

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

ESTUDO DE INDICADORES CLIMÁTICOS
PARA A PREVISÃO DE LONGO TERMO DE
VAZÕES NA BACIA DO ALTO SÃO
FRANCISCO

Eber José de Andrade Pinto

Belo Horizonte

2005

**ESTUDO DE INDICADORES CLIMÁTICOS
PARA A PREVISÃO DE LONGO TERMO DE
VAZÕES NA BACIA DO ALTO SÃO
FRANCISCO**

Eber José de Andrade Pinto

Eber José de Andrade Pinto

**ESTUDO DE INDICADORES CLIMÁTICOS PARA A
PREVISÃO DE LONGO TERMO DE VAZÕES NA BACIA DO
ALTO SÃO FRANCISCO**

Tese 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 Doutor em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Previsão Hidrológica de Longo Termo

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini

Co-Orientadora: Magda Luzimar de Abreu

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2005

P659e Pinto, Eber José de Andrade
Estudo de indicadores climáticos para a previsão de longo termo de vazões na bacia do Alto São Francisco [manuscrito] / Eber José de Andrade Pinto. – 2005. 269f., enc. : il.

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini
Co-Orientadora: Magda Luzimar de Abreu

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos.

Bibliografia: f.:

1. Hidrologia – Teses 2. Previsão hidrológica – Teses 3. Indicadores climáticos – Teses I. Naghettini, Mauro da Cunha. II. Abreu, Magda Luzimar de. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental. IV. Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos. V. Título

CDU: 556 (043)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

Escola de Engenharia

Programa de Pós-Graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos

Av. Contorno 842 – 7º andar 30110-060 Belo Horizonte – BRASIL

Tel: 55 (31) 3238-1882 Fax: 55 (31) 3238-1882 posgrad@desa.ufmg.br

www.smarh.eng.ufmg.br

FOLHA DE APROVAÇÃO

Estudo de Indicadores Climáticos para a Previsão do Longo Termo de Vazões na
Bacia do Alto São Francisco

EBER JOSÉ DE ANDRADE PINTO

Tese defendida e aprovada pela banca examinadora constituída pelos Senhores:

Prof. MAURO DA CUNHA NAGHETTINI

Prof.ª MAGDA LUZIMAR DE ABREU

Prof. ALEXANDRE KOLODYNYSKIE GUETTER

Prof. NILO DE OLIVEIRA NASCIMENTO

Prof. WALTER COLLISCHONN

Prof. LUIZ RAFAEL PALMIER

Aprovada pelo Colegiado do PG SMARH

Prof.ª Mônica Maria Diniz Leão
Coordenadora

Versão Final aprovada por

Prof. Mauro da Cunha Naghettini
Orientador

Belo Horizonte, 29 de junho de 2005.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Mauro da Cunha Naghettini, pelos estímulos e orientação no desenvolvimento deste trabalho.

À Professora Magda L. Abreu, pela co-orientação e os ensinamentos sobre climatologia para os trópicos.

Aos Professores Mário Cicarelli e Bruno Rabelo Versiani, pelo apoio e orientação no início da minha carreira profissional.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, pelo financiamento da pesquisa.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, o Serviço Geológico do Brasil, que concedeu uma liberação parcial das minhas atividades profissionais para dedicação ao doutorado.

Aos Engenheiros Frederico Cláudio Peixinho e Maria Letícia Rabelo Alves Patrus, e ao ex-superintendente da SUREG-BH, Osvaldo Castanheira, que muito se empenharam para que a CPRM concordasse com a liberação parcial das minhas atividades profissionais.

Aos colegas da GEHITE, às Engenheiras Alice Silva de Castilho, Elizabeth Guelmam Davis e Margarida Maria Alves Silva; aos Engenheiros Márcio de Oliveira Cândido, Francisco Eustáquio, Yuri Jivago e à Geógrafa Graziela Silva Rocha de Oliveira, cuja convivência é sempre agradável e estimulante.

E, finalmente, àqueles que são fontes de alegria e incentivo, os meus pais, José Maria e Dalva; os meus irmãos, Cleber, Eder e Euler; os meus filhos, Lúcio e Maria Cecília, e a minha esposa, Alice.

RESUMO

A pesquisa desenvolvida nessa tese teve três enfoques: a investigação das influências da Oscilação Sul (OS) sobre as precipitações e as vazões trimestrais da bacia do Alto São Francisco; a elaboração de modelos probabilísticos para previsão consensual das precipitações semestrais e as vazões trimestrais em categorias (Abaixo do Normal, Normal, Acima do Normal) utilizando como variáveis predictoras as anomalias de temperaturas da superfície do mar em diferentes regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e o Índice de Oscilação Sul (SOI); e a modificação na definição dos dados de entrada do método *Extended Streamflow Prediction* (ESP) para previsão de vazões mensais. Os estudos indicaram que a OS não influencia os volumes precipitados de outubro a março, mas afeta a distribuição temporal das chuvas. Na fase fria (La Niña) a precipitação acumulada no início do ciclo chuvoso, principalmente de outubro a dezembro (OND), tende a ser maior que as das outras fases. Na fase quente (El Niño) ocorre o contrário, pois os volumes acumulados são superiores no final do ciclo, de janeiro a março (JFM), e inferiores no início. Esses resultados podem explicar o fato das vazões no trimestre de OND serem semelhantes em todas as fases da OS e apresentarem uma tendência de serem inferiores na fase fria do trimestre de JFM. A Oscilação Sul parece influenciar os volumes precipitados do semestre de abril a setembro, principalmente no trimestre de abril a junho (AMJ), quando existe uma tendência de maiores precipitações e vazões trimestrais durante a fase quente. Na previsão consensual das precipitações semestrais sobre o Alto São Francisco os preditores selecionados foram as anomalias de temperatura do mar nas regiões Niño1+2, Niño3.4 e ZCIT, e no caso das vazões trimestrais houve uma predominância das anomalias de regiões dos oceanos Pacífico e Índico, além do Índice de Oscilação Sul. Comparando os resultados das previsões, através do índice de *Half-Brier*, verificou-se que os modelos de previsão consensual desenvolvidos trouxeram ganhos em relação às previsões realizadas a partir da climatologia. A modificação da entrada de dados da técnica ESP consistiu na geração de trajetórias de precipitação utilizando uma distribuição mista da precipitação semestral do Alto São Francisco, que é a soma das distribuições associadas às precipitações abaixo do normal, normal e acima do normal, adotando os resultados do modelo de previsão probabilística consensual como sendo os pesos e empregando as distribuições temporais das chuvas associadas às fases da Oscilação Sul. A avaliação dos resultados, utilizando o índice de *Half-Brier*, indicou que as previsões obtidas com essa metodologia foram superiores às realizadas a partir da climatologia.

ABSTRACT

This research had three objectives: firstly, to verify a possible influence of Southern Oscillation (SO) on the precipitation and streamflow patterns over the 51,000 km² upper São Francisco river basin, located in the tropical climatic zone of southeastern Brazil; secondly, to formulate long-range probabilistic forecasting models using anomalies of sea surface temperature in different regions of Pacific, Atlantic and Indic Oceans as predictors variables; and finally, to modify the input data on the Extend Streamflow Prediction method. The results indicate that the Southern Oscillation does not influence 6-month (Oct-Mar) precipitation volumes. However, it seems that the Southern Oscillation has an effect on the time distribution of 6-month (Oct-Mar) rainfall. During the cold phase in OND period the cumulative rainfall depths are larger than those of other phases, while the opposite occurs during the warm phase. In JFM period the cumulative rainfall depths during the warm phase are larger than those of the cold phase. These results may explain the tendency of low streamflows during the cold phase in the JFM period. The Southern Oscillation seems that influence 6-month (Apr-Sep) precipitation volumes, mainly in the AMJ period, when there is a tendency of higher rainfall during the warm phase. The same behavior is observed in the streamflow data. In the long-range probabilistic forecasting model for 6-month (Oct-Mar) precipitation, the anomalies of sea surface temperature of Niño1+2, Niño3.4 e ZCIT regions were used as predictors, and in the case of the trimester steamflows there was a predominance of the anomalies of the regions of Pacific and Indic Oceans, and the Southern Oscillation Index (SOI). Considering the results of Half- Brier score, the forecasts with those models presented advantages when compared to the climatology forecast. The modification of the input data on the Extend Streamflow Prediction method was the utilization of mixed distribution 6-month (Oct-Mar) precipitation volumes, that is the sum of the distributions associated with the below normal, normal and above normal rainfall, adopting the results of long-range probabilistic forecasting model for 6-month (Oct-Mar) precipitation as the weight and applying the time distribution of precipitation associated with the South Oscillation phases. Considering the results of Half- Brier score, this methodology gave goods results when compared to the climatology forecast.

SUMÁRIO

LISTA DE ANEXOS.....	x
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS.....	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	6
2.1 OBJETIVO GERAL.....	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	8
3.1 EVOLUÇÃO HISTÓRICA DA PREVISÃO HIDROLÓGICA	8
3.2 PREVISÕES DE LONGO TERMO	11
3.3 RELAÇÕES ENTRE INDICADORES CLIMÁTICOS, PRECIPITAÇÕES E VAZÕES	15
3.3.1 <i>Circulação atmosférica nos trópicos</i>	15
3.3.2 <i>El Niño e La Niña</i>	17
3.3.3 <i>Estudos realizados</i>	27
3.4 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA	38
3.4.1 <i>Sistemas e modelos</i>	38
3.4.2 <i>Classificação dos modelos</i>	39
3.4.3 <i>Processos modelados</i>	43
3.4.4 <i>Etapas de modelagem</i>	46
3.4.5 <i>Calibração de modelos</i>	47
3.4.6 <i>Verificação e validação de modelos</i>	51
3.4.7 <i>Simulações de grandes bacias</i>	55
4 METODOLOGIA.....	59
4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	62
4.2 COLETA E ANÁLISE DOS DADOS NECESSÁRIOS À REALIZAÇÃO DA PESQUISA	62
4.3 INVESTIGAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE A OSCILAÇÃO SUL, AS PRECIPITAÇÕES E AS VAZÕES DO ALTO SÃO FRANCISCO.....	62
4.4 ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA OSCILAÇÃO SUL NA DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DAS PRECIPITAÇÕES NO PERÍODO CHUVOSO DA BACIA DO ALTO SÃO FRANCISCO	63
4.5 PROPOSIÇÃO DE MODELOS DE PREVISÃO DE LONGO TERMO DE VAZÕES E PRECIPITAÇÕES DO ALTO SÃO FRANCISCO.....	65
4.6 ELABORAÇÃO DE UMA METODOLOGIA QUE PERMITA ESTIMAR AS PROVÁVEIS REALIZAÇÕES DE PRECIPITAÇÕES PARA UTILIZÁ-LAS EM UM MODELO DE SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA (MODIFICAÇÃO DOS DADOS DE ENTRADA DA TÉCNICA ESP)	70
4.7 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DOS PARÂMETROS DE UM MODELO MENSAL CHUVA-VAZÃO	75
4.8 SIMULAÇÃO COM O USO DO MODELO MSD-30 DAS TRAJETÓRIAS DE PRECIPITAÇÕES PREVISTAS E COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS COM AS VAZÕES OBSERVADAS	76
5 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO ALTO SÃO FRANCISCO	78
5.1 LOCALIZAÇÃO E POTAMOGRAFIA	78
5.2 GEOLOGIA	80
5.3 GEOMORFOLOGIA.....	82
5.4 CLIMA	84
5.4.1 <i>Parâmetros climatológicos</i>	86
6 RESULTADOS	96
6.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	96
6.2 COLETA E ANÁLISE DOS DADOS NECESSÁRIOS À REALIZAÇÃO DA PESQUISA	96
6.3 INVESTIGAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE A OSCILAÇÃO SUL (OS), AS PRECIPITAÇÕES E AS VAZÕES DO ALTO SÃO FRANCISCO.....	99

6.4	ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DA OSCILAÇÃO SUL NA DISTRIBUIÇÃO TEMPORAL DAS PRECIPITAÇÕES NO PERÍODO CHUVOSO DA BACIA DO ALTO SÃO FRANCISCO	121
6.5	PROPOSIÇÃO DE MODELOS DE PREVISÃO DE LONGO TERMO DE VAZÕES E PRECIPITAÇÕES DO ALTO SÃO FRANCISCO.....	124
6.6	ELABORAÇÃO DE UMA METODOLOGIA QUE PERMITA ESTIMAR AS PROVÁVEIS REALIZAÇÕES DE PRECIPITAÇÕES PARA UTILIZA-LAS EM UM MODELO DE SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA	132
6.7	CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DOS PARÂMETROS DE UM MODELO MENSAL CHUVA-VAZÃO	139
6.8	SIMULAÇÃO COM O USO DO MODELO MSD-30 DAS TRAJETÓRIAS DE PRECIPITAÇÕES PREVISTAS E COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS COM AS VAZÕES OBSERVADAS	142
7	CONCLUSÕES.....	150
8	RECOMENDAÇÕES.....	157
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A – Dados Climatológicos.....	170
ANEXO B – Ficha Catalográfica	174
ANEXO C – Dados	176
ANEXO D – Análise das vazões trimestrais	188
ANEXO E – Resultados dos Modelos de Previsão Consensual.....	198
ANEXO F – Resultados da Calibração e Validação do Modelo MSD-30.....	208
ANEXO G – Quantis de Precipitações Semestrais	215
ANEXO H – Vazões mensais previstas	221
ANEXO I – Modelo MSD-30	232
I.1 FORMAÇÃO DO ESCOAMENTO	234
I.2 VOLUME DE ESCOAMENTO	235
I.3 ESCOAMENTO SUPERFICIAL, SUB-SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEO	238
I.4 AFLUXOS À REDE DE DRENAGEM	241
I.5 EVAPOTRANSPIRAÇÃO	242
I.6 OS PARÂMETROS DO MODELO MSD-30	244
I.7 CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS	244
ANEXO DE MAPAS	246

