricas daquela companhia.

A descrição a seguir é uma adaptação do trabalho de Naghettini *et al.* (2002), o qual contém os detalhes de concepção e formulação do modelo Rio Grande. Trata-se de um modelo do tipo chuva-vazão determinístico (a partir de uma condição inicial, a resposta do modelo sempre será a mesma), conceitual (os processos físicos envolvidos são modelados por funções matemáticas empíricas e/ou físicas), semi-distribuído (considerada a distribuição espacial das variáveis envolvidas no processo) e contínuo (a simulação é feita ao longo do tempo, ao contrário dos modelos que simulam um único evento sem considerar sua distribuição temporal).

O modelo Rio Grande é composto basicamente por três módulos: produção, concentração e propagação, os quais encontram-se descritos a seguir. No presente trabalho, foram utilizados apenas os módulos de produção e concentração do escoamento.

4.3.1 Módulo de produção

O módulo de produção refere à formação do deflúvio superficial específico na bacia, a partir da chuva bruta, levando em conta a umidade armazenada no solo e as perdas por infiltração e evapotranspiração ocorridas no intervalo da simulação. Esse módulo é baseado no conceito proposto pelo modelo Xinanjiang, introduzido por Zhao *et al.* (1980), *apud* Todini, 1996. Segundo Zhao (1984), o conceito adotado no modelo Xinanjiang adapta-se bem à regiões úmidas e semi-úmidas, possuindo semelhança com parâmetros relacionados às características físicas da bacia em estudo.

A característica do modelo Xinanjiang, sobre a qual se baseia o módulo de produção, é o conceito de formação de escoamento somente quando é superado o volume máximo de armazenamento de umidade do solo, ou seja, não haverá escoamento até que a umidade do solo da zona aerada atinja a chamada capacidade de campo.

Como qualquer meio poroso, o solo possui a capacidade de reter uma certa quantidade de água, contra a gravidade e pelos efeitos de capilaridade, constituindo, desse modo,

armazenamento de água. A capacidade máxima desse armazenamento é chamada de capacidade de campo. Por definição, a água contida nesse armazenamento não produz escoamento e é deplecionada apenas pela evaporação ou transpiração vegetal. Assim, a evapotranspiração torna-se o principal fator de controle na perda de umidade do solo.

A formação do escoamento no módulo de produção é função, basicamente, da evapotranspiração, responsável pela depleção da umidade no solo (perda da água retida no solo), e que atua na camada superior, inferior e profunda, bem como do processo de produção do escoamento a partir da chuva, das perdas por evapotranspiração e do processo de separação do escoamento em superficial, sub-superficial e subterrâneo.

A Figura 4.2 mostra o fluxograma geral que resume a produção do escoamento com base no balanço de umidade, onde os símbolos localizados fora dos blocos são parâmetros.

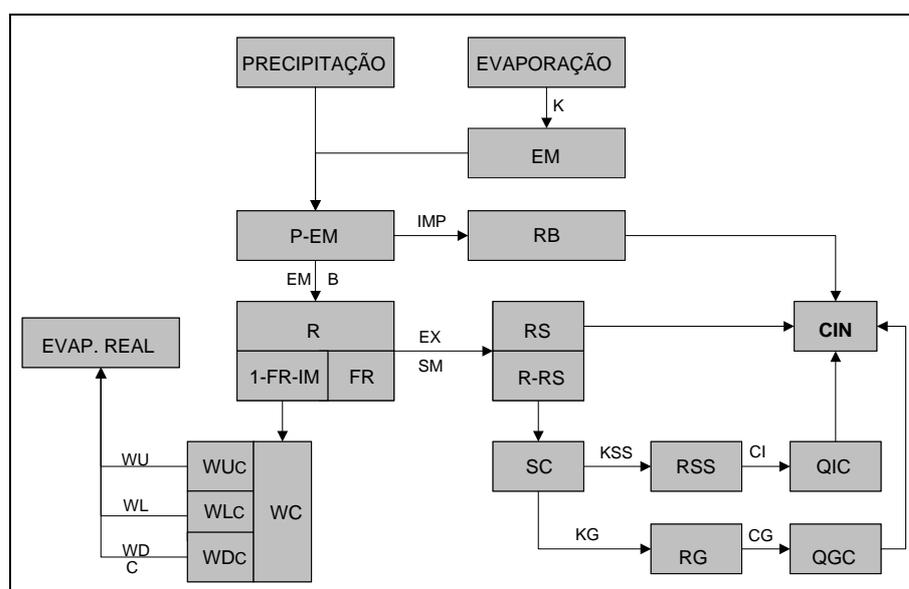


Figura 4.2: Fluxograma do módulo de produção do modelo Rio Grande (Adap. Naghettini *et al.*, 2002)

As variáveis de entrada do modelo são a evapotranspiração potencial (EM), que pode ser calculada a partir de dados de tanque evaporimétrico ou de estimativas de evaporação diária, e a chuva média (P) no intervalo de tempo considerado. A variável de saída do módulo de produção é o deflúvio total (CIN) afluyente à rede de drenagem, expresso em mm/km^2 . As variáveis que controlam a função de produção do modelo são:

- *K* – Coeficiente de tanque: coeficiente de ajuste da Evapotranspiração potencial a partir dos dados evaporimétricos;
- *IMP* – Fração de área impermeável: fração de área impermeável da bacia hidrográfica;
- *WU* – Tensão na zona superior: capacidade média espacial da tensão na zona superior;
- *WL* – Tensão na zona inferior: capacidade média espacial da tensão na zona inferior;
- *WD* – Tensão na zona profunda: capacidade média espacial da tensão na zona profunda
- *WM* – Capacidade de tensão média espacial: corresponde a uma medida da aridez da bacia através da soma: $WM = WU + WL + WD$;
- *SM* – Teor de umidade livre: capacidade média espacial de água livre ou gravitacional, a qual controla a magnitude do escoamento superficial. O valor de *SM* depende da profundidade da camada superficial de maior condutividade hidráulica;
- *B* – Expoente da curva de umidade: medida da não-uniformidade espacial;
- *EX* – Expoente da curva de umidade livre: expoente da curva de distribuição espacial da curva de capacidade de água livre;
- *C* – Coeficiente de perda por evapotranspiração por plantas de raízes profundas: é inativo durante os períodos de cheia, mas importante durante as estiagens;
- *KSS* – Coeficiente de Escoamento sub-superficial: coeficiente do fluxo diário do escoamento sub-superficial;
- *KG* – Coeficiente de escoamento subterrâneo: coeficiente do fluxo diário do escoamento subterrâneo;
- *CI* – Recessão do escoamento sub-superficial: coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial diário, o qual pode ser facilmente obtido por análise de hidrogramas observados;

- *CG* – Recessão do escoamento subterrâneo: coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo diário, igualmente passível de determinação por análise de hidrogramas observados.

4.3.1.1 Evapotranspiração

À medida que a coluna de solo é submetida à ação da evapotranspiração, inicia-se a depleção da umidade armazenada sob forma de água sob tensão capilar. A capacidade média espacial de armazenamento de umidade do solo, de retenção específica ou de tensão capilar (*WM*) é dividida em três partes, correspondentes às zonas superior (*UM*), inferior (*LM*) e profunda (*DM*) do solo. As variáveis *WU*, *WL* e *WD* correspondem à umidade ou quantidade de água retida nessas três zonas do solo, no instante considerado.

Na zona superior do solo, a evapotranspiração ocorre a nível potencial até que todo seu armazenamento (*WU*) seja esgotado. Conforme menção anterior, a evapotranspiração potencial (*ETP_{POT}*) pode ser estimada diretamente a partir de dados de tanque evaporimétrico (*EM*) ou indiretamente por meio de dados meteorológicos. No primeiro caso, emprega-se o coeficiente de tanque (*K*), conforme mostrado na equação:

$$EU = ETP_{POT} = K \times EM \quad (4.18)$$

Após toda a umidade da zona superior ter-se esgotado, uma parcela da evapotranspiração potencial é ainda capaz de atuar na zona inferior. Portanto, a evapotranspiração na zona inferior é considerada como sendo igual à evapotranspiração potencial (*ETP_{POT}*) multiplicada pela razão entre o conteúdo atual de umidade da zona inferior (*WL*) e sua capacidade de armazenamento (*LM*).

$$EL = ETP_{POT} \times \frac{WL}{LM} = K \times EM \times \frac{WL}{LM} \quad (4.19)$$

Na zona profunda, a evapotranspiração é uma fração da evapotranspiração potencial, que é proporcional à área da bacia coberta com vegetação de raízes profundas. Logo, se a umidade das zonas superior e inferior se esgotam (*WU=WL=0*), tem-se:

$$ED = C \times ETP_{POT} = C \times K \times EM \quad (4.20)$$

Onde C representa o coeficiente de evapotranspiração da zona aerada profunda.

Se a evapotranspiração da zona inferior (EL), for menor que ED , ou seja, se $\frac{WL}{WM} < C$, considera-se que a evapotranspiração real da zona inferior passa a ser igual à evapotranspiração que atuaria na zona profunda, ou seja:

$$EL = C \times ETP_{POT} = C \times K \times EM \quad (4.21)$$

4.3.1.2 Produção do Escoamento

O conceito de formação do escoamento, depois de atingida a capacidade de retenção de umidade no solo, é fácil de ser entendido quando se refere à apenas um ponto da bacia. Entretanto, ao se trabalhar com toda a bacia, observa-se uma maior complexidade quanto à aplicação desse conceito, uma vez que as capacidades de retenção de umidade do solo variam de modo complexo por toda a área. Essa distribuição não uniforme da umidade presente no solo afeta a produção do escoamento. Para representar a não uniformidade da capacidade de retenção de umidade do solo, é introduzida uma curva que representa sua distribuição espacial, conforme mostra a Figura 4.3.

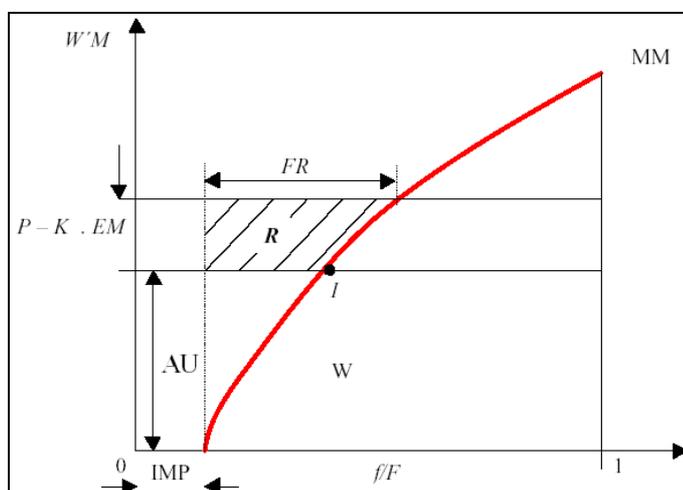


Figura 4.3: Distribuição espacial da capacidade de retenção de água do solo

Na Figura 4.3, f/F representa a fração da área permeável da bacia cuja capacidade de retenção específica é menor ou igual ao valor correspondente à ordenada WM . A capacidade de

retenção de água do solo, em um ponto qualquer da bacia, varia de zero a um valor máximo (MM), de acordo com a relação:

$$\left(1 - \frac{f}{F}\right) = \left(1 - \frac{WM}{MM}\right)^B \times (1 - IMP) \quad (4.22)$$

Onde MM e B são parâmetros.

A capacidade média espacial de retenção específica (WM) constitui um parâmetro alternativo ao valor máximo MM . Ambos os parâmetros estão relacionados entre si através do parâmetro B . Ao integrar a equação, pode-se mostrar que:

$$MM = WM \times \frac{1+B}{1+IMP} \quad (4.23)$$

O estado de umidade de uma bacia, em um dado instante, é representado pela curva da Figura 4.3. O ponto I , correspondente à ordenada AU , representa o estado inicial. A área à direita da curva e abaixo do ponto I é proporcional ao teor de umidade do solo ou tensão média espacial da água no solo. Essa hipótese implica que cada ponto da bacia ou já atingiu a capacidade de retenção específica (pontos à esquerda de I) ou está com um teor de umidade constante (pontos à direita de I).

Quando, em um dado intervalo de tempo, a precipitação é maior que a evapotranspiração, o teor de umidade sofre um aumento, provocado pelo acréscimo de volume na ordenada da Figura 4.3, e pelo deslocamento do ponto I , correspondente à umidade inicial, para a direita (através da curva). Dessa forma, a área hachurada à esquerda da curva representa o escoamento gerado no intervalo.

Portanto, se $(P - K \times EM) + AU \leq MM$, então:

$$R = P - K \times EM - WM + W + WM \left(1 - \frac{P - K \times EM + AU}{MM}\right)^{1+B} \quad (4.24)$$

Ou, se $(P - K \times EM) + AU > MM$, então:

$$R = P - K \times EM - WM + W \quad (4.25)$$

Quando a evapotranspiração supera a precipitação, a tensão média espacial de água do solo é reduzida e o ponto I desloca-se para baixo através da curva (Figura 4.3). Esse deslocamento representa a diminuição do teor de umidade do solo ou tensão média espacial (W), que corresponde à área à direita da curva e abaixo do ponto I . É importante ressaltar que esta movimentação ao longo da curva implica numa redistribuição da água dentro da bacia.

4.3.1.3 Separação dos Escoamentos

O escoamento gerado em períodos chuvosos, nas áreas permeáveis, conforme mostrado na Figura 4.3, é posteriormente separado em seus três componentes: o escoamento superficial (RS), o escoamento subterrâneo (RG) e o escoamento sub-superficial (RI). Essa separação do escoamento ocorre por meio do conceito de armazenamento da água livre e sua distribuição.

A água livre é aquela disponível para o escoamento após ter-se atingido a capacidade de campo ou de armazenamento da água no solo. No módulo de produção, considera-se que a capacidade de água livre é distribuída de maneira não-uniforme por toda área (FR) produtora do escoamento na sub-bacia. Admite-se que a capacidade de armazenamento de água livre ($S'M$) é representada por uma curva de distribuição com valores variando entre zero e o valor máximo (MS), sobre a área permeável (FR). Essa curva pode ser expressa por:

$$1 - \frac{f}{FR} = \left(1 - \frac{S'M}{MS}\right)^{EX} \quad (4.26)$$

Onde f/FR é a fração da área permeável produtora do escoamento cuja capacidade de armazenamento de água livre é menor ou igual à $S'M$, e EX é um parâmetro que denota o grau de não uniformidade da curva de distribuição.

Tomando-se o estado inicial do armazenamento da água livre como sendo o ponto da curva correspondente à ordenada BU (Figura 4.4), tem-se que a porção da área à esquerda já atingiu a capacidade de armazenamento de água livre, sendo responsável por gerar parte do escoamento superficial, enquanto que a porção à direita desse ponto representa a área cuja capacidade de armazenamento de água livre ainda não foi atingida, sendo responsável pela formação do escoamento sub-superficial e subterrâneo.

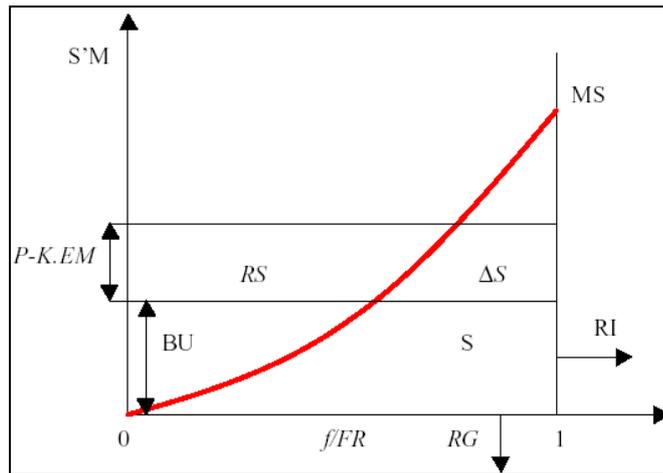


Figura 4.4: Distribuição Espacial da Capacidade de Água Livre

A capacidade média espacial de armazenamento de água livre (SM) pode ser determinada através da capacidade máxima (MS) pela seguinte relação:

$$SM = \frac{MS}{1 + EX} \quad (4.27)$$

Ao integrar a $S'M$ e substituir SM por MS , pode-se determinar, num instante qualquer, o armazenamento da água livre (S) sobre a área produtora do escoamento (FR), conforme mostra a equação abaixo:

$$1 - \frac{S}{SM} = \left(1 - \frac{BU}{MS}\right)^{1+EX} \quad (4.28)$$

O escoamento R é gerado pelo volume $P - K \cdot EM$ na sub-bacia, de acordo com a Figura 4.4. Em seguida, esse valor é empregado na curva de distribuição da capacidade de água livre, somando-se à ordenada inicial BU , e produzindo o escoamento superficial (RS) da área permeável.

Algebricamente, se $BU + P - K \times EM < MS$, então:

$$RS = FR \times \left[P - K \times EM + S - SM \times \left(\frac{P - K \times EM + BU}{MS} \right)^{1+EX} \right] \quad (4.29)$$

Por outro lado, se $BU + P - K \times EM \geq MS$:

$$RS = FR \times (P - K \times EM + S - SM) \quad (4.30)$$

Após ter sido retirada a parcela que forma o escoamento superficial (RS) do escoamento total (R), o restante do escoamento (DS) é acrescido ao armazenamento da água livre (S), de onde se forma o escoamento sub-superficial (RI) e o escoamento subterrâneo (RG). Os escoamentos podem ser calculados pelas seguintes equações:

$$RI = FR \times S \times KI \quad (4.31)$$

$$RG = FR \times S \times KG \quad (4.32)$$

onde KI e KG são, respectivamente, os coeficientes de separação do fluxo em escoamento sub-superficial e subterrâneo.

4.3.1.4 Afluxos à Rede de Drenagem

Essa fase representa o movimento da água proveniente das colunas de solo em direção ao sistema de drenagem. O escoamento superficial e das áreas impermeáveis fluem diretamente até os elementos do sistema de drenagem e de forma muito mais rápida do que o fazem os escoamentos sub-superficial e subterrâneo. A inclusão desse fato no modelo é realizada por meio da propagação dos fluxos sub-superficial e subterrâneo, por meio da representação por um reservatório linear.

Os afluxos superficiais à rede de drenagem (QS) são calculados pela soma dos escoamentos superficiais gerados pelas áreas impermeáveis (RB) e permeáveis (RS):

$$QS = RB + RS \quad (4.33)$$

Onde:

$$RB = IMP \times (P - K \times EM) \quad (4.34)$$

Os afluxos sub-superficiais à rede de drenagem, aqui denotados por QI , são calculados por:

$$QI_t = QI_{t-1} \times CI + RI_t \times (1 - CI) \quad (4.35)$$

Onde CI representa o coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial diário.

Por sua vez, os afluxos subterrâneos à rede de drenagem, representados por QG que é o coeficiente de recessão do fluxo subterrâneo diário, são calculados por:

$$QG_t = QG_{t-1} \times CG + RG_t \times (1 - CG) \quad (4.36)$$

Os termos QS , QI e QG , todos expressos em mm/km², somam-se para que possa ser obtido o deflúvio total (CIN) afluente à rede de drenagem durante o intervalo de tempo em questão:

$$CIN = QS + QI + QG \quad (4.37)$$

4.3.2 Módulo de concentração

A lâmina de escoamento gerada no módulo de produção (CIN) representa um pulso, no intervalo de tempo para o qual foi simulado, distribuído sobre uma área unitária da bacia. No modelo, presume-se que essa lâmina esteja uniformemente distribuída sobre a bacia. No entanto, diferentes partes da bacia contribuirão em tempos diferentes para a vazão no exutório da bacia. À modelagem desse processo dá-se o nome de concentração.

O módulo de concentração abrange as etapas de propagação dos escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo, por meio do Hidrograma Unitário de Clark, tal como proposto pelo *Hydrologic Engineering Center* do *U.S. Army Corps of Engineers* (HEC, 1981).

4.3.3 Módulo de propagação

O módulo de propagação é responsável pela distribuição temporal das vazões provenientes do meio superficial, do meio sub-superficial e do meio subterrâneo concentradas em um determinado trecho de um curso d'água.

O módulo de propagação em cursos d'água fundamenta-se no modelo conhecido por Muskingum-Cunge, proposto por Cunge (Ponce, 1989) decorrente do modelo de onda difusiva, sendo, por tanto correspondente a uma simplificação do sistema de Saint Venant.

4.4 Análise das Relações de Dependência e Frequência entre Variáveis Características de Cheias e de Precipitação

As cheias são observadas na forma de um hidrograma-hietograma, com vazões e tempos característicos, tais como os períodos de ascensão, recessão, pico e volumes. A forma do hidrograma depende de vários fatores, sendo os principais: relevo, cobertura da bacia, duração e distribuição da chuva na área e no tempo, condições de umidade do solo, modificações artificiais no rio e o próprio trecho fluvial (Tucci, 2000). Em um hidrograma, pode haver mais de um pico, sendo esses associados à ocorrência de dois ou mais períodos de chuva separados por períodos de pouca ou nenhuma precipitação (Wilken, 1978).

A Figura 4.5 mostra um hidrograma-hietograma hipotético de cheia. O ramo ascendente representa a fase de concentração da cheia e o ramo descendente a depleção da água armazenada ao longo do curso d'água, durante o período da cheia. O ponto A representa o início da cheia, ou seja, o início da ascensão das vazões devido à contribuição do escoamento superficial. Esse por sua vez continua crescendo, tendo seu cume no ponto B (vazão de pico). A partir deste ponto, ocorre a recessão do escoamento superficial até encontrar o ponto C, a partir do qual a vazão é apenas alimentada pelo chamado escoamento de base.

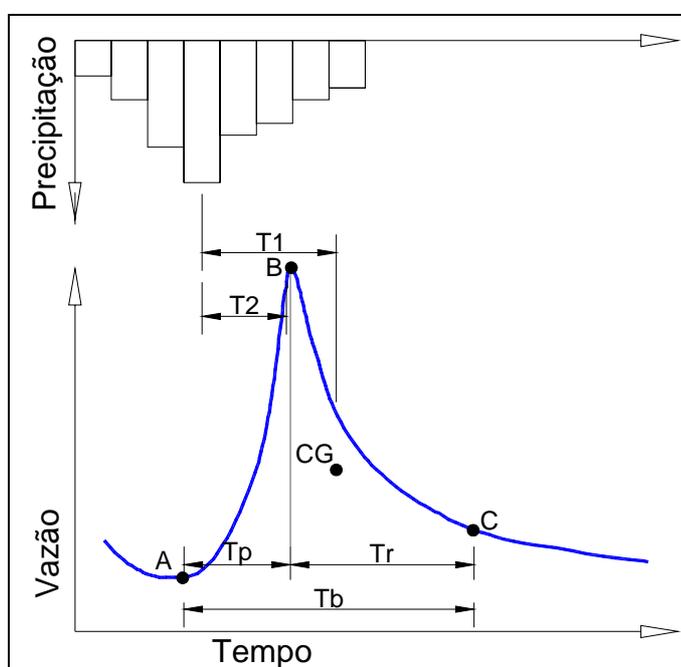


Figura 4.5: Hietograma-hidrograma hipotético

Os tempos característicos do hidrograma são definidos a seguir:

- tempo de resposta T_i : definido como o intervalo de tempo entre o centro de gravidade da precipitação excedente e o centro de gravidade do hidrograma;
- tempo entre picos T_2 : tempo entre o pico da precipitação e o pico da vazão. Destaca-se a formulação proposta por Snyder (1938) e utilizado por Taylor e Schwarz (1952). Se C_t é um coeficiente da representatividade da variação do declive e do armazenamento na bacia hidrográfica, L é o comprimento do curso de água principal, desde a secção que define a bacia hidrográfica até à secção extrema a montante, acrescido da distância entre esta última secção e o limite da bacia hidrográfica (milhas) e L_c é a distância, medida ao longo do curso de água principal, entre a secção que define a bacia hidrográfica e a secção à menor distância possível do centro de gravidade da bacia hidrográfica (milhas), então:

$$T_2 = C_t(L \times L_c)^{0,3} \quad (4.38)$$

- tempo de base T_b : tempo entre o instante em que a vazão começa a crescer (ponto A) e o fim do período de escoamento superficial (ponto C) (Pfafstetter, 1976);
- tempo de pico T_p : tempo entre o instante em que a vazão começa a crescer (ponto A) até o pico do hidrograma (ponto B) (Pfafstetter, 1976);
- tempo de recessão T_r : tempo necessário, após o pico, para interromper o escoamento superficial (Tucci, 2000);

$$T_r = 0,2 \times d^{0,8} \quad (4.39)$$

Alternativamente, Linsley *et al.* (1975) apresentam a seguinte equação, em função da área de drenagem A (km²).

$$T_r = A^{0,2} \times 0,827 \quad (4.40)$$

Com o intuito de atender aos objetivos propostos, esta pesquisa foi conduzida em duas direções: a primeira refere-se às relações de dependência entre vazões de pico e umidade antecedente do solo e a segunda refere-se às relações de dependência entre alturas de

precipitação e volumes de cheia para uma duração pré-estabelecida. Para analisar as relações entre vazões de pico e umidade antecedente do solo, partiu-se das longas séries sintéticas de alturas de precipitação e vazões médias diárias obtidas para avaliar, analisar e interpretar a dependência entre vazões de pico e teor de umidade antecedente do solo, quantificada indiretamente por índices de precipitação antecedente. Já para as relações entre alturas de precipitação e volumes de cheia essas séries sintéticas foram utilizadas para avaliar, analisar, modelar e interpretar as alturas de chuvas e volumes de cheias, ambos para uma duração igual ao tempo de base para entender as relações entre essas variáveis e os respectivos impactos nas curvas de frequências.

4.4.1 Relações de dependência entre vazões de pico e umidade antecedente do solo

4.4.1.1 Estimativa do estado de umidade do solo

A umidade antecedente do solo é uma variável que exerce influência na definição da quantidade de água que poderá ser estocada antes do solo atingir a saturação. A determinação direta das condições de umidade da bacia no início da precipitação é difícil. Linsley *et al.* (1949), afirmam que medições de umidade do solo podem ser usadas para representar as condições de umidade da bacia, mas cada observação é, geralmente, tão limitada em relação à área coberta e a extensão dos registros, que um índice mais indireto é usualmente empregado.

4.4.1.2 Descrição do índice de precipitação antecedente

O índice para representar as condições iniciais de umidade no interior da bacia, o qual provavelmente possui as aplicações mais universais, é o índice de precipitação antecedente, denotado por P_a . Esse índice foi utilizado por Benoit *et al.* (2000), como uma das abstrações hidrológicas assumidas no modelo distribuído WATFLOOD, utilizado no trabalho experimental de acoplamento entre esse modelo hidrológico e um modelo atmosférico de mesoescala.

O índice de precipitação antecedente é geralmente definido por uma equação do tipo:

$$P_a = b_1 \times p_1 + b_2 \times p_2 + b_3 \times p_3 + \dots + b_t \times p_t \quad (4.41)$$

na qual b_t é uma constante e p_t é a precipitação que incidiu t dias antes da tempestade de pico. Se algum outro índice, tal como escoamento de base, não for usado na correlação, então de 20 a 60 termos geralmente são usados na equação anterior, dependendo da precisão desejada e da área de aplicação. As constantes de ponderação b_t , são comumente admitidas como uma função de t , tal como $b_t = 1/t$; assim, a precipitação mais recente tem maior peso.

Em áreas úmidas e sub-úmidas, onde os rios são perenes, a vazão de base no início da precipitação também é apontada como um bom índice para a umidade inicial no interior da bacia. Desde que chuvas recentes afetem as condições correntes de umidade, ainda quando não tenham efeito sobre a vazão, esse índice pode ser suplementado na correlação por meio de algumas medidas ponderadas de precipitação de vários dias anteriores.

4.4.1.3 Dependência entre os picos e o índice de precipitação antecedente

A avaliação e a interpretação da dependência entre as vazões de pico das cheias e o índice de precipitação antecedente, bem como dos impactos sobre as respectivas curvas de frequências individuais, serão realizadas através da comparação das vazões de pico adimensionalizadas com a precipitação antecedente além dos histogramas dos tempos de retorno associados às vazões de pico.

4.4.2 Relações de dependência entre alturas de precipitação e volumes de cheia

Para analisar as relações entre as alturas de precipitação e os volumes de cheia, ambos para uma duração igual ao tempo de base, foi utilizada uma das premissas presentes no método Gradex, proposto por Guillot e Duband (1967). O emprego dessas premissas permitiu a formulação de um modelo razoavelmente simples e prático, para o estudo da dependência estatística entre as alturas de precipitação e os volumes de cheia, a ser descrito nos itens que se seguem. Ressalta-se, entretanto, que esse modelo de dependência pode ser aplicado apenas quando forem verificadas as premissas subjacentes à sua formulação.

A primeira premissa do método Gradex refere-se à relação entre a chuva e o volume de cheia, quando a umidade do solo aproxima-se da condição de saturação. Supõe-se que, em condições de saturação, qualquer incremento de volume da chuva, para uma duração suficientemente longa, tende a produzir um incremento equivalente no volume de cheia de igual duração. A

segunda premissa refere-se à cauda superior da distribuição dos volumes de chuva, a qual é suposta tender assintoticamente para uma função de decaimento exponencial.

A primeira premissa do método Gradex pressupõe que as grandes enchentes, em contraposição às cheias pouco ou moderadamente intensas, dependem predominantemente das precipitações causais, em detrimento de outros fatores que afetam as cheias mais freqüentes. Embora de difícil verificação, essa hipótese é inerente a muitos métodos de pré-determinação de cheias e de ampla aceitação. Entretanto, esse não é o caso da segunda hipótese do método Gradex, a qual necessita ser verificada previamente à formulação do modelo de dependência entre as alturas de precipitação e os volumes de cheia.

Para a verificar a segunda hipótese do método Gradex que pressupõe um caráter assintótico exponencial para a distribuição das alturas pluviométricas extremas, utilizou-se a função de excedência média condicional proposta por Bryson (1974). O peso da cauda superior de uma função distribuição de probabilidades determina a intensidade com que os quantis aumentam, à medida que os tempos de retorno tendem para valores muito elevados. Em outras palavras, o peso da cauda superior é proporcional às probabilidades de excedência associadas a quantis elevados, sendo o reflexo da intensidade com que a função densidade $f(x)$ decresce quando x tende para infinito. Bryson (1974), propôs que os diferentes tipos de comportamento da cauda superior podem ser distinguidos pela função de excedência média condicional (CME¹):

$$M(u) = E(Y_i - u / Y_i > u) \quad (4.42)$$

A excedência média condicional $M(u)$ é obtida pela média das diferenças entre os máximos anuais e um valor limiar variável u (*threshold*), desde que o máximo exceda o limiar, para valores crescentes de u . O teorema de Pickands (1975) estabelece três tipos de cauda distributiva superior $[1-F_Y(y)]$, em acordo com o comportamento da função CME. São eles:

- Distribuição ilimitada com cauda polinomial, se a função CME apresentar crescimento aproximadamente linear para valores elevados de u ;

¹ Do inglês *conditional mean exceedance*

- Distribuição ilimitada com cauda superior exponencial, se a função CME apresentar-se constante para valores elevados de u ;
- Distribuição limitada na direção dos máximos, se a função CME decrescer de modo aproximadamente linear para valores elevados de u .

Do ponto de vista apenas dedutivo, espera-se, em muitos casos, que várias alturas diárias de chuvas e/ou de vazões somadas ao longo do número de dias correspondente ao tempo de base, poderiam resultar em uma variável aleatória, cujo comportamento seja menos assimétrico do que suas componentes individuais, formadas, por exemplo, pelas alturas horárias ou diárias máximas, ou ainda pelas vazões de pico (Bradley e Potter, 1992). De fato, quando ajustadas a uma mesma amostra, as distribuições com cauda superior polinomial são mais assimétricas do que aquelas com cauda superior exponencial, as quais são mais assimétricas do que as distribuições limitadas superiormente. Portanto, supondo que as alturas diárias de precipitação sigam uma distribuição de probabilidades com cauda superior mais pesada do que a da exponencial, parece lógico supor que a soma de um número T_B dessas variáveis irá produzir uma outra variável aleatória cuja cauda superior é relativamente mais leve do que a das variáveis originais. Em outras palavras, é possível supor que a nova variável, resultante da soma das variáveis originais, possua cauda superior exponencial.

Se as caudas superiores das distribuições das alturas de precipitação e os volumes de cheia forem exponenciais, as hipóteses do método Gradex podem ser aplicadas para modelar a relação de dependência estatística entre essas variáveis. Um modelo com essas características pode ser empregado para melhor entender as dependências e avaliar os impactos nas respectivas curvas de frequência. Essa estratégia, embora útil para avaliar os impactos nas curvas de frequência, só pode ser aplicada nas condições das hipóteses de base do método Gradex. Para outras condições, não contempladas nesta dissertação, devem ser formulados modelos de maior complexidade do que o aqui apresentado.

4.4.2.1 Hipóteses do Método Gradex

O método Gradex – gradiente de valores extremos – foi desenvolvido pela companhia elétrica francesa EDF (Electricité de France) e descrito por Guillot e Duband (1967). O método tem por objetivo a extrapolação da curva de frequência dos volumes de cheia usando séries de chuvas, baseando-se em duas suposições. A primeira refere-se à relação entre alturas de chuva

e o volume de cheia, quando a umidade do solo na bacia aproxima-se da condição de saturação, supõe-se que em condições de saturação, qualquer incremento de volume da chuva tende a produzir um incremento equivalente no volume, para uma duração suficientemente longa. A segunda refere-se à cauda superior da distribuição dos volumes de chuva, a qual se supõe ser uma função exponencial decrescente do tipo:

$$1 - F(p) = e^{-\frac{p-K}{a}} \quad (4.43)$$

onde, as constantes positivas K e a são parâmetros de posição e escala, respectivamente.

A combinação dessas duas premissas faz com que a cauda superior da distribuição de volumes de cheia seja exponencial com o mesmo parâmetro de escala a , parâmetro Gradex, das distribuições de alturas de precipitação.

Em geral, esses parâmetros são estimados pelo ajuste de uma distribuição que tenha um comportamento assintótico exponencial na cauda superior (Gumbel, Gama, Log-Normal, TCEV) aos dados de chuva. Combinando essas duas suposições, verifica-se que a cauda superior da distribuição dos volumes de escoamento tem comportamento assintótico exponencial com o mesmo parâmetro de escala a , estimado para a cauda superior da distribuição dos volumes de chuva.

4.4.2.2 Descrição do Método Gradex

Suponha que P_i seja a máxima altura de chuva (para uma duração específica d) sobre uma bacia, em um dado mês, estação ou ano. A duração d é usualmente especificada como o tempo de base médio da bacia, obtido a partir de hidrogramas observados. Considere, também, que X_i represente o volume de escoamento (para a mesma duração d) associado à P_i , e seja R_i o déficit de escoamento, definido como $R_i = P_i - X_i$. A Figura 4.6 mostra a relação entre X e P , com todos os pontos (P_i, X_i) abaixo da reta $X = P$.

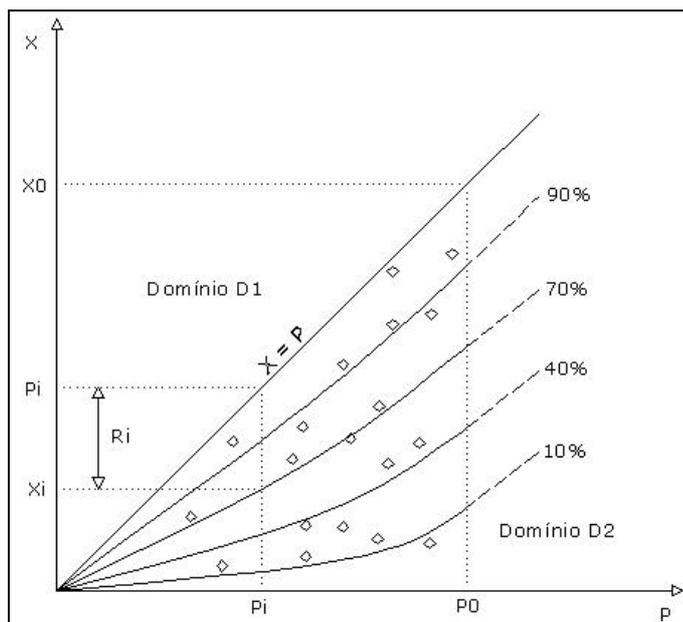


Figura 4.6: Relação entre a chuva (P) e o volume escoado (X)

O valor de R depende de muitos fatores complexos e interdependentes tais como as condições de umidade anterior do solo, o armazenamento de água subterrânea e a distribuição espaço-temporal da chuva sobre a bacia. No método Gradex, R é considerado uma variável aleatória com distribuição de probabilidades, condicionada à P , caracterizado na Figura 4.6 por uma curva de quantis hipotética. A primeira suposição do método Gradex impõe que essa curva de quantis tenda assintoticamente a ser paralela à linha $X = P$, à medida que a bacia se aproxima da saturação. A posição em que cada curva começa a tender assintoticamente depende das condições iniciais de umidade do solo, sendo que a curva aproxima-se da reta $X = P$ mais rápido em terrenos úmidos do que em terrenos secos. Em outras palavras, a distribuição acumulada de R , condicionada a P tende a ter parâmetro de forma estável e variância constante para $P > P_0$.

O plano definido pelos pontos (P_i, X_i) na Figura 4.6 pode ser dividido em dois domínios:

- Domínio D_1 : definido por todos os pontos $P < P_0$ e $X < X_0$, para os quais a distribuição de probabilidades pode ser estimada através dos dados observados;
- Domínio D_2 : região onde os quantis são paralelos à reta $X = P$, domínio das extrapolações.

Sejam $f(p)$, $g(x)$ e $h(r)$ as funções densidade de probabilidade de P , X e R , respectivamente. A função densidade de X é dada por:

$$g(x) = \int_0^{\infty} f(x+r)h_{X+R}(r)dr \quad (4.44)$$

onde $h_{X+R}(r)$ é a função densidade de probabilidade de R , condicionada à variável $(X + R)$. No domínio D_2 , supõe-se que a distribuição de R não depende de P . Em outros termos, a função $h_{X+R}(r)$ torna-se $h(r)$:

$$g(x) = \int_0^{\infty} f(x+r)h(r)dr \quad (4.45)$$

A segunda suposição do método Gradex diz respeito ao comportamento da cauda superior da função de distribuição acumulada $f(p)$, a qual presume-se tender assintoticamente para uma cauda do tipo exponencial, segundo a seguinte equação:

$$1 - F(x+r) \approx \exp\left(-\frac{x+r-K}{a}\right) \quad (4.46)$$

na qual, o parâmetro de posição K é uma constante positiva e o parâmetro de escala a refere-se ao parâmetro Gradex da chuva. Nesse caso, a função densidade $f(p)$ torna-se:

$$f(x+r) \approx \frac{1}{a} \exp\left(-\frac{x+r-K}{a}\right) = f(x) \exp\left(\frac{-r}{a}\right) \quad (4.47)$$

Substituindo essa expressão na Equação 4.45, segue-se que:

$$g(x) \approx f(x) \int_0^{\infty} \exp\left(\frac{-r}{a}\right) h(r) dr \quad (4.48)$$

Nessa expressão, a integral é definida e igual a uma constante positiva menor ou igual a 1. Assumindo-se que essa constante seja igual a $\exp(-r_0/a)$, para valores altos de x :

$$g(x) = f(x+r_0) \quad (4.49)$$

Portanto, a função densidade de probabilidade $g(x)$ no domínio D_2 pode ser deduzida de f por uma simples translação de valor r_0 , o que é válido, também, para as funções de distribuição acumuladas $G(x)$ e $F(p)$. A Figura 4.7 mostra esquematicamente as funções de distribuição de probabilidades acumuladas dos volumes escoados $G(x)$ e dos volumes de chuva $F(p)$, ambos de duração d em escala aritmética sem transformação. A Figura 4.8 mostra essas mesmas funções em papel de probabilidade exponencial, a distância r_0 refere-se à distância de translação no domínio das extrapolações D_2 .

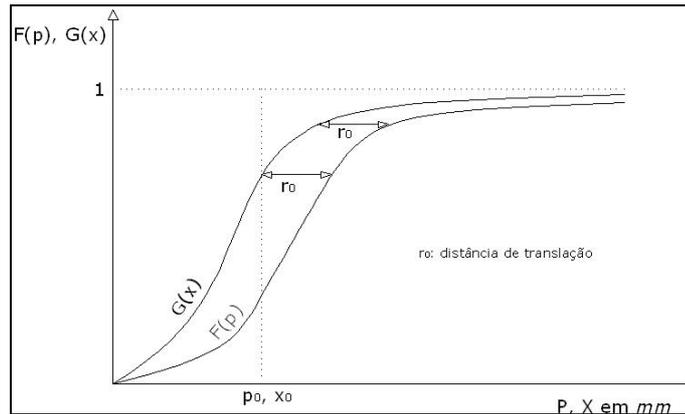


Figura 4.7: Distribuição de probabilidades dos volumes escoados e de chuva

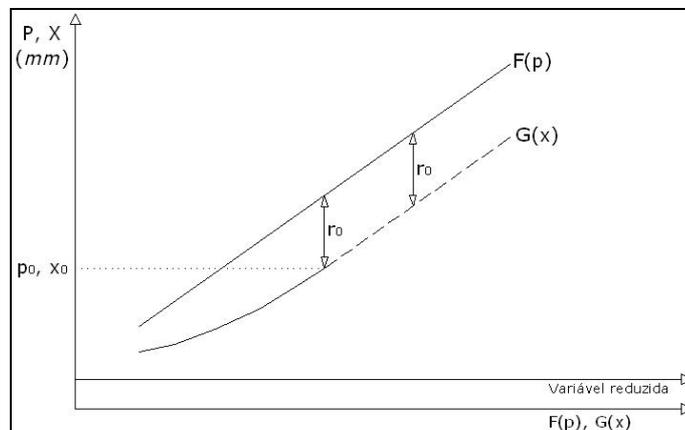


Figura 4.8: Distribuição de probabilidades dos volumes escoados e de chuva

Para a distância de translação r_0 , a integral na Equação 4.48 representa o valor esperado de

$$\exp\left(\frac{-r_0}{a}\right).$$

Como resultado tem-se:

$$r_0 = -a \ln \left\{ E \left[\exp \left(-\frac{R}{a} \right) \right] \right\} \quad (4.50)$$

A distância de translação r_0 é referenciada como um “limite prático” para R (Duband *et al.*, 1988). Na prática, Guillot & Duband (1967) recomendam o uso de uma distribuição empírica para os dados observados dos volumes máximos anuais (ou sazonais) até um período de retorno de 10 a 20 anos para bacias relativamente impermeáveis e até 50 anos para bacias com alta capacidade de infiltração. A partir desse ponto, as funções de distribuição acumuladas dos volumes de chuva e vazão são separadas por uma distância r_0 . Equivalentemente, no domínio D_2 , as duas distribuições podem ser plotadas em papel exponencial como uma linha reta, ambas com uma inclinação igual ao parâmetro Gradex da chuva a .

A validade da equação 4.43 está condicionada à suposição de que a cauda superior da distribuição dos volumes de chuva é do tipo exponencial, e não somente a suposição de que R e P são independentes para $P > P_0$. A justificativa para essa afirmação é dada em CTGREF (1972). Inicialmente, as equações 4.45 e 4.49 são igualadas, resultando em:

$$f(x + r_0) = \int_0^{\infty} f(x + r)h(r)dr \quad (4.51)$$

Denotando $(x + r_0)$ por τ e substituindo-o na Equação 4.51, segue-se que:

$$\int_0^{\infty} \frac{f(\tau + r - r_0)}{f(\tau)} h(r)dr = 1 \quad (4.52)$$

Diferenciando em relação a τ , obtém-se:

$$\int_0^{\infty} \frac{d}{d\tau} \left[\frac{f(\tau + r - r_0)}{f(\tau)} \right] h(r)dr = 0 \quad (4.53)$$

Para que a equação anterior seja satisfeita, a taxa $f(\tau + r - r_0)/f(\tau)$ deve ser constante em relação a τ . As únicas funções que possuem tal propriedade são as funções exponenciais da forma $A \exp(B\tau)$, sendo A e B constantes. Como resultado, f e g devem ser funções

exponenciais dessa forma. Entre as distribuições de probabilidade que exibem uma cauda superior do tipo exponencial estão a Normal, a Log-Normal, a Gama, a Gumbel e a TCEV.

Pelo fato do déficit de escoamento ser limitado à esquerda e à direita, pode-se formular a distribuição de probabilidade acumulada de R , denotada por $H(r)$, como

$$H(r) = \left(\frac{r}{D}\right)^E \quad 0 \leq r \leq D \quad (4.54)$$

na qual o parâmetro D representa o maior déficit possível, sob condições extremamente secas, e o parâmetro E controla a forma da curva. Por diferenciação, a densidade $h(r)$ é dada por:

$$h(r) = \frac{E}{D^E} r^{E-1} \quad 0 \leq r \leq D \quad (4.55)$$

A Figura 4.9 mostra um exemplo de como $h(r)$ varia com r , para valores diferentes do parâmetro E , com um valor hipotético constante de $D=325$ mm.

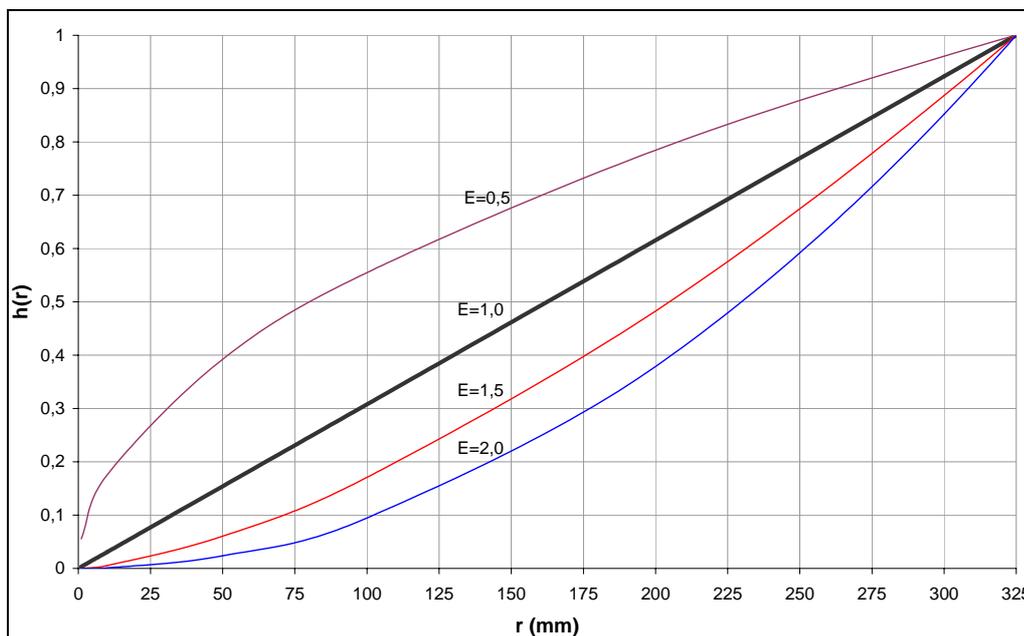


Figura 4.9: Variação de $h(r)$ em relação a r para valores diferentes de E

A relação entre alturas de chuva e volumes de escoamento (vide Figura 4.10), para uma duração igual ao tempo de base, é aqui modelada pela função proposta por Guillot (1993), qual seja:

$$X = P - R \left[(1 - w) \tanh\left(\frac{P}{R}\right) + w \tanh\left(\frac{P}{D}\right) \right] \quad 0 \leq w \leq 0.4 \quad (4.56)$$

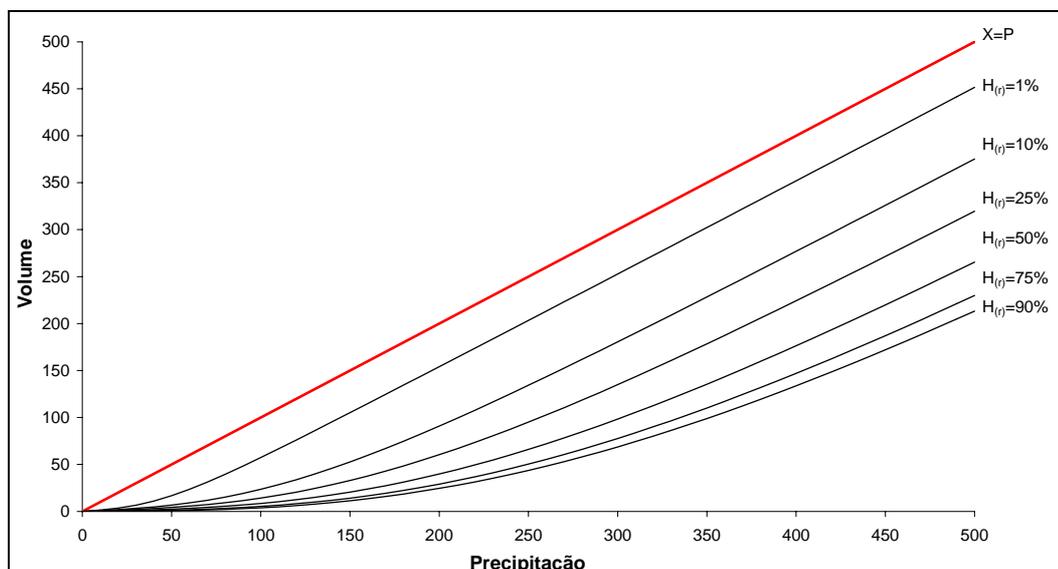


Figura 4.10: Relação entre altura de chuva e volume de cheia

Se $p(x,r)$ denota a função inversa dada pela Equação 4.56, então a função de distribuição de volumes de cheia pode ser escrita como:

$$G(x) = \int_{H=0}^{H=1} F[p(x,r)dH] \quad (4.57)$$

4.4.3 Relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico

A avaliação e a interpretação das relações de dependência entre as alturas de precipitação e as vazões de pico das cheias e da associação entre seus períodos de retorno, bem como dos impactos sobre as respectivas curvas de frequências individuais, foram realizadas por meio da comparação das vazões de pico adimensionalizadas e as precipitações, além de diagramas *box-plot* e histogramas dos tempos de retorno associados às vazões de pico.

4.5 Sumário Parcial

Neste capítulo, foram delineadas as etapas da metodologia a ser empregada para estudar as relações de frequência entre chuvas e enchentes raras numa bacia hidrográfica, por meio de

geração de séries sintéticas extensas de precipitação e evaporação, e sua transformação em escoamento superficial através de um modelo chuva-vazão.

No capítulo seguinte, serão apresentadas duas aplicações da metodologia aqui descrita, sob a forma dos seguintes estudos de casos: bacia hidrográfica do Rio Indaiá em Porto Indaiá e bacia do Rio Pará em Ponte do Vilela, ambas localizadas na região centro-sul do estado de Minas Gerais. As relações de dependência entre vazões de pico e umidade antecedente do solo foram elaboradas para as duas bacias. Entretanto, para as relações de dependência entre alturas de precipitação e volumes de cheia, as hipóteses do método Gradex puderam ser verificadas apenas para a bacia do Rio Indaiá, o que permitiu a aplicação da equação 4.56 apenas nessa bacia.

5 APLICAÇÃO DA METODOLOGIA – ESTUDOS DE CASOS

Com base na disponibilidade de dados evaporimétricos, pluviométricos e fluviométricos, em quantidade suficiente para permitir a aplicação do método já descrito, foram selecionadas duas bacias: Rio Indaiá e Rio Pará, ambas localizadas na bacia do alto São Francisco no estado de Minas Gerais. A Figura 5.1 mostra a localização dessas bacias hidrográficas.

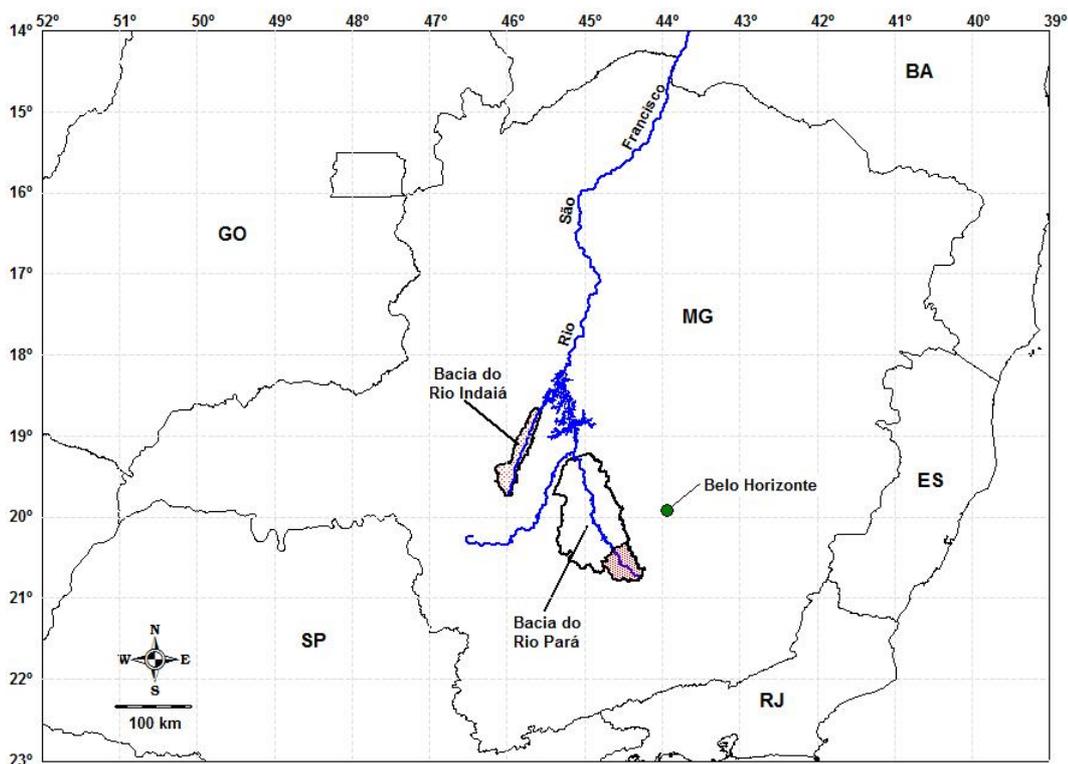


Figura 5.1: Localização das bacias hidrográficas selecionadas

5.1 Bacia do Rio Indaiá

A bacia do rio Indaiá em Porto Indaiá localiza-se inteiramente no estado de Minas Gerais, na bacia do Rio São Francisco, a montante da barragem de Três Marias, entre as coordenadas geográficas aproximadas de 18°25' e 19°50' de latitude sul e 45°30' e 46°10' de longitude oeste. A bacia compreende onze municípios: Córrego Danta, Santa Rosa da Serra, Estrela do Indaiá, Serra da Saudade, São Gotardo, Matutina, Quartel Geral, Tiros, Cedro do Abaeté, Paineiras e Biquinhas.

Afluente do curso do rio São Francisco, o rio Indaiá nasce no Município de Córrego Danta, em Cachoeirinha, numa altitude de 1.170 metros, o curso d'água mantém a direção sudoeste-nordeste até desaguar, pela margem esquerda na altitude de 568 metros, no reservatório de Três Marias. Os tributários do rio Indaiá não são muito significativos, destacando-se o Indaiazinho e o ribeirão das Ferreiras, contribuintes pela margem esquerda. As principais características físicas² da Bacia do rio Indaiá em Porto Indaiá são:

- Área de Drenagem: 2.260 km²;
- Comprimento do curso de água principal: 226,4 km;
- Declividade do talvegue média: 1,17 m/km;
- Declividade do talvegue equivalente: 1,12 m/km;
- Declividade do talvegue I_{15,85}: 1,01 m/km;
- Perímetro da bacia: 330 km;
- Coeficiente de forma: 0,04;
- Coeficiente de compacidade: 1,94;
- Tempo de concentração: 58,80 horas.

Esses valores indicam que a bacia possui geometria aproximadamente retangular, ou seja, forma alongada, com declividade relativamente pouco acentuada. Pode-se dizer que a bacia apresenta dificuldade de rápida concentração do escoamento superficial. O coeficiente de compacidade da bacia tem um valor superior à unidade, indicando que a bacia apresenta tendência relativamente pequena a enchentes. O coeficiente de forma, cujo valor é baixo, indica a forma alongada da bacia.

² Obtidas a partir das cartas planialtimétricas do IBGE: Campos Altos, Luzes, Dores do Indaiá e Serra Selada

Os estudos de levantamento da rede hidrometeorológica e caracterização física da bacia do alto rio São Francisco (Castilho, 1996), indicam um valor de 1,34 junções/km² para a densidade de drenagem da bacia desde as nascentes até a localidade da estação fluviométrica do rio Indaiá em Fazenda Bom Jardim. De acordo com o estudo citado, a bacia do rio Indaiá possui rochas pelito-psamíticas do Grupo Bambuí (formação da Serra da Saudade) de idade Proterozóica Superior e sedimentares e vulcanoclásticas da formação da Mata da Corda (Mesozóicas). A vegetação nativa da região é composta predominantemente pelos cerrados, constituídos principalmente de gramíneas, arbustos e árvores de médio porte, tendo como principal característica os troncos e galhos retorcidos e as folhas espessas e coriáceas.

Segundo a classificação de Köppen, entre as latitudes de 19° e 20°, o clima da região é classificado com Cwa: clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22°C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C), a estação seca corresponde ao inverno. Já para latitudes mais baixas (entre 18° e 19°), próximas ao reservatório de Três Marias, o clima é Aw; clima tropical chuvoso, com inverno seco, verão chuvoso e temperatura média do mês mais frio sempre superior a 18°C.

De acordo com Hidrosistemas/Copasa (1993), a bacia do rio Indaiá constitui uma região homogênea quanto aos índices de pluviosidade, relevo e capacidade da infiltração, com totais pluviométricos médios anuais entre 1.000 e 1.500 mm. Trata-se de uma região com predominância de relevo forte, ondulado a montanhoso, terrenos com baixa capacidade de infiltração, em razão da ocorrência freqüente de solos argilosos associados a substrato rochoso de baixa permeabilidade.

5.1.1 Aquisição e Processamento de Dados

A estação fluviométrica utilizada para a Bacia do Rio Indaiá foi a de Porto Indaiá (40963000), operada pela Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), com latitude de 18°40' e longitude de 45°34'. A estação possui dados diários de vazão de abril de 1977 a abril de 2004, dispondo, portanto, de 24 anos de observações.

As dez estações pluviométricas utilizadas no estudo foram selecionadas de acordo com sua proximidade à bacia e com a disponibilidade de dados de cada série. A Tabela 5.1 apresenta as características das estações pertencentes à rede hidrométrica da Agência Nacional de

Águas (ANA), com exceção da estação de Abaeté que pertence à Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG).

Tabela 5.1: Características das estações pluviométricas da região

Código	Estação	Município	Lat.	Long.	Altitude (m)	Período de dados
1845002	Fazenda São Félix	São Gonçalo do Abaeté	18°27'	45°38'	760	08/1968-12/2002
1845004	Lagoa Gouveia	Tiro	18°50'	45°51'	1.035	01/1975-12/2002
1845014	Tiros	Tiros	18°60'	45°58'	1.030	07/1958-12/2002
1945002	Barra do Funchal	Serra da Saudade	19°23'	45°53'	720	06/1941-12/2002
1945003	Dores do Indaiá	Dores do Indaiá	19°28'	45°36'	672	09/1941-10/1949
1945013	Matutina	Matutina	19°14'	45°58'	-	12/1974-12/1993
1945019	Dores do Indaiá	Dores do Indaiá	19°28'	45°36'	692	07/1958-12/2002
1945035	Abaeté	Abaeté	19°05'	45°26'	505	10/1974-12/2002
1946000	Tapiraí	Tapiraí	19°52'	46°01'	670	08/1941-12/2002
1946009	São Gotardo	São Gotardo	19°18'	46°02'	-	10/1974-12/2002

A Figura 5.2 mostra a disposição espacial das estações pluviométricas e da fluviométrica selecionadas para a área de estudo.

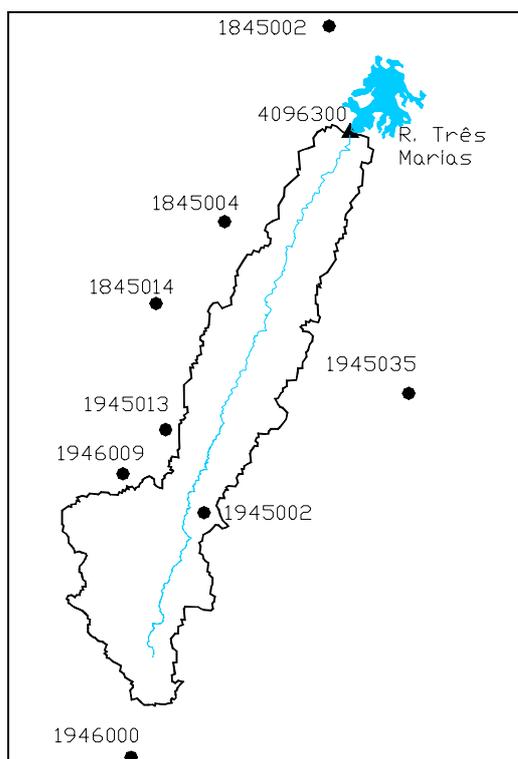


Figura 5.2: Disposição espacial das estações da Bacia do Rio Indaiá

A chuva média sobre a bacia foi calculada a partir das estações Fazenda São Félix (1845002), Lagoa Gouveia (1845004), Tiros (1845014), Barra do Funchal (1945002), Matutina (1945013), Abaeté (1945035), Tapirai (1946000) e São Gotardo (1946009) por meio dos polígonos de Thiessen. Os coeficientes de ponderação para as estações são 0,028, 0,238, 0,094, 0,153, 0,128, 0,275, 0,073 e 0,012 respectivamente.

A estação evaporimétrica selecionada é a de Porto Pará (1945017) que não está localizada no limite da bacia hidrográfica, mas em uma região próxima. Entretanto, para os efeitos de simulação hidrológica, esta limitação não inviabiliza a utilização do modelo de transformação chuva-vazão.

Nos itens subsequentes são apresentados os procedimentos adotados e os resultados da aplicação da metodologia para a Bacia do Rio Indaiá.

5.1.2 Modelo estocástico de geração de séries sintéticas

A série sintética extensa de dados diários da precipitação foi gerada por Lima (2004) e a série de evaporação foi obtida através do programa Stochastic Climate Library (SCL) versão 2.0, conforme os métodos já descritos no capítulo 4; essas séries são as bases para a simulação chuva-vazão. A extensão das séries foi escolhida em função do tempo de retorno admitido para as vazões de projeto de grandes estruturas hidráulicas ser de 10.000 anos.

Testes estatísticos convencionais não devem ser aplicados para verificar as séries sintéticas geradas, pois as observações não são independentes. Desta forma, a verificação dos resultados obtidos foi realizada por meio de inferências estatísticas das séries obtidas. A Tabela 5.2 mostra as estatísticas das séries simulada e observada de precipitação e a Tabela 5.3 mostra as estatísticas descritivas das séries de evaporação.

Tabela 5.2: Estatísticas das séries observadas e simuladas de precipitação

Estatísticas	Dados Históricos	Dados Simulados	Evaporação Média Mensal (mm)	Dados Históricos	Dados Simulados
Precipitação Média Anual (mm)	1.532	1.521	Janeiro	360	351
Desvio Padrão Anual (mm)	212,2	204,9	Fevereiro	199	200
Precipitação Média Anual (mm)	9,3	9,2	Março	216	214
Precipitação Máxima Diária (mm)	108	249	Abril	97	97
			Maio	45	47
			Junho	25	26
			Julho	10	10
			Agosto	19	20
			Setembro	63	64
			Outubro	152	150
			Novembro	240	239
			Dezembro	319	314

Tabela 5.3: Estatísticas das séries observadas e simuladas de evaporação

Estatísticas	Dados Históricos	Dados Simulados	Precipitação Média Mensal (mm)	Dados Históricos	Dados Simulados
Evaporação Média Anual (mm)	1.712	1720	Janeiro	136	137
Desvio Padrão Anual (mm)	91,7	108,9	Fevereiro	153	154
Evaporação Média Diária (mm)	4,7	4,6	Março	147	147
Evaporação Máxima Diária (mm)	12	22	Abril	129	130
			Maio	117	118
			Junho	107	108
			Julho	126	127
			Agosto	156	157
			Setembro	165	166
			Outubro	184	184
			Novembro	146	147
			Dezembro	146	146

A análise dos dados apresentados permite constatar que o modelo estocástico para geração de séries sintéticas reproduz satisfatoriamente as principais características estatísticas da série utilizada como base para determinação dos parâmetros do modelo. Assim, parece plausível a utilização de longas séries de precipitação e evaporação geradas pelo modelo para realizar simulações chuva-vazão para se obter longas séries de vazões médias.

5.1.3 Modelo de Simulação Chuva-Vazão

A série de 10.000 anos de vazões diárias foi obtida a partir das séries estocásticas de precipitação e evaporação diárias, por meio de simulação pelo modelo Rio Grande. O período de dados da série evaporimétrica, pluviométrica e fluviométrica utilizado na calibração do modelo foi de 01 de outubro de 1978 até 30 de setembro de 1984, conforme mostra a Tabela 5.4.

Tabela 5.4: Séries de dados hidrológicos – calibração do modelo

Dados	Nome	Período
Pluviométrico	Série de Precipitação	01/10/1978-30/09/1984
Fluviométrico	Estação Porto Indaiá	01/10/1978-30/09/1984
Evaporimétrico	Estação Porto Pará	01/10/1978-30/09/1984

Para a utilização do modelo hidrológico procedeu-se à calibração de seu parâmetros, pelo processo automático DDS (Tolson, 2005). A Tabela 5.5 mostra os valores do módulo de produção do modelo Rio Grande obtidos pela calibração automática, bem como os limites inferiores e superiores para cada parâmetro. Ressalta-se aqui que, embora a maioria desses valores possua forte analogia com os processos hidrológicos, dificilmente podem ser obtidos de forma direta porque envolveriam complexas medições não convencionais.

Tabela 5.5: Parâmetros do modelo Rio Grande

Parâmetro	Valor calibrado	Limite inferior	Limite superior
K	0,85	0,40	0,85
IMP	0,38	0	10
WUM	24,94	3	25
WLM	99,72	50	100
WDM	69,88	15	70
SM	27,98	5	90
B	0,35	0,1	2,0
EX	1,01	0,3	2,0
C	0,24	0	0,25
KSS	0,47	0,1	0,5
KG	0,31	0,3	0,8
CI	0,8	0,5	0,9
CG	0,990	0,960	0,999

A fim de verificar os resultados da calibração, obtidos pelos parâmetros apresentados, foram realizadas análises sobre: coeficiente de Nash, estatísticas básicas sobre os resíduos do

modelo, hidrogramas observados e simulados, curva de vazões classificadas (observadas *versus* simuladas) e a evolução dos resíduos no tempo.

O coeficiente de Nash foi obtido a partir da formulação proposta por Nash e Sutcliffe (1970):

$$E = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{cal})^2}{\sum(Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (5.1)$$

onde Q_{obs} é vazão observada, Q_{cal} é a vazão calculada e $\overline{Q_{obs}}$ é a vazão média da série de vazões observadas.

Para o período simulado, esse coeficiente corresponde a 74,84%. Pode-se concluir que o modelo Rio Grande foi capaz de explicar quase 75% da variância natural observada na série de vazões naturais. A Tabela 5.6 mostra as estatísticas básicas calculadas para os resíduos obtidos a partir da calibração do modelo e permite concluir que o valor médio dos resíduos, apesar de possuir um valor elevado, situa-se no limite próximo a zero dentro do estabelecido pelo resíduo relativo médio.

Tabela 5.6: Estatísticas dos resíduos da calibração

Estatística	Valor
Erro padrão	37,94
Erro percentual no volume	-1,122
Raiz do erro quadrático dos inversos	0,42
Diferença relativa média	0,23
Vazão média observada (m ³ /s)	53,93
Vazão média simulada (m ³ /s)	54,53

A Figura 5.3 apresenta o hidrograma das vazões observadas e simuladas. As vazões observadas e simuladas são semelhantes, refletindo boa reprodução dos períodos de cheia e de recessão.

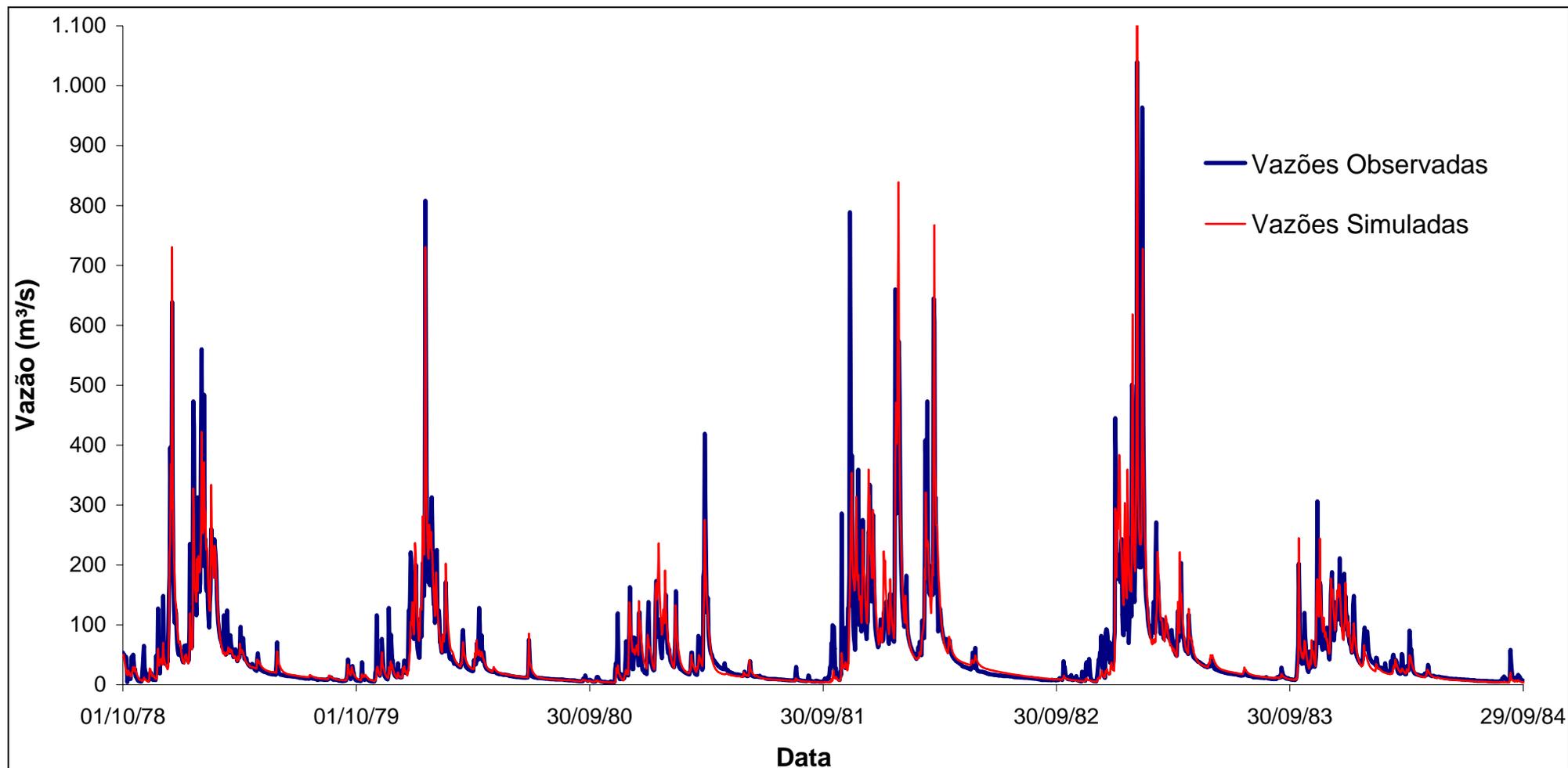


Figura 5.3: Vazões diárias observadas e calculadas

A Figura 5.4 apresenta as vazões classificadas observadas *versus* calculadas, na qual não se observa grande variabilidade em torno da reta de 45°, constatando-se que não existe um viés causado pelos parâmetros do modelo. Entretanto, para as vazões mais elevadas, observa-se uma maior variabilidade; esses desvios, todavia, estão na faixa de erros aceitáveis em modelagem hidrológica (Naghetini et.al, 2002).