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1	– Temperaturas da superfície do mar. Fonte: CPC,2003.....	18
Figura 3.2	– Anomalias de pressão durante eventos de El Niño e La Nina.	19
Figura 3.3	– SOI e anomalias das SST's ao longo do tempo.	20
Figura 3.4	– Alterações na circulação atmosférica durante El Niño.	21
Figura 3.5	– Alterações na circulação atmosférica durante La Niña.	21
Figura 3.6	– Influências do El Niño.	23
Figura 3.7	– Influências da La Niña.	24
Figura 3.8	– Influência do El Niño na alta atmosfera.	26
Figura 3.9	– Influência da La Niña na alta atmosfera.	26
Figura 3.10	Esquema do modelo proposto por Piechota et al (1998)	32
Figura 3.11	– Representação de um processo através de um sistema.....	38
Figura 3.12	– Precipitação, vazão observada, vazão calculada e resíduos.....	53
Figura 3.13	– Vazões Observadas versus vazões calculadas	53
Figura 4.1	– Esquema para análise das influências da OS	63
Figura 4.2	– Fluxograma hietogramas	64
Figura 4.3	– Esquema do modelo de previsão consensual.....	69
Figura 4.4	– Fluxograma do modelo de previsão consensual	69
Figura 4.5	– Exemplos de distribuição temporal das precipitações.....	73
Figura 4.6	– Esquema de definição das trajetórias de precipitações	74
Figura 5.1	– Localização da bacia do Alto São Francisco.....	78
Figura 5.2	– Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS.....	86
Figura 5.3	– Valores Normais de pressão atmosférica.....	87
Figura 5.4	– Valores Normais de temperatura média	88
Figura 5.5	– Valores normais de temperatura máxima.....	89
Figura 5.6	– Valores normais de temperatura mínima.....	90
Figura 5.7	– Valores normais de temperatura umidade relativa	91
Figura 5.8	– Valores normais de evaporação total	91
Figura 5.9	– Valores normais de insolação.....	92
Figura 5.10	– Valores normais de nebulosidade	93
Figura 5.11	– Valores normais de precipitação	94
Figura 6.1	– Regiões sobre os oceanos	99
Figura 6.2	– Polígonos de Thiessen	100
Figura 6.3	– Precipitação Anual Adimensional sobre a bacia do Alto São Francisco	100
Figura 6.4	– Ajuste das distribuições das precipitações semestrais e trimestrais	104
Figura 6.5	– Comparação entre as precipitações médias e medianas nas diferentes fases da OS	105

Figura 6.6 – Comparação das precipitações semestrais em diferentes percentis	107
Figura 6.7 – Comparação das precipitações trimestrais em diferentes percentis	110
Figura 6.8 – Estações fluviométricas utilizadas na análise da influência da OS	111
Figura 6.9 – Vazões Anuais Adimensionais	112
Figura 6.10 – Comparação entre as vazões trimestrais médias e medianas de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001, nas diferentes fases da OS	113
Figura 6.11 – Análise de Freqüência das vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, 40800001.....	116
Figura 6.12 – Comparação dos diferentes percentis de vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, Código 40800001	117
Figura 6.13 – Influência das fases da OS no período chuvoso sobre as vazões do período de estiagens.....	119
Figura 6.14 – Hietogramas	121
Figura 6.15 – Trajetória adimensional média das precipitações do Alto São Francisco ...	122
Figura 6.16 – Trajetórias adimensionais da fase fria da Oscilação Sul	123
Figura 6.17 – Trajetórias adimensionais da fase neutra da Oscilação Sul.....	123
Figura 6.18 – Trajetórias adimensionais da fase quente da Oscilação Sul	123
Figura 6.19 – Diagrama Assimetria-L x Curtose-L.....	137
Figura 6.20 – Funções densidade de probabilidade.....	138
Figura 6.21 – Curvas anuais de freqüência	139
Figura 6.22 – Áreas de drenagem simuladas	140
Figura 6.23 – Estações pluviométricas utilizadas na calibração e simulação	141
Figura 6.24 – Intervalos de Previsão	145
Figura 6.25 – Vazões mensais previstas e observadas em Porto Pará em 1975	148
Figura I.1 – Fluxograma do modelo MSD-30 (Fernandes 2003)	234
Figura I.2 – Distribuição espacial da capacidade de tensão da água no solo	236
Figura I.3 – Distribuição espacial da capacidade de água livre.....	239

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Definição dos tipos de previsões (Fonte: WMO, 1983).....	03
Tabela 3.1 – Exemplo de critérios de controle de qualidade da simulação	52
Tabela 3.2 – Algumas estatísticas para análise de resíduos	54
Tabela 3.3 – Procedimento de validação de um modelo Hidrológico	55
Tabela 5.1 – Estações climatológicas	87
Tabela 6.1 – Estações pluviométricas e fluviométricas selecionadas.....	98
Tabela 6.2 – Parâmetros da Distribuição Gama para as séries de precipitações	103
Tabela 6.3 – Precipitações semestrais em diferentes Percentis (mm)	106
Tabela 6.4 – Precipitações trimestrais em diferentes Percentis (mm)	108
Tabela 6.5 – Parâmetros das distribuições das vazões trimestrais	114
Tabela 6.6 – Parâmetros das distribuições das vazões de estiagem (AMJ e JAS)	118
Tabela 6.7 – Relação entre a Precipitação Acumulada da Fase Quente e a da Fase Fria	122
Tabela 6.8 – Modelos para Precipitação do Alto São Francisco (Out-Nov)	127
Tabela 6.9 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Andorinhas, código 40100000.....	127
Tabela 6.10 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Pará, código 40450001	128
Tabela 6.11 – Modelos para as vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001.....	129
Tabela 6.12 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Mesquita, código 40865001.....	130
Tabela 6.13 – Modelos de previsão consensual	131
Tabela 6.14 – Valores críticos da medida de discordância-Di.	133
Tabela 6.15 – Medidas de Heterogeneidade, H.....	136
Tabela 6.16 – Valores regionais das razões-L.....	136
Tabela 6.17 – Resultados dos testes de aderência (Z).....	137
Tabela 6.18 – Parâmetros das distribuições regionais	138
Tabela 6.19 – Critérios de NASH da calibração e da validação	141
Tabela 6.20 – Parâmetros Calibrados.....	142
Tabela 6.21 – Precipitações Médias (mm).....	143
Tabela 6.22 – Limites da categoria Normal (m ³ /s)	144
Tabela 6.23 – Resultados dos índices de Half Brier	145
Tabela 6.24 – Confiança das Previsões.....	146
Tabela 6.25 – Vazões da estação fluviométrica de Porto Pará	147
Tabela 6.26 – Desvios percentuais dos volumes acumulados	149

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SIMBOLOS

AB – Alta da Bolívia

AMJ – Abril, Maio e Junho

ANA – Agência Nacional de Águas

AP – Anticiclones polares

ARNO – Modelo de simulação hidrológica

ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

ATL – Área no Oceano Atlântico, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 20° Sul, e os meridianos de longitude 30° Oeste e 10° Leste.

ATL-O – Área no Oceano Atlântico Oeste, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 16° a 22° Sul e os meridianos de longitude 40° a 32° Oeste.

ATL-SUL – Área no Oceano Atlântico Sul, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 0° a 35° Oeste.

BC – Baixa do Chaco

CEMIG – Centrais Elétricas de Minas Gerais

CPC – Climate Prediction Center

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

$cov(x,y)$ – Covariância

D_i – Medida de discordância

$D_{i,j}$ – Distância entre dois elementos ou centro de grupos i e j

DP, s ou $\hat{\sigma}$ – Desvio padrão amostral

E – Leste

EFFORTS – European Flood Forecasting Operational Real Time System

EG – Exhaustive gridding

ESMA – Explicit Soil Moisture Accounting

ESP – Extended Streamflow Prediction

ERSST-v2 – Extended Reconstruction Sea Surface Temperature, Version 2

$E(X)$ – Valor Esperado de X

$f(x_i)$ – Função de densidade de probabilidade

$F(\theta)$ – Função objetivo

$F_x(x)$ – Função acumulada de probabilidades

$\hat{f}_x(x)$ – Densidade Kernel univariada estimada para a variável X

$\hat{f}_{X,Y}(x, y)$ – Densidade Kernel bivariada estimada das variáveis X e Y

GEV – Distribuição Generalizada de Valores Extremos

GP – Distribuição Generalizada de Pareto

h – Largura de faixa

H – Medida de Heterogeneidade

HBS – Índice de *Half Brier* (*Half Brier score*)

HBV – Modelo de simulação hidrológica

IPH-UFRGS – Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

IRI – Internacional Research Institute for Climate Prediction

IS – Área no Oceano Índico, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 35° a 100° Leste.

JAS – Julho, Agosto e Setembro

JFM – Janeiro, Fevereiro e Março

LDA – Análise de discriminante linear

LG – Distribuição Logística Generalizada

LI – Linhas de instabilidade

LN-3P – Distribuição Log-Normal ou Generalizada Normal,

MI – Critério de informação mútua

MMS – Sistema de modelação modular

MSD-30 – Modelo de simulação de descargas médias mensais

N – Norte

NCDC – National Climate Data Center

NE – Nordeste

Niño 1+2 – Área no Oceano Pacífico, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 10° Sul e os meridianos de longitude 90° e 80° Oeste.

Niño 3 – Área no Oceano Pacífico, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 150° e 90° Oeste.

Niño 4 – Área no Oceano Pacífico, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 160° Leste e 150° Oeste.

Niño 3.4 – Área no Oceano Pacífico, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 170° e 120° Oeste.

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

NPSDC – Número de anos que a previsão com o modelo probabilístico foi significativamente diferente das previsões realizadas a partir da climatologia

NW – Noroeste

NWSRFS – National Weather Service River Forecasting System

O ou W – Oeste

OND – Outubro, Novembro e Dezembro

OS – Oscilação Sul

Pr_{CLO} – Combinação linear ótima dos modelos adotados ou previsão consensual

PRMS – Modelo de simulação hidrológica

PS – Área no Oceano Pacífico Sul, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 10° a 35° Sul e os meridianos de longitude 120° a 80° Oeste.

P-III – Distribuição Pearson tipo III

Q_i – Valor observado de vazão

r – Coeficiente de correlação linear de Pearson

S – Matriz de covariância amostral das variáveis X e Y

S – Sul

SE – Sudeste

SOI – Índice de Oscilação Sul

SST – Temperatura da superfície do mar

SW – Sudoeste

SWM-IV – (*Stanford Watershed Model – version IV*) Versão IV do modelo Stanford de simulação hidrológica

TOPMODEL – Modelo de simulação hidrológica

TROP – Região tropical, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte e 10° Sul e os meridianos de longitude 0° e 180° Oeste e Leste.

USP – Universidade de São Paulo

$Var(X)$ – Variância de X

$x(t)$ e $y(t)$ – Variáveis de entrada e de saída de um modelo

\bar{x} – Média

WMO – (World Meteorological Organization) Organização Meteorológica Mundial

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical ou área no Oceano Atlântico, onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte a 10° Sul e os meridianos de longitude 0° a 45° Oeste.

ZCAS – Zona de convergência do Atlântico Sul

η – parâmetro de forma da função Gama

γ – Assimetria

λ_i – Parâmetros ponderadores ou pesos de uma distribuição mista

λ – Parâmetro de escala da função Gama

$\theta_1, \theta_2, \dots$ – Parâmetros de um modelo

$\Gamma(\eta)$ – Função Gama

1 INTRODUÇÃO

Os processos hidrológicos são fortemente influenciados por eventos meteorológicos. Todavia, as respostas de uma bacia hidrográfica às variações meteorológicas não são instantâneas ou imediatas. A duração de uma enchente é frequentemente mais longa que a chuva causadora da cheia. De forma que, a lentidão relativa com que os processos hidrológicos se desenvolvem e o fato de ocorrerem após eventos meteorológicos comparativamente mais rápidos tornam possível a previsão de elementos do regime hidrológico.

A previsão hidrológica é um dos objetivos mais importantes da Engenharia de Recursos Hídricos e pode ser definida como a estimativa em um tempo futuro específico, ou em um determinado intervalo de tempo, de algumas variáveis hidrológicas. A predição é a estimativa das condições futuras sem referência a um intervalo de tempo (Lettenmaier e Wood, 1993). Dessa forma, a estimativa da cheia de 1000 anos de tempo de retorno é uma predição. Quando a antecedência da previsão é grande, dificilmente haverá diferença entre predições e previsões, uma vez que a maior parte das previsões realizadas nessas condições não são mais precisas do que as estimativas obtidas pelas médias estatísticas de longo termo.

As previsões são utilizadas em vários processos, variando de eventos de curtíssima duração, tais como *flash floods*, a previsões sazonais de disponibilidades hídricas. De uma forma geral, as previsões hidrológicas são instrumentos úteis na regularização de vazões, na operação de reservatórios, na navegação fluvial, na irrigação (especialmente em regiões áridas), bem como no gerenciamento da qualidade e quantidade dos recursos hídricos. Também são fundamentais na emissão de alertas sobre a ocorrência de eventos extremos de cheias. Os alertas hidrológicos são de considerável valor quando o período de previsão permite que sejam implementadas todas as medidas necessárias para prevenir perdas materiais e de vidas humanas. Além disso, as previsões hidrológicas também são importantes no projeto, e durante a construção e operação de estruturas hidráulicas.