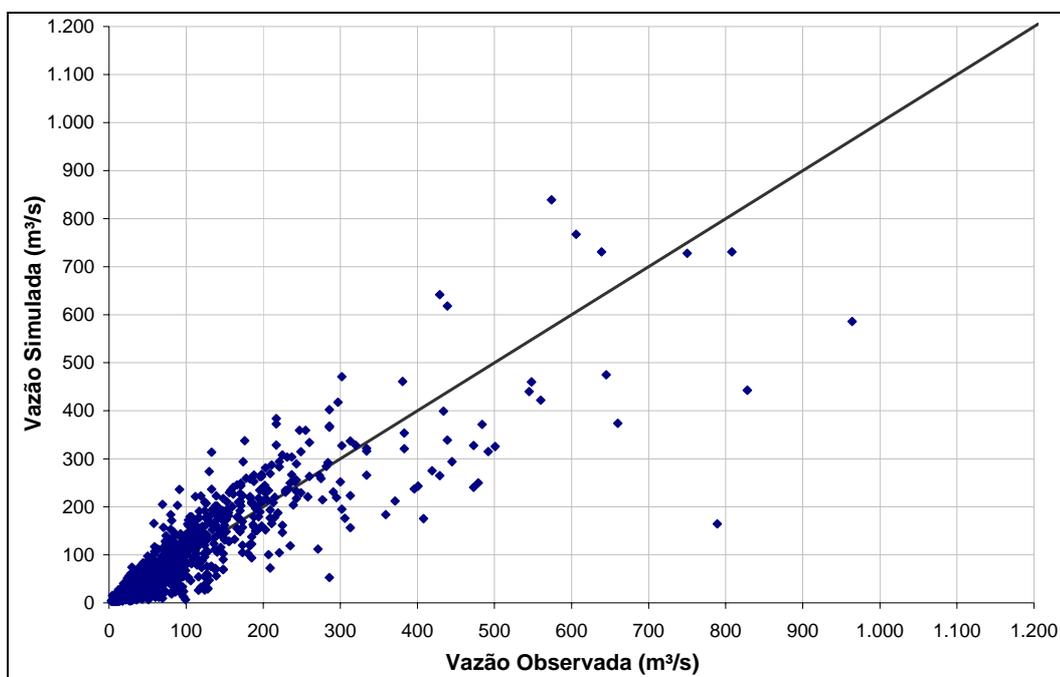


Figura 5.4: Vazões Classificadas

A evolução temporal dos resíduos ($Q_{obs} - Q_{cal}$) pode ser observada através da Figura 5.5, na qual constata-se uma flutuação dos valores em torno de zero e, portanto, ausência de viés causados pelos parâmetros calibrados. Além disso, observa-se a presença de erros mais significativos no período chuvoso, resultado da estrutura de variação intra-anual típica da região. Observa-se também que alguns valores mais elevados dos resíduos podem ser explicados pelo atraso de um dia entre as maiores vazões simuladas em relação às observadas.

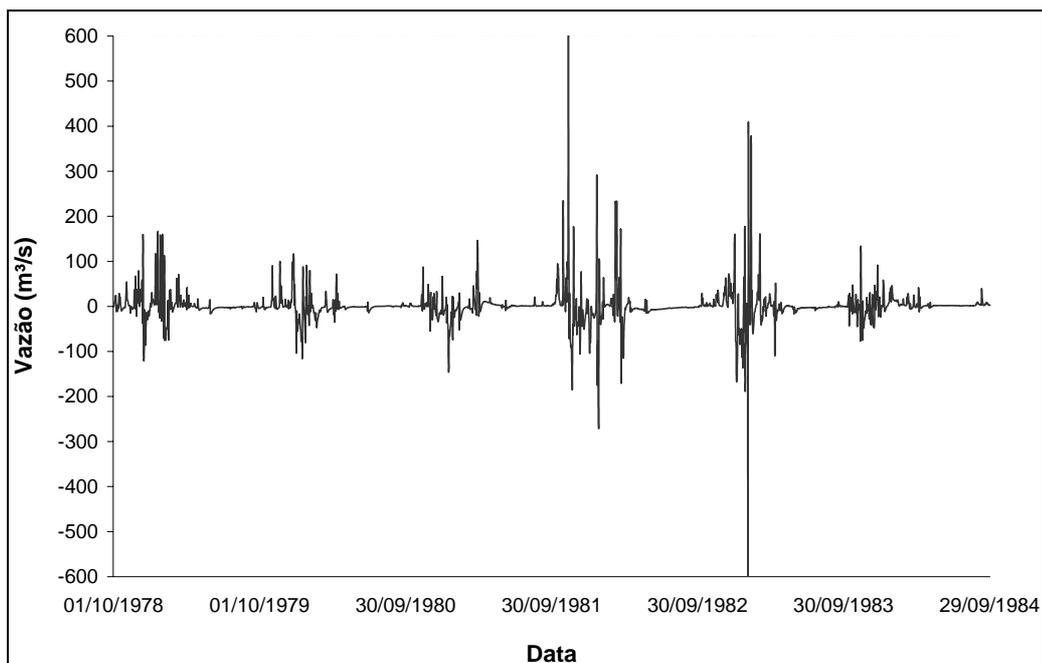


Figura 5.5: Evolução temporal dos resíduos

Os erros de simulação observados podem ser atribuídos (i) ao preenchimento de séries naturais observadas, e/ou (ii) ao fato que a série de precipitação utilizada corresponde à media espacial das precipitações observadas na bacia e/ou (iii) a possíveis inconsistências não eliminadas dos dados de vazão observada e/ou (iv) à modelagem propriamente dita.

A partir das análises apresentadas e do coeficiente de Nash obtido, pode-se concluir que os parâmetros calibrados são válidos para todo o período de dados disponíveis, pois o modelo reproduz satisfatoriamente as vazões e respeita a cronologia dos eventos. Assim, para a série de 10.000 anos de dados diários, foram empregados os valores dos parâmetros apresentados na Tabela 5.5 para simular as vazões por meio do modelo Rio Grande.

Conforme os objetivos dessa pesquisa, foram selecionadas as vazões diárias máximas anuais correspondentes ao ano hidrológico de toda a séries de vazões simuladas e observadas para obter as curvas de probabilidade empírica. A Figura 5.6 mostra a distribuição de probabilidade empírica das vazões diárias simuladas máximas anuais.

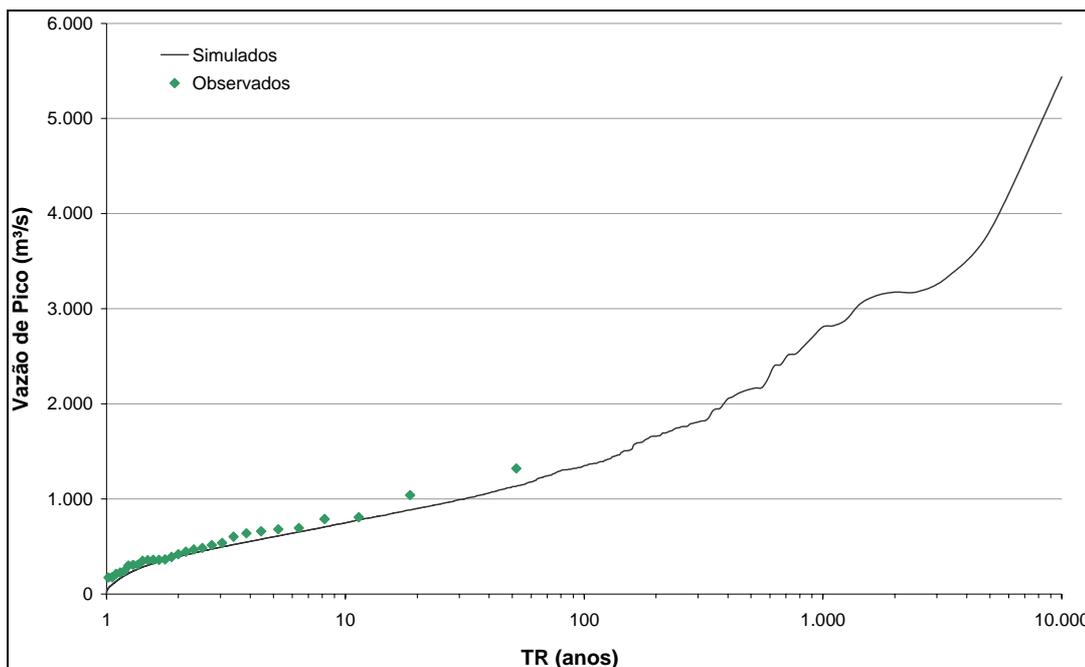


Figura 5.6: Distribuição de probabilidade empírica – vazão

5.1.4 Análise das Relações de Dependência e Freqüência entre Variáveis Características de Cheias e de Precipitação

Na seqüência desta pesquisa, foi necessário obter a máxima vazão diária ao longo do hidrograma (ou simplesmente vazão de pico), o volume e a precipitação para cada ano da série simulada, a partir dos 10.000 fluviogramas simulados.

A caracterização do hidrograma-hietograma foi realizada através da descrição apresentada no capítulo 4, referente à metodologia, e pelo estudo de 20 hidrogramas observados na bacia do rio Indaiá (Anexo 2). Para a bacia hidrográfica do rio Indaiá, o tempo de base médio foi estimado em 8 dias, o tempo de pico em 2 dias e o tempo de recessão em 6 dias. Assim, o volume total de cheia foi obtido pela soma das vazões de dois dias anteriores a ocorrência da vazão de pico e seis dias posteriores. A precipitação total foi obtida por meio da soma das precipitações de 6 dias antes da vazão de pico e dois dias após. A Figura 5.7 exemplifica o hidrograma-hietograma típico para a Bacia do Rio Indaiá.

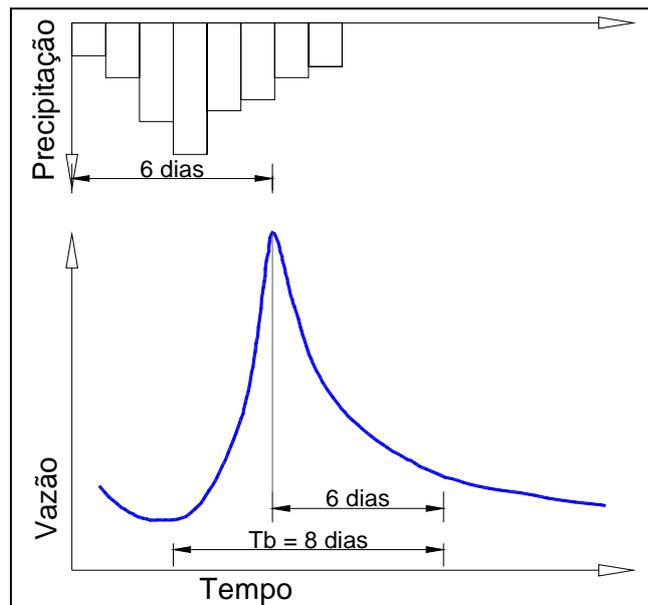


Figura 5.7: Hidrograma – Hietograma da Bacia do Rio Indaiá

5.1.4.1 Relações de dependência entre vazões de pico e índices de precipitação antecedente

Tendo em vista os objetivos do presente estudo, a partir das maiores vazões diárias para cada ano da série de 10.000 anos, obteve-se o índice da condição de umidade para cada ano por meio da precipitação antecedente P_a , com 20 termos. A Figura 5.8 mostra a vazão diária de pico *versus* a precipitação antecedente para a bacia do Rio Indaiá.

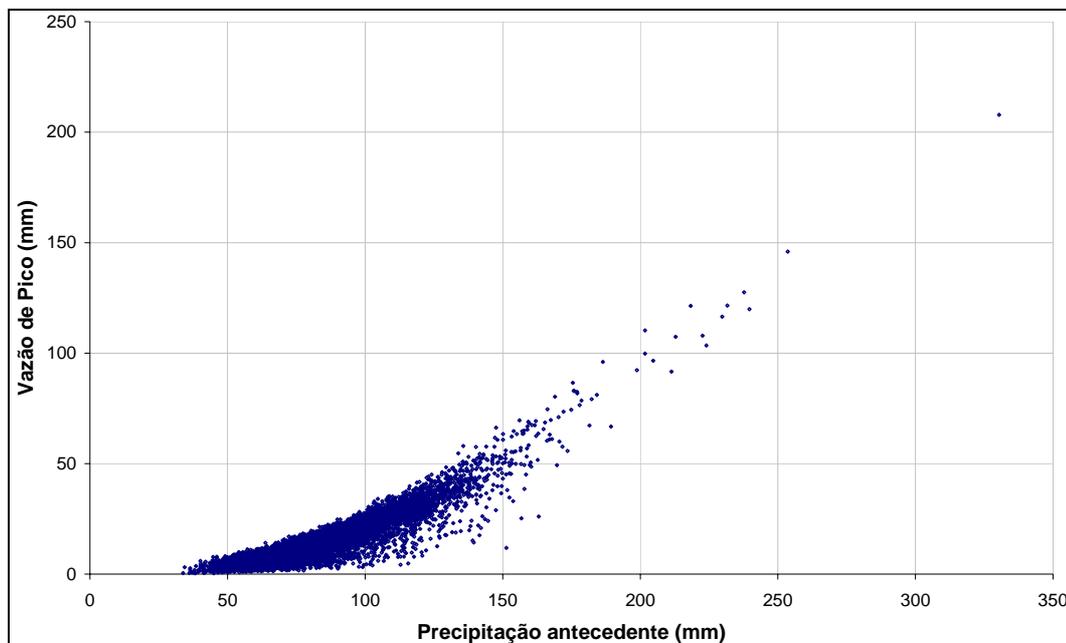


Figura 5.8: Vazão de Pico versus Precipitação Antecedente

Percebe-se que há uma forte dependência da vazão de pico com a precipitação antecedente, a qual parece se tornar menos importante para condições próximas à saturação da bacia. Esse fato é um indicador de que a premissa de igualdade entre tempos de retorno da chuva e vazão de projeto, tão comum na prática da engenharia, não é adequada à realidade hidrológica.

A influência relativa da precipitação antecedente sobre as vazões de pico encontra-se ilustrada nas figuras a seguir, as quais são diagramas do tipo *box-plot* das vazões de pico adimensionalizadas pelas suas respectivas médias aritméticas, em correspondência aos intervalos de precipitação antecedente entre 45 e 55 mm, 70 e 80 mm, 95 e 105 mm, 120 e 130 mm, 145 e 155 mm, e, finalmente, entre 170 e 180 mm. Um diagrama *box-plot* mostra um retângulo cujos lados são delimitados pelos primeiro e terceiro quartis, com a mediana em seu centro, estendidos por linhas que definem os limites de identificação de pontos atípicos inferiores e superiores. Esses limites são usualmente arbitrados como um acréscimo (ou um decréscimo) ao terceiro quartil Q_3 (ou ao primeiro quartil Q_1) de $1,5(Q_3 - Q_1)$, acima (ou abaixo) do qual posicionam-se os pontos considerados atípicos da variação amostral, tal como identificados desde a Figura 5.10 até a Figura 5.13.

As figuras demonstram que uma vez fixada a precipitação antecedente, aqui entendida como um indicador da umidade do solo que antecede a uma enchente, as vazões de pico das pequenas cheias variam relativamente muito mais do que as vazões de pico das grandes cheias. De fato, ao comparar essas figuras, percebe-se que a amplitude inter-quartil da Figura 5.9 é superior à da Figura 5.10, enquanto esta é superior à da Figura 5.11, e assim por diante. Com efeito, à medida que as enchentes se tornam mais severas, a bacia se torna mais saturada e as vazões de pico são mais dependentes da intensidade dos episódios hidrometeorológicos que determinaram a ocorrência daquela cheia em particular. Outros fatores podem influenciar as vazões de pico, tais como a distribuição espacial das precipitações e das áreas da bacia que já atingiram a saturação, bem como das condições e uso do solo, parecem ser menos atuantes nas enchentes mais severas do que naquelas mais frequentes.

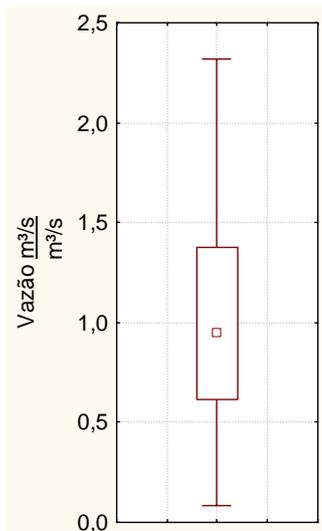


Figura 5.9: Pa entre 45-55 mm

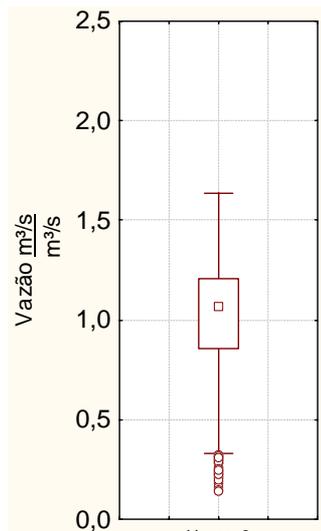


Figura 5.10: Pa entre 70-80 mm

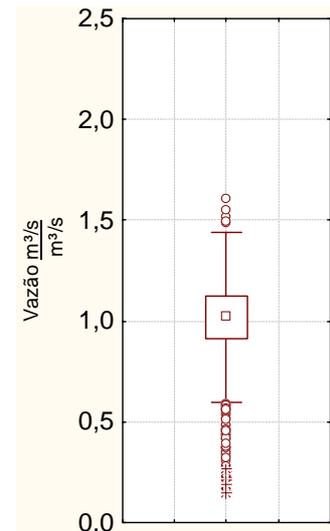


Figura 5.11: Pa entre 95-105 mm

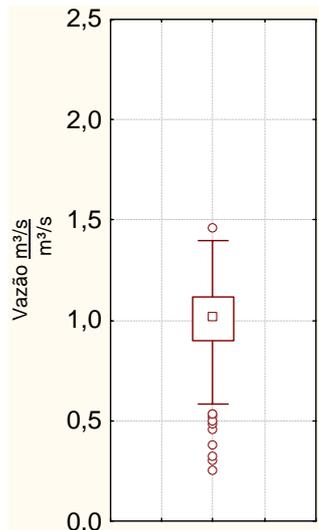


Figura 5.12: Pa entre 120-130 mm

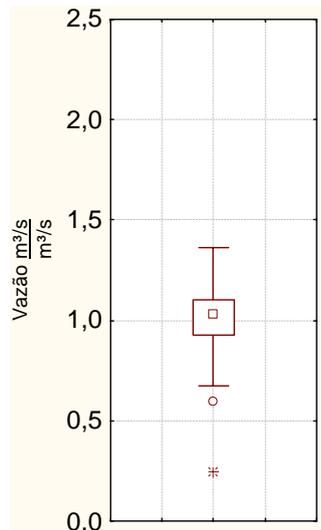


Figura 5.13: Pa entre 145-155 mm

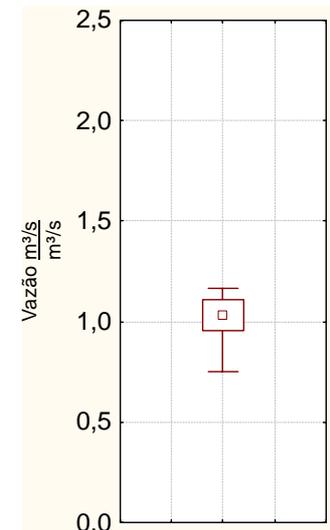


Figura 5.14: Pa entre 170-180 mm

Com base nas Figuras 5.9 a 5.14, pode-se deduzir que a influência de outros fatores, que não a intensidade das precipitações, sobre as vazões de pico das enchentes raras é menor do que para as cheias mais frequentes. Como corolário, pode-se dizer que a hipótese de que a aleatoriedade presente nas vazões de cheias se deve unicamente à aleatoriedade da precipitação causal, está relativamente menos isenta de erros para as grandes enchentes. Entretanto, para as cheias mais frequentes, outros fatores, além da intensidade das precipitações, parecem ter significativa influência sobre as vazões de pico.

As constatações anteriores são confirmadas pelas figuras 5.15 a 5.20 a seguir, correspondentes aos intervalos de precipitação antecedente [45,55 mm], [70-80 mm], [95, 105 mm], [120, 130 mm], [145, 155 mm] e [170, 180 mm], respectivamente. As figuras são os histogramas dos tempos de retorno associados às vazões de pico, em conformidade com a distribuição empírica da vazão, apresentada na Figura 5.6.

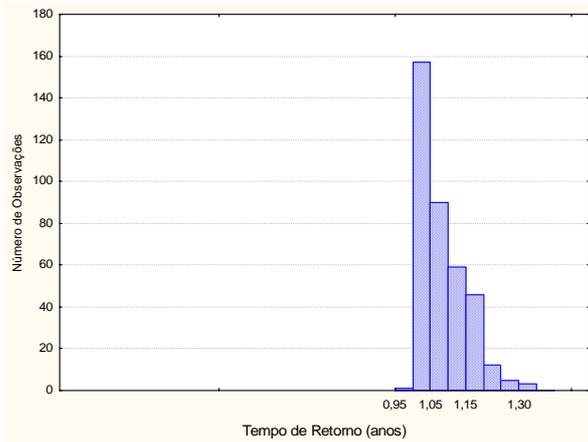


Figura 5.15: Pa entre 45-55 mm

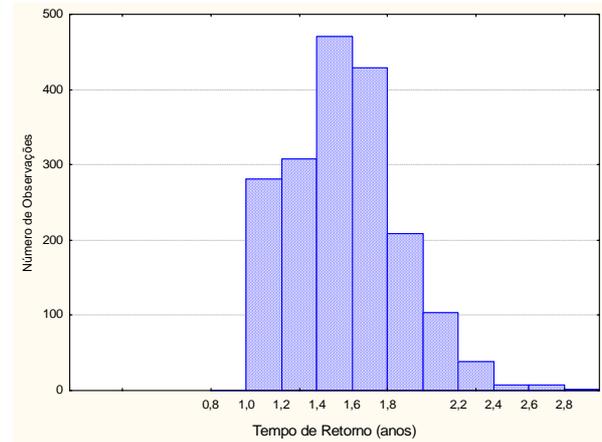


Figura 5.16: Pa entre 70-80 mm

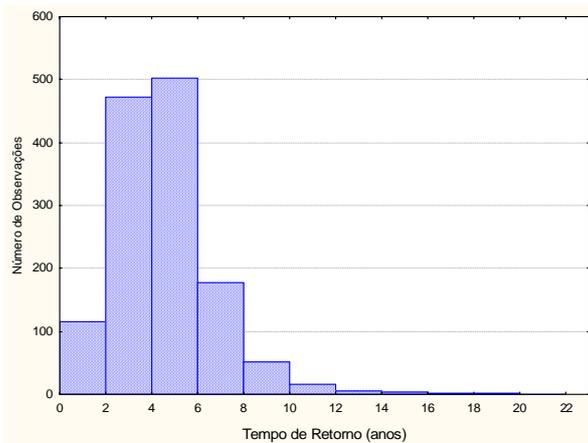


Figura 5.17: Pa entre 95-105 mm

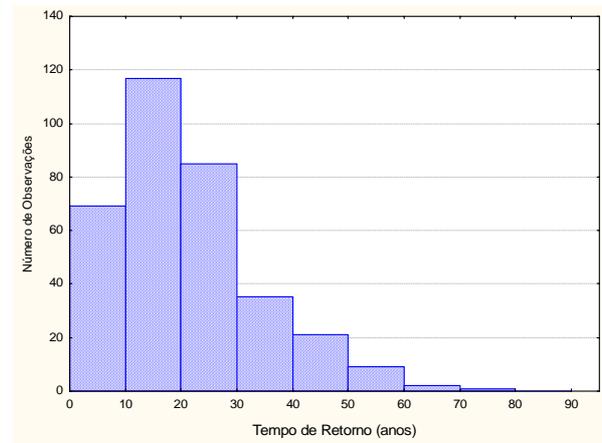


Figura 5.18: Pa entre 120-130 mm

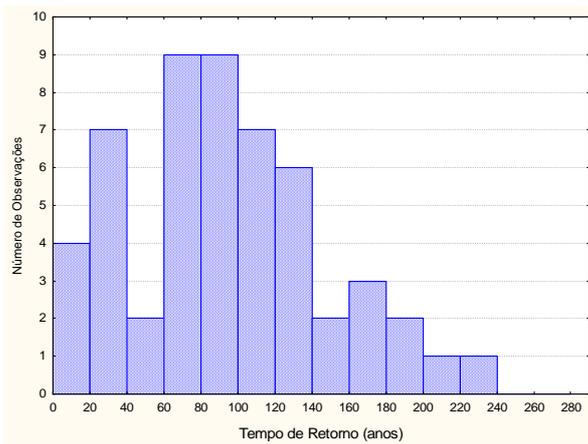


Figura 5.19: Pa entre 145-155 mm

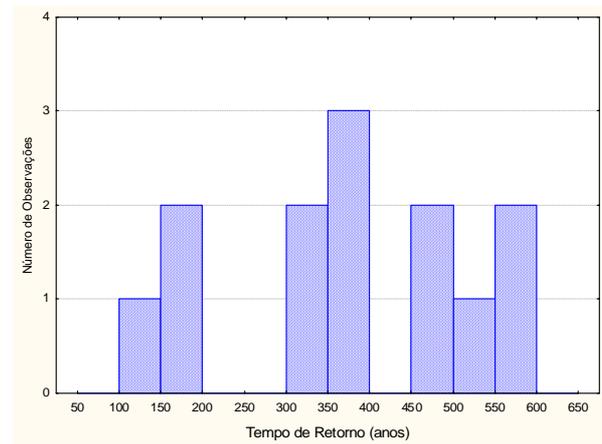


Figura 5.20: Pa entre 170-180 mm

Para as cheias menos raras, a forma do histograma é mais definida, com blocos de frequência mais concentrados em alguns poucos intervalos de classe. À medida que se prossegue em direção às cheias mais raras, como na Figura 5.20, por exemplo, os blocos de frequência são relativamente menos concentrados em certos intervalos de classe, evidenciando a menor dependência das vazões de pico das condições antecedentes de umidade do solo. Com relação às figuras 5.15 a 5.20, observa-se que as amplitudes dos histogramas de tempos de retorno não têm relação linear com as amplitudes das vazões de pico mostradas nos diagramas do tipo *box-plot*. De fato, a distribuição empírica da Figura 5.6, apesar de estabelecer uma relação biunívoca entre tempos de retorno e vazões de pico, o faz por meio de uma relação não linear (em muitos casos, logarítmica), a qual tem o evidente efeito de ampliar a amplitude dos tempos de retorno, dado um certo espectro de vazões.

5.1.4.2 Relações de dependência entre alturas de precipitação e volumes de cheia

Com o intuito de analisar as relações entre as alturas de precipitação e os volumes de cheia utilizando a equação 4.56, faz-se necessário comprovar as seguintes premissas:

- A cauda superior da distribuição da precipitação é uma função exponencial decrescente;
- Quando a umidade do solo na bacia se aproxima da saturação, qualquer incremento de precipitação tende a produzir igual incremento do volume de cheia para uma certa duração;

Para verificar o comportamento da cauda superior das precipitações de 8 dias de duração para a bacia do Rio Indaiá, aplicou-se a função de excedência média condicional (CME) e

comparou-se visualmente os gráficos de excedência média condicional para a série de 10.000 anos de alturas de precipitação e lâmina de escoamento superficial, somados ao longo de oito dias contíguos (Figura 5.21 e Figura 5.22).

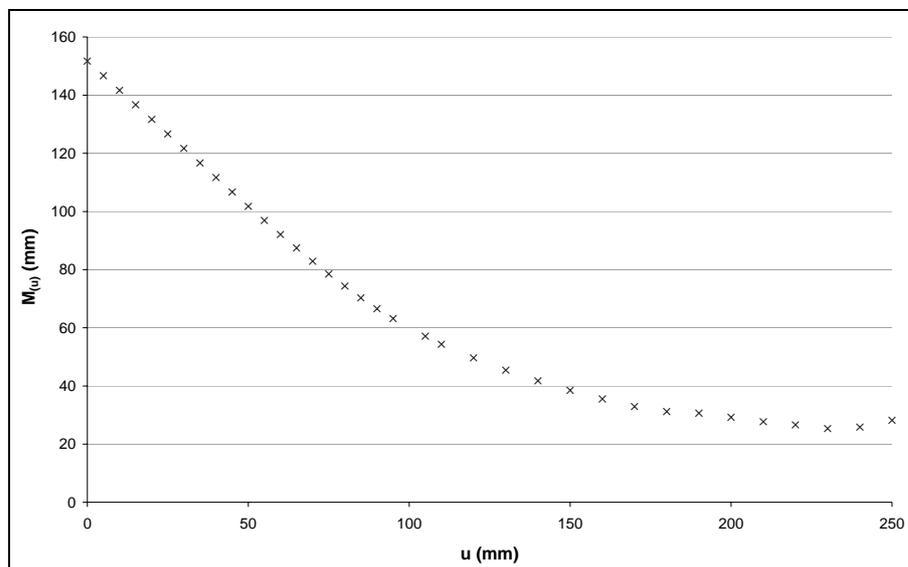


Figura 5.21: CME – Precipitação de oito dias de duração

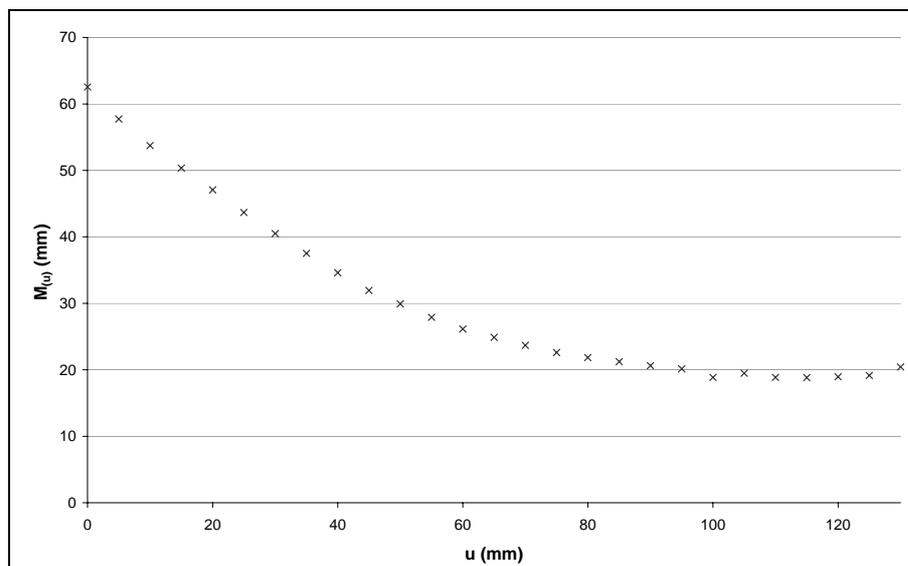


Figura 5.22: CME – Lâmina de escoamento superficial de oito dias de duração

As figuras apresentadas mostram que as distribuições são ilimitadas na direção do máximo, com a função de excedência média condicional – CME tendendo a permanecer constante para valores elevados de u . Portanto, conforme o teorema de Pickands (1975), tal fato é indicador que as caudas superiores de ambas as variáveis são do tipo exponencial.

Para verificar a outra hipótese do método Gradex, foram grafadas na Figura 5.23 as distribuições empíricas dos máximos anuais da lâmina de escoamento superficial e da precipitação, ambas para a duração de oito dias, em função do tempo de retorno.

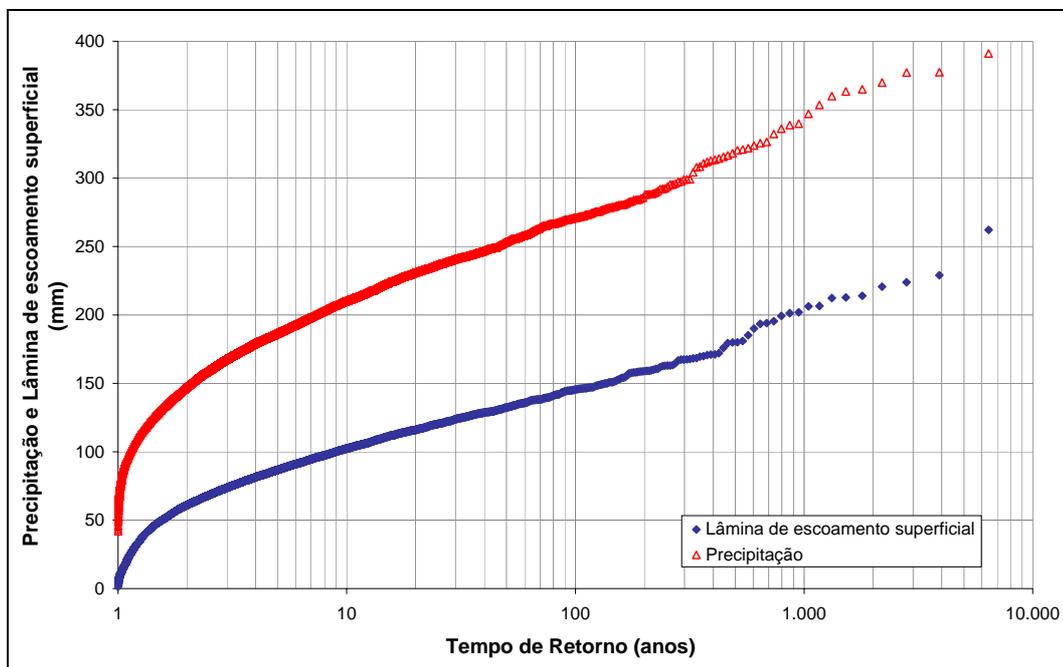


Figura 5.23: Lâmina de escoamento superficial e precipitação em relação ao TR

A Figura 5.23 mostra que quando a bacia hidrográfica atinge a condição de saturação, qualquer incremento de precipitação realmente tende a produzir igual incremento do volume de cheia para uma certa duração, comprovando também essa outra hipótese do método Gradex.

Portanto, parece plausível admitir que a cauda superior da distribuição dos volumes de escoamento tem comportamento assintótico exponencial, com o mesmo parâmetro de escala a (parâmetro Gradex) estimado para a cauda superior da distribuição dos volumes de chuva, que corresponde a 34,74 mm. Dessa maneira, as duas suposições do método Gradex foram comprovadas para a Bacia do Rio Indaiá, sendo possível aplicar a Equação 4.56 para o fim de modelagem da relação de dependência estocástica entre volumes de cheia e alturas de precipitação.