De acordo com a WMO (1983), os fatores que influenciam a previsão dos processos hidrológicos podem ser divididos em iniciais e futuros. Os fatores iniciais são aqueles que governam as condições existentes no momento da realização da previsão e podem ser calculados ou estimados com base nas observações hidrológicas e meteorológicas disponíveis, permitindo a definição de alguns parâmetros e, quando necessário, as condições de contorno dos modelos. Por outro lado, os fatores futuros são aqueles que influenciam os processos hidrológicos depois que a previsão é realizada.

Segundo a WMO (1983), os elementos básicos do regime hidrológico, que são previsíveis e apresentam interesse prático, são os seguintes:

- Volume escoado em vários períodos de tempo (por exemplo, períodos de altas e baixas vazões; vazões diárias, mensais, sazonais, anuais);
- Vazões ou níveis ao longo de um período de tempo;
- Vazão de pico e o seu respectivo tempo de ocorrência;
- Nível máximo dos lagos e a data em que esse nível será alcançado;
- Níveis médios e mínimos dos rios e lagos navegáveis ao longo de períodos intra-anuais;
- Altura das ondas causadas pelos ventos nos lagos ou grandes reservatórios; e
- Parâmetros de qualidade da água tais como temperatura e turbidez.

As técnicas de previsão variam desde aquelas que empregam fórmulas empíricas simples, ou correlações, até as que utilizam modelos matemáticos complexos para representar todas as fases do regime hidrológico de uma bacia hidrográfica.

A caracterização das previsões hidrológicas é realizada a partir das seguintes informações: a variável a ser prevista; o período de previsão; os métodos de previsão; o objetivo da previsão; a forma de apresentação, como, por exemplo, valores esperados, hidrogramas, distribuição de probabilidade; e os meios de disseminação da informação.

A demanda pelas previsões aumenta com a expansão econômica dos países e com o incremento da utilização dos recursos hídricos. O valor econômico da previsão hidrológica depende da sua aplicação (por exemplo, geração de energia, navegação, irrigação), bem como da exatidão exigida e do período de antecedência com que é realizada. Assim, quanto maior a exatidão e o período de previsão, maior será seu valor econômico. A exatidão exigida deve ser apropriada ao uso da previsão e deve ser considerada conjuntamente com a eficiência das previsões. A exatidão e a eficiência dependem da disponibilidade e quantidade das informações hidrológicas e meteorológicas, do tempo de resposta da bacia hidrográfica, da velocidade com que o estado da bacia pode ser avaliado e dos processos sobre os quais as previsões são baseadas, além do tempo necessário para disseminar as previsões entre os usuários.

As previsões hidrológicas podem ser classificadas em diversos grupos quando se considera o período de antecedência de realização. Lettenmaier e Wood (1993) apresentam o período de 7

dias como limite para as previsões de curta duração, e de 7 dias a 1 ano, no caso de circunstâncias favoráveis, para previsões de longo termo. Tucci (2002) define o período de horas ou poucos dias para a previsão de curta duração e de um a alguns meses de antecedência para previsão de médio termo. A Tabela 1.1 apresenta a definição dos tipos de previsão apresentada pela WMO (1983).

Tabela 1.1 – Definição dos tipos de previsões (Fonte: WMO, 1983)

Tipo	Ocorrência do Evento Previsto
Previsão hidrológica de curto prazo	Até dois dias após a realização da previsão
Previsão hidrológica de médio prazo ou médio termo	Entre dois e dez dias após a realização da previsão
Previsão hidrológica de longo termo	Mais de dez dias após a realização da previsão
Previsão hidrológica sazonal	Previsão para um período ou estação do ano (usualmente cobrindo um período de alguns meses)
Previsão para alertas hidrológicos	Informações emergenciais sobre fenômenos hidrológicos que são considerados perigosos

A maior parte das previsões tem como base relações simples que são empiricamente estabelecidas entre uma variável observada, por exemplo, a vazão em uma estação fluviométrica de montante, e a variável de interesse a ser prevista, a saber, a vazão na estação de jusante nesse mesmo rio. As previsões também podem ser baseadas na descrição física mais detalhada dos processos hidrológicos e hidráulicos, tais como aquelas utilizadas com modelos matemáticos da relação precipitação-vazão e de propagação de ondas de cheia.

A previsão de vazões em tempo real ou de curto prazo de um dado curso d'água geralmente é decorrente dos prognósticos de precipitação e envolve a transformação chuva-vazão em uma ou mais de suas sub-bacias tributárias. Em algumas situações, dependendo da antecedência necessária e das características da bacia em estudo, pode-se utilizar um modelo de propagação de vazões. Entretanto, podem existir situações em que a solução mais eficaz deva contemplar a combinação das abordagens para as duas situações extremas anteriormente mencionadas.

As previsões de longo termo de vazões são realizadas para durações específicas, ou seja, vazões anuais, sazonais ou mensais. Como essas previsões cobrem um espaço de tempo maior que as previsões meteorológicas, a possibilidade de erros aumenta devido aos eventos climáticos que não são previstos. Por isso, é comum que as previsões de longo termo sejam expressas em termos estatísticos. A previsão pode ser apresentada da seguinte maneira: dada uma vazão atual de 50 m³/s, a vazão daqui a duas semanas será inferior a 30 m³/s com

probabilidade de 0,20; estará entre 30 e 40 m³/s com probabilidade de 0,30; estará entre 40 e 50 m³/s com probabilidade de 0,40 e será maior que 50 m³/s com probabilidade de 0,10.

As características climáticas da região em estudo ajudam na escolha da técnica de previsão de longo prazo. Por exemplo, numa bacia onde a sazonalidade é marcante e com um período chuvoso bem definido, as vazões de estiagem podem ser previstas apenas pelas equações que representam a depleção do aquífero. Em sistemas muito lentos, as vazões máximas, ou mesmo os hidrogramas, podem ser estimados com base no tempo de traslado, o qual pode levar alguns meses. Nos sistemas hídricos que possuem memória de alguns dias, e períodos chuvosos em grande parte do ano, quando não é possível prever a precipitação futura da bacia, somente as técnicas estatísticas podem ser empregadas.

A escolha da técnica para a previsão não depende somente das condições climáticas, mas também das características da bacia hidrográfica, dos dados disponíveis e dos objetivos da previsão.

Uma técnica muito empregada na previsão de longo termo é a aplicação do método *Extended Streamflow Prediction* (ESP), que consiste na transformação das condições meteorológicas observadas no passado em trajetórias de vazões por meio de modelos conceituais de simulação chuva-vazão. Os cenários históricos utilizados nas simulações são considerados equiprováveis de ocorrerem no futuro e geram séries sintéticas de vazões futuras que são analisadas estatisticamente.

Além das vazões de estiagens, a previsão de longo prazo pode ser aplicada para secas. Ressalta-se que neste trabalho o termo seca deve ser entendido como longos períodos de baixas vazões, que podem ser sazonais ou com duração de um ano ou mais. A previsão, nesse caso, depende da identificação das causas do fenômeno ou de um fator causal que indicará a intensidade e a duração.

As pesquisas sobre as relações entre as alterações da circulação atmosférica e seus efeitos no clima, e conseqüentemente no regime hidrológico de várias regiões do planeta, tiveram início em princípios do século XX. Como os estudos mostraram que as anomalias nas temperaturas da superfície do mar, entre outras variáveis, apresentavam relação com as anomalias de precipitação, as previsões de secas passaram a utilizar esses tipos de indicadores.

Com o desenvolvimento das pesquisas, esses indicadores passaram a ser utilizados não somente para a previsão de secas, mas também para prever vazões nos períodos úmidos.

Assim, nos últimos 20 anos, muitos pesquisadores, de diferentes países, passaram a utilizar variáveis hidroclimáticas, ou indicadores de anomalias climáticas, como preditores nos modelos probabilísticos de previsão de médio ou longo termo de precipitações ou vazões.

As previsões de longo e médio prazo registraram um grande avanço nos últimos anos com a utilização das previsões climáticas conjuntamente com os modelos hidrológicos. Esse enfoque apresenta duas abordagens principais. A primeira está relacionada à previsão das condições climáticas futuras a partir de indicadores de anomalias e a posterior simulação dos dados históricos que estariam associados às condições previstas. A outra abordagem se refere à utilização dos resultados dos modelos de previsão climática como entrada dos modelos de simulação hidrológica.

O estudo descrito neste trabalho apresenta a influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das chuvas e as possíveis relações de alguns indicadores climáticos com as precipitações e as vazões sazonais na bacia do Alto São Francisco. Os indicadores testados foram as temperaturas da superfície do mar em diferentes regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e o Índice de Oscilação Sul (SOI). Alguns indicadores foram utilizados como variáveis preditoras em modelos estatísticos para previsão de precipitações semestrais e vazões trimestrais. A partir da verificação da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das chuvas mensais e dos resultados do modelo estatístico para previsão de precipitação semestral foi elaborado um método que permite o uso dessas informações como entrada de um modelo mensal chuva-vazão, em outras palavras, uma modificação do método *Extended Streamflow Prediction* (ESP), o qual permite gerar conjuntos de previsões de vazões associados às três diferentes fases da Oscilação Sul. Na aplicação da técnica ESP foi empregado o modelo de simulação de descargas mensais MSD-30.

Esta tese, organizada em oito capítulos, apresenta os resultados dos estudos sobre indicadores climáticos na previsão hidrológica de longo termo da bacia do Alto São Francisco. Os objetivos gerais e específicos da pesquisa são detalhados no próximo capítulo. A revisão bibliográfica e a metodologia utilizada compõem, respectivamente, o terceiro e o quarto capítulos. No quinto capítulo é feita uma descrição das características fisiográficas e hidroclimatológicas da bacia hidrográfica do Alto São Francisco. Os resultados da identificação dos indicadores climáticos para a previsão hidrológica de longo termo e os modelos elaborados são apresentados no capítulo seis. A análise e discussão dos resultados fazem parte do último capítulo.

2 OBJETIVOS

2.1 *Objetivo geral*

O objetivo desta pesquisa é investigar as relações entre indicadores de anomalias climáticas, as precipitações e as vazões observadas na bacia do Alto São Francisco, com o desenvolvimento e o uso de um modelo probabilístico de previsão de precipitações semestrais e vazões trimestrais para estações fluviométricas próximas ao reservatório de Três Marias, no rio São Francisco. Como objetivo adicional, propõe-se uma modificação na definição dos dados de entrada do método *Extended Streamflow Prediction* (ESP), afim de gerar conjuntos de previsões de vazões mensais associados às três diferentes fases da Oscilação Sul.

2.2 *Objetivos específicos*

- Analisar a influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações no período chuvoso e as possíveis relações de alguns indicadores de anomalias climáticas com as chuvas e vazões sazonais na bacia do Alto São Francisco;
- Definir — entre as variáveis temperaturas da superfície do mar em diferentes regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico e o Índice de Oscilação Sul — os melhores preditores que serão utilizados na elaboração de modelos de previsão probabilística por categoria (Abaixo do Normal, Normal e Acima do Normal) das precipitações do semestre chuvoso (Outubro a Março) e das vazões trimestrais (Outubro-Novembro-Dezembro e Janeiro-Fevereiro-Março) de algumas estações fluviométricas do Alto São Francisco;
- Realizar uma análise de frequência regional para definir as distribuições de probabilidade que melhor se ajustam às precipitações semestrais (Outubro a Março) do Alto São Francisco, associadas às categorias abaixo do normal, normal e acima do normal;
- Calibrar e validar os parâmetros de um modelo de simulação mensal chuva-vazão para as áreas de drenagem das estações fluviométricas de Fazenda São Felix, código 40975000, no rio Borrachudo; de Porto Indaiá, código 40963000, no rio Indaiá; de Porto Andorinhas, código 40100000, no rio São Francisco; de Porto Pará, código 40450001, no rio Pará e de Porto Mesquita, código 40865000, no rio Paraopeba;
- Elaborar uma metodologia que permita, a partir das previsões do modelo probabilístico de precipitações semestrais (Outubro a Março) e da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das chuvas no período chuvoso, estimar as prováveis realizações de

seqüências temporais de precipitação, passíveis de serem utilizadas em um modelo de simulação hidrológica para obter previsões de vazões mensais.