Os valores simulados de chuva e lâmina de escoamento superficial de cheia para a bacia do Rio Indaiá estão ilustrados na Figura 5.24.

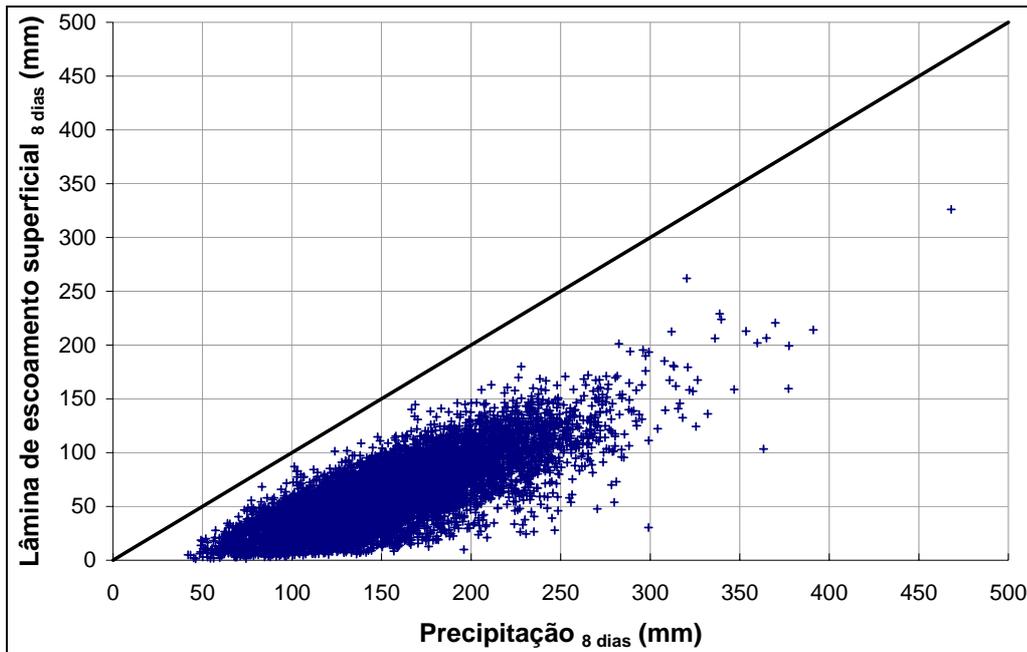


Figura 5.24: Chuva e lâmina de escoamento superficial para a Bacia do Rio Indaiá

O parâmetro D representa o “déficit de escoamento”, variável com o volume de precipitação. A Figura 5.25 mostra como o “déficit de escoamento” varia com a chuva. Embora o “déficit de escoamento” aumente com o volume da chuva, a curva envoltória superior parece tender a um limite quando a precipitação aumenta. Esse limite superior foi estimado visualmente como 325 mm, que pode ser considerado como uma estimativa do parâmetro D .

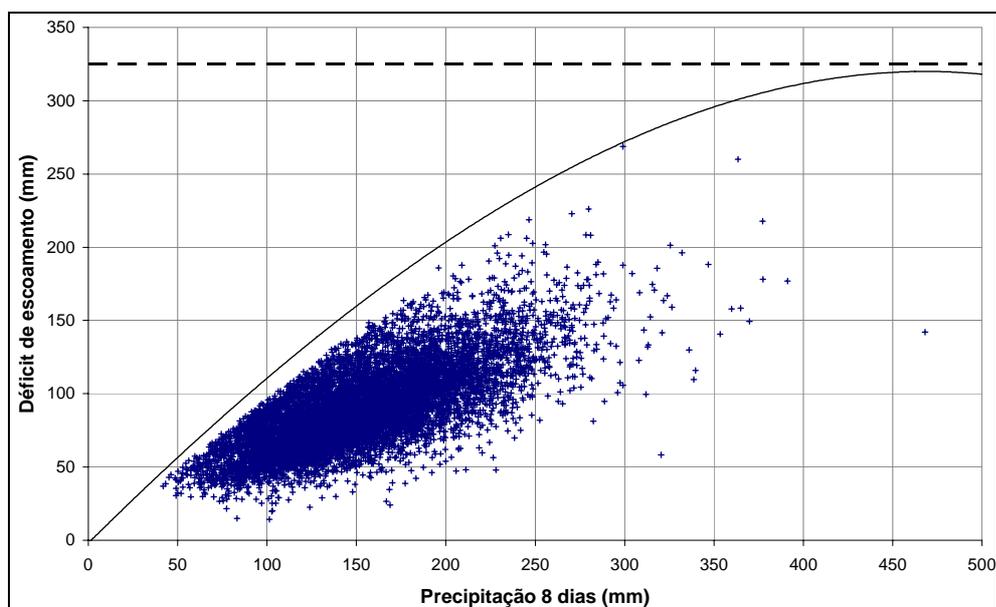


Figura 5.25: Déficit de escoamento e volume de chuva

O parâmetro E foi estimado de modo que a distância de translação r_0 fosse o valor entre as curvas $F(p)$ e $G(x)$, estimado a partir da Figura 5.24 em $\hat{r}_0 = 150$ mm, ou seja,

$$-a \ln \left[\int_0^D \exp\left(\frac{-r}{a}\right) h(r) dr \right] = -a \ln \left[\frac{E}{D^E} \int_0^D \exp\left(\frac{-r}{a}\right) r^{E-1} dr \right] = 150 \quad (5.2)$$

A solução para essa equação é $E=2,44$. Conseqüentemente, a função de distribuição acumulada do “déficit de escoamento” para a bacia do rio Indaiá é:

$$H(r) = \left(\frac{r}{325}\right)^{2,44} \quad 0 \leq r \leq 325 \text{ mm} \quad (5.3)$$

Com relação ao modelo dado pela Equação 4.56, o parâmetro w controla o ponto de início do paralelismo assintótico entre $F^{-1}(p)$ e $G^{-1}(x)$. A bacia do rio Indaiá tem solos com baixa permeabilidade que implica que $F^{-1}(p)$ e $G^{-1}(x)$ deverão ficar paralelos, no papel de probabilidade exponencial, em períodos de retorno relativamente baixos. Conseqüentemente o parâmetro w foi estimado como $w=0,15$. Portanto, a relação entre alturas de chuva e lâmina de escoamento superficial, de 8 dias de duração, estimada para o Rio Indaiá é dada por:

$$X = P - R \left[0,85 \tanh\left(\frac{P}{R}\right) + 0,15 \tanh\left(\frac{P}{325}\right) \right] \quad (5.4)$$

na qual o “déficit de escoamento” R é especificado de acordo com seu quantil, calculado pelo inverso da Equação 5.3. A Figura 5.26 ilustra a Equação 5.4, para diferentes quantis de R e valores simulados de chuva e lâmina de escoamento superficial para a bacia do rio Indaiá.

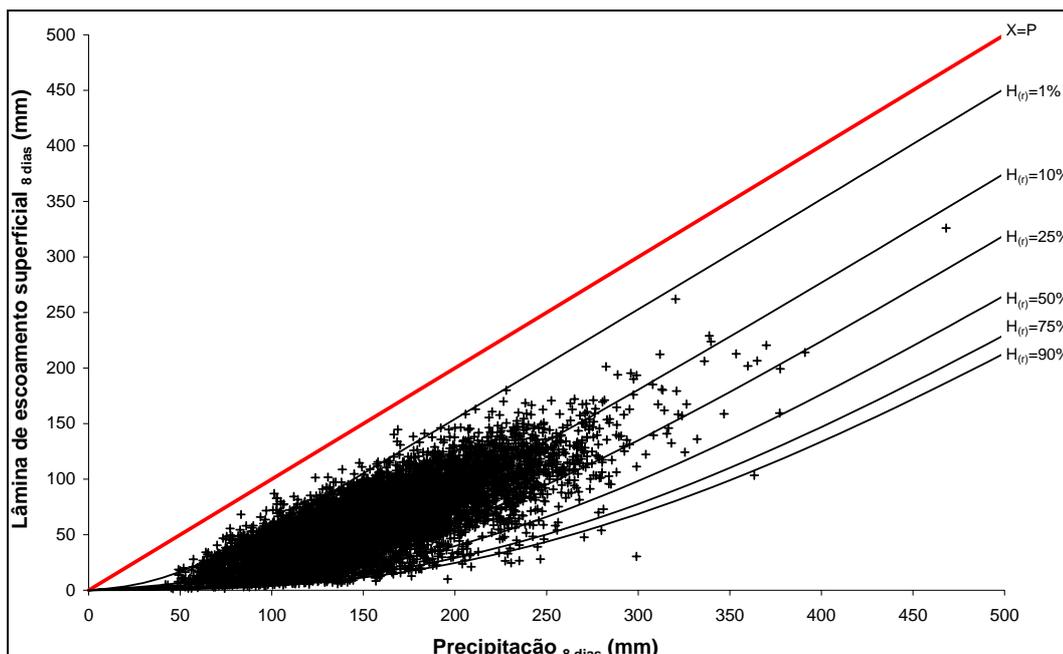


Figura 5.26: Relação entre chuva e lâmina de escoamento superficial

O modelo para relação entre chuva e lâmina de escoamento superficial é muito sensível à mudança dos valores do parâmetro E ; este parâmetro controla a distância entre as curvas de quantis e a linha $X=P$. Num gráfico $F(p)$ e $G(x)$ versus p e x , pode-se dizer que o parâmetro E controla a distância que separa a cauda superior das duas distribuições. A influência desse parâmetro no modelo, válido para a bacia do rio Indaiá, é mostrado nas figuras seguintes. Para $D=325$ mm, $a=34,74$ mm e $w=0,15$ constantes, os valores do parâmetro E foram fixados em 1, 2, 3 e 4. As distâncias que separam as curvas de quantis da linha $X=P$ variaram consideravelmente com as mudanças nos valores de E , especialmente na cauda inferior de H .

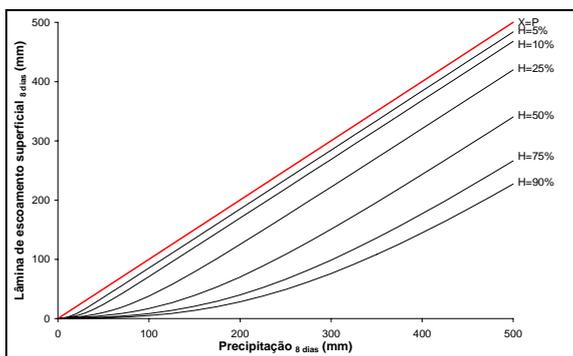


Figura 5.27: Parâmetro $E=1$

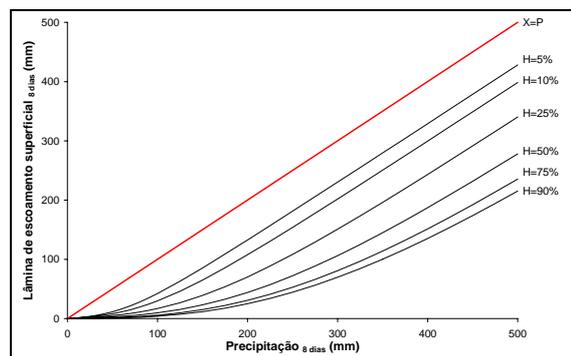


Figura 5.28: Parâmetro $E=2$

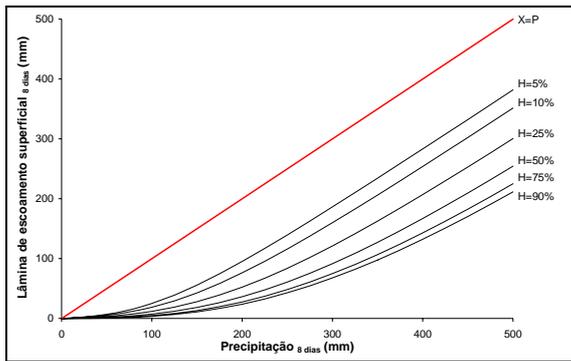


Figura 5.29: Parâmetro $E=3$

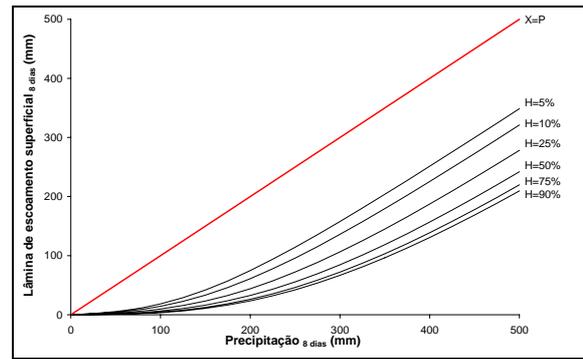


Figura 5.30: Parâmetro $E=4$

Ao contrário do parâmetro E , o modelo não é muito sensível ao parâmetro w . Este parâmetro controla o ponto a partir do qual as curvas de quantis tendem a ficar paralelas à linha $X=P$. Os efeitos da mudança dos valores de w sobre a relação chuva e a lâmina de escoamento superficial estimada para a bacia do rio Indaiá, estão ilustrados nas Figuras 5.31 a 5.34. O parâmetro w foi especificado como 0,1, 0,2, 0,3 e 0,4, enquanto os outros parâmetros permaneceram constantes ($D=325$, $\alpha=34,74$ e $E=2,44$).

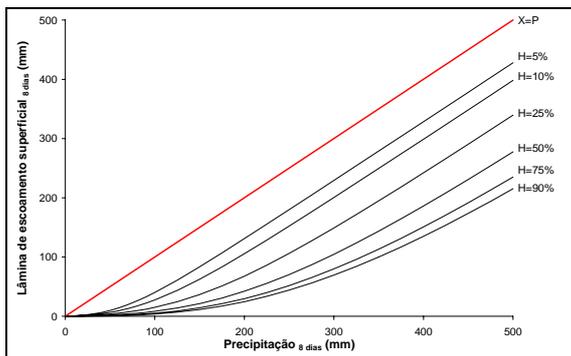


Figura 5.31: Parâmetro $w=0,1$

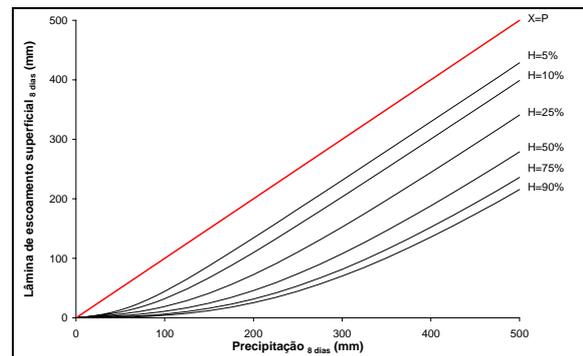


Figura 5.32: Parâmetro $w=0,2$

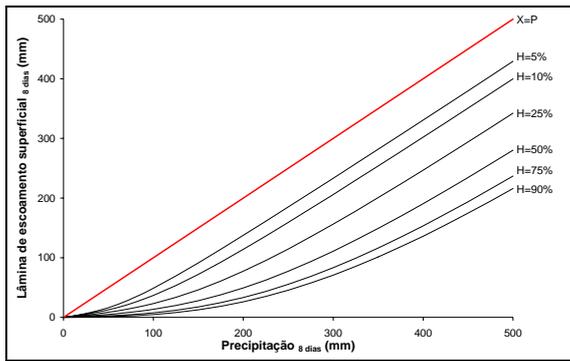


Figura 5.33: Parâmetro $w=0,3$

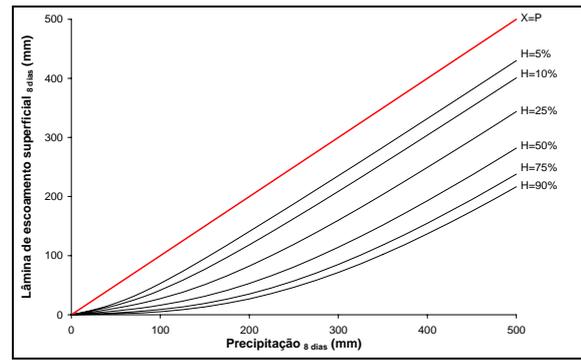


Figura 5.34: Parâmetro $w=0,4$

Após realizadas as verificações para aplicação da modelagem do método Gradex e de seus parâmetros para a bacia do Rio Indaiá, utilizou-se a Equação 5.4 para comparar os períodos de retorno da lâmina de escoamento superficial e da precipitação. Essa comparação foi feita a partir da variação dos três índices da Bacia do Rio Indaiá: déficit de escoamento (R), precipitação (P) e lâmina de escoamento superficial (X) através da Equação 5.4.

A Figura 5.35 e a Tabela 5.7 mostram a variação dos períodos de retorno da precipitação e do seu volume correspondente, considerando o déficit de escoamento como constante para os valores de 1, 5, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140 e 150 mm.

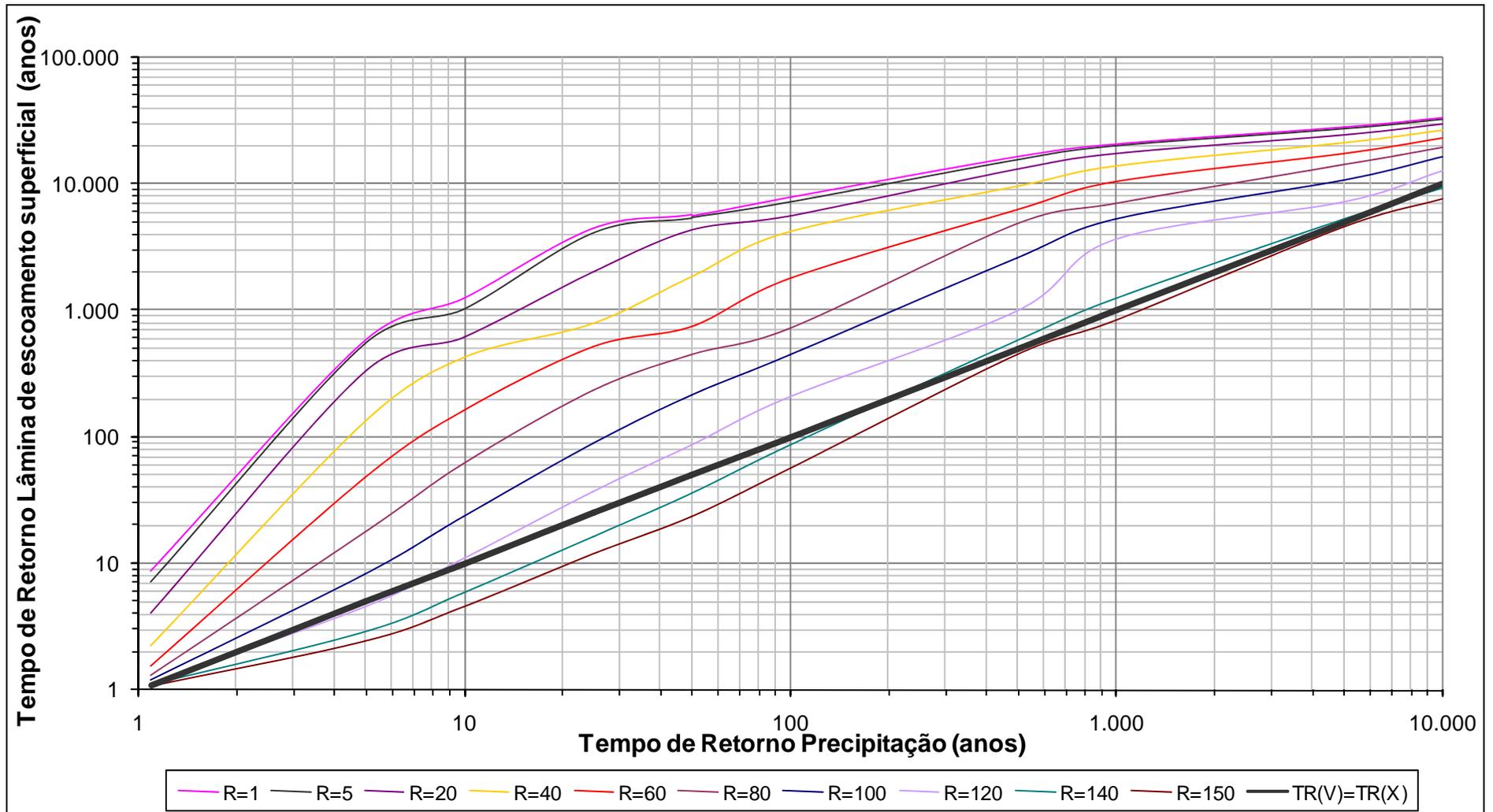


Figura 5.35: Tempo de retorno do volume *versus* tempo de retorno da chuva

Tabela 5.7: Tempo de Retorno da Precipitação (P), Lâmina de escoamento superficial (X) e Déficit de escoamento (R)

R	P=96,5 TR=1,1		P=187 TR=5		P=210 TR=10		P=254 TR=50		P=271 TR=100		P=320 TR=500		P=347 TR=1000		P=391 TR=5000		P=468 TR=10000	
	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR	X	TR
1	96	7,5	186	561	210	1182	252	4512	270	5634	320	9486	346	11549	390	15003	467	21020
5	92	6,3	182	536	206	991	249	4320	266	5337	316	9182	342	11245	386	14698	463	20715
20	79	3,6	168	330	192	606	234	3605	252	4497	301	8056	328	10112	372	13550	448	19559
40	61	2,0	150	133	173	403	216	1742	233	3535	282	6548	308	8596	352	12026	429	18019
60	47	1,5	132	48	154	164	197	730	214	1663	263	5048	289	7087	333	10502	409	16480
80	36	1,3	114	18	136	63	178	446	195	705	243	4058	269	5571	313	8978	389	14948
100	29	1,2	98	8,3	119	24	160	215	177	438	224	2586	250	4401	294	7463	370	13409
120	23	1,1	84	4,5	104	11	143	85	159	204	206	991	231	3449	274	5954	350	11878
130	21	1,1	78	3,5	97	8	135	56	151	140	197	734	222	2215	265	5212	340	11112
140	19	1,1	72	2,9	91	6	127	36	143	85	188	575	213	1471	255	4663	331	10354
150	18	1,1	67	2,4	85	5	120	24	135	56	180	461	204	955	246	4194	321	9604

Para situações em que a bacia está seca, ou seja com um alto déficit de saturação, o tempo de retorno da lâmina de escoamento superficial se aproxima do tempo de retorno da precipitação. Além disso pode-se perceber, como mostrado para a precipitação antecedente, que para as enchentes mais rigorosas o tempo de retorno da lâmina de escoamento superficial se aproxima do tempo de retorno da precipitação.

Essa constatação enfatiza a primeira suposição do método Gradex , segundo a qual, quando a umidade do solo na bacia se aproxima da saturação, qualquer incremento de precipitação tende a produzir igual incremento da lâmina de escoamento superficial para uma certa duração.

Para analisar os períodos de retorno da precipitação e do volume, fixou-se a precipitação e comparou-se o comportamento do tempo de retorno das duas variáveis utilizando os diagramas do tipo *box-plot* . As Figuras 5.36 a 5.43 mostram a variação do período de retorno da lâmina de escoamento superficial (volume) para 5; 25; 50; 100; 500; 1.000; 5.000 e 10.000 anos de tempo de retorno da precipitação.

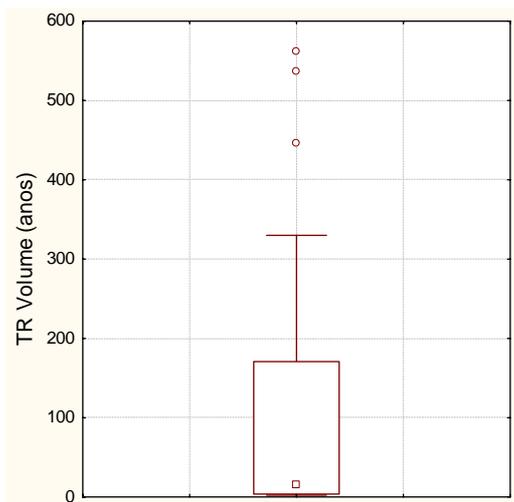


Figura 5.36: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 5 anos de TR

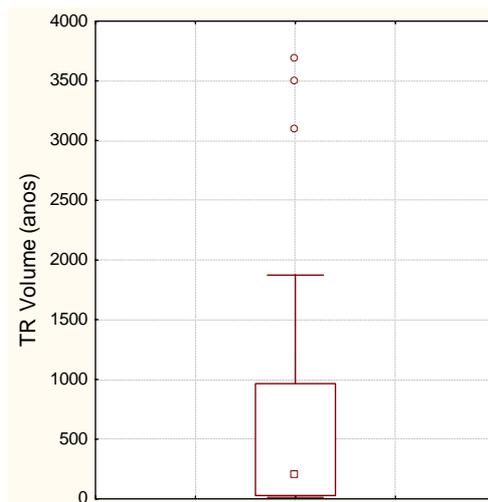


Figura 5.37: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 25 anos de TR

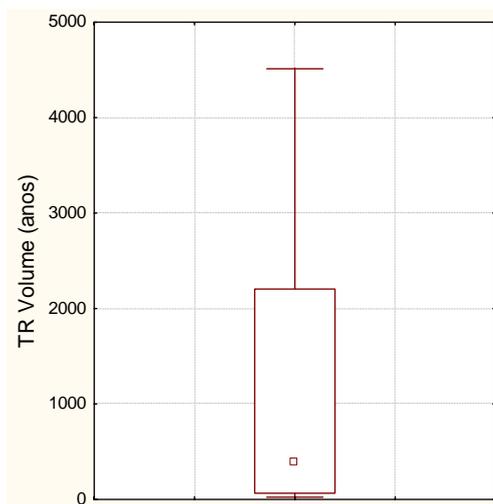


Figura 5.38: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 50 anos de TR

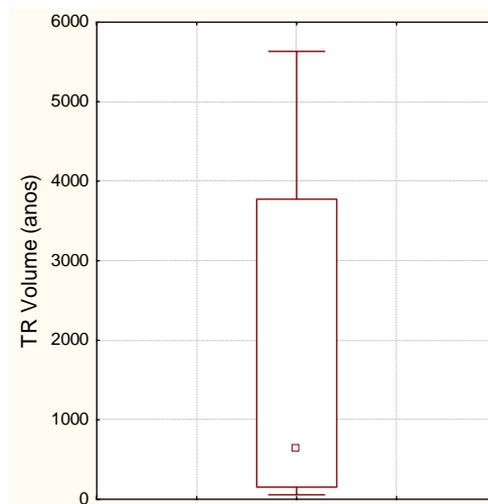


Figura 5.39: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 100 anos de TR

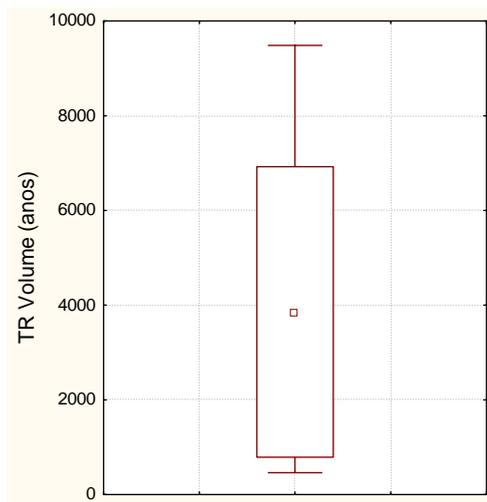


Figura 5.40: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 500 anos de TR

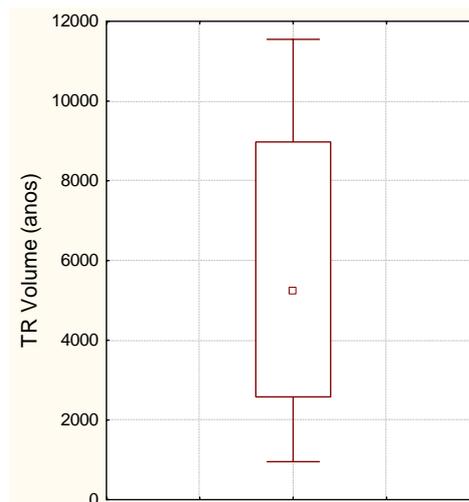


Figura 5.41: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 1.000 anos de TR

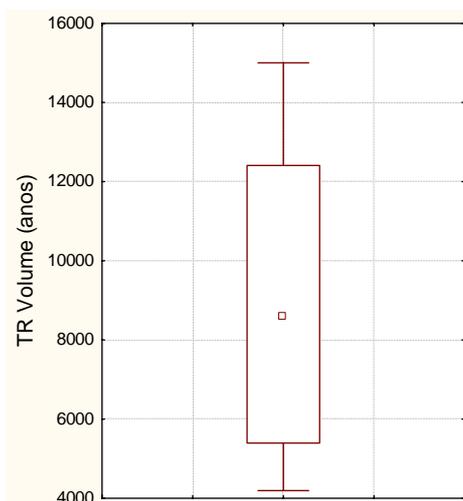


Figura 5.42: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 5.000 anos de TR

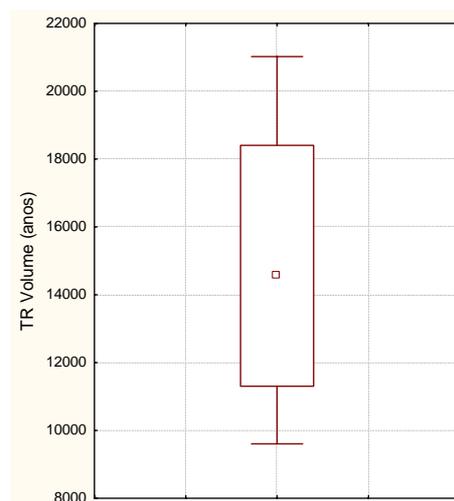


Figura 5.43: Lâmina de escoamento superficial para Chuva de 10.000 anos de TR

Para verificar a variabilidade dos períodos de retorno da lâmina de escoamento superficial em função da precipitação comparou-se o período de retorno da precipitação com o valor adimensionalizado do período de retorno da lâmina de escoamento superficial; o denominador de adimensionalização corresponde à situação da bacia completamente saturada pela completamente seca, conforme mostra a Figura 5.44. Por exemplo, para uma chuva de 100

anos de tempo de retorno, dividiu-se o valor do período de retorno do escoamento superficial para a condição de saturação da bacia pelo período de retorno para a situação seca.

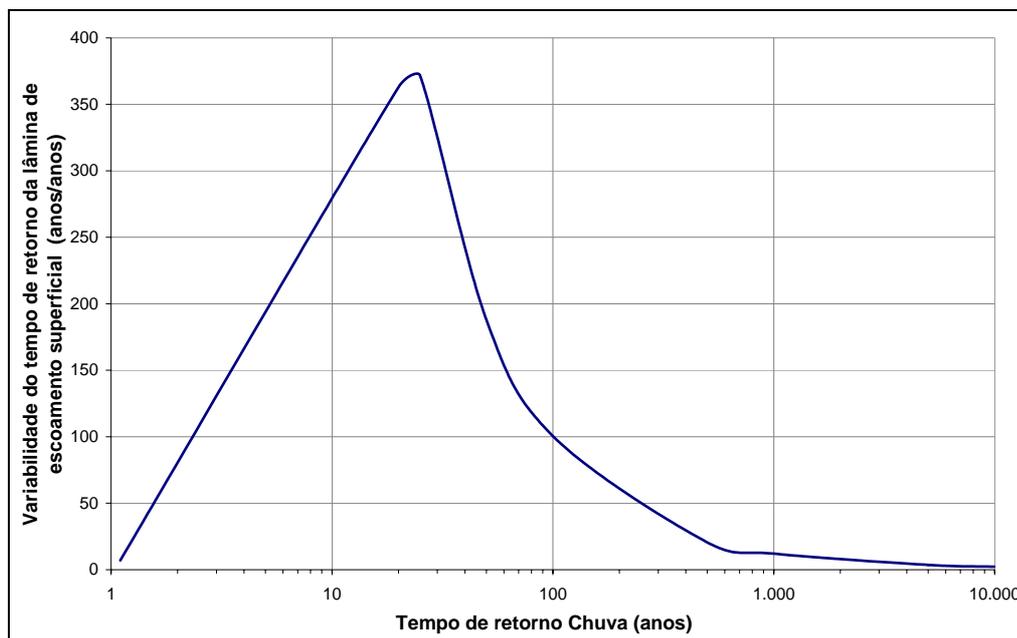


Figura 5.44: Variabilidade do Tempo de Retorno do Volume com o da Precipitação

A figura demonstra que para tempos de retorno muito pequenos e muito grandes, a variabilidade dos períodos de retorno da lâmina de escoamento superficial, uma vez fixado o tempo de retorno da precipitação, é muito menor do que para tempos de retorno intermediários entre 5 e 100 anos. A maior variabilidade ocorre por volta do tempo de retorno de 25 anos. Uma chuva de 25 anos de período de retorno pode causar uma cheia cuja lâmina de escoamento superficial pode variar desde 12 anos, quando a bacia está completamente seca (ou seja com um déficit de saturação igual a 150), até 4.512 anos, quando a bacia está completamente saturada (com um déficit de saturação igual a 1).

Nos projetos de engenharia, o objetivo é determinar o hidrograma de período de retorno estabelecido conforme o risco hidrológico e as características da estrutura hidráulica. Assim, quando requerido determina-se para qual período de retorno da chuva deve-se aplicar o método indireto de transformação de chuva em vazão, considerando que a lâmina de escoamento superficial possui o mesmo tempo de retorno da chuva usada como base no modelo. Entretanto, conforme os resultados obtidos, se a chuva possuir tempo de retorno fixo, por exemplo $T=50$ anos, essa ocorrência pode produzir volumes de tempos de retorno muito maiores do que 50 anos.

A suposição de que os tempos de retorno são iguais é válida quando o déficit de saturação é enorme, ou seja, quando a bacia está completamente seca. Se ela estiver saturada, os tempos de retorno da lâmina de escoamento superficial serão muito maiores, dependendo do tempo de retorno da precipitação. A Figura 5.45 mostra o tempo de retorno da lâmina de escoamento superficial versus tempo de retorno da chuva para a mediana de R. A variação apresentada ressalta que para os períodos intermediários a variação dos períodos de retorno é maior.

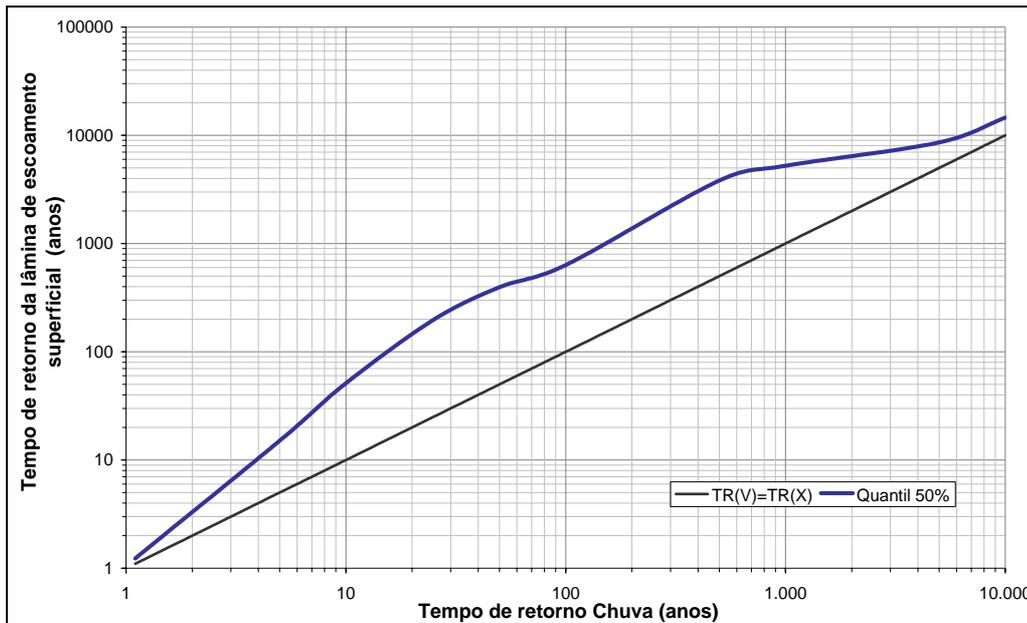


Figura 5.45: Tempo de retorno do volume versus tempo de retorno da chuva

Uma possível alternativa para a prática da engenharia pode decorrer da aplicação da Equação 5.5, que inclui um fator de correção K ($K \leq 1$) para o tempo de retorno da chuva de projeto, de modo a preservar o tempo de retorno desejado para a lâmina de escoamento superficial. Apenas como exemplo, apresenta-se na Figura 5.46 a variação de K com o tempo de retorno para a bacia do Rio Indaiá.

$$T_{Chuva} = K \times T_{Volume} \tag{5.5}$$

Entretanto, a aplicação de um fator de correção, tal como prescrito pela equação 5.5, requereria diversos outros estudos adicionais, antes de sua possível generalização.