A escolha da bacia hidrográfica do Alto São Francisco para a realização dessa pesquisa decorreu da disponibilidade de dados e pela presença do reservatório de Três Marias, que pela complexidade de sua operação para atendimento aos usos múltiplos a que se destina, a saber, navegação, controle de cheias, abastecimento urbano, lazer e geração de energia, necessita de previsões de longo termo de vazões. Além disso, optou-se por essa bacia também pelo fato da região onde está inserida ser de baixa previsibilidade sazonal, no verão, quando são empregados modelos dinâmicos de previsão do clima. A relevância e a originalidade da pesquisa proposta, considerando o contexto científico, está na identificação de preditores e na elaboração de um modelo probabilístico de previsão de precipitações semestrais e vazões trimestrais para região central do Estado de Minas Gerais e, também, na definição de uma metodologia que permita associar as saídas do modelo probabilístico por categorias de precipitações semestrais (Outubro a Março) e a influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das chuvas no período chuvoso a um modelo de simulação hidrológica. No contexto tecnológico, a implementação de um modelo de previsão hidrológica de longo termo para as precipitações semestrais e as vazões trimestrais afluentes ao reservatório de Três Marias trará ganhos para sua operação e será uma ferramenta importante no gerenciamento dos recursos hídricos da bacia do Alto São Francisco.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 *Evolução histórica da previsão hidrológica*

As primeiras experiências de previsão hidrológica certamente ocorreram nas civilizações do mundo antigo. Rodda e Rodda (2000), citados por Naghettini *et al.* (2001), sugerem, como exemplo, a antecipação da notícia da chegada das cheias no baixo curso do rio Nilo. No final da idade média, no século XIII, esses autores mencionam as tentativas de controle dos níveis dos rios holandeses, a partir de observações pontuais de montante e prosseguem afirmando que o primeiro sistema de previsão de cheias devidamente documentado é o do rio Tees, no nordeste da Inglaterra, cujas cheias eram antecipadas em seis a oito horas na localidade ribeirinha de Yarm, com base nas observações do reverendo local. Entretanto, somente a partir da instalação da primeira rede pluviométrica na bacia do rio Saone, em 1845, foi possível realizar a previsão de suas cheias na localidade francesa de Lyon, com 4 dias de antecedência (Bediot, 1980 *apud* Naghettini *et al.*, 2001). Por volta de 1854, as redes hidrométricas já se estendiam por toda a França, possibilitando a previsão das cheias do rio Sena, em Paris, com 3 dias de antecedência (Hoyt e Langbein, 1955 *apud* Naghettini *et al.*, 2001).

Até a década de 1950, grande parte das técnicas de previsão hidrológica baseava-se unicamente em métodos empíricos, algumas incorporando a fórmula racional de Mulvaney, outras as concepções do hidrograma unitário de Sherman, havendo ainda aquelas que se fundamentavam apenas em observações de montante.

Todavia, em diversas situações, observava-se que era necessária alguma informação sobre o estado de armazenamento da umidade do solo, bem como sobre a natureza da relação entre precipitação e escoamento superficial. O antigo United States Weather Bureau — atualmente o National Weather Service — implementou algumas técnicas de previsão consideradas inovadoras para o final da década de 1940. Linsley *et al.* (1949, pp. 633) descreve um exemplo muito interessante dessas técnicas. Esse exemplo apresenta um ábaco co-axial onde se parte do *índice de precipitação antecedente* para a bacia do alto rio Scioto, no estado americano de Ohio, com o fim de determinar a condição presente de umidade do solo para, em seguida, incorporar a informação de altura e duração da precipitação média espacial e, finalmente, chegar à lâmina de escoamento superficial sobre a bacia. Em seguida, essa precipitação efetiva era empregada para se fazer a convolução do hidrograma unitário e prever a evolução temporal das descargas do rio Scioto na cidade de Columbus. Mais a jusante, as

descargas na cidade de Circleville eram obtidas pela propagação do hidrograma previsto para Columbus. Linsley *et al.* (1949) descrevem um aparelho eletrônico cujo circuito representava, de forma analógica, o equacionamento da propagação das ondas de cheia em canais naturais agilizando as previsões de Circleville. Para que se tenha idéia do caráter inovador das práticas dessa época, convém notar que até hoje o National Weather Service utiliza o *índice de precipitação antecedente* como um dos elementos da previsão de vazões em algumas localidades americanas.

Na década de 1950, a necessidade de síntese dos processos do ciclo hidrológico e o aparecimento dos primeiros computadores induziram o desenvolvimento inicial dos modelos matemáticos de simulação hidrológica. Entre os pioneiros, pode-se incluir o modelo SSARR (*Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation*), implementado em 1956 pela Northwest Pacific Division do United States Army Corps of Engineers para finalidades eminentemente operacionais (Rockwood *et al.*, 1982), e o modelo TANK, desenvolvido em 1951 pelo Centro Nacional de Previsão de Desastres do Japão (Sugawara, 1995). Embora esses modelos possuam estruturas e concepções muito diferenciadas, ambos procuravam representar os armazenamentos e transportes dos processos do ciclo hidrológico por meio de reservatórios finitos lineares (ou não-lineares), conectados diretamente ou por meio de funções paramétricas de transferência lineares, ou ainda por meio de algoritmos lineares (não-lineares) de propagação de vazões. A definição, a categorização e a descrição detalhadas dos modelos de simulação hidrológica serão objeto do item 3.4 da presente tese. Após esses desenvolvimentos iniciais, apareceram outros modelos de simulação hidrológica, entre os principais incluem-se o SWM-IV (*Stanford Watershed Model – version IV*), desenvolvido por Crawford e Linsley (1966), e o Sacramento, implementado por Burnash *et al.* (1973). O modelo Sacramento é o componente de simulação hidrológica de um amplo sistema integrado de previsão de vazões conhecido por NWSRFS (*National Weather Service River Forecasting System*), em uso pelo National Weather Service dos Estados Unidos e por outros países da América Latina, Europa Central e Ásia.

Um novo conceito na elaboração de modelos de simulação hidrológica é a utilização do chamado sistema de modelação modular (*MMS – Modular Modeling System*), proposto pelo grupo de pesquisas em simulação chuva-vazão do *United States Geological Survey* (Leavesle G. *The Modular Modeling System – A Modeling Framework for Multidisciplinary Research and Operational Applications*. http://wwwbr.cr.usgs.gov/projects/SW_precip_runoff/mms). A abordagem inerente ao MMS é a de estimular o usuário a mesclar seletivamente os algoritmos de processos de diferentes concepções, com o objetivo de criar um modelo

“ótimo” para uma aplicação particular. Nas situações em que não existam algoritmos apropriados, elaboram-se novos, os quais poderiam ser facilmente incorporados ao modelo.

Nos últimos tempos criou-se mais uma área de desenvolvimento dos modelos de simulação hidrológica, que é a elaboração de modelos para a escala das grandes bacias. Isso ocorreu devido ao avanço da qualidade das previsões climáticas e de tempo, e a possibilidade de utilizá-las como dados de entrada dos modelos de simulação hidrológica. Como os modelos de previsão climática trabalham com células da ordem de dezenas a centenas de quilômetros quadrados, tornou-se imprescindível a elaboração de modelos para a escala das grandes bacias. Pode ser citado como exemplo o *Variable Infiltration Capacity* (VIC), que é um modelo hidrológico de macro escala originalmente desenvolvido por Xu Liang na Universidade de Washington, nos Estados Unidos (<http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/VIChome.html>).

Apesar do destaque conferido as modificações sofridas pelas técnicas de simulação hidrológica desde seu início, a previsão hidrológica não se restringe ao uso desse tipo de modelo. Observou-se nesse período, também avanços significativos na previsão hidrológica, principalmente as de médio e longo termo, por meio de métodos estatísticos. Destaca-se nessa evolução o uso de indicadores climatológicos — tais como, as anomalias da temperatura da superfície do mar, em diferentes regiões dos oceanos, e índices de teleconexão — como variáveis preditoras dos modelos probabilísticos de previsão de vazões e precipitações. Dentre os vários trabalhos realizados, podem ser mencionados os estudos desenvolvidos por Piechota *et al.* (1998, 1999 e 2001) e Sharma (2000b). Além disso, deve ser ressaltado o desenvolvimento das técnicas para seleção dos preditores, como a apresentada por Sharma (2000 e 2000a).

Concomitante à evolução dos modelos de simulação hidrológica e de previsão climática, bem como das técnicas estatísticas, outro fator que está contribuindo para a melhoria da qualidade das previsões são os avanços tecnológicos na obtenção dos dados hidrometeorológicos (telemetria, sensoriamento remoto etc), dos equipamentos de processamento (computadores) e dos meios de armazenamento e divulgação das informações (redes de computadores), os quais provavelmente continuarão a alargar os horizontes de desenvolvimento da previsão hidrológica.

3.2 Previsões de longo termo

Os métodos para realização das previsões de longo termo são basicamente os seguintes:

a) Estatísticas simples

As previsões são realizadas com o uso de simples estatísticas sazonais das precipitações ou das vazões num determinado local, prevendo-se sempre a sua média. Por exemplo, a média das vazões do mês de janeiro, fevereiro, março, etc seriam as previsões de vazões a serem utilizadas anualmente;

b) Análise de séries temporais

São previsões realizadas com a utilização de modelos estocásticos que consideram a autocorrelação ou inter-relação temporal, a sazonalidade e os componentes aleatórios das séries de vazões para prever as vazões futuras. Estes modelos podem acrescentar também outras variáveis exógenas como entrada, como, por exemplo, as precipitações.

c) Previsão probabilística ou empírica

Essa classe de metodologia também é denominada de método de previsões baseadas em variáveis-índice, de acordo com Lettenmaier e Wood (1993). De uma forma geral, a precipitação acumulada até o início da previsão, a vazão anterior à data da previsão e a umidade atual do solo são as variáveis-índice mais utilizadas. Segundo Lettenmaier e Wood (1993), os métodos de variável-índice são, em geral, da forma $Q_f = f(X_1, X_2, \dots, X_n)$, onde X_i é a i -ésima variável-índice das n utilizadas. As relações entre as vazões e as variáveis-índice podem ser obtidas por métodos gráficos ou através de técnicas estatísticas, como por exemplo, a regressão múltipla.

Segundo Stedinger *et al.* (1989), mencionado por Lettenmaier e Wood (1993), as transformações não-lineares das variáveis-índice (por exemplo, logaritmos), em geral, não resultam em melhoria significativa da precisão da previsão.

Os métodos de variável-índice apresentam como principal vantagem o fato de serem simples e de fácil implementação. A utilização de técnicas estatísticas possibilitam a definição de intervalos de confiança para a variável prevista, permitindo a atribuição de risco à previsão.

As previsões probabilísticas devem ser encaradas como realizações ou trajetórias prováveis da variável hidrológica, considerando as condições à época de realização da previsão.

As previsões de longo termo, especialmente vazões sazonais, são freqüentemente expressas em termos probabilísticos, pois a distribuição estatística dos possíveis volumes escoados depende das precipitações que irão ocorrer após a data de elaboração da previsão. Uma das origens de incertezas são as condições futuras do clima entre a data de realização da previsão e o período de validade desta previsão. Por exemplo, considere que a previsão é baseada no seguinte modelo de regressão:

$$Q_{ver\tilde{a}o} = b_o + b_1P_{outono} + b_2P_{inverno} + b_3P_{primavera} + b_4P_{ver\tilde{a}o} \quad (3.1)$$

Nesse exemplo, no final do inverno, a previsão probabilística pode ser emitida depois da posse dos dados de precipitação que ocorreram no outono (P_{outono}) e no inverno ($P_{inverno}$) e da distribuição de precipitações para estimar as que podem ocorrer na primavera ($P_{primavera}$) e no verão ($P_{ver\tilde{a}o}$). A menos que o modelo de previsão seja muito simples, é quase certo que será necessário simular os valores de $Q_{ver\tilde{a}o}$ utilizando a distribuição dos valores $P_{primavera}$ e $P_{ver\tilde{a}o}$, ou aplicando os valores históricos que foram registrados durante o período de observação no modelo. Se forem utilizados os dados históricos, WMO (1983) recomenda pelo menos 30 anos de registros para se poder obter um número representativo de combinações.

d) Modelos conceituais

Os modelos conceituais de simulação hidrológica podem ser utilizados na previsão de longo termo com a execução repetida do modelo utilizando como dados de entrada séries climáticas históricas ou sintéticas. Os dados de saída do modelo são ajustados a uma distribuição de probabilidade permitindo que se faça a previsão de vazão associada a uma probabilidade de excedência. Além disso, a média ou outra estatística da distribuição empírica de probabilidade pode ser usada como a previsão mais provável. Essa técnica é comumente aplicada e é conhecida como método *Extended Streamflow Prediction* (ESP).

A principal vantagem da técnica ESP é a possibilidade de se avaliar os cenários alternativos. Outra vantagem é que esses métodos geram séries temporais de vazões, as quais são importantes no auxílio à tomada de decisões no tocante ao gerenciamento dos recursos hídricos. A desvantagem desses métodos é que são mais trabalhosos, necessitando da estimativa de um grande número de parâmetros. Lettenmaier e Wood (1993) afirmam que os erros causados por uma estimativa pouca adequada dos parâmetros do modelo de simulação chuva-vazão não podem ser eliminados se não houver um procedimento de atualização de previsão. Assim, procedimentos de atualização de previsão são essenciais para assegurar que as condições, nas quais a previsão está baseada (como umidade do solo), estejam

corretamente representadas no tempo. No caso das previsões de longo termo baseadas no método ESP, essa atualização corresponde à atualização do estado do sistema feita pelo modelo conceitual.

Nos últimos anos, as previsões climáticas estão sendo utilizadas conjuntamente com os modelos hidrológicos para se realizar as previsões de médio e longo prazo. Essa abordagem apresenta duas vertentes principais. A primeira está relacionada à previsão das condições climáticas futuras a partir de indicadores de anomalias e simulação de dados históricos associados às condições previstas. A outra vertente se refere à utilização conjunta de modelos de previsão climática, tais como o modelo global do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - <http://www.cptec.inpe.br>) e os modelos de simulação hidrológica. Esse enfoque determina o desenvolvimento de modelos de simulação hidrológica para a escala das grandes bacias, uma vez que as saídas dos modelos de previsão climática são células com áreas maiores que 1600 km². Um grupo de pesquisa que se destaca nesses estudos de utilização de previsões climáticas e hidrológicas é o *Land Surface Hydrology Research Group*, do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental da Universidade de Washington, nos Estados Unidos (<http://www.hydro.washington.edu>). Esse grupo de pesquisa, liderado pelo Prof. Dennis P. Lettenmaier, além de pioneiro, tem sido muito produtivo com a publicação de um grande número de artigos, apresentações e pôsteres sobre o tema, como pode ser verificado no seguinte endereço na Internet: <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Publications.html>. No Brasil, o Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH-UFRGS) e o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP) vêm desenvolvendo pesquisas nessa área. Um dos frutos das pesquisas realizadas está descrito em Tucci *et al.* (2002), que apresentaram os resultados da previsão de médio prazo da afluência a reservatórios com base em previsões climáticas para a bacia do rio Uruguai, no Sul do país.

Um outro aspecto importante da utilização de modelos conceituais é a estimativa do erro da previsão, sua avaliação e possível utilização dessa informação nas próximas previsões. A estimativa do erro da previsão e_i é realizada com os dados observados Y_i e dos valores previstos \hat{Y}_i , de maneira que $e_i = Y_i - \hat{Y}_i$. A partir da estimativa desse erro, pode ser feito um ajuste da previsão subsequente. Segundo WMO (1983), a maioria dos ajustes é resultado do julgamento subjetivo dos profissionais que fazem a previsão. Entretanto, várias técnicas matemáticas têm sido desenvolvidas para formalizar o processo de ajuste.

A técnica mais simples é a adição do erro atual e_i às novas previsões $\hat{Y}_{i+1,i+2,\dots}$. Um procedimento um pouco mais complicado é submeter as séries de erro (e_1, e_2, \dots, e_i) à análise de séries temporais, permitindo que se extraia possíveis tendências ou periodicidades que podem ser extrapoladas para estimar o novo erro \hat{e}_{i+1} , o qual será adicionado à nova previsão \hat{Y}_{i+1} .

Os valores observados Y_1, Y_2, \dots, Y_i podem ser utilizados para redefinir as variáveis de estado do modelo hidrológico utilizado na previsão. Essa técnica é referenciada como estimativa recursiva. O filtro de Kalman e o filtro de Kalman estendido são técnicas de estimativa recursiva que têm sido aplicadas na chamada “assimilação” dos erros das previsões hidrológicas.

O ajuste dos modelos de simulação para previsão também pode ser realizado pelo acompanhamento das medições das variáveis de estado, para comparação com os valores simulados pelo modelo. A escolha apropriada do procedimento de ajuste depende de vários fatores, tais como a sistemática de previsão, os equipamentos utilizados na coleta, transmissão e processamento dos dados, a quantidade e a qualidade dos dados disponíveis e a qualificação e experiência dos profissionais.

Quando se utiliza a análise de previsão de longo termo para vazões de estiagem deve-se levar em consideração a influência da infiltração, da evapotranspiração, da evaporação das superfícies líquidas e, principalmente, dos diversos usos dos recursos hídricos na bacia hidrográfica em foco.

Como um dos objetivos desta tese é propor uma modificação da entrada de dados da técnica ESP, o tema simulação hidrológica será tratado com mais profundidade no item 3.4.

3.3 Relações entre indicadores climáticos, precipitações e vazões

O clima apresenta uma grande variabilidade em diferentes escalas de tempo e espaço. As tempestades localizadas podem cobrir áreas da ordem de 1 a 10 km² e ter a duração de alguns minutos, enquanto que as precipitações frontais podem se entender por áreas superiores a 10.000 km² e persistirem por alguns dias ou semanas. As secas podem se prolongar por períodos longos de tempo atingindo grandes regiões. As enchentes podem ser localizadas e de curta duração, ou abranger vários municípios durante alguns dias. Considerando somente a escala temporal percebe-se que as variáveis climáticas também apresentam variabilidade com durações maiores, tais como as flutuações sazonais, anuais, de décadas ou de séculos. Um verão seco, um inverno quente, seqüências de verões muito quentes ou invernos muito frios são exemplos das flutuações em escala de tempo mais longa. Em geral, a variabilidade dos fenômenos com escala de tempo maior está frequentemente associada às mudanças na circulação da atmosfera. As modificações das condições climáticas, decorrentes das alterações da circulação atmosférica, podem ocorrer sobre vastas partes de um hemisfério, ou do globo, sem que aparentemente estejam relacionadas. O El Niño e La Niña são exemplos de fenômenos naturais que alteram a circulação atmosférica e modificam as precipitações e conseqüentemente as vazões em várias partes do mundo.

Antes de focar os estudos realizados sobre a relação dos indicadores climáticos com as precipitações e as vazões, será apresentada uma descrição resumida da circulação atmosférica nos trópicos e as alterações provocadas por fenômenos amplamente investigados que são os eventos extremos da Oscilação Sul, conhecidos como El Niño e La Niña, ou fase quente e fria da Oscilação Sul.

3.3.1 Circulação atmosférica nos trópicos

De acordo com Moreira (1999), a circulação nos trópicos pode ser compreendida a partir das células de *Walker*, de *Hadley* e da circulação monçônica.

O oceano Pacífico, que é quente a Oeste e frio a Leste, influencia profundamente o escoamento atmosférico, em decorrência de seus gradientes térmicos e barométricos. As baixas temperaturas do Pacífico Leste estão relacionadas à ocorrência da corrente de Humboldt, que apresenta uma ressurgência nas proximidades do litoral sul-americano. Devido a essas características físicas, predomina sobre o oceano Pacífico Equatorial a circulação atmosférica de sentido Leste-Oeste, denominada célula de *Walker*. As águas frias da costa oeste sul-americana, associadas à presença do anticiclone do Pacífico Sul (APS), tornam a

região extremamente seca e fria, em consequência do aumento das condições de estabilidade atmosférica. A oposição entre os anticiclones subtropicais e as baixas pressões observadas sobre a Indonésia gera um gradiente barométrico sobre o oceano Pacífico que intensifica o escoamento Leste-Oeste nesta bacia oceânica. A variabilidade natural desse escoamento determina a flutuação da pressão atmosférica à superfície do mar sobre a bacia do Pacífico. Essa flutuação é denominada Oscilação Sul e sua intensidade é indicada através do índice de Oscilação Sul (SOI), o qual mede a diferença dos desvios da pressão atmosférica entre o Taiti e a cidade de Darwin, na Austrália. A célula de *Walker* é o resultado da circulação atmosférica imposta pela Oscilação Sul.

Po outro lado, a célula de *Hadley* cobre grande extensão da superfície terrestre e é de grande importância para as trocas energéticas entre as baixas e altas latitudes, principalmente na região dos anticiclones. O equilíbrio no balanço energético terrestre é alcançado pela troca de energia propiciada pela célula de *Hadley*. Segundo Moreira (1999), essa célula pode ser definida como um sistema de circulação que tem como eixos os anticiclones subtropicais, situados sobre os oceanos, em ambos os hemisférios, em torno das latitudes 32° N e S. Por sua amplitude e persistência, essa célula compõe o principal sistema de circulação de macro-escala atuante no Brasil. Ainda conforme Moreira (1999), os componentes básicos da célula de *Hadley* são: “os anticiclones, que se constituem no ramo subsidente da célula; os ventos alíseos, que sopram de NE ou SE, conforme o hemisfério, em direção ao equador; a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), localizada na região do cavado equatorial (zona de baixas pressões), constituindo o ponto de convergência do sistema de ventos de ambos os hemisférios; a divergência em altos níveis no topo da troposfera tropical, sobre a ZCIT, que irá completar a célula, ao sofrer subsidência na região dos anticiclones”. A liberação de calor latente através do contínuo processo convectivo estabelecido na região da ZCIT e o gradiente de temperatura equador-polo são responsáveis pela manutenção da célula de *Hadley*. A liberação de calor produz energia potencial que é transferida para as regiões de latitudes médias e também sob a forma de energia cinética através de ondas, em altos níveis, que ajudam a manter as correntes de jato subtropicais. Segundo Musk (1988), mencionado por Moreira (1999), a troposfera tropical possui seis características meteorológicas: “superávit energético; predominância de ventos de leste (alíseos); baixos valores para os parâmetros do efeito de Coriolis, que ajudam na circulação direta; fraco gradiente térmico; elevada umidade; transporte e liberação de calor latente de condensação mais importante que nas zonas de latitudes médias”.

O gradiente térmico e o barométrico entre o continente asiático e os oceanos Índico e Pacífico são responsáveis pela existência de uma célula de circulação monçônica. As monções do sudeste asiático têm origem na reversão do escoamento atmosférico na mudança de estações do ano. Na América do Sul, não há consenso sobre a existência de uma estação monçônica para caracterizar o período chuvoso, pois a reversão da circulação atmosférica não é total e, além disso, a superfície oceânica mais significativa e a continental menos maciça contribuem para a diferenciação da estação úmida entre os dois continentes.

A interação entre as três células ocorre de forma sistêmica e em função das condições oceânicas. Um dos indicadores das condições oceânicas é a temperatura do mar, que na região dos anticiclones é determinada e determinante na circulação atmosférica, formando um sistema acoplado. Assim, mudanças no comportamento de uma dessas células provoca alterações nas demais, forçando a atmosfera a buscar um novo ponto de equilíbrio dinâmico.

3.3.2 El Niño e La Niña

Os eventos de El Niño refletem períodos de temperaturas da superfície do mar excepcionalmente quentes no Pacífico tropical leste e os de La Niña representam períodos nos quais as temperaturas da superfície do mar no Pacífico tropical leste estão abaixo da média. O termo El Niño tem sua origem na designação dada por pescadores peruanos ao surgimento de uma corrente oceânica quente na costa do Equador e Peru, próximo das festividades do natal. A ocorrência desse fenômeno provoca a diminuição da pesca, uma vez que as águas quentes da corrente são pobres em nutrientes, afetando a produção de plâncton e, em consequência, a abundância de enchovas. Por outro lado, o termo La Niña descreve um fenômeno contrário, ou seja, águas frias, ricas em nutrientes e boa pescaria. Em um El Niño extremo, as temperaturas do oceano podem subir em média 2°C a 3,5°C acima do normal entre a costa oeste da América do Sul e o meridiano de Data (180° W). Essas áreas de águas excepcionalmente quentes coincidem com as áreas de precipitação tropical acima da média. Durante La Niña, as temperaturas ficam em média 1°C a 3°C abaixo do normal e as áreas de águas “frias” coincidem com as áreas de precipitação tropical abaixo da média. A Figura 3.1 apresenta as temperaturas da superfície do mar e respectivas anomalias, durante episódios intensos de El Niño e La Niña.

Os eventos de El Niño e La Niña duram aproximadamente de 12 a 18 meses. Eles freqüentemente começam a se formar durante o período de junho a agosto, alcançando o pico entre dezembro e abril. O arrefecimento do processo ocorre entre maio e julho. Entretanto,

alguns episódios podem se prolongar de dois a quatro anos. A periodicidade dos episódios de El Niño e La Niña é pouco irregular, com a recorrência média variando de 3 a 5 anos. As condições da precipitação, vento e pressão atmosférica sobre o Pacífico equatorial estão fortemente relacionados às temperaturas da superfície do mar e, durante os períodos de El Niño e La Niña, essas condições se alteram significativamente.

As flutuações nas temperaturas do oceano durante o El Niño e La Niña são acompanhadas por flutuações de larga escala na pressão atmosférica que interferem na Oscilação Sul. A fase negativa da Oscilação Sul, também chamada de fase quente, ocorre durante o El Niño e está associada às anomalias de altas pressões atmosféricas na Indonésia e no Pacífico tropical oeste, além das anomalias de baixas pressões sobre o Pacífico tropical leste. Em contraste, a fase positiva da Oscilação Sul, ou fase fria, ocorre durante La Niña, correspondendo às anomalias de baixas pressões que excepcionalmente cobrem a Indonésia e o Pacífico tropical oeste, bem como às de altas pressões sobre o Pacífico tropical leste. A Figura 3.2 apresenta as anomalias de pressão atmosférica ao nível do mar nas fases da Oscilação Sul.