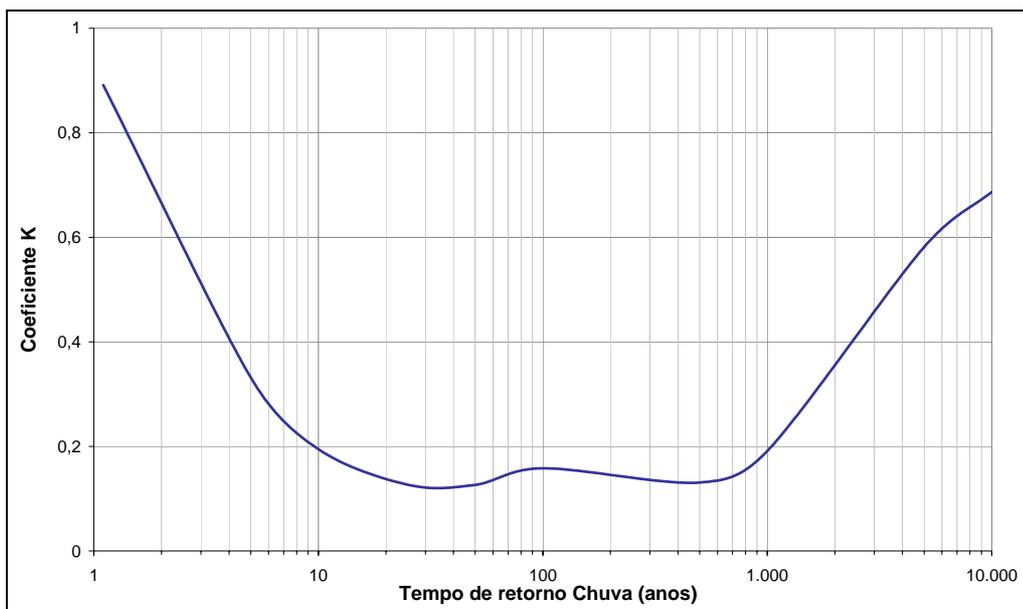


Figura 5.46: Variação do Coeficiente K

No método indireto de estimação de cheias, o objetivo final é a determinação do hidrograma e vazão de pico, que corresponderão a um determinado risco hidrológico durante a vida útil da estrutura hidráulica.

Assim, se fixarmos o tempo de retorno da lâmina de escoamento superficial, os valores do tempo de retorno da chuva estarão quase todos à esquerda da reta que corresponde a tempos de retorno de iguais (Figura 5.35). Para obter uma lâmina de escoamento superficial de tempo de retorno $T=50$ anos, poder-se-ia usar como entrada no método indireto, uma chuva de tempo de retorno igual a 2, 10, 25, 50 até mais ou menos 85 anos. Isso significa que a adoção de períodos de retornos iguais de precipitação e lâmina de escoamento superficial é plausível apenas para a condição da bacia seca, ou para eventos de tempo de retorno elevado.

Para reforçar essa constatação, verificou-se qual o valor do déficit de escoamento para a situação de tempo de retorno igual da lâmina de escoamento superficial e da precipitação. A Figura 5.47 mostra essa comparação, percebe-se que o menor valor do déficit de escoamento é de cerca de 115 mm, para a Bacia do Rio Indaiá e realmente os valores se aproximam da situação de seca da bacia.

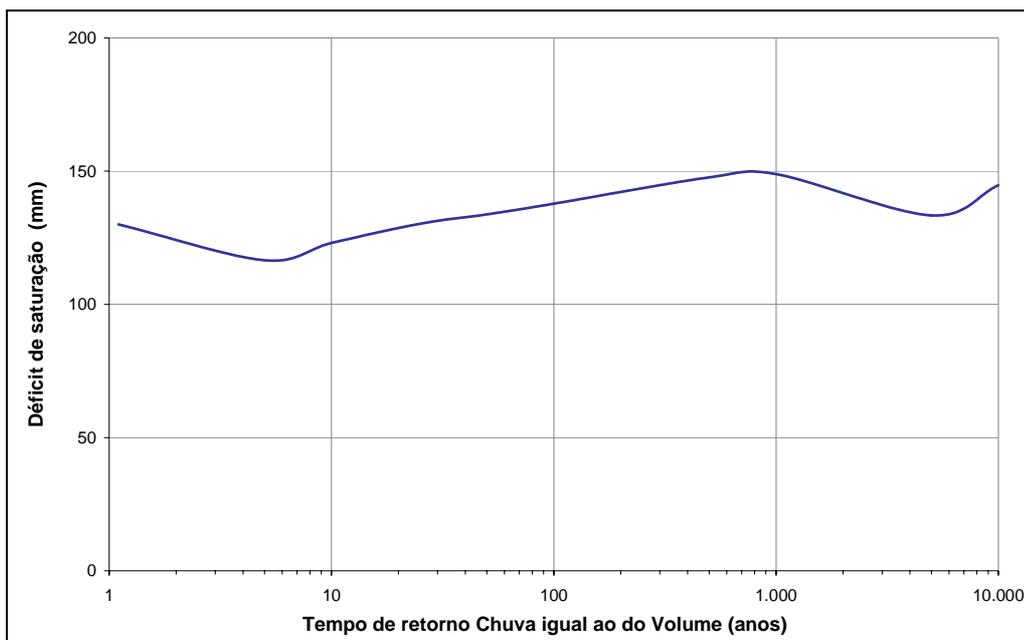


Figura 5.47: Variação do Déficit de escoamento

5.1.4.3 Relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico

Para analisar as relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico para a bacia do rio Indaiá, fez-se necessário verificar a variação da vazão diária de pico com a precipitação de duração igual ao tempo de base. A Figura 5.48 mostra a vazão diária de pico *versus* a precipitação acumulada ao longo do tempo de base.

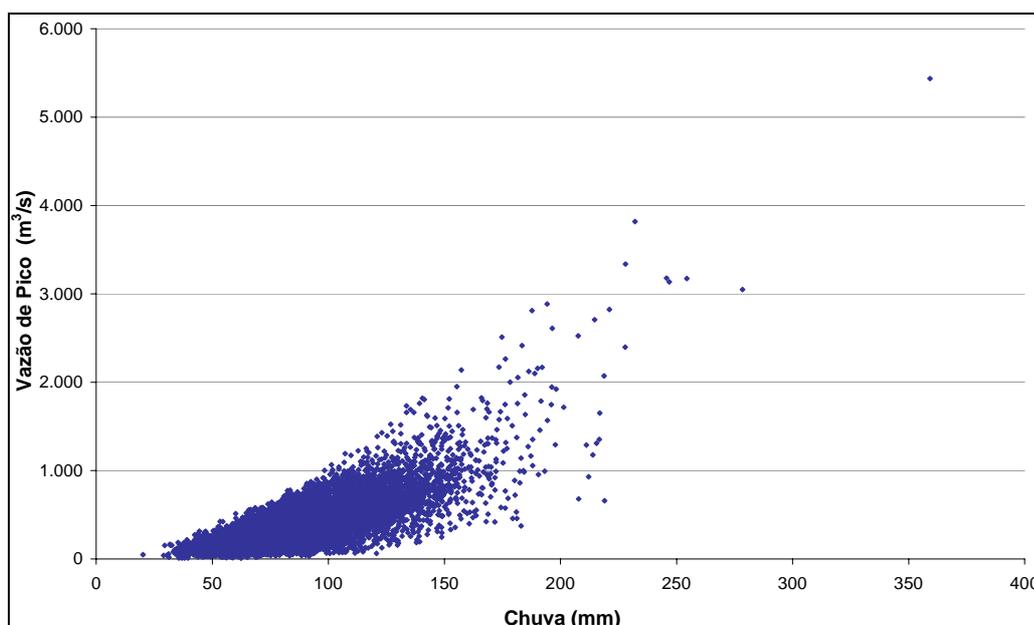


Figura 5.48: Vazão de Pico versus Precipitação de Duração=8 dias

A influência relativa da precipitação sobre as vazões de pico encontra-se ilustrada nas figuras 5.49 a 5.54, as quais são diagramas do tipo *box-plot* das vazões de pico adimensionalizadas pelas suas respectivas médias aritméticas, em correspondência aos intervalos de precipitação entre 45 e 55 mm, 70 e 80 mm 95 e 105 mm, 120 e 130 mm, 145 e 155 mm, 170 e 180 mm.

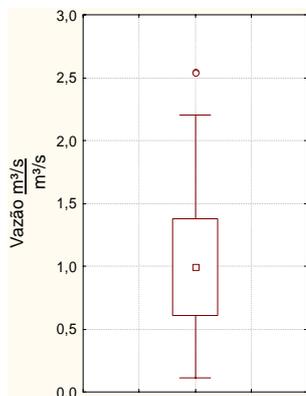


Figura 5.49: P entre 45-55 mm

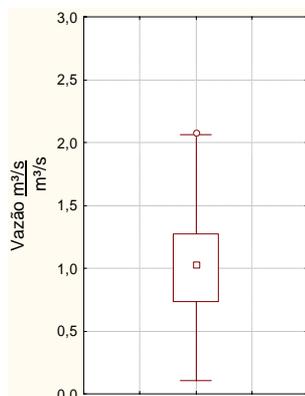


Figura 5.50: P entre 70-80 mm

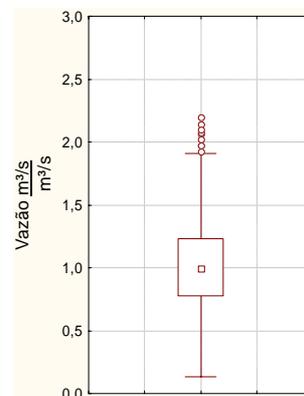


Figura 5.51: P entre 95-105 mm

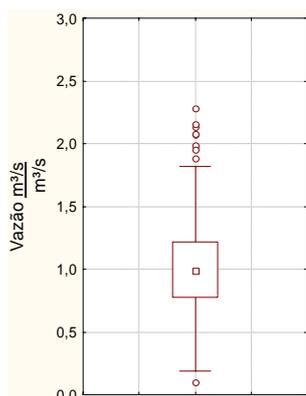


Figura 5.52: P entre 120-130 mm

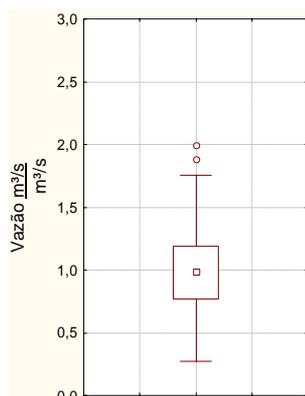


Figura 5.53: P entre 145-155 mm



Figura 5.54: P entre 170-180 mm

Embora de forma menos evidente do que as figuras 5.9 a 5.14, as figuras 5.49 a 5.54 mostram que quanto maior é a altura de precipitação, menor é a variação da vazão de pico; nesse contexto, observa-se que a amplitude inter-quartis da Figura 5.49 é um pouco inferior à da Figura 5.50 e assim por diante. À medida que as enchentes se tornam mais severas, a bacia se torna mais saturada e as vazões de pico são mais dependentes da precipitação que determinou a ocorrência da cheia em particular. A Figura 5.55 mostra a variação do tempo de retorno da vazão de pico com o tempo de retorno da chuva causal.

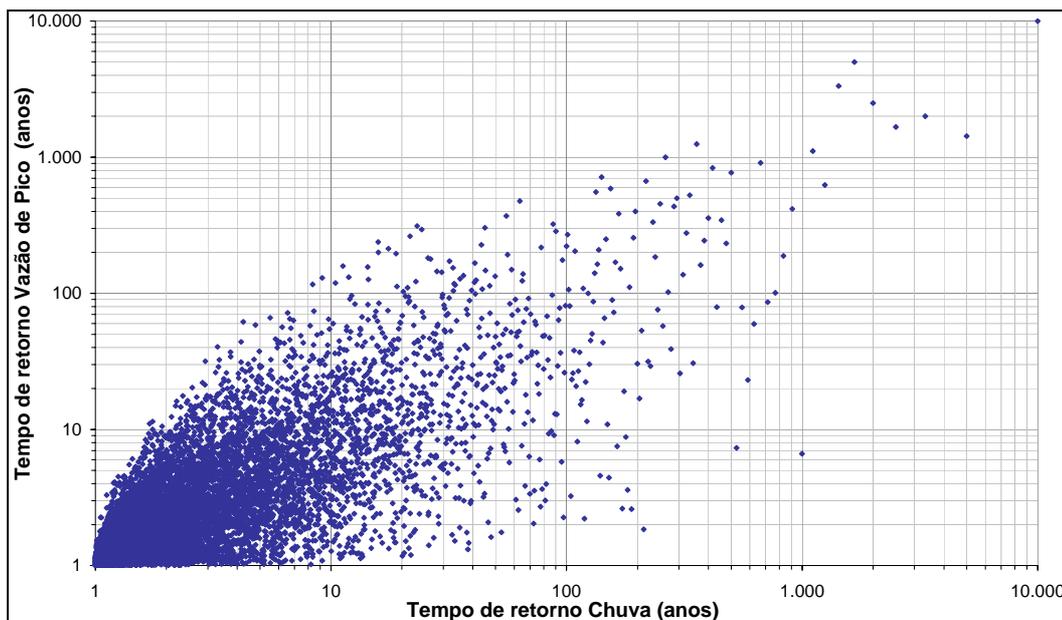


Figura 5.55: Tempo de Retorno da Vazão de Pico versus Precipitação

A Figura 5.55 mostra a enorme variação do período de retorno da precipitação, em relação ao período de retorno da vazão de pico. Embora de modo diferenciado ao longo do caminho em direção às cheias mais severas, diversos fatores parecem influir nas vazões de pico.

5.2 *Bacia do Rio Pará*

A bacia do rio Pará localiza-se ao sul da barragem de Três Marias, a montante da usina de Cajuru, compreendendo trinta e oito municípios. O Rio Pará juntamente com o Rio Paraopeba constituem os principais afluentes, nesse trecho do Rio São Francisco.

A nascente do rio Pará se localiza nas Serras do Galga e da Cebola, no município de Desterro de Entre Rios, a uma altitude de 1.160 metros, onde recebe o nome de ribeirão do Cajuru e, após percorrer um curso de aproximadamente 300 km, deságua no rio São Francisco, na divisa dos municípios de Pompeu e Martinho Campos, próximo ao reservatório de Três Marias. Os principais afluentes são os rios São João e do Peixe pela margem direita e Itapecerica, Lambari e Picão pela margem esquerda.

A região da bacia considerada nesse estudo compreende a área de drenagem da estação fluviométrica do rio Pará em Ponte dos Vilelas Jusante, compreendendo a área situada entre as latitudes sul 20°23' e 20°50' e longitude oeste de 44°12' e 44°40'. As principais

características físicas³ da Bacia do rio Pará até o local da estação fluviométrica Ponte dos Vilelas Jusante são:

- Área de Drenagem: 1.620 km²;
- Comprimento do curso de água principal: 75,80 km;
- Declividade do Talvegue média: 3,18 m/km;
- Declividade do Talvegue equivalente: 1,92 m/km;
- Declividade do Talvegue I_{15,85}: 4,80 m/km;
- Perímetro da bacia: 214 km;
- Coeficiente de forma: 0,28;
- Coeficiente de compacidade: 1,49;
- Tempo de concentração: 17,40 horas.

Esses valores indicam que a bacia possui geometria aproximadamente retangular, com declividade relativamente acentuada, ou seja, a bacia apresenta alguma dificuldade de rápida concentração de escoamento superficial, com hidrogramas de cheias com picos moderados. O coeficiente de compacidade da bacia tem um valor pouco superior à unidade, indicando que a bacia apresenta razoável tendência a enchentes e o coeficiente de forma indica a bacia alongada.

Os estudos de levantamento da rede hidrometeorológica e caracterização física da bacia do Alto São Francisco (Castilho, 1996), indicam um valor de 2,42 junções/km² para a densidade

³ Obtidas a partir das cartas planialtimétricas do IBGE: Resende Costa, Jacarandira, Passa-tempo, Carmópolis de Minas, Itaguara e Monsenhor João Alexandre

de drenagem da bacia desde as nascentes até a localidade a estação em Ponte dos Vilelas. De acordo com CPRM (1995), as principais características desta região são as seguintes:

- Relevo: caracterizado por planaltos, depressões e áreas dissecadas resultantes da alternância de atuação de processos morfoclimáticos associados ao condicionamento geológico. A unidade geomorfológica predominante é o “Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas”;
- Geologia: a região situa-se basicamente sobre rochas de idade pré-cambriana, desde arqueanas até proterozóicas inferiores;
- Vegetação nativa: predominantemente cerrado, que se estendia por quase toda a sub-bacia. Esse tipo de vegetação é característico de regiões de clima semi-úmido, constituindo-se principalmente de gramíneas, arbustos e árvores de médio porte, tendo como principais características troncos e galhos retorcidos e folhas espessas e coriáceas;
- Vegetação atual: nas regiões mais planas as grandes áreas de cerrado vêm sendo substituídas por pastagens e áreas de cultivo mecanizado, ou mesmo devastadas para a exploração de lenha e carvão, já nas regiões de relevo mais acidentado, o cerrado se encontra mais preservado;
- Clima: Cwb de acordo com a classificação de Köppen, com predominância de temperaturas medianas a elevadas na região durante quase todo o ano. O mês mais quente é janeiro, que apresenta média das máximas variando entre 28 e 30°C. No outono/inverno ocorre um significativo decréscimo na temperatura, sendo que a média das mínimas do mês mais frio, julho, varia entre 8 e 10°C. A amplitude térmica anual é da ordem de 12 a 14°C;
- regime pluviométrico: típico das regiões de clima tropical, com a ocorrência dos valores mensais máximos no período de verão e dos mínimos no inverno. Os totais pluviométricos anuais variam, de forma geral, entre 1.700 mm nas cabeceiras da bacia a 1.150 mm na região próxima à barragem de Três Marias;
- sistema de aquíferos: caracterizado por rochas ígneas e metamórficas. Apresenta grande variabilidade nos parâmetros hidráulicos como função direta da densidade de estruturas de

descontinuidade e do grau de intemperismo, por englobar tipos rochosos bastante distintos. De modo geral, as rochas mais antigas, submetidas a sucessivos eventos tectono-metamórficos, exibem rede mais densa de estruturas e, portanto, maior potencial hidrogeológico. Rochas intrusivas, de idade cambriana ou superior, são as que exibem menor capacidade de produção de água e podem funcionar, localmente, como barreiras hidráulicas, em virtude da baixa permeabilidade.

5.2.1 Aquisição e Processamento de Dados

Para a Bacia do Rio do Pará utilizou-se a estação fluviométrica Ponte dos Vilelas (40130001), localizada a 73 km da nascente do rio Pará, que abrange quase a totalidade da área a montante da represa de Cajuru. A estação é operada pela Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) e possui dados diários de vazão de julho de 1938 a dezembro de 2001, dispondo, portanto, de 63 anos de observações.

As onze estações pluviométricas utilizadas no estudo foram selecionadas de acordo com sua proximidade à bacia e com a disponibilidade de dados de cada série. A Tabela 5.8 apresenta as características das estações pertencentes a rede hidrométrica da Agência Nacional de Águas (ANA), com exceção da estação de Itaguara que pertence a Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG). A Figura 5.56 mostra a disposição espacial de cada estação.

Tabela 5.8: Características das estações pluviométricas da região

Código	Estação	Município	Lat.	Long.	Altitude (m)	Período de dados
2044003	Carmo do Cajuru	Carmo do Cajuru	20°11'	44°47'	746	04/1941-12/2002
2044005	Carmo da Mata	Carmo da Mata	20°33'	44°52'	846	05/1941-01/1977
2044006	Divinópolis	Divinópolis	20°08'	44°53'	672	05/1941-12/2002
2044007	Entre Rios de Minas	Entre Rios de Minas	20°39'	44°04'	885	07/1941-12/2002
2044009	Faz. Campo Grande	Passa Tempo	20°37'	44°26'	915	03/1942-12/2001
2044011	Carmópolis de Minas	Carmópolis de Minas	20°33'	44°38'	-	03/1942-02/1949
2044021	Alto do Boa Vista	Mateus Leme	20°06'	44°24'	905,2	10/1972-12/2002
2044036	Itaguara	Itaguara	20°24'	44°28'	-	01/1975-04/1993
2044040	Usina João Ribeiro	Entre Rios de Minas	20°38'	44°02'	850	09/1973-12/2002
2044042	Carmo da Mata	Carmo da Mata	20°33'	44°52'	749	01/1977-12/2002
2045005	Lamounier	Itapeçerica	20°28'	45°02'	738	05/1941-12/2002

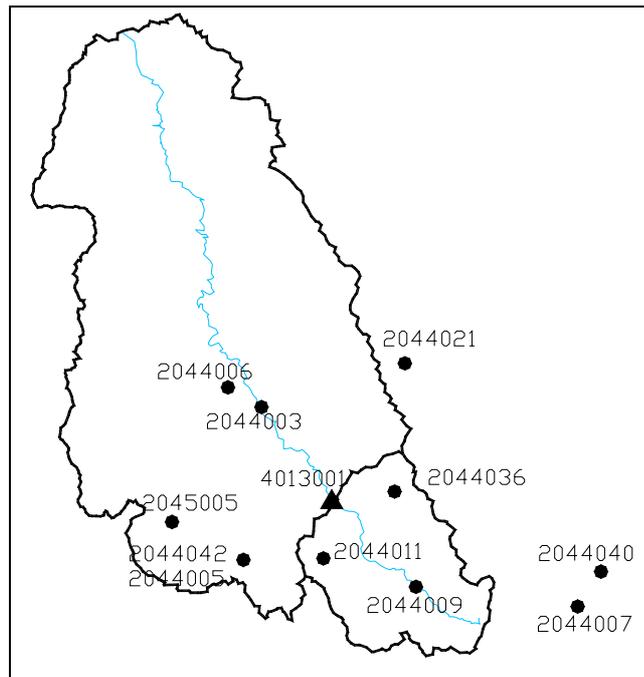


Figura 5.56: Disposição espacial das estações pluviométricas e fluviométrica

A chuva média sobre a bacia foi calculada a partir das estações Carmo da Mata (02044005 e 2044042), Fazenda Campo Grande (02044009) e Itaguara (02044036), por meio dos polígonos de Thiessen. Os coeficientes de ponderação para as estações são 0,09, 0,64 e 0,27 respectivamente. A estação evaporimétrica selecionada é a de Porto Pará (1945017) que também não está localizada no limite da bacia hidrográfica, mas em uma região próxima.

5.2.2 Modelo estocástico de geração de séries sintéticas

As séries sintéticas de 10.000 anos de dados diários de evaporação e precipitação foram geradas pelo programa *Stochastic Climate Library* (SCL) versão 2.0, os valores máximos de precipitação foram obtidos utilizando a distribuição Gama. As estatísticas da série simulada e observada de precipitação são apresentadas na Tabela 5.9 e a Tabela 5.10 apresenta as estatísticas da série de evaporação.

Tabela 5.9: Estatísticas das séries observadas e simuladas de precipitação

Estatísticas	Precipitação		Precipitação Média Mensal (mm)	Dados	
	Dados Históricos	Dados Simulados		Históricos	Simulados
Precipitação Média Anual (mm)	1.534	1.538	Janeiro	320	313
Desvio Padrão Anual (mm)	212,24	204,94	Fevereiro	168	165
Precipitação Média Diária (mm)	8,53	8,98	Março	162	167
Precipitação Máxima Diária (mm)	134	293	Abril	68	68
			Maio	48	49
			Junho	28	28
			Julho	25	27
			Agosto	16	17
			Setembro	63	65
			Outubro	111	113
			Novembro	231	232
			Dezembro	295	292

Tabela 5.10: Estatísticas das séries observadas e simuladas de evaporação

Estatísticas	Evaporação		Evaporação Média Mensal (mm)	Dados	
	Dados Históricos	Dados Simulados		Históricos	Simulados
Evaporação Média Anual (mm)	1.846	1.855	Janeiro	155	157
Desvio Padrão Anual (mm)	177,03	210,06	Fevereiro	157	158
Evaporação Média Diária (mm)	5,06	5,08	Março	172	172
Evaporação Máxima Diária (mm)	13	23,4	Abril	137	138
			Maio	119	120
			Junho	111	112
			Julho	131	131
			Agosto	169	169
			Setembro	182	183
			Outubro	193	194
			Novembro	159	159
			Dezembro	161	162

A análise dos dados apresentados permite constatar que esse modelo, para geração de séries sintéticas, também reproduz satisfatoriamente as principais características estatísticas da série observada. Assim é plausível a utilização de longas séries de precipitação e evaporação pelos dois modelos para realizar simulações chuva-vazão para se obter longas séries de vazões médias.

5.2.3 Modelo de Simulação Chuva-Vazão

A série de 10.000 anos de vazões diárias foi obtida através da aplicação do modelo Rio Grande. A Tabela 5.11 mostra os períodos de dados utilizados para as séries evaporimétrica, pluviométrica e fluviométrica utilizadas na calibração do modelo e a Tabela 5.12 mostra os parâmetros calibrados do modelo Rio Grande, pelo processo automático DDS (Tolson, 2005).

Tabela 5.11: Séries de dados hidrológicos – calibração do modelo

Dados	Nome	Período
Pluviométrico	Série de Precipitação	1/10/1974 - 30/9/1983
Fluviométrico	Ponte do Vilela	1/10/1974 - 30/9/1983
Evaporimétrico	Porto Pará	1/10/1974 - 30/9/1983

Tabela 5.12: Parâmetros do modelo Rio Grande

Parâmetro	Valor calibrado	Limite inferior	Limite superior
K	0,847	0,40	0,85
IMP	0,038	0	10
WUM	24,838	3	25
WLM	89,791	50	100
WDM	59,228	15	70
SM	41,667	5	90
B	1,340	0,1	2,0
EX	1,912	0,3	2,0
C	0,078	0	0,25
KSS	0,301	0,1	0,5
KG	0,639	0,3	0,8
CI	0,900	0,5	0,9
CG	0,995	0,960	0,999

A fim de verificar os resultados da calibração, foram realizadas análises gráficas das vazões observadas e simuladas. A Tabela 5.13 mostra as estatísticas dos resíduos de calibração e permite concluir que o valor médio dos resíduos situa-se no limite próximo a zero dentro do limite estabelecido pelo resíduo médio relativo. Para o período simulado, o coeficiente de Nash corresponde a 84,6%, resultado considerado adequado.

Tabela 5.13: Estatísticas dos resíduos da calibração

Estatística	Valor
Erro padrão	11,738
Erro percentual no volume	2,568
Raiz do erro quadrático dos inversos	0,476
Diferença relativa média	-0,862
Vazão média observada (m ³ /s)	32,702
Vazão média simulada (m ³ /s)	33,564

A Figura 5.57 apresenta as vazões classificadas observadas *versus* calculadas e a Figura 5.58 apresenta o hidrograma das vazões observadas e simuladas e a.

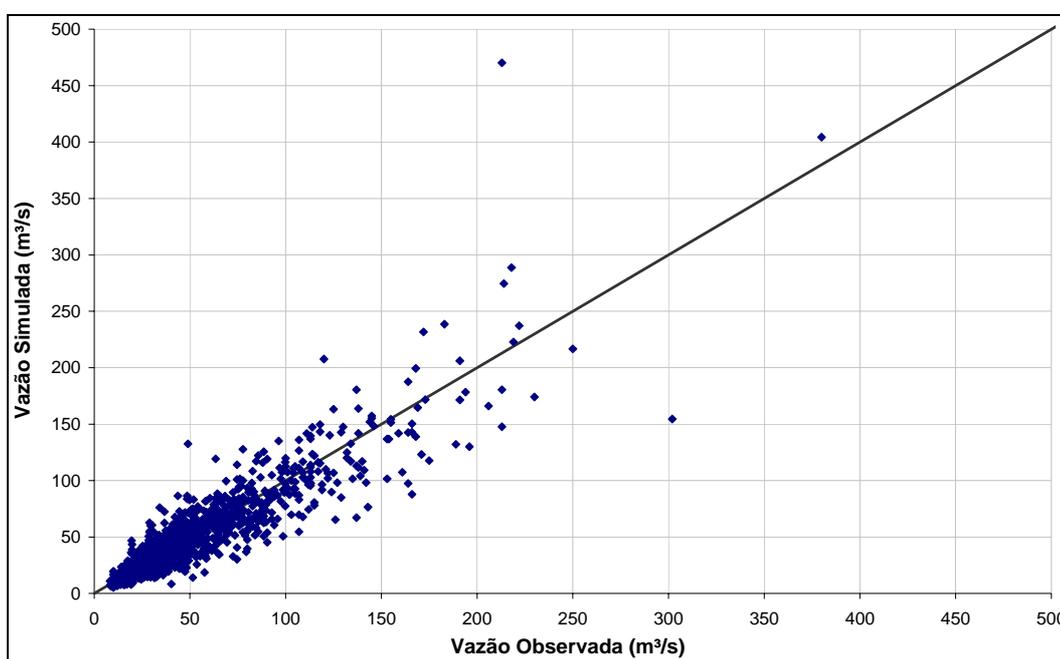


Figura 5.57: Vazões Classificadas

Da mesma maneira que a bacia do Rio Indaiá, o modelo reproduz satisfatoriamente as vazões e respeita a cronologia dos eventos para a bacia do Rio Pará, além de não se observar grande variabilidade em torno da reta de 45°.

A evolução temporal dos resíduos ($Q_{obs}-Q_{cal}$) pode ser observada através da Figura 5.59, constata-se uma flutuação dos valores em torno de zero e, portanto, ausência de viés causados pelos parâmetros calibrados. Além disso, observa-se a presença de erros mais significativos no período chuvoso, resultado da estrutura de variação intra-anual típica da região.

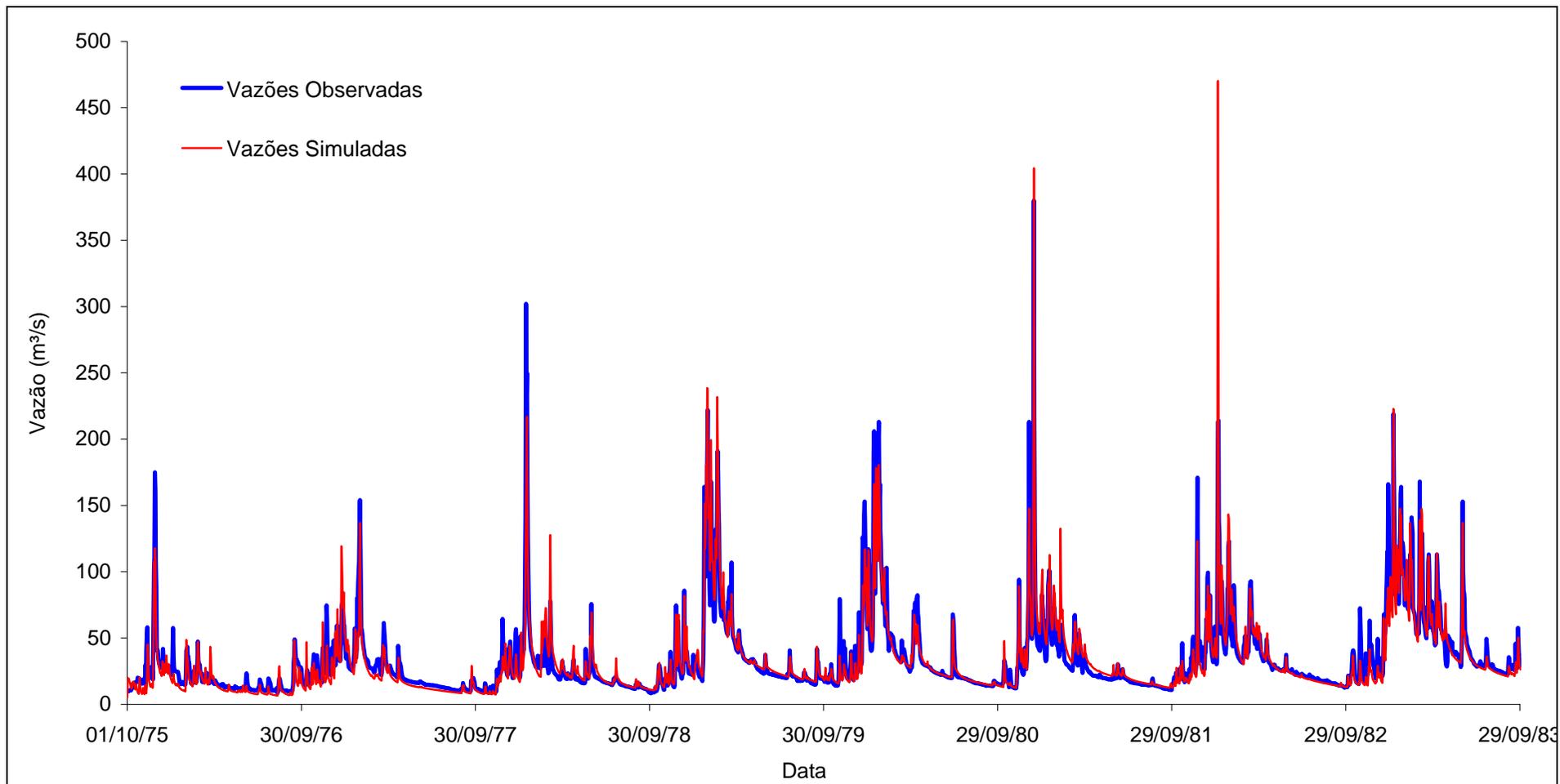


Figura 5.58: Vazões diárias observadas e calculadas

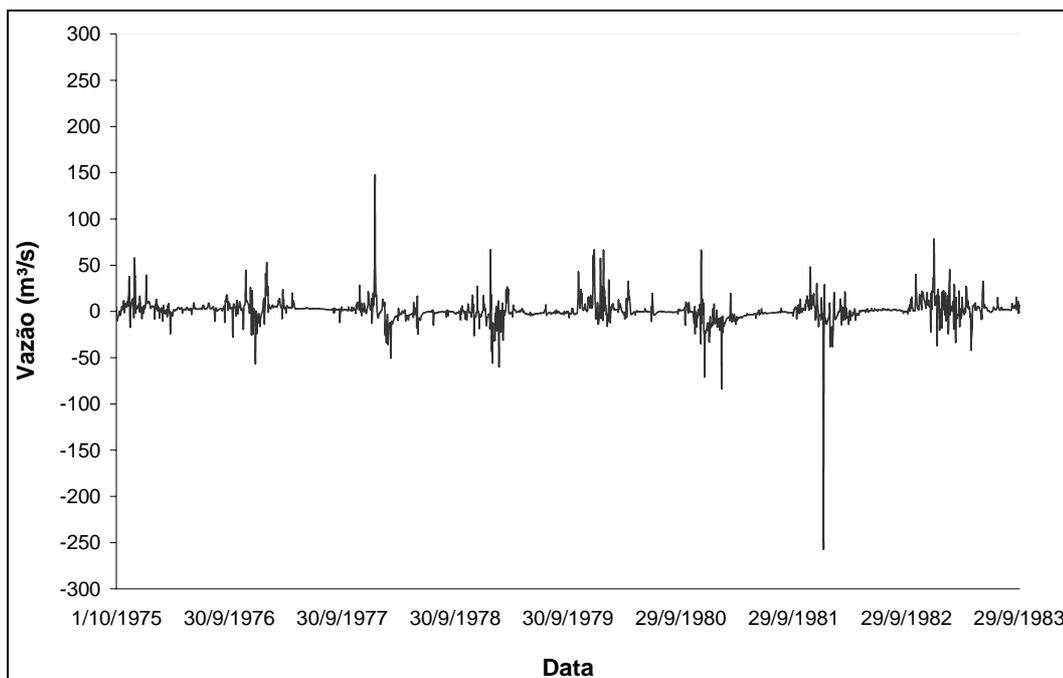


Figura 5.59: Evolução temporal dos resíduos

A partir das análises apresentadas e do coeficiente de Nash obtido, pode-se concluir que os parâmetros calibrados são válidos para todo o período de dados disponíveis. Portanto para a série de 10.000 anos de dados diários utilizou-se os valores dos parâmetros apresentados na Tabela 5.12 para simular a vazão através do modelo Rio Grande.