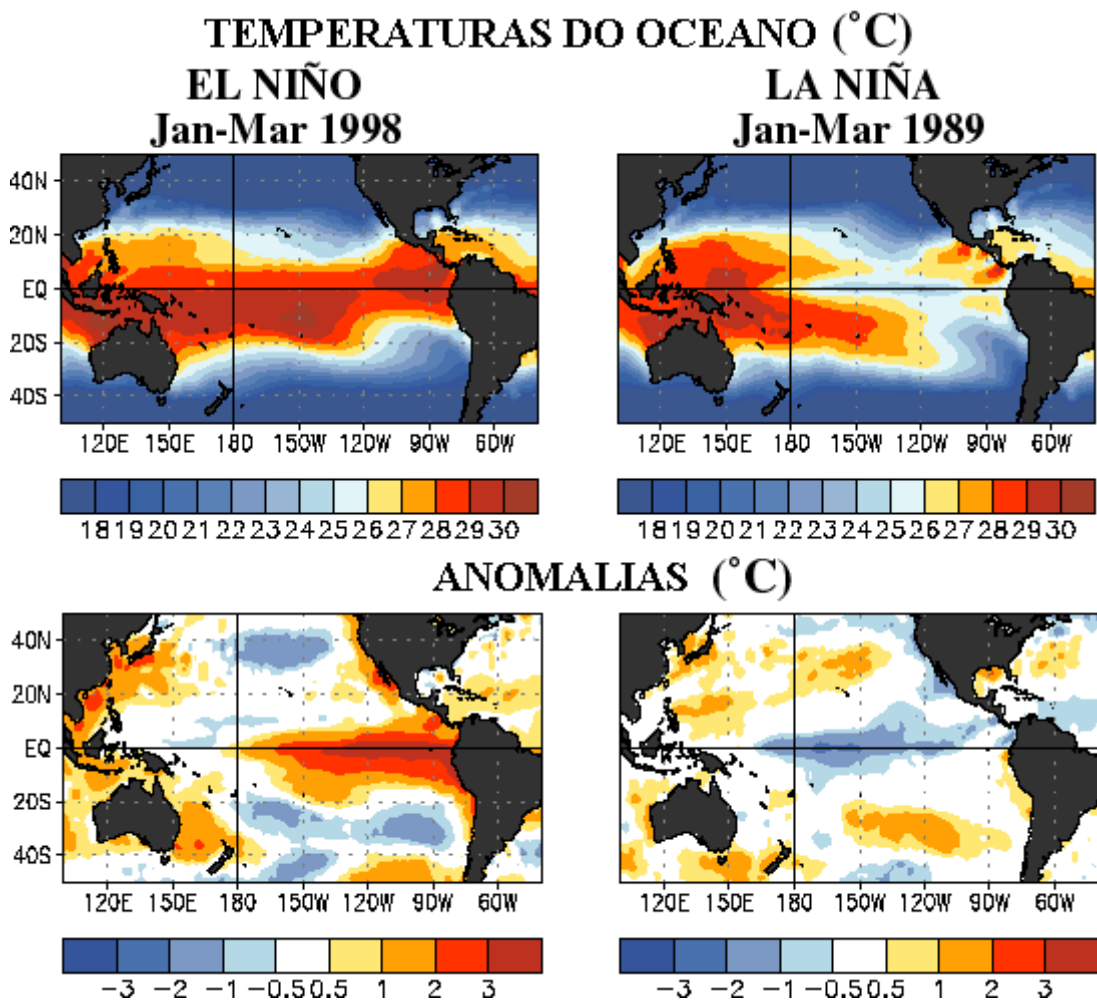


Figura 3.1 – Temperaturas da superfície do mar. Fonte: CPC, 2003

ANOMALIAS DE PRESSÃO (mb)

EL NIÑO Jan-Mar 1998

LA NIÑA Jan-Mar 1989

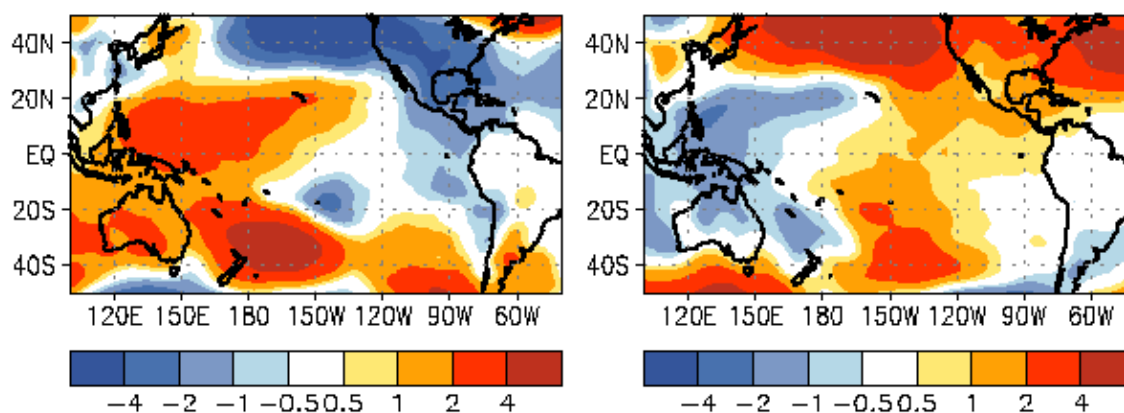


Figura 3.2 – Anomalias de pressão durante eventos de El Niño e La Niña. Fonte: CPC, 2003

A Oscilação Sul pode ser medida através do índice de Oscilação Sul (SOI). Tradicionalmente, esse índice é calculado baseado na diferença da anomalia de pressão atmosférica entre o Taiti e a localidade de Darwin, na Austrália. Em geral, as séries temporais suavizadas de SOI se correlacionam muito bem com as mudanças das temperaturas do oceano e pressão atmosférica ao longo do Pacífico tropical leste. A fase negativa do SOI representa pressões abaixo do normal no Taiti e acima do normal em Darwin. Períodos prolongados de valores negativos do SOI coincidem com um aquecimento anormal das águas do Pacífico tropical leste, o que é típico dos episódios de El Niño. Enquanto que, períodos mais duradouros de valores positivos do SOI coincidem com o resfriamento anormal das águas do Pacífico tropical leste e anomalias de baixas pressões atmosféricas na Indonésia e Pacífico tropical oeste, que é típico dos episódios de La Niña.

As séries temporais de SOI e temperatura da superfície do mar (SST) no Pacífico equatorial leste indicam que o ciclo de El Niño - Oscilação Sul (ENSO) tem um período médio de quatro anos, embora nos registros históricos, o período tenha variado entre dois e sete anos. As décadas de 1980 e 1990 são caracterizadas por apresentarem ciclos muito ativos do ENSO, com cinco episódios de El Niño (1982/83, 1986/87, 1991-1993, 1994/95 e 1997/98) e três episódios de La Niña (1984/85, 1988/89 e 1995/96). Essas décadas também se distinguem pela presença dos dois eventos mais intensos de El Niño do século passado (1982/83 e 1997/98), bem como por dois períodos consecutivos de condições de El Niño, de 1991 a 1995, sem um episódio frio (La Niña). Historicamente há uma variabilidade considerável no ciclo ENSO de uma década para a próxima, como está apresentado na Figura 3.3.

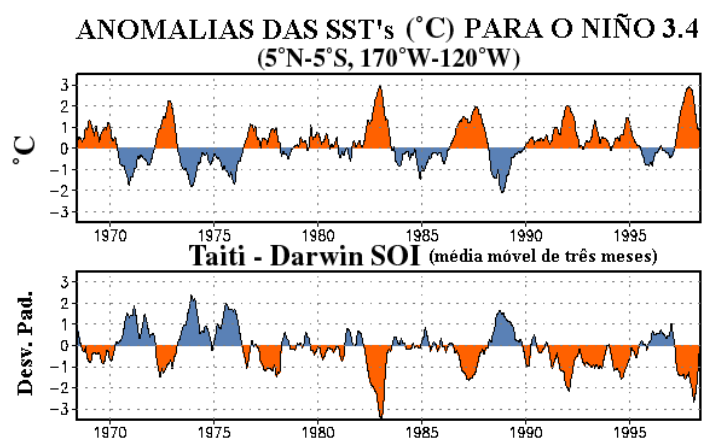


Figura 3.3 – SOI e anomalias das SST's ao longo do tempo. Fonte: CPC, 2003

Os episódios de El Niño caracterizam mudanças de larga escala na circulação atmosférica através do Pacífico tropical, incluindo a redução da circulação de leste para oeste ao longo do Pacífico leste na baixa atmosfera, e a redução da circulação de oeste para leste sobre o Pacífico tropical leste na atmosfera superior próximo à tropopausa. Segundo CPC (2003), essas condições refletem uma efetiva diminuição da circulação da célula de *Walker*, que, em episódios de El Niños fortes pode ser completamente ausente.

A temperatura do oceano varia com a profundidade, e a zona ou faixa em que a temperatura decresce mais rapidamente é designada de termoclina. Abaixo da termoclina a temperatura continua a decrescer, mas a um ritmo muito inferior, de tal modo que as águas profundas são quase isotérmicas. Durante a fase de desenvolvimento do El Niño, a estrutura de sub-superfície do oceano é caracterizada por uma camada profunda e anormal de águas quentes e um aumento da profundidade da termoclina através do Pacífico tropical leste. Assim, a declividade da termoclina é reduzida ao longo da bacia do Pacífico como mostra a Figura 3.4. Em um evento intenso de El Niño, a termoclina pode ser plana ao longo do Pacífico tropical por períodos de alguns meses.

La Niña também gera mudanças de larga escala nos ventos atmosféricos através do Pacífico tropical, incluindo um aumento dos ventos de leste para oeste ao longo do Pacífico leste na baixa atmosfera e o respectivo acréscimo dos ventos de oeste para leste na alta atmosfera da mesma região. Essas condições refletem-se numa intensificação efetiva na circulação da célula de *Walker*. Durante a fase de desenvolvimento da La Niña, a estrutura da sub-superfície do oceano é caracterizada por uma diminuição da temperatura das águas através do Pacífico tropical leste e a redução da profundidade da termoclina oceânica, como pode ser verificado na Figura 3.5, aumentando a declividade da termoclina ao longo da bacia. Durante um

episódio mais severo de La Niña, a termoclina pode estar muito próxima à superfície do oceano por longos períodos. Esse resfriamento representa uma diminuição da profundidade da camada de mistura oceânica, e acompanha o aparecimento de águas ricas em nutrientes muito próximas à superfície do oceano. A sua existência é benéfica para a vida marinha e conseqüentemente para os pescadores da região.

Em condições normais, sem a ocorrência de El Niño ou La Niña, também chamada de fase Neutra ou período Neutro, os ventos são de leste para oeste sobre o Pacífico tropical. Esses ventos empurram as águas quentes da superfície em direção ao Pacífico oeste, de forma que a "altitude" da superfície do mar na Indonésia é mais elevada do que no Equador. Durante os eventos de La Niña esse fenômeno é intensificado. Na ocorrência de um evento de El Niño os ventos diminuem na região central e oeste do Pacífico tropical fazendo com que a declividade da superfície do mar tenda a desaparecer.

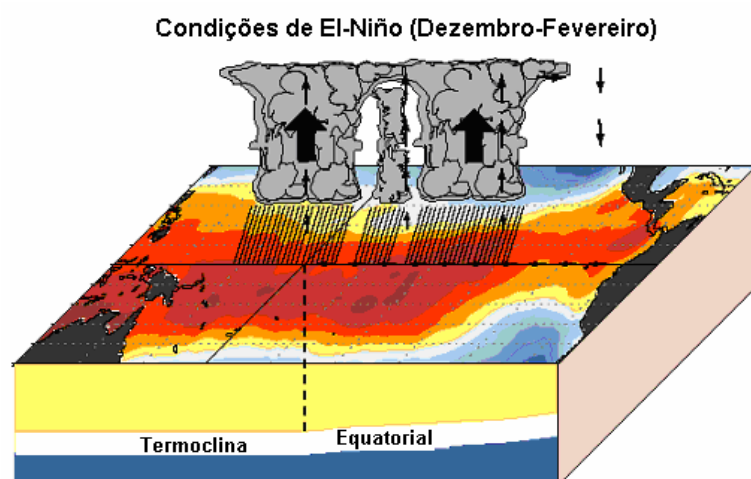


Figura 3.4 – Alterações na circulação atmosférica durante El Niño. Fonte: CPC,2003

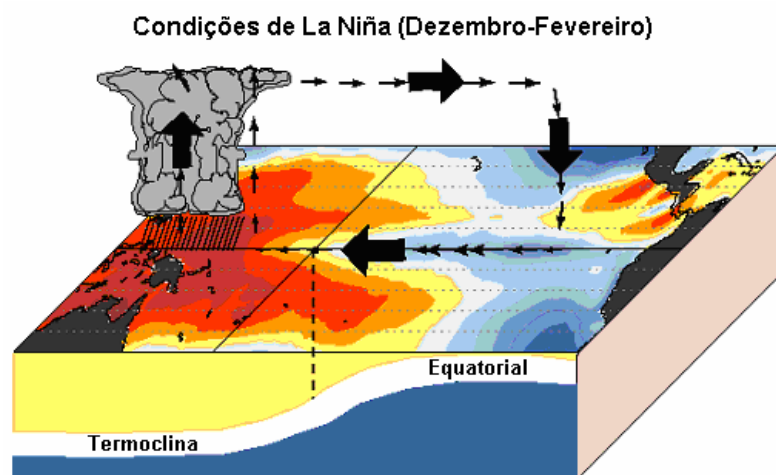


Figura 3.5 – Alterações na circulação atmosférica durante La Niña. Fonte: CPC,2003

Nos trópicos, as ocorrências de El Niño estão associadas ao aumento de precipitação no Pacífico leste e centro-leste. Segundo CPC (2003), também existe uma relação com condições mais secas que o normal no norte da Austrália, na Indonésia e nas Filipinas. Ainda de acordo com a referência anterior, as precipitações acima do normal tendem a ser observadas nas seguintes localidades:

- a) Durante os meses de dezembro a fevereiro ao longo da costa do Equador, no noroeste do Peru, no sul do Brasil, no centro da Argentina e na África leste equatorial; e
- b) Durante os meses junho a agosto entre as regiões montanhosas dos Estados Unidos e sobre o Chile central.

CPC (2003) afirma que condições mais secas que o normal são observadas durante o período de dezembro a fevereiro sobre o norte da América do Sul, América Central e o sul da África; e nos meses de junho a agosto sobre o leste da Austrália.

Os eventos de El Niño também contribuem para as anomalias de temperatura de larga escala ao redor do globo, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições de aquecimento anormais durante os meses de dezembro a fevereiro. De acordo com CPC (2003), algumas das mais proeminentes anomalias de temperatura incluem:

- a) Condições mais quentes que o normal no período de dezembro a fevereiro no sudeste asiático, sudeste da África, sudeste do Brasil, sudeste da Austrália, sul do Alaska e regiões central e leste do Canadá;
- b) Condições mais quentes que o normal no período de junho a agosto ao longo da costa leste da América do Sul e no sudeste do Brasil; e
- c) Condições mais frias que o normal durante os meses de dezembro a fevereiro ao longo da costa do golfo nos Estados Unidos.

A Figura 3.6 apresenta as influências do episódio quente ao redor do globo.

Durante La Niña, a precipitação aumenta no Pacífico equatorial oeste, na Indonésia e nas Filipinas, e é quase ausente no Pacífico equatorial leste. CPC (2003) afirma que condições mais úmidas que o normal tendem a serem observadas durante os meses de dezembro a fevereiro sobre o norte da América do Sul e o sul da África; e durante os meses de junho a agosto sobre o sudeste da Austrália. Segundo CPC (2003), condições mais secas que o normal são geralmente observadas ao longo da costa do Equador, no noroeste do Peru e na África

leste equatorial, durante os meses de dezembro a fevereiro, e sobre o sul do Brasil e o centro da Argentina, durante os meses de junho a agosto.

La Niña também contribui para as anomalias de temperatura de larga escala ao redor do globo, com a maioria das regiões afetadas experimentando condições anormais de baixa temperatura. CPC (2003) considera que algumas das anomalias de temperaturas mais importantes são as seguintes:

- a) Temperaturas abaixo do normal durante os meses de dezembro a fevereiro sobre o sudeste da África, o Japão, o sudeste do Brasil, o sul do Alaska e as regiões leste e central do Canadá;
- b) Condições mais frias que o normal durante os meses de junho a agosto na Índia, sudeste asiático, ao longo da costa oeste da América do Sul, na região do golfo da Guiné, no norte da América do Sul e partes da América Central;
- c) Condições mais quentes que o normal durante os meses de dezembro a fevereiro ao longo da costa do golfo nos Estados Unidos.

A Figura 3.7 apresenta as influências de La Niña ao redor do globo.

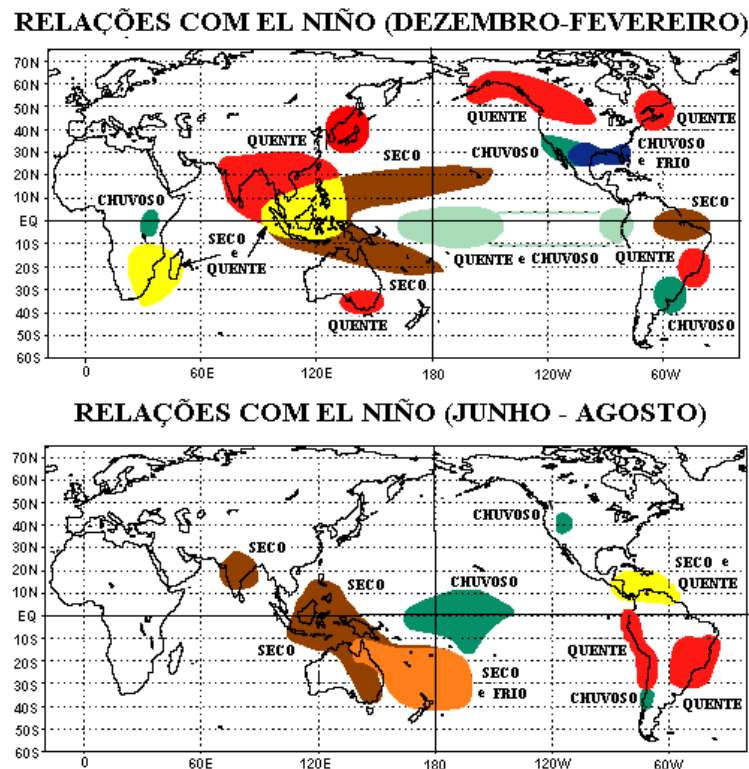
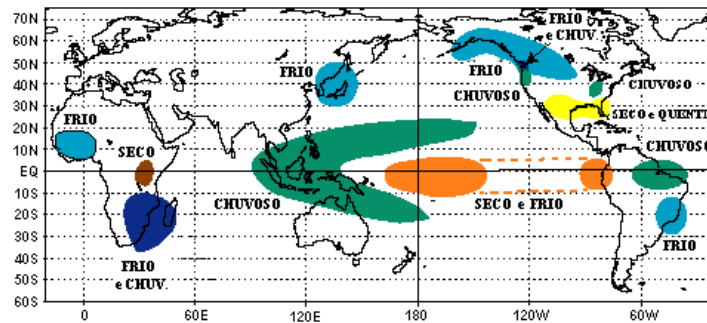


Figura 3.6 – Influências do El Niño. Fonte: CPC, 2003

RELAÇÕES COM LA NIÑA (DEZEMBRO - FEVEREIRO)



RELAÇÕES COM LA NIÑA (JUNHO - AGOSTO)

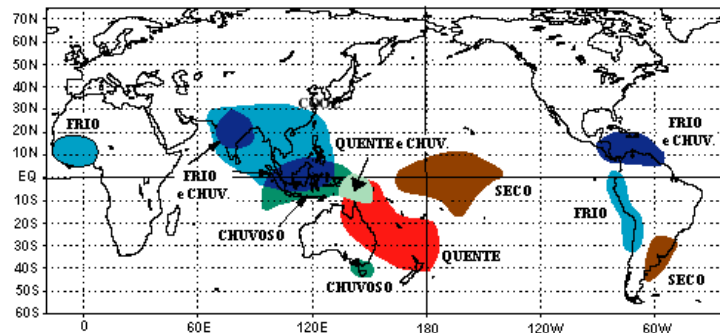


Figura 3.7 – Influências da La Niña. Fonte: CPC, 2003

Durante o El Niño, há uma pronunciada extensão da convecção tropical em direção ao leste e um intenso aquecimento da troposfera a leste do meridiano 180° W. Esse aquecimento provoca a ampliação das faixas sub-tropicais nos dois hemisférios a leste da linha de data (180° W) e aumenta o gradiente de temperatura Equador-Pólo nas faixas subtropicais dessa região. Essas condições são mais proeminentes durante o inverno nos dois hemisférios, que contribui para uma extensão em direção a leste das correntes de jato de média latitude, no extremo do Pacífico leste, e uma mudança em direção ao Equador das correntes de jato sobre o Pacífico leste. As alterações provocadas pelo El Niño ampliam a distribuição uniforme zonal das temperaturas e dos ventos, ao longo da bacia do Pacífico, e também afetam, de maneira importante, o inverno e a trajetória das tempestades nas médias latitudes sobre a América do Norte e do Sul.

A circulação de larga escala dos anticiclones nos níveis superiores sobre as latitudes subtropicais dos dois hemisférios também se alteram com o El Niño. Verifica-se, na Figura 3.8, a existência de um dipolo de anomalia anticiclônica que tem participação na intensificação dos ventos de oeste ao longo dos seus flancos em direção ao Pólo, nas latitudes médias dos hemisférios, e nas anomalias nos ventos de leste ao longo do Pacífico equatorial leste. Nas regiões subtropicais e de médias latitudes, essas anomalias refletem a extensão para o leste das faixas subtropicais mencionadas acima, bem como a extensão das correntes de

jatos durante o inverno para leste da linha de data. Nos trópicos, essas anomalias são consistentes com a redução da intensidade da célula de circulação de *Walker*, típica dos episódios de El Niño.

Na ocorrência de La Niña, observa-se uma ausência da atividade convectiva sobre a metade leste do Pacífico equatorial, uma total retração para o oeste da convecção tropical e o aquecimento da troposfera no Pacífico oeste. Esse aquecimento anômalo provoca a retração das faixas subtropicais nos hemisférios a leste da linha de data e reduz o gradiente de temperatura Norte-Sul. Essas condições são mais proeminentes durante o inverno dos hemisférios, contribuindo para uma retração para oeste das correntes de jato de médias latitudes no Pacífico oeste. No todo, essas condições refletem um aumento do contraste Leste-Oeste das temperaturas e dos ventos através da bacia do Pacífico e são os principais fatores que afetam o inverno e a trajetória das tempestades nas médias latitudes sobre a América do Norte e do Sul.

La Niña também gera anomalias na circulação de larga escala dos anticiclones nos níveis superiores sobre as latitudes subtropicais do Pacífico central nos dois hemisférios. Observa-se na Figura 3.9 a existência de um dipolo de anomalia ciclônica que tem participação nas anomalias nos ventos de leste (nas médias latitudes dos dois hemisférios, ao longo dos seus flancos e em direção aos Pólos) e nas anomalias nos ventos de oeste através do Pacífico equatorial leste. Nas médias latitudes e regiões subtropicais, essas anomalias refletem a retração para o oeste das faixas subtropicais e das correntes de jatos para oeste da linha de data durante o inverno. O aumento da intensidade da célula de circulação de *Walker*, que é típico dos eventos de La Niña, é consistente com as anomalias verificadas nos trópicos.

Evento de El Niño
Correntes de Jato (200 mb) Ventos (m/s)
Janeiro - Março 1998

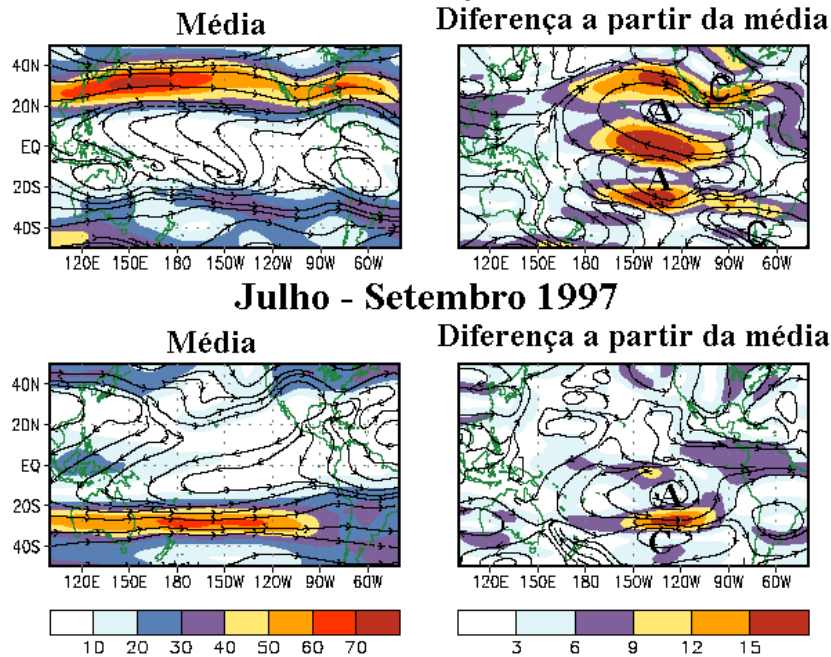


Figura 3.8 – Influência do El Niño na alta atmosfera. Fonte: CPC, 2003

Evento de La Niña
Correntes de Jato (200 mb) Ventos (m/s)
Janeiro - Março 1989

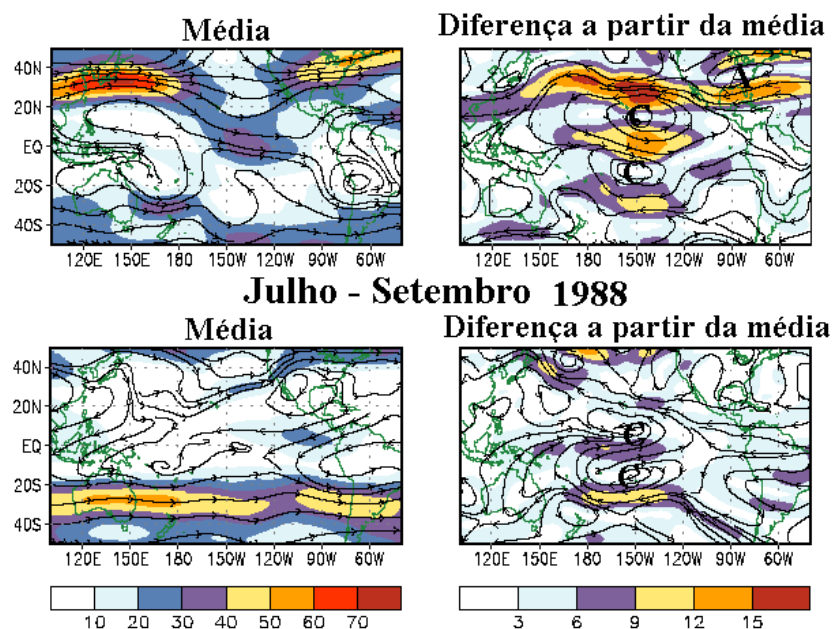


Figura 3.9 – Influência da La Niña na alta atmosfera. Fonte: CPC, 2003

3.3.3 Estudos realizados

As pesquisas sobre as relações entre as alterações da circulação atmosférica e seus efeitos no clima, e conseqüentemente no regime hidrológico de várias regiões do planeta, tiveram início no começo do século XX. Segundo Robinson e Henderson-Sellers (1999), a relação entre fenômenos em duas ou mais localidades que não apresentam uma conexão direta aparente é chamada de teleconexão. Atualmente, a idéia de teleconexão é freqüentemente utilizada em associação com os índices de circulação, que são geralmente baseados na diferença de pressão entre duas localidades diferentes. Ainda de acordo com Robinson e Henderson-Sellers (1999), esses índices formam um meio eficiente de expressar movimentos atmosféricos freqüentes e complexos sobre uma área. O índice de Oscilação Sul (SOI) é o mais conhecido, sendo utilizado em previsões de longo termo de precipitações e vazões. Um índice utilizado para previsões na Europa é o índice de Oscilação do Atlântico Norte (NAO), que é definido como a diferença entre as pressões da alta dos Açores e da baixa da Islândia.