A partir das séries diárias de 10.000 anos de precipitação, evaporação e da calibração dos parâmetros do modelo, obteve-se a série de vazões diárias pelo modelo Rio Grande. Foram selecionadas as vazões diárias máximas anuais das séries simuladas e observadas para obter as curvas de probabilidade empírica, apresentada na Figura 5.60.

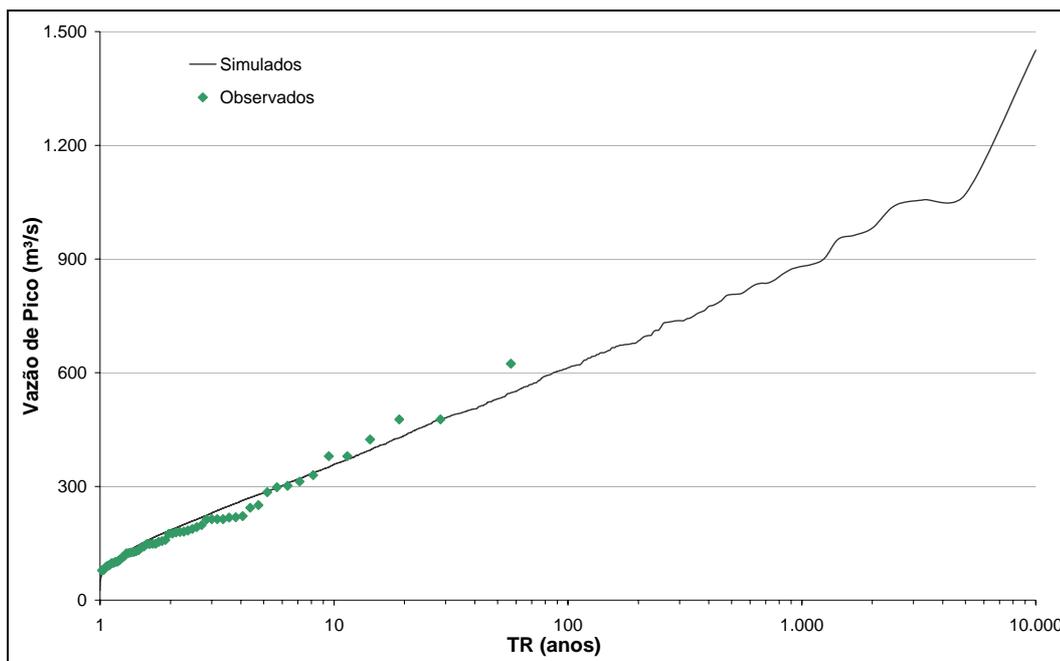


Figura 5.60: Distribuição de probabilidade empírica – vazão diária máxima anual

5.2.4 Análise das Relações de Dependência e Frequência entre Variáveis Características de Cheias e de Precipitação

5.2.4.1 Relações de dependência entre vazões de pico e índices de precipitação antecedente

Para a bacia do rio Pará também foram selecionadas as maiores vazões diárias para cada ano da série de 10.000 anos, obtendo-se o índice da condição de umidade por meio da precipitação antecedente P_a , com 20 termos.

A Figura 5.61 mostra a vazão de pico *versus* a precipitação antecedente para a bacia do Rio Pará. Da mesma maneira que a bacia do Rio Indaiá, percebe-se que uma vez fixada a precipitação antecedente, aqui entendida como um indicador da umidade do solo que antecede a uma enchente, as vazões de pico das pequenas cheias variam relativamente mais que as vazões de pico das grandes cheias.

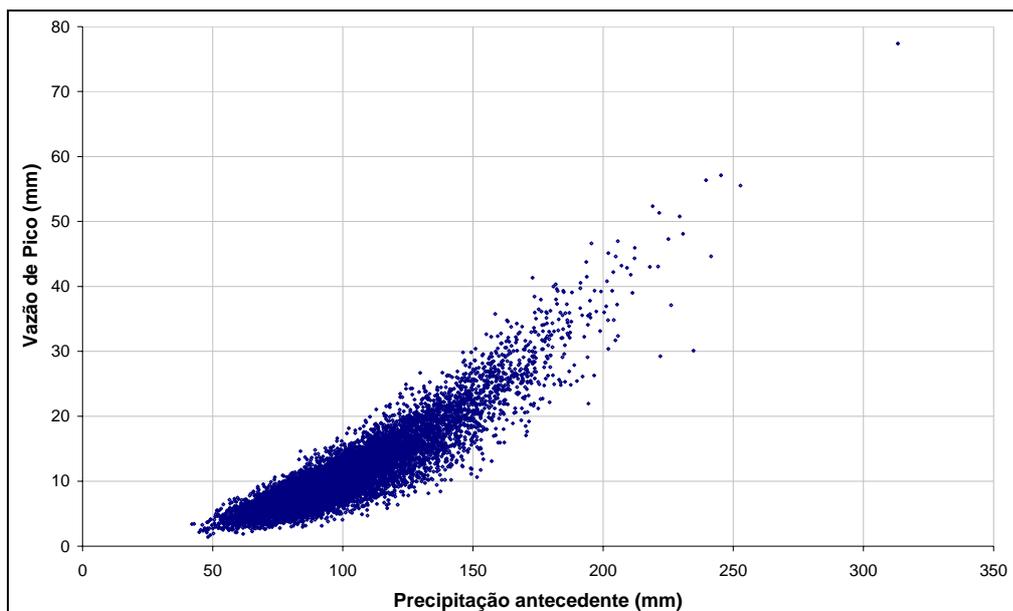


Figura 5.61: Vazão de Pico versus Precipitação Antecedente

A influência relativa da precipitação antecedente sobre as vazões de pico é mostrada na Figura 5.62 até Figura 5.67, as quais são diagramas *box-plot* das vazões de pico adimensionalizadas pelas suas respectivas médias aritméticas, em relação aos intervalos de precipitação antecedente entre 45 e 55 mm, 70 e 80 mm, 95 e 105 mm, 120 e 130 mm, 145 e 155 mm e entre 170 e 180 mm. Ao comparar essas figuras, percebe-se que a amplitude interquartil da Figura 5.9 é superior à da Figura 5.10, e assim por diante. Deduz-se, portanto, que à medida que as enchentes se tornam mais severas, a bacia se torna mais saturada e as vazões de pico são mais dependentes da intensidade dos episódios hidrometeorológicos que determinaram a ocorrência daquela cheia em particular. Os outros fatores que podem influenciar as vazões de pico, como a distribuição espacial das precipitações e das áreas da bacia que já atingiram a saturação, as condições e uso do solo, parecem ser menos atuantes nas enchentes mais severas do que naquelas mais frequentes.

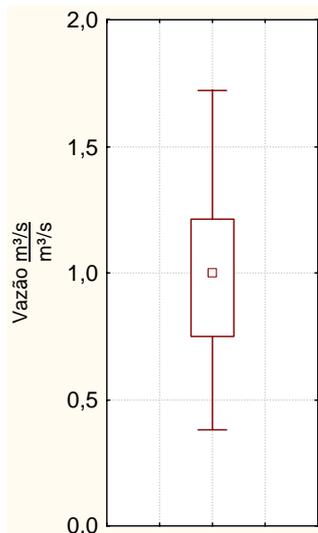


Figura 5.62: Pa entre 45-55 mm

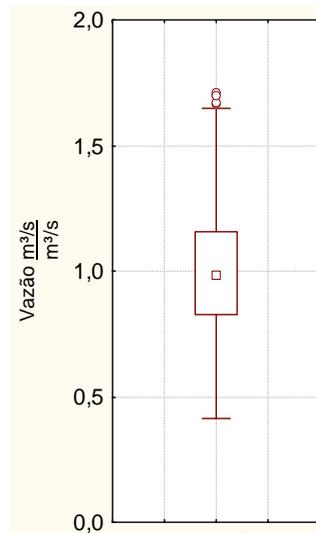


Figura 5.63: Pa entre 70-80 mm

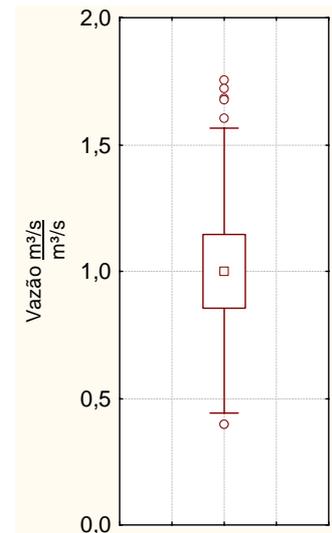


Figura 5.64: Pa entre 95-105 mm

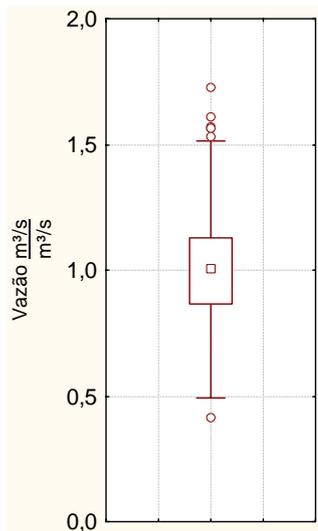


Figura 5.65: Pa entre 120-130 mm

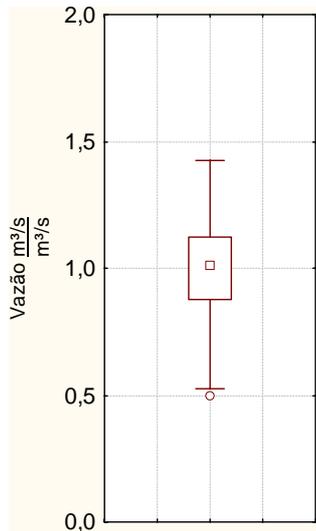


Figura 5.66: Pa entre 145-155 mm

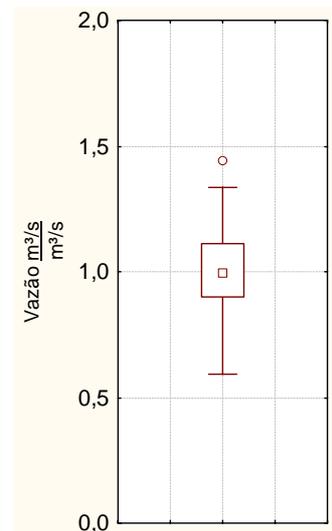


Figura 5.67: Pa entre 170-180 mm

As constatações anteriores são confirmadas pela Figura 5.68 a Figura 5.73, que são os histogramas dos tempos de retorno associados às vazões de pico, em conformidade com a distribuição empírica da Figura 5.60, correspondentes aos intervalos de precipitação antecedente [45,55 mm], [70-80 mm], [95, 105 mm], [120, 130 mm], [145, 155 mm] e [170, 180 mm], respectivamente. Da mesma forma que a bacia do rio Indaiá, para as cheias menos raras, a forma do histograma é mais definida, com blocos de frequência mais concentrados em alguns poucos intervalos de classe. À medida que se prossegue em direção às cheias mais

raras, como na Figura 5.73, por exemplo, os blocos de frequência são relativamente menos concentrados em certos intervalos de classe. Observa-se que as amplitudes dos histogramas de tempos de retorno não têm relação linear com as amplitudes das vazões de pico mostradas nos diagramas do tipo *box-plot*. De fato, a distribuição empírica da Figura 5.60, apesar de estabelecer uma relação biunívoca entre tempos de retorno e vazões de pico, o faz por meio de uma relação não linear (em muitos casos, logarítmica), a qual tem o evidente efeito de ampliar a amplitude dos tempos de retorno, dado um certo espectro de vazões.

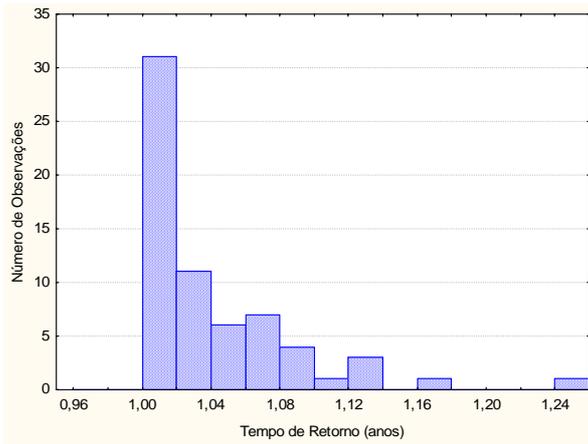


Figura 5.68: Pa entre 45-55 mm

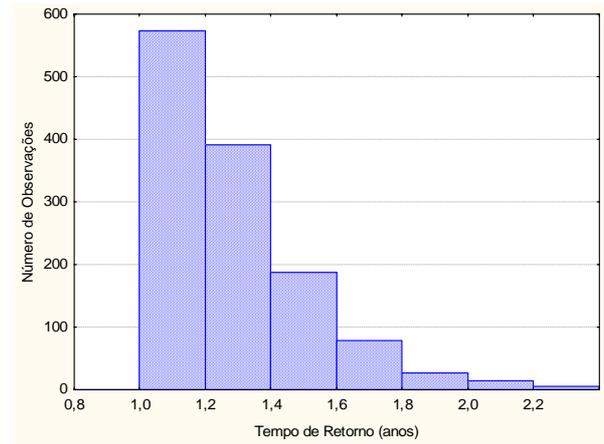


Figura 5.69: Pa entre 70-80 mm

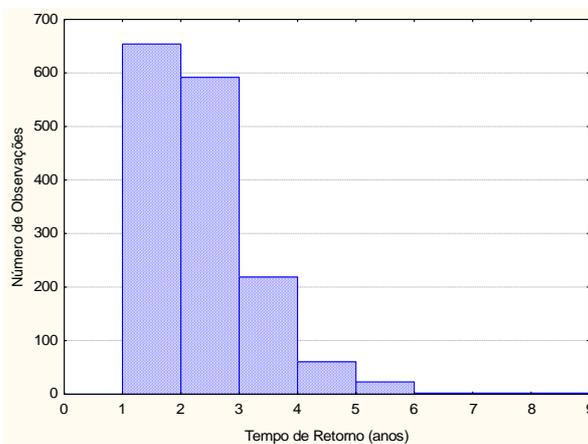


Figura 5.70: Pa entre 95-105 mm

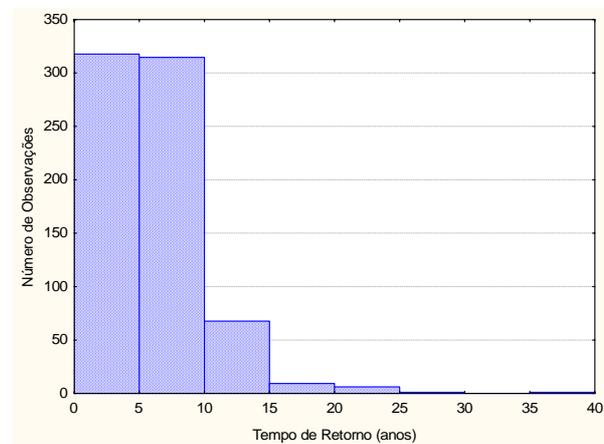


Figura 5.71: Pa entre 120-130 mm

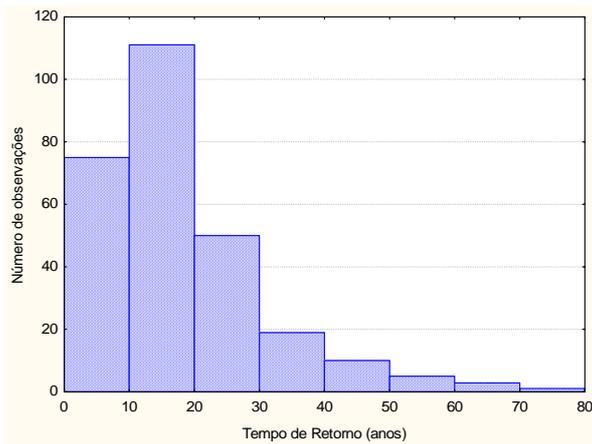


Figura 5.72: Pa entre 145-155 mm

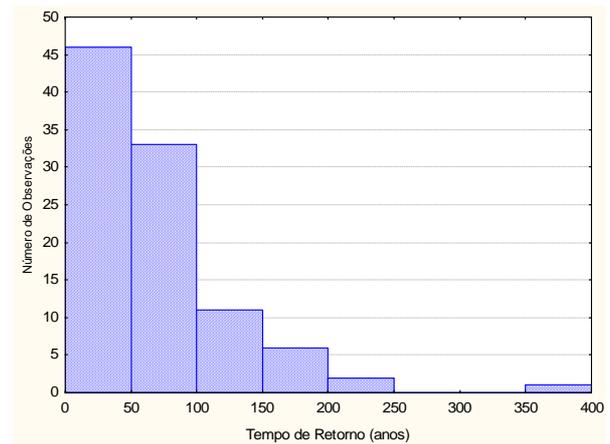


Figura 5.73: Pa entre 170-180 mm

5.2.4.2 Relações de dependência entre alturas de precipitação e volumes de cheia

Para analisar as relações entre as alturas de precipitação e os volumes de cheia da bacia do Rio Pará por meio da Equação 4.56, também é necessário avaliar as duas premissas do método Gradex. Para verificar o comportamento da cauda superior, aplicou-se a função de excedência média condicional (CME) e comparou-se visualmente os gráficos para as séries de 10.000 anos de alturas de precipitação e lâmina de escoamento superficial, somados ao longo de oito dias contíguos (Figura 5.74 e Figura 5.75).

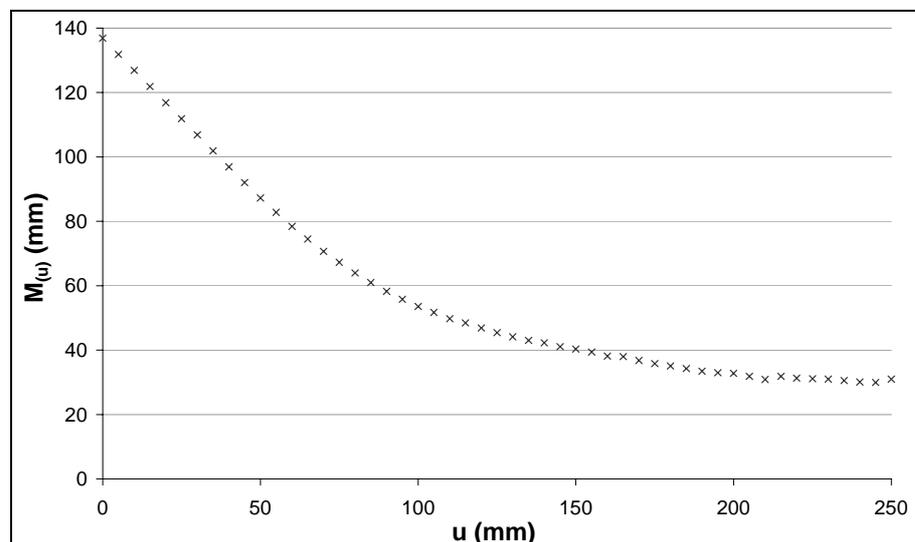


Figura 5.74: CME – Precipitação de oito dias de duração

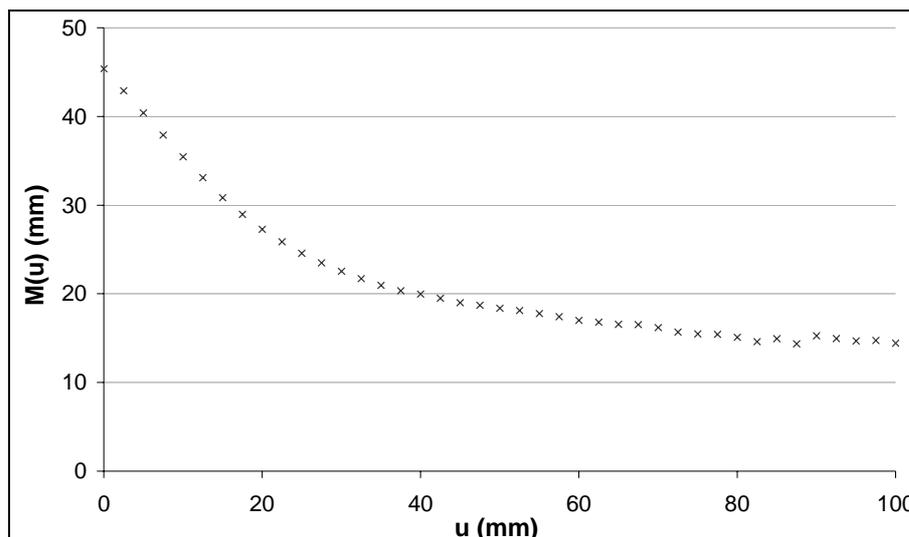


Figura 5.75: CME – Lâmina de escoamento superficial de oito dias de duração

As figuras apresentadas não demonstram inequivocamente que as distribuições sejam ilimitadas na direção do máximo. De fato, em ambos os casos, a função de excedência média condicional – CME parece decrescer ligeiramente para valores elevados de u . Portanto, o exame visual das funções de excedência média condicional não se mostrou decisivo na aceitação da hipótese de exponencialidade das caudas superiores de ambas variáveis.

Para verificar a outra hipótese do método Gradex plotou-se na Figura 5.76 a distribuição dos máximos anuais da lâmina de escoamento superficial e da precipitação de oito dias em função do tempo de retorno.

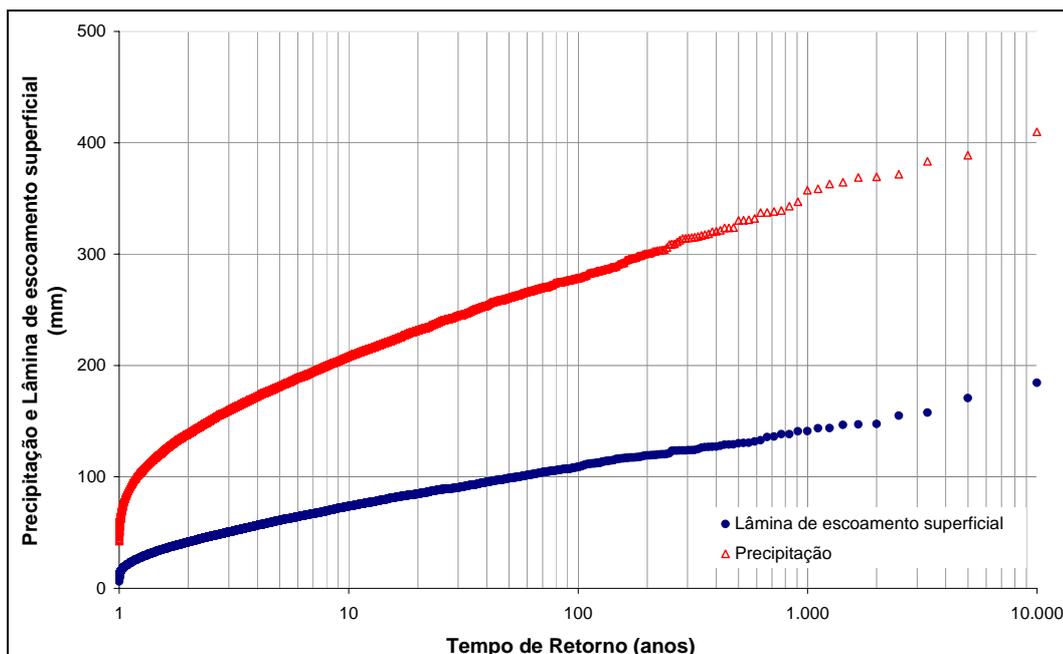


Figura 5.76: Lâmina de escoamento superficial e precipitação em relação ao TR

Para a bacia do Rio Pará não pode ser constatado que qualquer incremento de precipitação tenda a produzir igual incremento do volume de cheia para uma certa duração, quando a bacia atinge a condição de saturação. Dessa maneira, não é possível aplicar o método Gradex para a modelagem da relação de dependência estocástica entre volumes de cheia e alturas de precipitação, pois a segunda hipótese do método Gradex não foi comprovada.

5.2.4.3 Relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico

Para analisar as relações de dependência entre alturas de precipitação e vazão de pico para a bacia do Rio Pará, também variou-se a vazão diária de pico com a precipitação de duração igual ao tempo de base. A Figura 5.77 mostra a vazão diária de pico *versus* a precipitação.

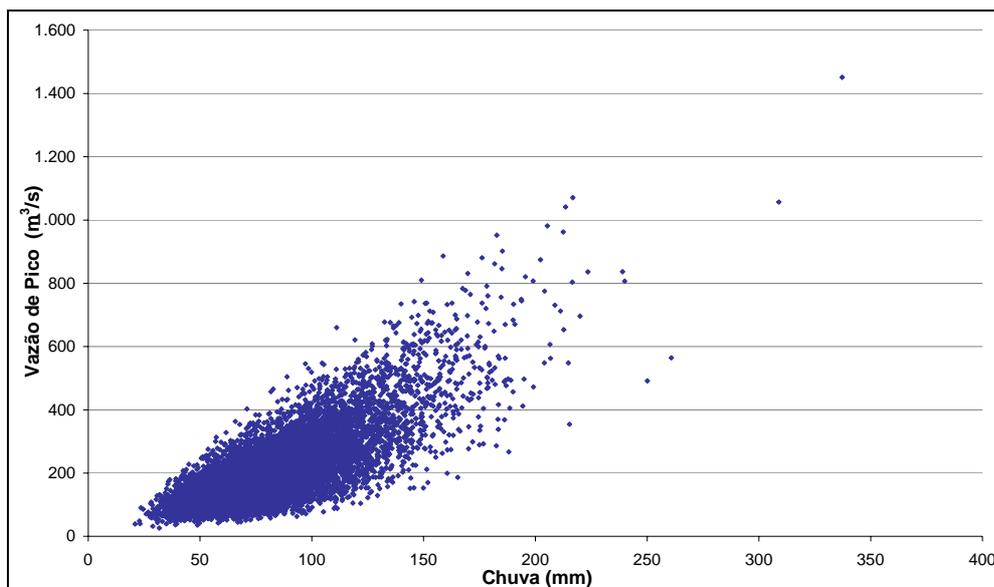


Figura 5.77: Vazão de Pico versus Precipitação

A influência relativa da precipitação sobre as vazões de pico encontra-se ilustrada nas figuras 5.78 a 5.83, as quais são diagramas do tipo *box-plot* das vazões de pico adimensionalizadas pelas suas respectivas médias aritméticas, em correspondência aos intervalos de precipitação entre 45 e 55 mm, 70 e 80 mm, 95 e 105 mm, 120 e 130 mm, 145 e 155 mm, 170 e 180 mm.

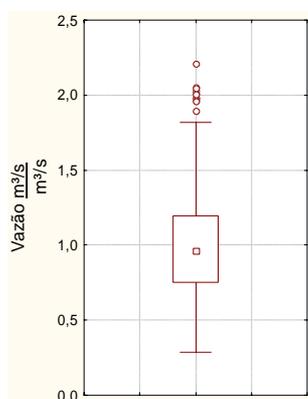


Figura 5.78: P entre 45-55 mm

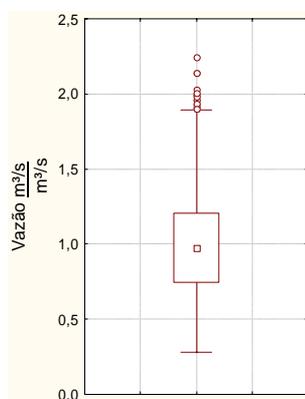


Figura 5.79: P entre 70-80 mm

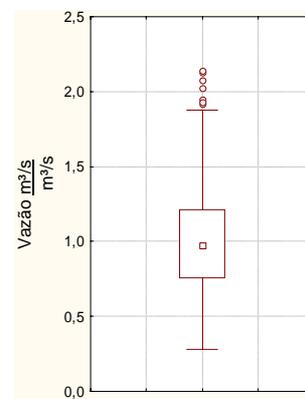


Figura 5.80: P entre 95-105 mm

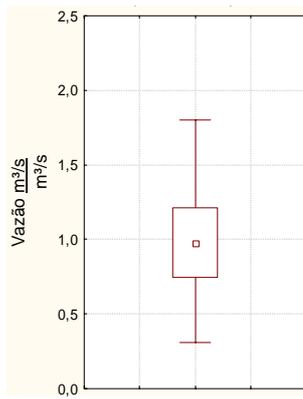


Figura 5.81: P entre 120-130 mm

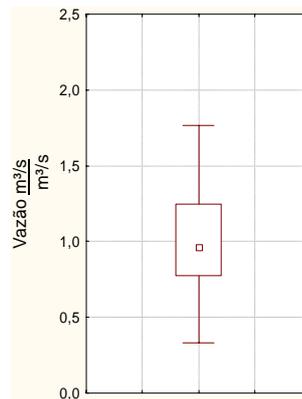


Figura 5.82: P entre 145-155 mm

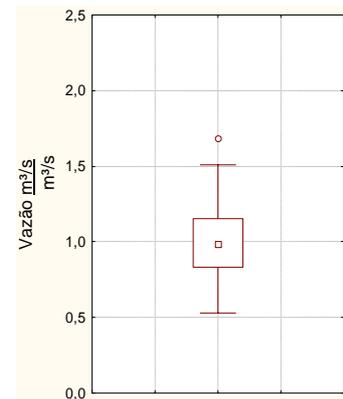


Figura 5.83: P entre 170-180 mm

As figuras demonstram que quanto maior é a precipitação, menor é a variação da vazão de pico; nesse contexto, a amplitude inter-quartis da Figura 5.78 é inferior à da Figura 5.79 e assim por diante. À medida que as enchentes se tornam mais severas, a bacia se torna mais saturada e as vazões de pico são mais dependentes da precipitação que determinou a ocorrência da cheia em particular. A Figura 5.84 mostra a variação do tempo de retorno da vazão de pico com o tempo de retorno da chuva causal. De modo geral, porém diferenciado ao longo da severidade da enchente, constata-se a enorme variação que os diversos fatores influentes podem causar às vazões de pico.

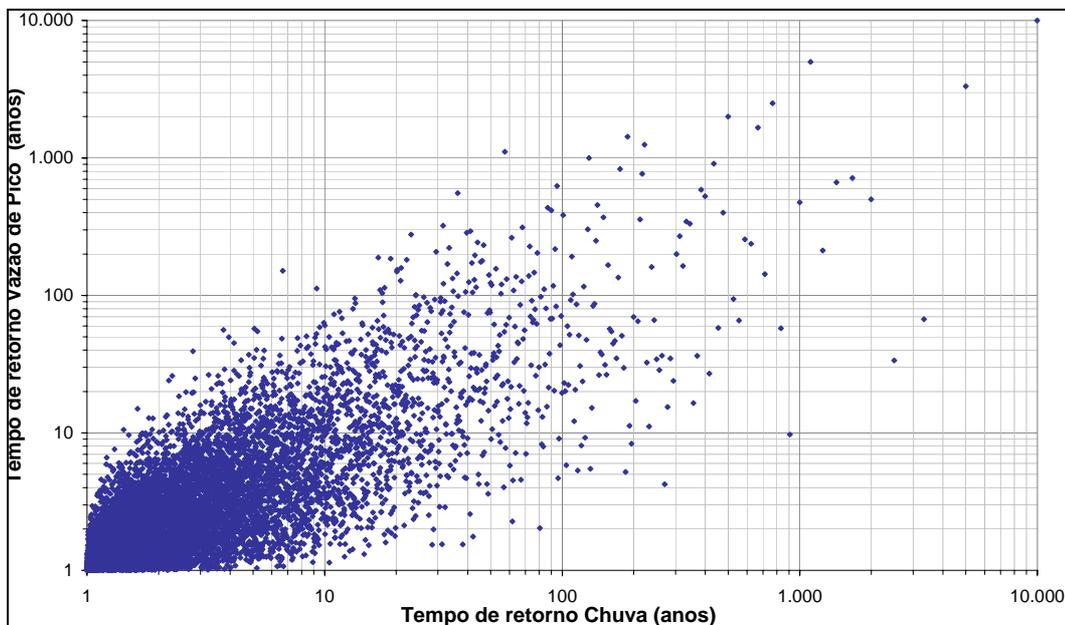


Figura 5.84: Tempo de Retorno da Vazão de Pico versus Precipitação

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo principal da dissertação foi compreender as relações de frequência entre precipitações e enchentes raras numa bacia hidrográfica, por meio de geração de séries sintéticas extensas de precipitação e evaporação, e sua transformação em escoamento superficial através de um modelo chuva-vazão. A pesquisa abrangeu as seguintes etapas:

- Geração de série sintética de precipitação diária, por meio de um modelo estocástico baseado nos princípios da cadeia de Markov e na matriz de probabilidade de transição. O modelo implementado, que consiste em uma adaptação do modelo desenvolvido por Boughton (1999), reproduz adequadamente as características estatísticas da série de precipitação e evaporação utilizadas como base para calibração de seus parâmetros;
- Transformação chuva-vazão, em intervalo de tempo diário, por meio do modelo de simulação hidrológica Rio Grande. As séries de precipitação e evaporação geradas pelos modelos estocásticos são utilizadas como dados de entrada para geração das séries de vazão correspondentes;
- Relações estatísticas entre as vazões máximas e as principais variáveis que podem interferir no processo de formação de enchentes.

Com o objetivo de aplicar a metodologia, foram analisadas duas bacias hidrográficas: Bacia do Rio Indaiá em Porto Indaiá e da Bacia do Rio Pará em Ponte do Vilela. Ambas localizam-se no estado de Minas Gerais e fazem parte da Bacia do Rio São Francisco.

Os modelos de geração de séries sintéticas climáticas, aplicados nessa dissertação, são capazes de reproduzir satisfatoriamente as principais características das séries utilizadas como base para determinação do modelo: média, desvio padrão, valores médios mensais e total acumulado médio anual. Assim, pôde-se aplicar esses modelos em estudos de cheias ou secas.

A análise dos resultados de calibração por meio de diversos critérios numéricos e gráficos evidenciou as qualidades do modelo Rio Grande em termos da reprodução dos fenômenos modelados, da ausência de viés de simulação e de valores de resíduos de simulação que se situaram em intervalos compatíveis com os normalmente obtidos em simulação hidrológica.

A validação da calibração do modelo demonstra que o conjunto de parâmetros encontrados para o período de dados utilizado na calibração é válido para todo o período histórico. As vazões observadas e simuladas pelo modelo são semelhantes, refletindo boa reprodução dos períodos de cheia e recessão. O modelo aplicado reproduz bem as vazões observadas e respeita a cronologia dos eventos para as duas bacias selecionadas.

As distribuições de frequência da série de 10.000 anos de vazões máximas anuais foram comparadas com a curva dos dados observados. Observou-se que o sistema de geração de dados é mais estável que as extrapolações das distribuições teóricas ajustadas aos dados. Isto decorre do fato que a série simulada é constituída de períodos secos e chuvoso, abrangendo uma ampla faixa de valores possíveis, o que não acontece com as pequenas amostras disponíveis, cujas flutuações amostrais influenciam significativamente o ajustamento pelas distribuições teóricas de probabilidades.

As relações de dependência entre vazões de pico e índices de precipitação antecedente, foram analisadas por meio de diagramas *Box Plot* e histogramas. Constatou-se que esses índices de precipitação antecedente e as vazões diárias de pico possuem relações variáveis com o grau de saturação da bacia. De fato, para um valor fixo do índice de precipitação antecedente, as vazões de pico parecem ser mais variáveis para as pequenas cheias do que para as grandes cheias. Assim, deduziu-se que para as cheias mais frequentes, outros fatores, que não as alturas de precipitação, parecem influenciar mais fortemente as vazões de pico. Conclusões semelhantes puderam ser obtidas para as relações entre as vazões de pico e os totais de precipitação para a duração igual ao tempo de base médio.

A relação de dependência entre alturas de chuva e lâmina de escoamento superficial não foi aplicada para a bacia do rio Pará, pois a hipótese de exponencialidade da cauda superior das precipitações não foi comprovada. Assim, não foi possível utilizar as premissas do método Gradex para essa bacia. Para esse tipo de situação recomenda-se a utilização de um modelo de regressão não paramétrica ajustado aos eventos simulados, sem menção a hipóteses apriorísticas sobre a distribuição de probabilidades.

A dissertação mostra que as condições antecedentes de umidade do solo, indiretamente representadas pelo déficit R , tem uma influência enorme na resposta da bacia sob o ponto de vista da lâmina de escoamento superficial. Para a bacia do Rio Indaiá, foi realizada a análise

sobre as relações de dependência entre alturas de precipitação e lâmina de escoamento superficial e constatou-se que para períodos de retorno intermediários, a influência da umidade do solo é maior do que para tempos de retorno extremos.

Percebe-se que à medida que a bacia do Rio Indaiá fica saturada, a umidade do solo tem uma influência enorme na lâmina de escoamento superficial, cujo tempo de retorno pode variar muito em relação ao valor pré-estabelecido.

O método indireto transforma uma precipitação, com um determinado período de retorno, em um volume de cheia e considera-se que o tempo de retorno da lâmina de escoamento superficial é o mesmo da chuva causal. Assim, estabelecer a igualdade de tempos de retorno entre chuva e lâmina de escoamento superficial é uma atitude irrealista do ponto de vista hidrológico, principalmente para os tempos de retorno intermediários. Assim, essa prática não é conservadora pois equivale a entrar no método indireto com uma chuva de tempo de retorno inferior ao previamente estabelecido.

A precipitação máxima é determinada com base no tempo de retorno escolhido para o projeto. A vazão resultante não possui necessariamente o mesmo tempo de retorno devido aos diferentes fatores que envolvem a transformação da precipitação em vazão. Conforme os resultados apresentados, conclui-se que a condição antecedente de umidade do solo parece interferir menos nas vazões de enchentes mais raras. Para os projetos com períodos de retorno grandes, como por exemplo, os empregados para o projeto de barragens, a consideração de igualdade de períodos de retorno é menos grave. Já para o cálculo de vazões de projetos de períodos de retorno menores, sugere-se que sejam considerados outros fatores que envolvem a transformação chuva vazão, entre eles as diferentes condições de umidade antecedente e as condições e uso do solo.

Na prática da engenharia hidrológica, a condição antecedente de umidade do solo é usada simplificada e em alguns casos não é considerada para o cálculo da cheia de projeto; apenas a precipitação máxima é usualmente considerada como influente na vazão de pico. Os métodos de transformação de chuva em vazão devem considerar as condições iniciais do solo para se obter um valor mais real da vazão de pico de projeto. Uma solução de caráter pragmático talvez possa ser a utilização do quantil de R equivalente a 50%, conforme os resultados aqui obtidos.

A aleatoriedade da vazão de pico depende de inúmeros fatores que incluem o déficit de saturação da umidade do solo e os estados anteriores de armazenamento dos diversos reservatórios do ciclo hidrológico da bacia, além evidentemente dos valores máximos de precipitação associados a uma certa enchente em particular.

Apesar dos resultados obtidos, cabe considerar que o modelo estocástico para geração de séries sintéticas tem como base as características da série observada de precipitações diárias; eventuais erros nessas séries podem ser refletidos nas séries geradas.

Dentro do que foi abordado neste trabalho, alguns estudos importantes podem dar continuidade e ampliar um pouco mais os conhecimentos nessa área. Recomenda-se, portanto:

- Aprimorar a análise de incerteza na modelagem, a fim de que se possa avaliar com maior precisão os resultados;
- Realizar simulações com séries estocásticas de precipitação e evaporação em outras bacias hidrográficas, verificando se existe grande variabilidade entre os valores das curvas de frequências obtidas;
- Realizar estudos semelhantes de aplicação da metodologia apresentada em bacias hidrográficas com outras características para comparação dos resultados.

Espera-se que os desenvolvimentos realizados nesta pesquisa tenham colaborado com o avanço da área específica de conhecimento, servindo como base para novas metodologias que enriqueçam a prática da engenharia hidrológica.

REFERÊNCIAS

- ANG, A. H-S.; TANG, W. H. *Probability Concepts in Engineering Planning and Design*, Volume II: Decision, Risk and Reliability; John Wiley & Sons, 1990.
- AITKEN, A. P. Assessing systematic errors in rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, v. 20, p. 121-136, 1973.
- BARNESLEY, M. *Models and Modelling*. University of Wales Swansea, Swansea, 1999.
- BENOIT, R. ; PELLERIN, P.; KOUWEN, N.; RITCHIE, H.; DONALDSON, N.; JOE, P.; SOULIS, R, Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale, Monthly Weather Review, *American Meteorological Society*, v. 128, p. 1681-1706, 2000.
- BEVEN, K. J.; BINLEY, A. M. *The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction*. Hydrological Processes, v. 6, p. 279-298, 1992.
- BOUGHTON, W. C. A Daily Rainfall Generating Model for Water Yield and Flood Studies. *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology*, v. 99, n. 9, p. 1-21, 1999.
- BOUGHTON, W. C.; HILL, P., A design flood estimation procedure using data generation and a daily water balance model, *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology*, v. 97, n. 8, p. 1-48, 1997.
- BOYLE, D. P.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Toward improved calibration of hydrologic models: combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, v. 36, n. 12, p. 3663-3674, 2000.
- BRADLEY, A. A.; POTTER, K. W. Flood frequency analysis of simulated flows, *Water Resources Research*, v. 28, n. 9, p. 2375-2385, 1992.
- BRYSON, M. C. Heavy-tailed distributions: Properties and tests. *Technometrics*, v. 16, n. 1, p. 61-67, 1974.
- CANEDO, P. M. *The reliability of conceptual catchment model calibration*, Tese (Doutorado em hidrologia) University of Lancaster, Lancaster, 1979.
- CASTILHO, A. S. *Programa de Avaliação de Recursos Hídricos, Rede Meteorológica e Caracterização Física da Bacia do Alto São Francisco, Sub Bacia 40, fase 1 CPRM*, Belo Horizonte, 1996.
- CATCHMENT MODELLING TOOLKIT. *Stochastic Climate Library – User Guide*. Disponível em <<http://www.toolkit.net.au/cgi-bin/WebObjects/toolkit>>. Acesso em: 08 de nov. 2005.
- CHOW, V. T. *Handbook of Applied Hydrology*. New York: McGraw Hill Book Company, 1964.
- CORNELL, C. A. First order analysis of model and parameter uncertainties, INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON UNCERTAINTIES IN HYDROLOGIC AND WATER RESOURCES SYSTEMS, University of Arizona, Arizona, 1972.
- CORREIA, F. N. *Métodos de Análises e Determinação de Caudais de Cheia*, Tese (Concurso para Investigador Auxiliar do Laboratório Nacional de Engenharia Civil), Lisboa, 1983.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. *Projeto Análise de Consistência de Dados Pluviométricos – Bacia do Rio São Francisco. Sub-Bacias 40 a 44: Relatório Técnico Parcial. Sub-Bacia 40*, DNAEE/CPRM, Belo Horizonte, 1995.

CTGREF, *L'application de la méthode du GRADEX à l'estimation des crues de faible fréquence*, Centre Technique du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, Ministère de l'Agriculture, Paris, 1972.

DAWDY, D. R.; O'DONNELL, T. Mathematical models of catchment behaviour, *Journal of Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineering, v. 91, p. 123-137, 1965.

DOOGE, J. C. I. *Linear Theory of Hydrologic Systems*. U. S. Department of Agriculture, n. 1.468, p. 1-327, 1973.

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

DUBAND, D.; MICHEL, C.; GARROS, H.; ASTIER, J. Estimating extreme value floods and the design flood by the gradex method. In: *Proceedings of the 16th International Congress on Large Dams*, p. 1009-1047, San Francisco, California, 1988.

EHR-UFMG. *Relatório Técnico Parcial 1: Modelos de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo*. Belo Horizonte, 2001.

ELETROBRÁS – Centrais Hidrelétricas S.A. *Guia para Cálculo de Cheia de Projeto de Vertedores*, Ministério das Minas e Energia, 1987.

FIERING, M. B. *Synthetic hydrology: An Assessment*, in *Water Research*, edited by A.V. Kneese and S. C. Smith, Resources for the Future, Inc. Washington, D. C., 1966.

GRAY, D. M. *Manuel des Principes D'Hydrologie*, Ottawa, Canadá, 1972.

GRAYSON, R. B.; MOORE, I. D.; MC MAHON, T. A. Physically based hydrologic modeling 1: A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, v. 26, n. 10, p. 2639-2658, 1992.

GRINSTEAD, C. M.; SNELL, J. M. *Introduction to Probability* American Mathematical Society, Providence, EUA, 1997.

GUILLOT, P. The Arguments of the Gradex Method: a Logical Support to Assess Extreme Floods, in *Extreme hydrological Events: Precipitations, Floods, and Droughts*, Proceedings of Yokohama Symposium, IASH Publication, v. 213, p. 287-298, 1993.

GUILLOT, P.; DUBAND, D. La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *Floods and their computation – Proceedings of the Leningrad Symposium*, p. 560-569, IASH Publication no. 84, 1967.

HAAN, C. T. Evaluation of Prediction Errors probabilities from Stochastic Models by Simulation Proceedings of INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON UNCERTAINTIES IN HYDROLOGIC AND WATER RESOURCES SYSTEMS, Tucson, Arizona, 1972.

HAAN, C. T. *Statistical Methods in Hydrology*, The Iowa State University Press/Ames, 6ª edição, Iowa, 1994.

HANSON, C.L.; CUMMINGS, A.; WOOLHISER, D. A., RICHARDSON, C. W. Microcomputer program for daily weather simulation in the contiguous United States. *Department of Agriculture, Agricultural Research Service*, Washington, DC, 1994.

HEC – HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. HEC-1 *Flood Hydrograph Package - Reference Manual*. U. S. Army Corps of Engineers, Davis, 1981.

HIDROSSISTEMAS/COPASA, *Deflúvios Superficiais no Estado de Minas Gerais*, Belo Horizonte, 1993.

HOOKE, R.; JEEVES, T. A. Direct search solutions of numerical and statistical problems. *Journal of the Association for Computing Machinery*, v. 8, n. 2, p. 212-229, 1961.

JOHNSON, G. L.; HANSON, C. L.; HARDEGREE, S. P.; BALLARD, E. B. Stochastic weather simulation: overview and analysis of two commonly used models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, p. 1878-1896, 1996.

KATZ, R. W. probabilistic Models. In *Probability, Statistic and decision Making in the Atmospheric Sciences*. Ed. A. H. Murphy and R. W. Katz. West view, p. 251-288, 1985.

KOWEN, N. Field estimation of the biomechanical proprieties of grass. *Journal of Hydraulic Research-International Association for Hydraulic Research*, v. 26, n. 5, p. 1519-1539, 1988.

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

LIMA, A. A. Metodologia Integrada para Determinação da Enchente de Projeto de Estruturas Hidráulicas por meio de Series Sintéticas de Precipitação e Modelos Chuva-Vazão. Dissertação (Mestrado no Programa de Pós Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2004.

LINDSTRÖM, G. A simple automatic calibration routine for the HBV model, *Nordic Hydrology*, v. 28, n. 3, p. 153-168, 1997.

LINSLEY J. R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H. *Applied Hydrology*, First Edition, New York-Toronto-London, Mc Graw-Hill Book Company, Inc., 1949.

LINSLEY J. R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H. *Hydrology for engineers*. New York: McGraw-Hill Book Co., Inc., 1975.

LIONG, S. Y.; KHU, S. T.; CHAN, W. T. Construction of multi-objective function response surface with genetic algorithm and neural network. *Proceedings of the International Conference on Water Resource And Environment Research*, Kyoto, v. 2, p. 31-38, 1996.

MADSEN, H.; WILSON, G.; AMMENTORP, H.C. Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall- runoff models. *Journal of Hydrology*, v. 261, p. 48-59, 2002.

MAIDMENT, D. R. *Handbook of Hydrology*, 1 ed., Editora McGraw-Hill, 1993.

MELO, J. S. P. Modelo versátil para estimar as probabilidades de dias chuvosos em intervalos mensais e de alturas diárias de chuvas. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola). Uiversidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1989.

MOTA, J. L. O. Modelos Matematicos y su Aplicacion al Manejo de Cuencas Hidrográficas. In: CONGRESO NACIONAL DE IRRIGACION, Sinaloa, 1999. LOU, A. P. F. Modelagem geoestatística aplicada à integração entre dados de postos

- NAGHETTINI, M. C. *Notas de Aula de Engenharia de Recursos Hídricos*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1999.
- NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; THIMOTTI, T. C. M.; LIMA, A. A.; QUEIROGA, Y. G.; SILVA, F. E. O.; MASSA, A. *Modelo Rio Grande de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo: Formulação teórica do Modelo*, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos – Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2002.
- NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v. 10, p. 282-290, 1970.
- NATHAN, R. J.; WEINMANN, P. E. *Estimation of large to extreme floods: book VI*. In: Australian Rainfall and Runoff – a guide to flood estimation. The Institution of Engineers, Austrália, 2001.
- NELDER, J. A.; MEAD, R. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, v. 7, n. 4, p. 308-313, 1965.
- NICKS, A. D.; HARP, J. F. Stochastic generation of temperature and solar radiation data. *Journal of Hydrology*, v. 48, p. 1-17, 1980.
- NICKS, A. D.; LANE, L. J.; GANDER, G. A. Weather Generator – Weather Generator: USDA - Water erosion prediction *USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory* Cap.2, p.2.1-2.22, 1995.
- O'DONNELL, T.; CANEDO, P. M. The reliability of conceptual calibration, HYDROLOGICAL FORECASTING, PROCEEDINGS OF THE OXFORD SYMPOSIUM, IAHS Publication, v. 129, 1980.
- PFAFSTETTER, O. *Deflúvio Superficial*. Rio de Janeiro, Serviço de Divulgação do Departamento Nacional de Obras de Saneamento, 1976.
- PICKANDS, J. Statistical Inference using Extreme Order Statistics, *The Annals of Statistics*, v. 3, p. 119-131, 1975.
- PICKERING, N. B.; HANSEN, J. W.; JONES, J. W. WEATERMAN: A utility for managing and generating daily weather data. *Agronomy Journal*, v. 86, p. 332-337, 1994.
- PILGRIM, D. H., CORDERY, I. *Flood Runoff*. In: Handbook of Hydrology, Maidment, D. R. (ed.), McGraw-Hill, New York, 1992.
- PONCE, V. M., *Engineering Hydrology. Principles and practices*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 1989.
- PORTUGAL, A. D. Simulação de sistemas agropecuários. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. v. 18, n. 4, p. 335-42, 1983.
- ROSENBROCK, H. H. An automatic method for finding the greatest or least value of a function. *Computer Journal*, v. 3, p. 175-184, 1960.
- RICHARDSON, C. W. Weather simulation for crop management models. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, v. 28, p. 1602-1606, 1985.
- SHERMAN, L. K. Streamflow from rainfall by unit-graph method. *Engineering News Record*, p. 501-505, 1932.

SILVA, A. P. L. M. Avaliação hidrológica e meteorológica para a transposição de águas da bacia do rio São Francisco. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

SINGH, V. P.; WOOLHISER, D. A. A Mathematical modeling of watershed hydrology American Society of Civil Engineers. *Journal of Hydrology Engineering*, v. 150, p. 270-292, 2002.

SNYDER, F. F. Synthetic Unit Graphs. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 19, p. 447-454, 1938.

SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V.K.; FULTON, J.C. Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-escoamento models: influence of calibration data variability and length of model credibility. *Water Resources Research*, v. 10, n. 1, p. 251-259, 1983.

SRIKANTHAN, R., ZHOU, S. Stochastic Generation of Climate Data. *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology*, v. 3, n. 12, p. 1-70, 2003.

SRIKANTHAN, R.; MCMAHON T. A. Stochastic generation of rainfall and evaporation data. *Australian Water Resources Council*, n. 84, p. 1-301, 1985.

SRIKANTHAN, R.; MCMAHON T. A. Stochastic generation of annual, monthly and daily climate data: A review, *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 5, p. 653-670, 2001.

TAYLOR, A. B.; SCHWARTZ H. E. Unit Hydrograph Lag and Peak Flow Related to basin Characteristics. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 33, 1952.

TODINI, E. The ARNO Rainfall-Escoamento Model. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 339-382, 1996.

TOLSON, B. A. Automatic calibration, management and uncertainty analysis: Phosphorus transport in the Cannonsville Watershed, Ph.D. thesis, Cornell University, Ithaca, N.Y, 2005.

THOMAS, H. A., FIERING, M. B., Mathematical Synthesis of Streamflow Sequences for Theanalysis of River Basins by Simulation, *Design of Water Resource System*, 1962.

TROUTMAN, B. M. An analysis of input errors in precipitation-escoamento models using regression with errors in the independent variables. *Water Resources Research*, v. 18, p. 947-964, 1982.

TUCCI, C.E.M. *Hidrologia Ciência e Aplicação*. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ABRH, 2001.

TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul, ABRH, 1998.

VERTESSY, R. A.; HATTON, T. J.; O'SHAUGHNESSY, P. J.; JAYASURIYA, M. D. A. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal Hydrology*, v. 150, p. 665-700, 1993.

VIANA, T. V. de A.; ARAUJO, W. F.; ANDRADE JÚNIOR, A. S.; AZEVEDO, B. M.; CRISÓSTOMO JÚNIOR, R. R. Análise estocástica da ocorrência de períodos secos e chuvosos para o município Cedro-Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, p. 8, Resumos, Cedro, 2000.

VIEIRA, S. *Princípios de Estatística*. São Paulo: Pioneira, 1999.

- WILKEN, P. S. *Engenharia de Drenagem Superficial*. São Paulo, Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB), 1978.
- WILKS, D. S. Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 93, p. 153-169, 1999a.
- WILKS, D. S. Simultaneous stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation at multiple sites in complex terrain. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 96, p. 85-101, 1999b.
- WILLIAMS, J. R.; JONES, C. A.; DYKE, P. T. A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Transactions of American Society of Agricultural Engineering*, v. 27, p. 129-144, 1984.
- WILSON, E. B.; HILFERTY M. M. Distribution of Chi-square. *Proceedings National Academy of Science*, v. 17, p. 684-688, 1931.
- WOOD, E. F. An analysis of the effects of parameter uncertainty in deterministic hydrologic models. *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 925-932, 1976.
- XAVIER, L. N. R. *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo Topmodel*. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.
- YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrological models. *Journal of Hydrology*, v. 204, p. 83-97, 1998.
- ZHAO, R. J. Watershed Hydrologic Modelling. *Water Resources Power Press*, Beijing, 1984.
- ZHAO, R. J.; ZHUANG, Y. L.; FANG, L. R.; LIU, X. R. & ZHANG, Q. S. The Xinanjiang Model, Hydrological Forecasting Proceedings. OXFORD SYMPOSIUM, IAHS 129, p. 351-356, 1980.

ANEXOS

1 DISTRIBUIÇÃO DE PROBABILIDADE

1.1 Distribuição Gama

A distribuição Gama com parâmetros n e λ é uma distribuição da soma de n variáveis aleatórias distribuídas exponencialmente, cada uma delas com parâmetro λ . A distribuição exponencial é um caso particular da distribuição Gama com $n=1$.

A função densidade de probabilidade, com $x, \lambda, \eta > 0$ e $\Gamma(\eta)$, é fornecida por:

$$f_X(x) = \frac{\lambda^\eta x^{\eta-1} e^{-\lambda x}}{\Gamma(\eta)} \quad (\text{A. 1})$$

A função acumulada de probabilidade é dada por:

$$F_X(x) = \int_0^x \lambda^\eta t^{\eta-1} \frac{e^{-\lambda t}}{\Gamma(\eta)} dt \quad (\text{A. 2})$$

A integral da equação A.2 não possui solução analítica, exigindo técnicas de integração numérica ou tabelas da função Gama (e.g.: Haan, 1994)

1.2 Distribuição de Pareto

A distribuição de Pareto com parâmetros α e ε é um caso especial da Distribuição Generalizada de Pareto. A função densidade de probabilidade desta distribuição, para $\varepsilon \neq 0$, é fornecida por:

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \varepsilon \frac{x}{\alpha} \right)^{\frac{1}{\varepsilon} - 1} \quad (\text{A. 3})$$

Se $\varepsilon = 0$, a função densidade de probabilidade é dada por:

$$f_X(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\frac{x}{\alpha}} \quad (\text{A. 4})$$

A função acumulada de densidade de probabilidade para $\varepsilon \neq 0$, é fornecida por:

$$Fx(x) = 1 - \left(1 - \varepsilon \frac{x}{\alpha}\right)^{\frac{1}{\varepsilon}} \quad (\text{A. 5})$$

Quando $\varepsilon = 0$, a função acumulada de densidade de probabilidade é dada por:

$$Fx(x) = 1 - e^{-\frac{x}{\alpha}} \quad (\text{A. 6})$$

2 DIAGRAMA BOX PLOT

A técnica do *Box plot* como metodologia de descrição de dados é relativamente recente (Vieira, 1999). O diagrama *Box Plot* é a representação gráfica da análise exploratória de dados, que mostra grande parte da estrutura dos dados, tais como a mediana, a dispersão, a assimetria, a amplitude, os pontos atípicos (*outliers*).

O *Box plot* é um gráfico em formato de retângulo, cujos lados são delimitados pelo primeiro quartil (Q_1) e terceiro quartil (Q_3), com a mediana em seu centro, estendidos por linhas que definem os limites de identificação de pontos atípicos (*outliers*) inferiores e superiores.

Os quartis dividem o conjunto de dados em quatro partes que contém, cada uma delas, 25% dos dados da série. Então existe o primeiro quartil (Q_1), o segundo quartil (Q_2) ou mediana e, o terceiro quartil (Q_3). Para determinação do primeiro e terceiro quartil procede-se da mesma maneira quando da determinação da mediana, mas neste caso utiliza-se somente os valores entre o mínimo e a mediana para se determinar o primeiro quartil e, os valores entre a mediana e o valor máximo para obter o terceiro quartil.

O limite de identificação superior é calculado por:

$$LS = Q_3 + 1,5 \times (Q_3 - Q_1) \quad (\text{A. 7})$$

O limite de identificação inferior é obtido através:

$$LI = Q_1 - 1,5 \times (Q_3 - Q_1) \quad (\text{A. 8})$$

Os valores compreendidos entre esses dois limites são chamados de pontos adjacentes e as observações que estão fora deste intervalo são consideradas como *outliers*. A Figura A.1 mostra a representação do diagrama *Box Plot*.

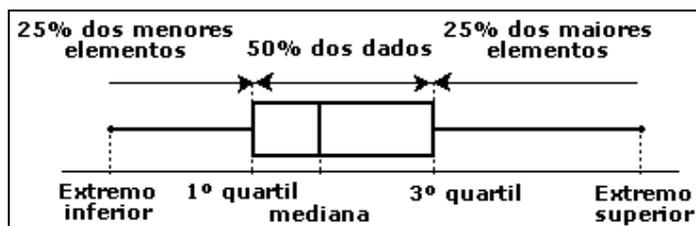


Figura A.1: Representação do diagrama *Box Plot*

A simetria ou enviesamento da amostra também podem ser visualizados nesse tipo de diagrama. De fato, o diagrama *Box Plot* possibilita a verificação da simetria e da concentração da amostra através de três características: distância entre a linha que indica a mediana e os lados do retângulo; comprimento das linhas dos lados dos retângulos e comprimento do retângulo. A Figura A.2 mostra tipos diferentes de distribuição de dados. Ressaltando-se que um diagrama menor indica maior homogeneidade e menor variabilidade entre os dados.

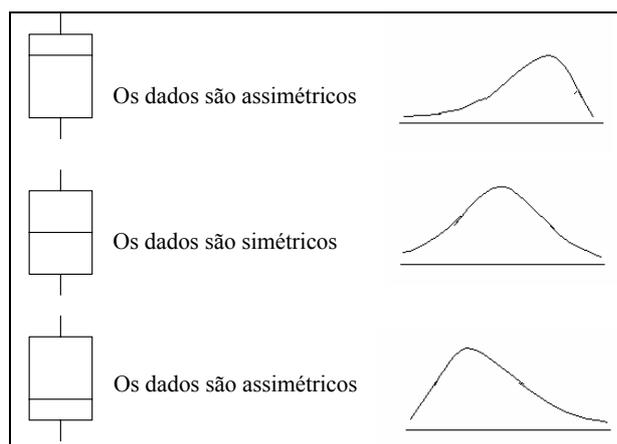


Figura A.2: Representação do diagrama *Box Plot*

3 HIDROGRAMAS OBSERVADOS DA BACIA DO RIO INDAIÁ

As figuras a seguir mostram os hidrogramas-hietogramas de cheias observadas na bacia do Rio Indaiá.

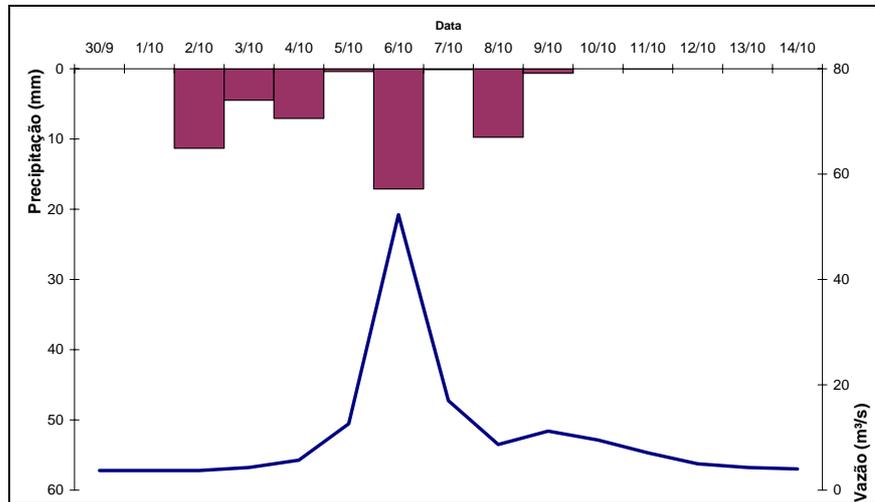


Figura A.3: Hidrograma-hietograma da cheia – julho de 1977

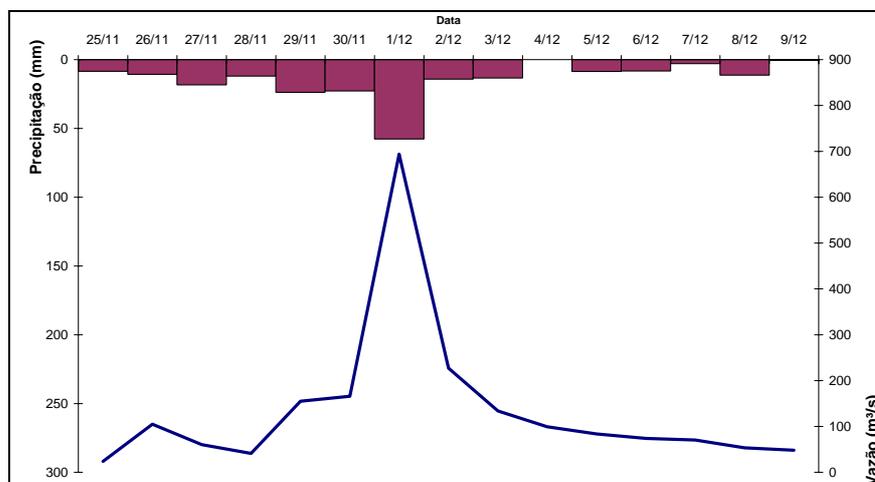


Figura A.4: Hidrograma-hietograma da cheia – novembro de 1977

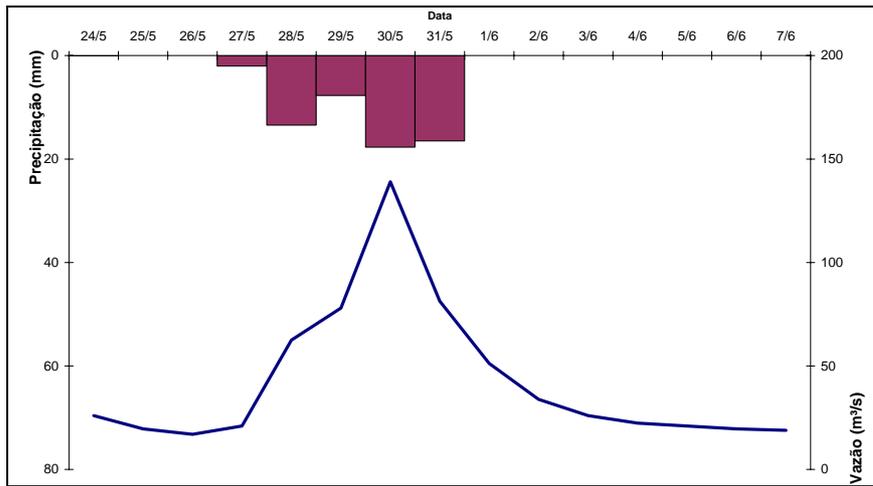


Figura A.5: Hidrograma-hietograma da cheia – maio de 1978

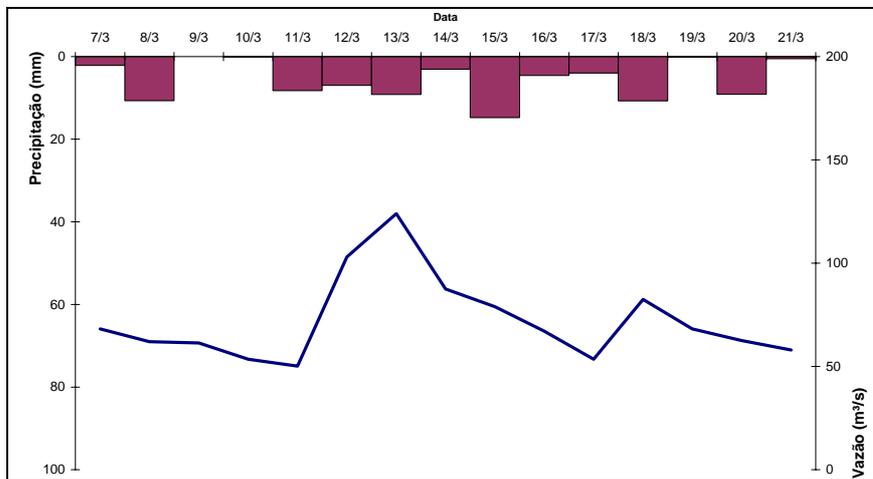


Figura A.6: Hidrograma-hietograma da cheia – março de 1979

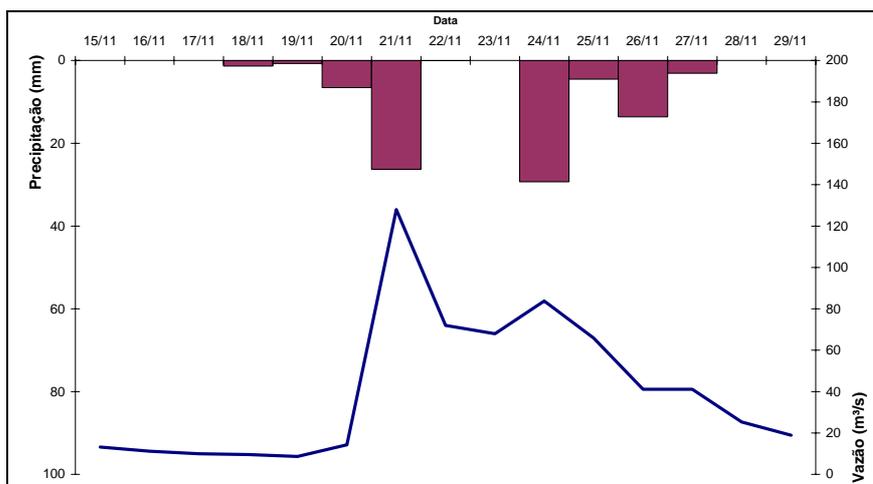


Figura A.7: Hidrograma-hietograma da cheia – novembro de 1979

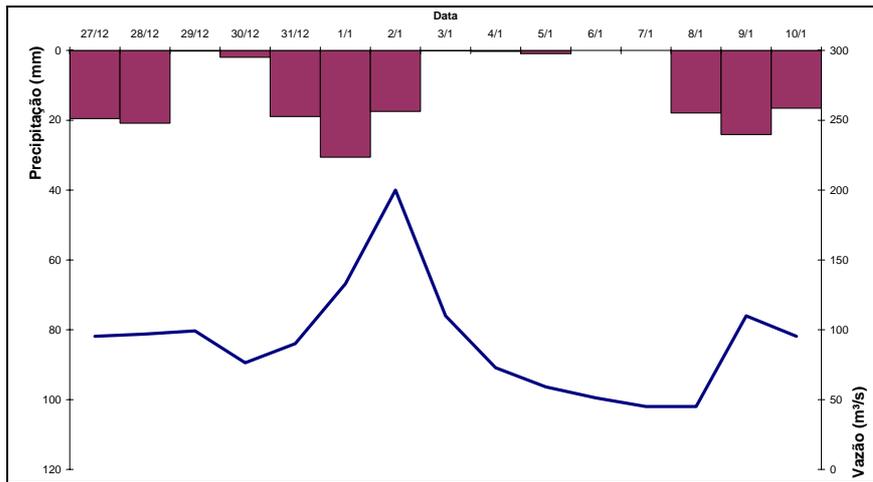


Figura A.8: Hidrograma-hietograma da cheia – dezembro de 1979

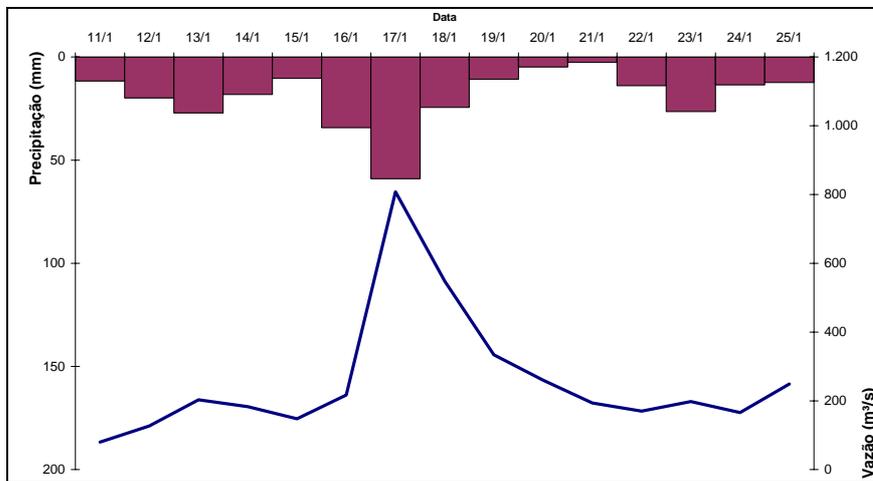


Figura A.9: Hidrograma-hietograma da cheia – janeiro de 1980

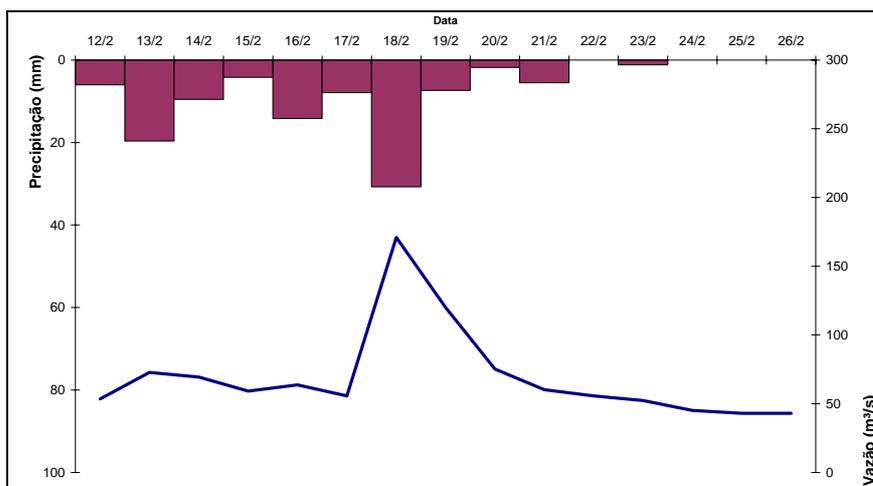


Figura A.10: Hidrograma-hietograma da cheia – fevereiro de 1980

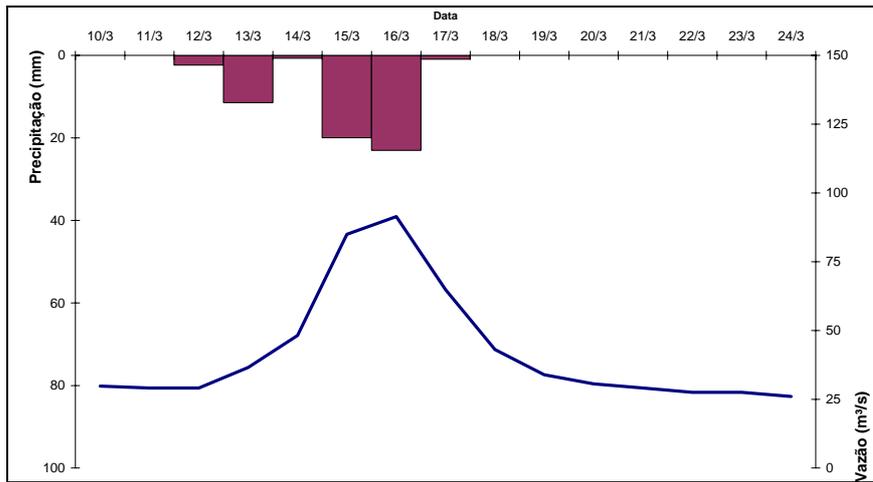


Figura A.11: Hidrograma-hietograma da cheia – março de 1980

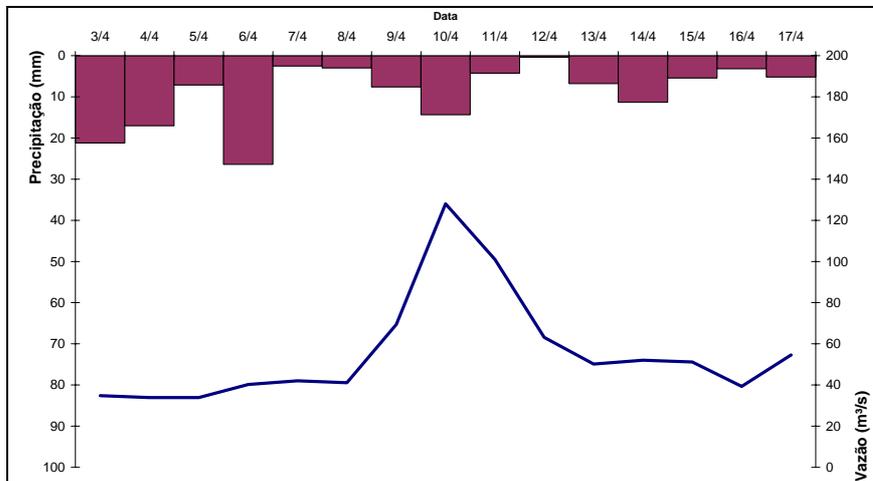


Figura A.12: Hidrograma-hietograma da cheia – abril de 1980

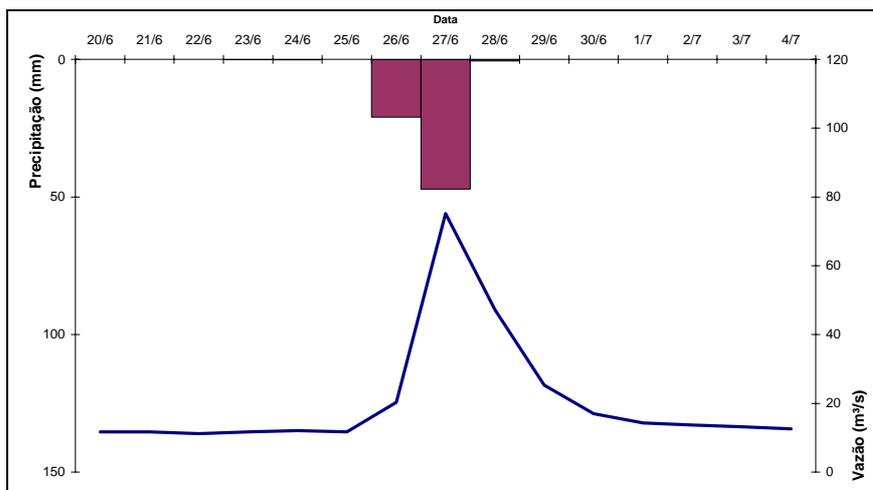


Figura A.13: Hidrograma-hietograma da cheia – junho de 1980

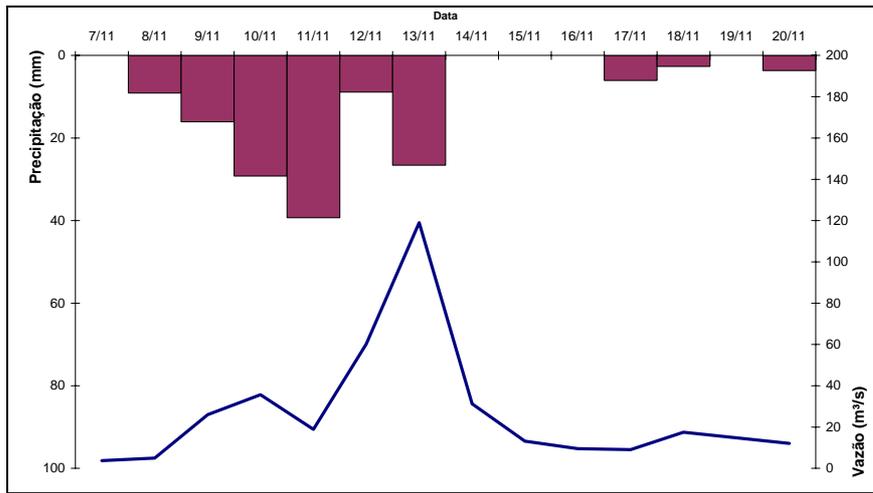


Figura A.14: Hidrograma-hietograma da cheia – julho de 1980

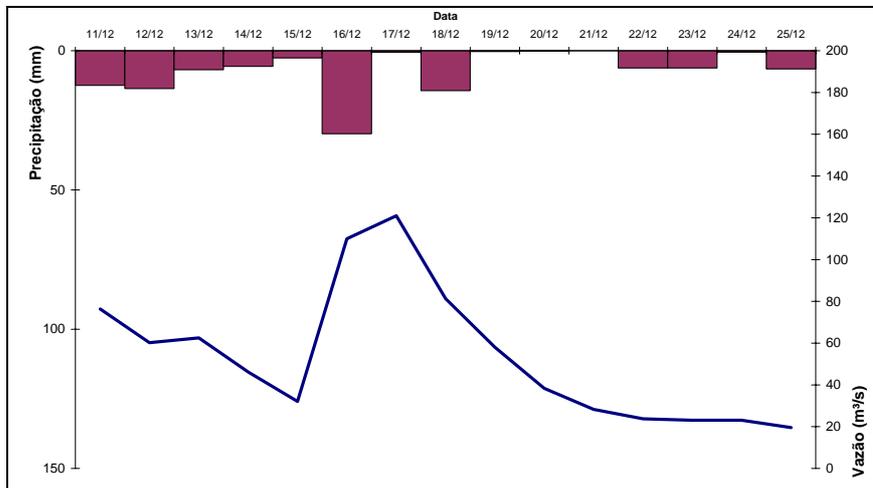


Figura A.15: Hidrograma-hietograma da cheia – dezembro de 1980

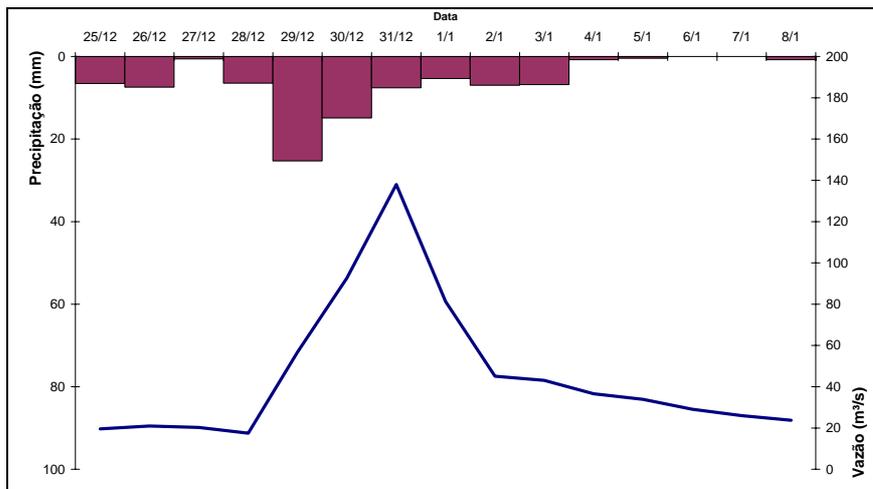


Figura A.16: Hidrograma-hietograma da cheia – dezembro de 1980

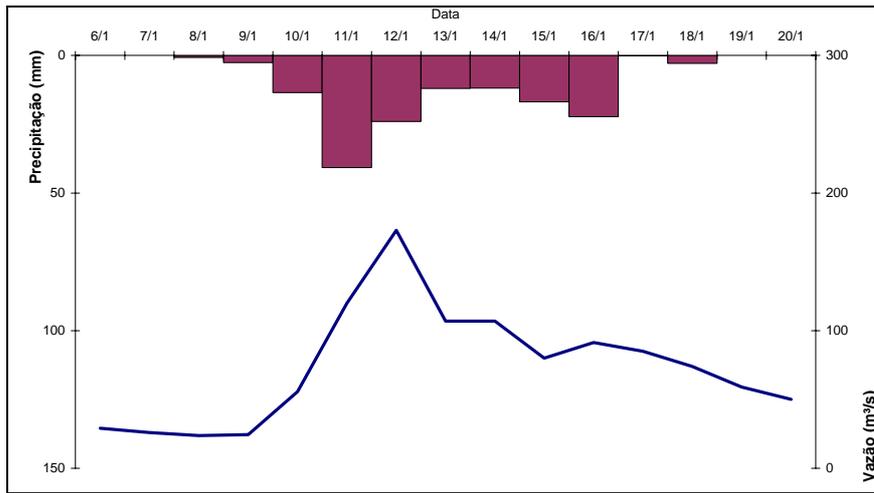


Figura A.17: Hidrograma-hietograma da cheia – janeiro de 1981

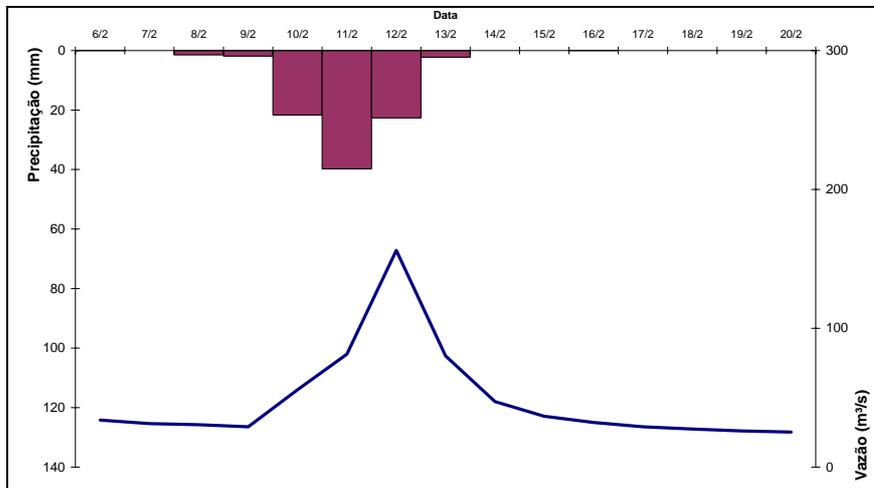


Figura A.18: Hidrograma-hietograma da cheia – fevereiro de 1981

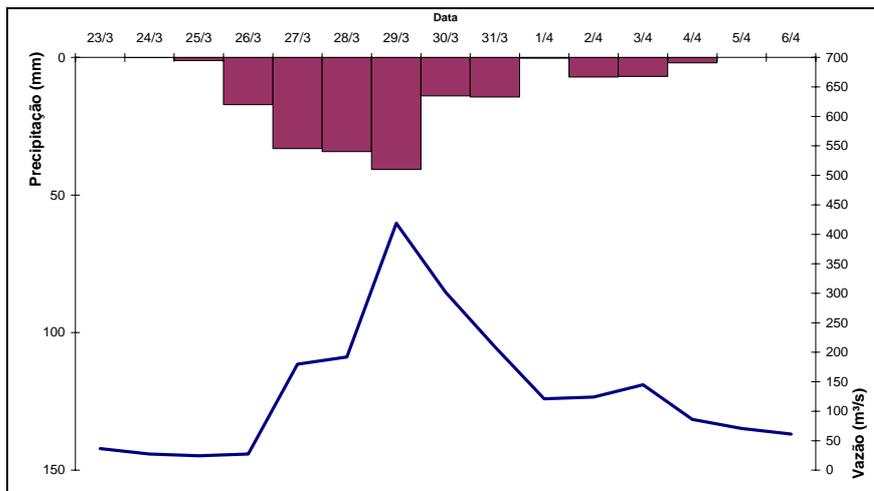


Figura A.19: Hidrograma-hietograma da cheia – março de 1981

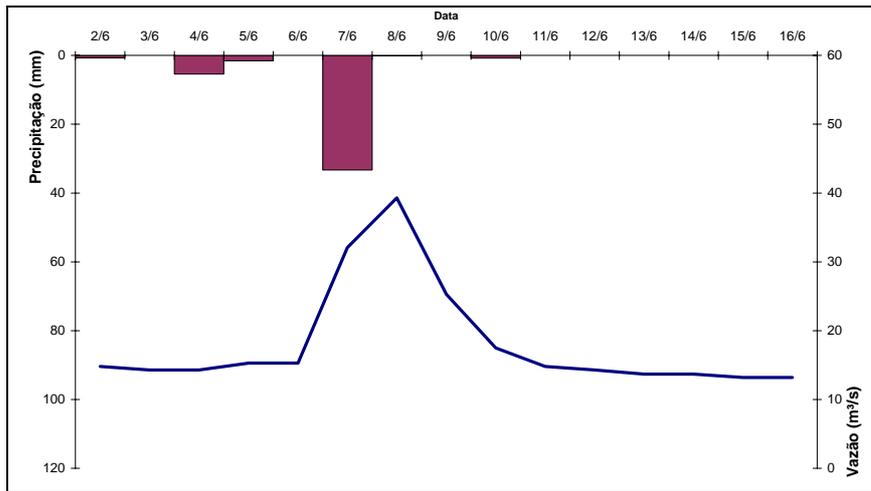


Figura A.20: Hidrograma-hietograma da cheia – junho de 1981

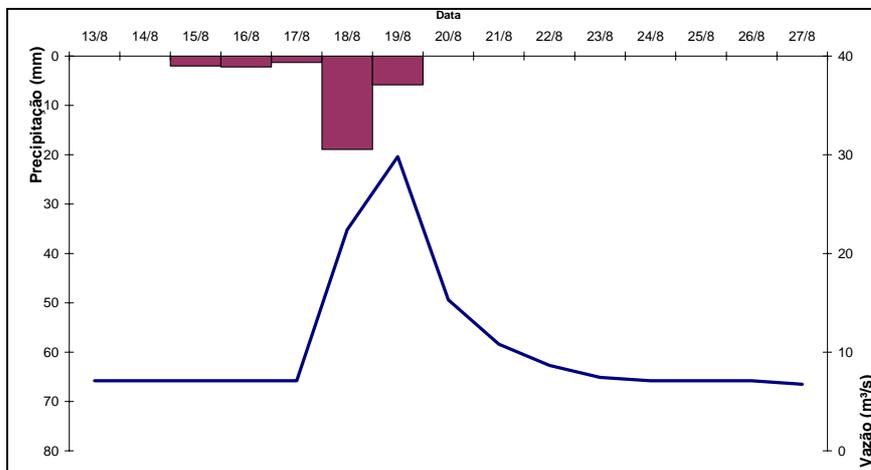


Figura A.21: Hidrograma-hietograma da cheia – agosto de 1981

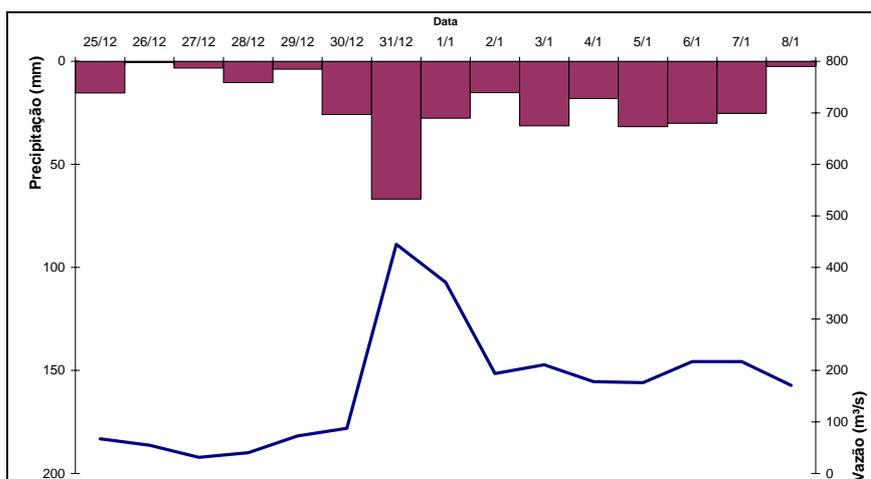


Figura A.22: Exemplo de hidrograma-hietograma de cheia – dezembro de 1982

4 DEPENDÊNCIA ENTRE VOLUMES DE CHEIA E ALTURAS DE PRECIPITAÇÃO – RIO INDAIÁ

Tabela A.1: Tempo de Retorno

R	V=21,5 TR=1,1		V=87 TR=5		V=102,5 TR=10		V=132,25 TR=50		V=145,5 TR=100		V=180,1 TR=500		V=204,3 TR=1000		V=243,4 TR=5000		V=282,1 TR=10000	
	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR	P	TR
1	22	1,0	88	1	103	1	133	2	146	2	181	4	205	8	244	36	283	175
5	26	1,0	91	1	107	1	137	2	150	2	185	5	209	9	248	42	287	197
20	38	1,0	105	1	121	1	151	2	164	3	199	7	223	15	262	67	301	316
40	52	1,0	123	1	139	2	169	3	183	4	218	13	242	32	282	167	321	513
60	63	1,0	141	2	157	2	188	5	201	8	237	25	261	65	301	314	340	914
80	74	1,0	158	2	175	4	206	9	220	14	256	53	281	161	320	505	360	1249
100	83	1,0	174	3,5	192	6	224	16	238	27	275	119	300	314	340	924	379	9716
120	93	1,1	190	5,5	209	9	242	32	257	56	294	250	319	485	359	1240	399	5514
130	97	1,1	198	6,9	217	12,4	251	47	266	75	303	299	328	682	369	1940	409	6149
140	102	1,1	206	8,6	225	16,0	260	62	274	118	312	380	338	810	379	3476	419	6786
150	107	1,2	214	11,2	233	21,5	268	85	283	175	321	533	347	1003	388	4816	428	7417

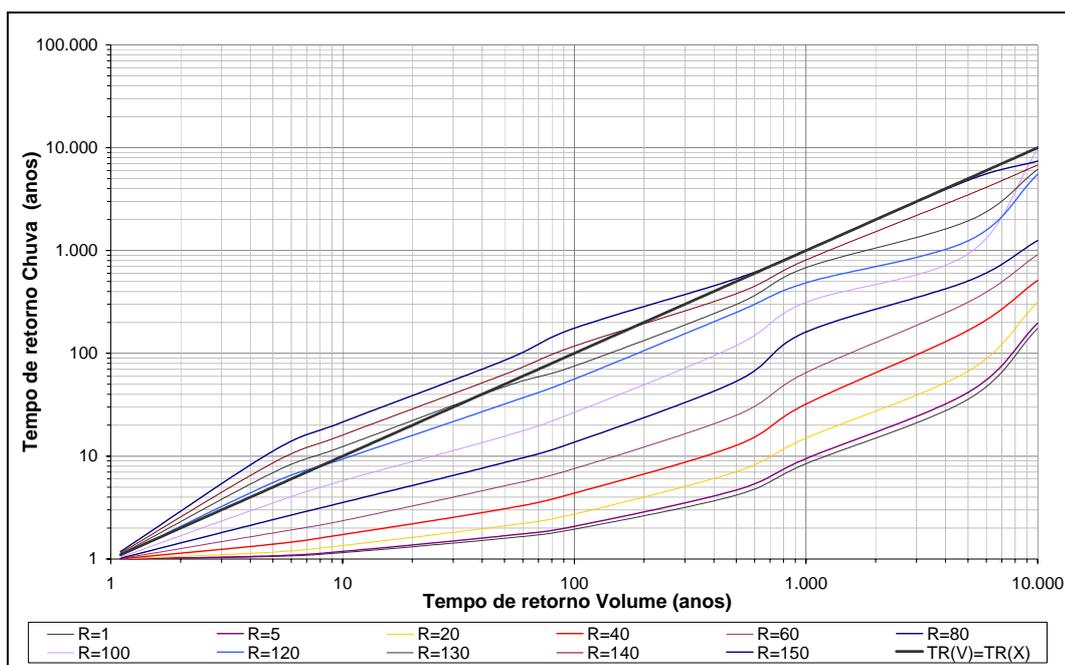


Figura A.23: Tempo de retorno da chuva versus tempo de retorno do volume

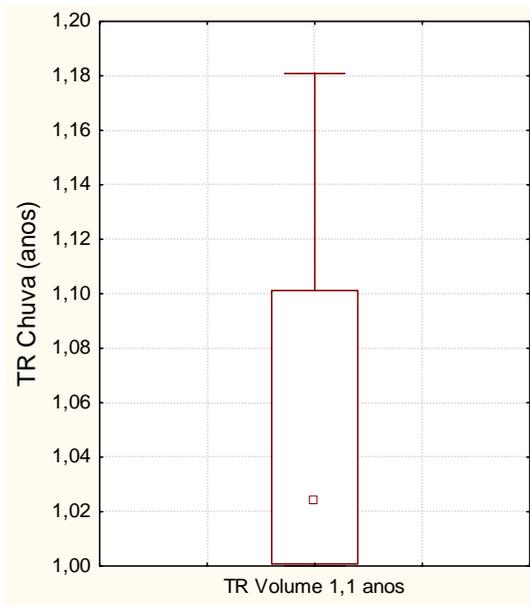


Figura A.24: Tempo de Retorno do chuva para volume de 1,1 anos

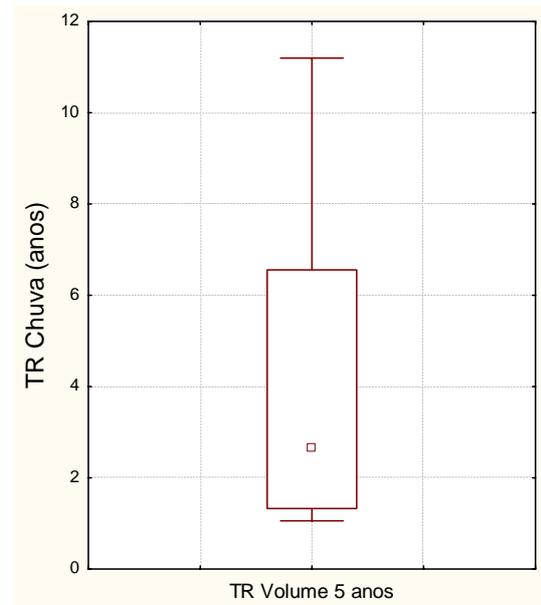


Figura A.25: Tempo de Retorno do chuva para volume de 5 anos

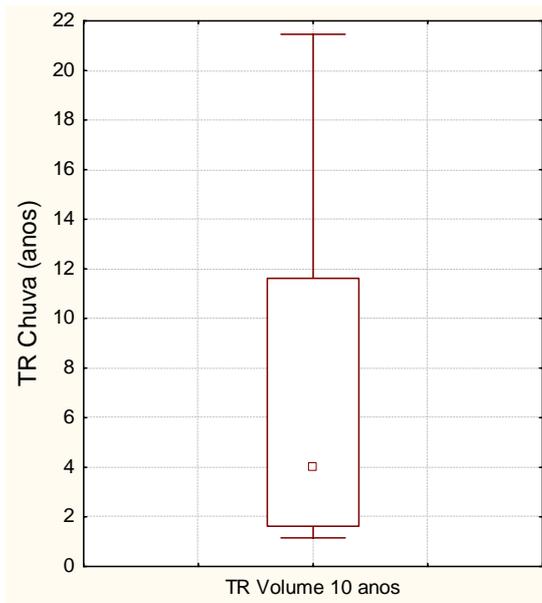


Figura A.26: Tempo de Retorno do chuva para volume de 10 anos

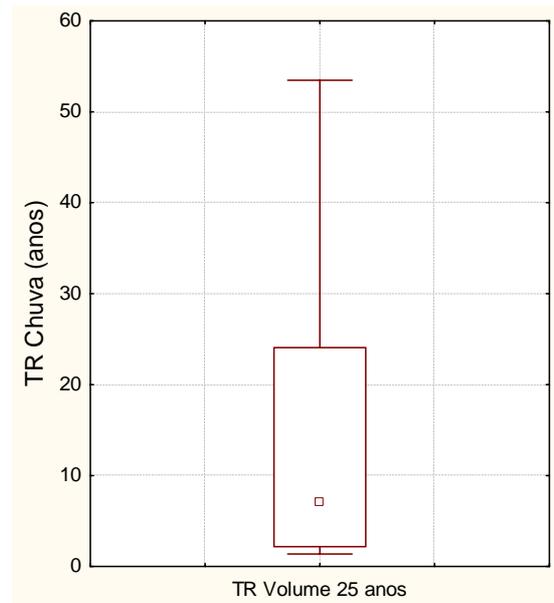


Figura A.27: Tempo de Retorno do chuva para volume de 25 anos

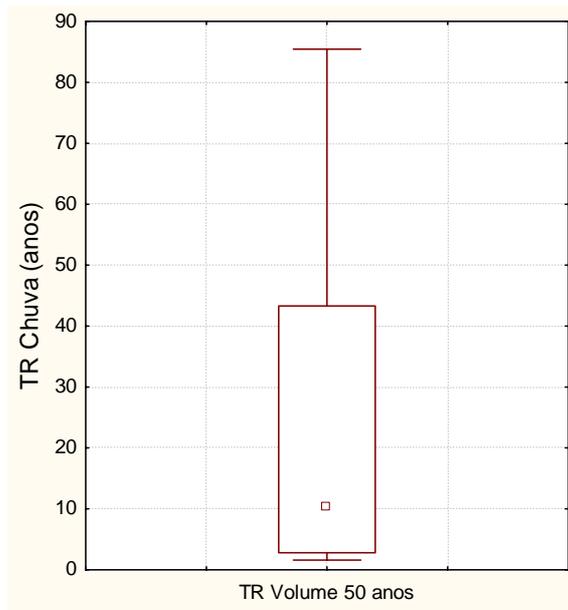


Figura A.28: Tempo de Retorno do chuva para volume de 50 anos

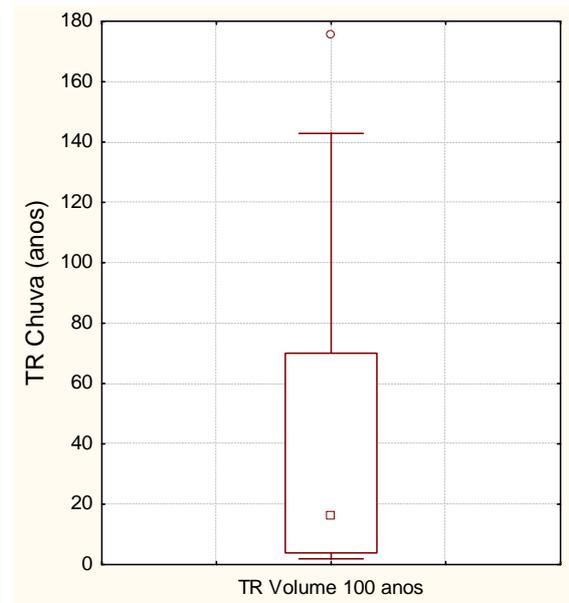


Figura A.29: Tempo de Retorno do chuva para volume de 100 anos

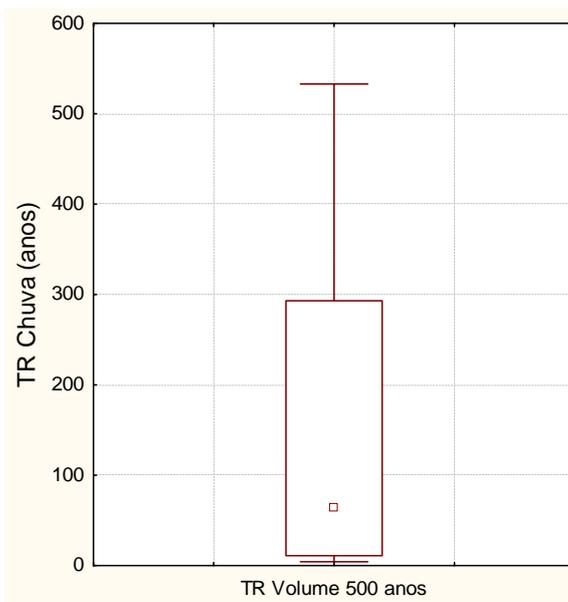


Figura A.30: Tempo de Retorno do chuva para volume de 500 anos

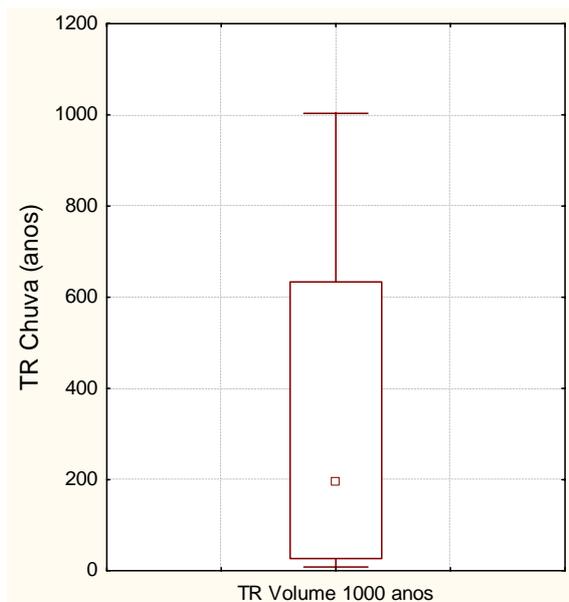


Figura A.31: Tempo de Retorno do chuva para volume de 1.000 anos

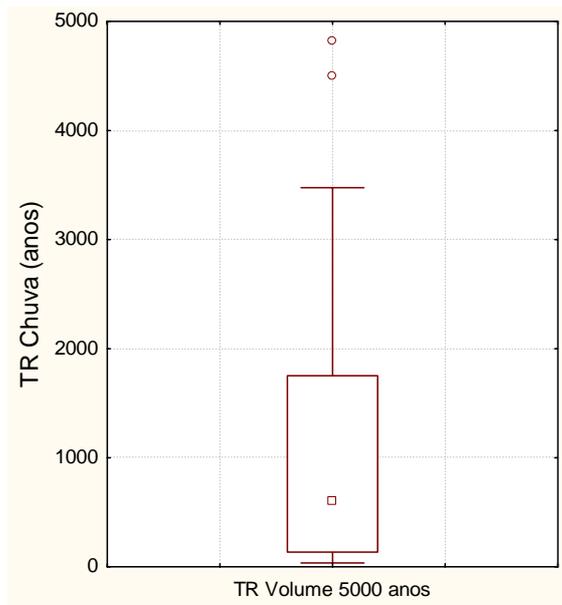


Figura A.32: Tempo de Retorno do chuva para volume de 5.000 anos

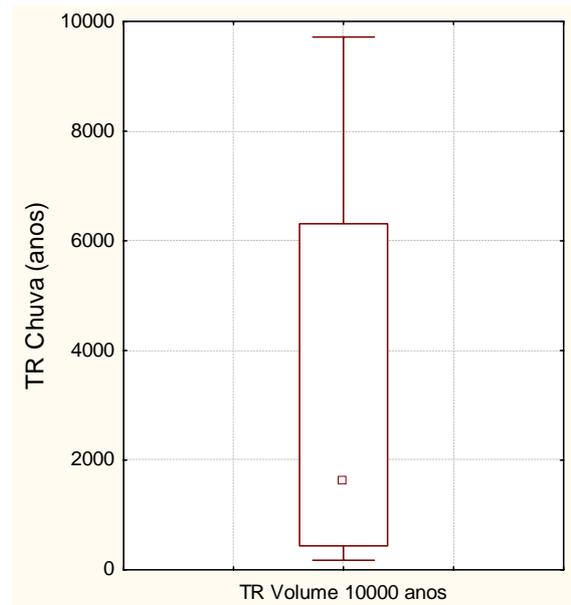


Figura A.33: Tempo de Retorno do chuva para volume de 10.000 anos