Entre os temas mais abordados, estão as influências do El Niño e La Niña. Esses fenômenos vêm sendo investigados desde a década de 1920, quando foi sugerido que a Oscilação Sul apresentava correlação linear com as precipitações em várias partes do globo (Walker, 1923 e 1924, Walker e Bliss, 1932, mencionados por Ropelewski e Halpert, 1989 e 1996).

Os primeiros trabalhos realizados procuraram estabelecer as relações dos diferentes indicadores climáticos com as precipitações. As análises eram realizadas com técnicas estatísticas mais simples, tais como análise de correlações e a investigação das alterações nas precipitações, principalmente em relação às médias, quando ocorriam modificações na circulação da atmosfera.

Um grande avanço ocorreu com os trabalhos desenvolvidos por Ropelewski e Halpert (1989 e 1996), que passaram a comparar os percentis da distribuição de probabilidade das precipitações ajustadas para o período completo de dados com os percentis da distribuição ajustada para o período de ocorrência de fenômenos associados às alterações na circulação atmosférica.

Ropelewski e Halpert (1989) examinaram as relações entre as precipitações e o índice de Oscilação Sul (SOI), para anos com altos valores de SOI, que correspondem aos eventos frios do ENSO. Foram considerados anos com altos valores aqueles nos quais o SOI permanecia, durante pelo menos 5 meses, acima do percentil 75% da distribuição histórica. A metodologia consistiu em transformar os dados de precipitação mensal em percentis de uma distribuição

Gama. Em seguida, foi feita uma composição para formar séries regionais de precipitações. Essas séries regionais correspondem à média da área de interesse. A análise da relação entre as precipitações e o SOI foi realizada de duas maneiras. A primeira consistiu em organizar séries regionais, somente para os anos considerados com altos valores do SOI. Essas séries compreendiam os 6 meses anteriores ao ano com alto valor do SOI, designado por (-jul), até os seis meses posteriores (+jun). No caso de anos consecutivos com altos SOI, somente o primeiro era utilizado para a montagem da série regional. Essa análise permitiu comparar os percentis mensais de precipitação verificados durante os anos de altos valores de SOI com a mediana e verificar por quanto tempo persistiam as anomalias de precipitação. A outra abordagem consistiu na avaliação das séries temporais dos percentis de precipitação para cada uma das regiões. A significância estatística das relações entre as precipitações e o índice de Oscilação Sul, para anos com altos valores de SOI, foi estimada com o uso da distribuição hipergeométrica. A análise foi realizada em 19 regiões do globo, sendo que 15 mostraram evidências de anomalias de precipitação. Os mesmos autores, em estudos anteriores, já haviam feito essa análise para valores baixos de SOI que representam os eventos quentes do ENSO. Os anos com valores baixos foram aqueles nos quais o índice permanecia, durante pelo menos 5 meses, abaixo do percentil 25% da distribuição histórica. Comparando os resultados, verificou-se que as 15 regiões com anomalias de precipitações associadas aos anos com altos SOI também apresentaram relação com os anos de baixos SOI, mas com o sinal trocado. Na América do Sul, foram analisadas duas regiões. A região sudeste, que cobre o Uruguai e parte do Rio Grande do Sul e da Argentina, e a região norte, que é uma faixa que se estende do Ceará até a Colômbia ao longo do litoral. Os valores positivos do SOI (La Niña) estariam relacionados ao período chuvoso com um aumento da precipitação na região norte e a precipitações menores que a mediana na região Sudeste.

Ropelewski e Halpert (1996) sistematizaram os métodos desenvolvidos nos trabalhos anteriores e apresentaram uma metodologia para a quantificação das relações da precipitação com a Oscilação Sul e a aplicaram aos dados das 19 regiões do estudo acima descrito. A metodologia descrita tem dois enfoques. No primeiro, os totais mensais de precipitação são organizados para formar séries temporais sazonais (três ou mais meses) para as estações das 19 regiões. Esse período sazonal foi determinado pela seleção de períodos comuns de ocorrência da relação precipitação-Oscilação Sul, nas fases quente e fria. Em seguida, foi ajustada a distribuição Gama aos dados de precipitação média espacial. Os parâmetros da distribuição Gama foram calculados para três conjuntos de dados. O primeiro, considerando o período completo de dados, foi chamado de período base. O segundo, utilizando somente os

anos referentes à ocorrência de episódios quentes (baixos SOI) e, finalmente, o último, que fez uso dos dados associados à fase fria (altos SOI). A seguir, foram calculados os percentis de 10%, 30%, 50% (mediana), 70% e 90% a partir das distribuições Gama, ajustadas aos períodos base, quente e frio. Esses percentis foram calculados para todas as 19 regiões e os resultados para o período base foram comparados com os associados aos episódios quente e frio. Os autores apontaram três argumentos para expressar a relação entre a precipitação e a Oscilação Sul, em termos de alteração da distribuição de probabilidade da precipitação. O primeiro argumento está relacionado ao fato das distribuições ajustadas apresentarem mais informações e serem menos influenciadas pela presença de pontos atípicos ou “outliers” que a análise da média. Uma outra afirmação é que esse tipo de análise pode ser a base para a previsão de precipitação em termos de probabilidade condicional. E, finalmente, é possível determinar valores de referência para estudos de precipitação baseados em modelos numéricos.

A segunda abordagem de Ropelewski e Halpert (1996), para a quantificação da relação entre precipitação e a Oscilação Sul, consistiu na identificação de mudanças nos padrões regionais de precipitação. Essa alteração nos padrões regionais, devida à relação com a Oscilação Sul, foi realizada de duas maneiras. Na primeira, são calculadas para cada estação pluviométrica as precipitações medianas associadas às fases quente e fria. Em seguida, é efetuada a diferença entre esses valores e as precipitações medianas obtidas considerando o período completo registrado na estação. Essas diferenças são espacializadas e plotadas em mapas. A outra maneira é apresentar as precipitações medianas, relacionadas com as fases da Oscilação Sul, como percentis das distribuições empíricas ajustadas sob todo o período de dados. Esses percentis também são espacializados e apresentados em mapas. Essa representação espacial pode ser interpretada como percentis de precipitação que são esperados, em associação com os episódios de Oscilação Sul. A metodologia apresentada pelos autores apresenta um ponto fraco, o qual está relacionado ao tamanho e à qualidade das amostras para a realização das análises de frequência.

Além da Oscilação Sul, também foram estudadas as relações de outros indicadores climáticos, principalmente a temperatura da superfície do mar em diferentes regiões dos oceanos, com as precipitações e as vazões. Esses indicadores, geralmente, são utilizados como variáveis preditoras em modelos de previsão das precipitações e vazões mensais ou sazonais. A seleção das variáveis preditoras é efetuada predominantemente a partir de uma análise de correlação. Contudo, um avanço recente na identificação de um sistema preditor foi o método proposto por Sharma (2000), que utiliza uma implementação não paramétrica do critério de informação

mútua (Fraser e Swinney, 1986 *apud* Sharma, 2000) como uma medida da dependência entre as variáveis. O critério é baseado na caracterização da distribuição conjunta de probabilidades, a qual é definida a partir das variáveis envolvidas com a utilização de um estimador núcleo *kernel* não paramétrico.

Sharma (2000b), aplicando o método proposto por Sharma (2000) na identificação do sistema preditor, elaborou um modelo probabilístico para a previsão de precipitações utilizando técnicas não paramétricas, o qual permite a estimativa da função densidade de probabilidade condicional da precipitação para um conjunto de preditores.

Tratando especificamente das vazões, o emprego de indicadores climáticos em modelos probabilísticos de previsão de longo termo começou a ter grande impulso a partir da década de 1980. Entre os estudos precursores, destaca-se o desenvolvido por Simpson *et al.* (1993), no qual é elaborado um modelo de previsão de vazão anual para o sudeste da Austrália. Outro pesquisador pioneiro que se sobressai pela sua produção de conhecimento sobre esse tema, tanto individualmente como em parceria, é o Prof. John A. Dracup da Berkeley University. Dentre os inúmeros artigos publicados em parceria por esse pesquisador, como pode ser visto na página <http://www.ce.berkeley.edu/~dracup/index.htm>, três foram utilizados como suporte para as metodologias desenvolvidas neste estudo, Piechota *et al.* (1998), Piechota *et al.* (1999) e Piechota *et al.* (2001).

Piechota *et al.* (1998), com base na experiência e nos conceitos propostos por vários autores, entre os quais destacam-se Simpson *et al.* (1993) e Casey (1995), descrevem o desenvolvimento e o uso de um modelo de previsão de vazões sazonais, baseado em uma combinação linear ótima de previsões derivadas da climatologia, da autocorrelação serial, também chamada de persistência das vazões, do índice de Oscilação Sul (SOI) e das temperaturas da superfície do mar do Pacífico equatorial (SST). O modelo de Piechota *et al.* (1998) estima a probabilidade das vazões sazonais ocorrerem em categorias definidas como normal, abaixo do normal e acima do normal. As vazões previstas correspondem à média de três meses dos seguintes períodos: janeiro a março (JFM), abril a junho (AMJ), julho a setembro (JAS) e outubro a dezembro (OND). A combinação linear ótima dos quatro modelos de previsão (climatologia, persistência, SOI e SST) resulta na previsão consensual, ou seja, as probabilidades das vazões sazonais estarem nas seguintes categorias:

- Acima do normal
- Normal
- Abaixo do normal

Na previsão climatológica, que é um dos modelos utilizados na combinação linear ótima, as probabilidades das vazões estarem em determinada categoria são sempre as mesmas, ou seja, acima ou abaixo do normal é de 30%, e normal é de 40%.

Os outros modelos de previsão, que empregam a persistência das vazões e outras variáveis preditoras, são obtidos por uma análise de discriminante linear (ADL), que avalia, a partir dos valores observados dos preditores, as mudanças na distribuição de probabilidade de cada uma das variáveis preditoras associadas às categorias de vazões abaixo do normal, normal e acima do normal. As etapas para elaboração dos modelos são apresentadas, resumidamente, a seguir:

- a) Os dados de vazões médias de cada período (JFM, AMJ, JAS, OND) são separados nas três categorias, acima do normal, normal e abaixo do normal;
- b) Os valores das variáveis preditoras (persistência de vazões, SOI e SST) do período anterior as vazões separadas da alínea *a*, também são organizadas em três conjuntos. Assim, as variáveis preditoras, defasadas de um período, estão associadas às vazões nas três categorias; e
- c) As probabilidades posteriores de cada categoria de vazão, condicionada pela variável preditora referente ao período anterior ao qual está se fazendo a previsão, são calculadas pela aplicação do teorema de Bayes,

$$P(Q_i/X) = \frac{p_i f_i(x)}{\sum_1^k p_i f_i(x)} \quad (3.2)$$

onde Q_i é a categoria i de vazão (acima do normal, normal e abaixo do normal); p_i é a probabilidade da categoria i de vazão (acima e abaixo do normal 30% e normal 40%); $f_i(x)$ é a função densidade de probabilidade (fdp) da variável preditora referente ao período anterior ao da previsão na categoria i , e X é o valor observado da variável preditora.

As funções densidade de probabilidade das variáveis preditoras nas três categorias foram estimadas por um método não paramétrico utilizando o estimador núcleo ou *kernel*.

A combinação linear ótima (CLO) dos quatro modelos de previsão estatísticos-empíricos foi realizada aplicando-se pesos a , b , c e d que variam de 0 a 1 na seguinte forma:

$$Pr_{CLO} = a Pr_{Clim} + b Pr_{Per} + c Pr_{SOI} + d Pr_{SST} \quad (3.3)$$

Os pesos foram definidos calculando-se os índices de *Half-Brier*, os quais são dados pelos erros quadráticos médios da previsão por categorias, para todas as combinações de pesos com incrementos de 0,01. Os pesos que produziram o menor índice de *Half-Brier* foram utilizados na obtenção da previsão consensual.

A Figura 3.10 apresenta, de forma esquemática, o modelo proposto por Piechota *et al.* (1998)

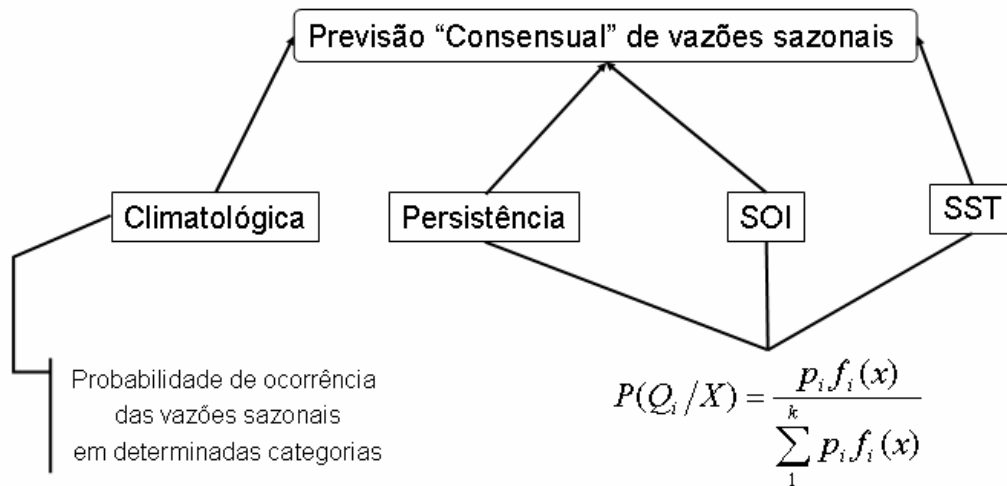


Figura 3.10 Esquema do modelo proposto por Piechota *et al.* (1998)

O modelo sugerido por Piechota *et al.* (1998) foi testado utilizando-se as vazões mensais de 10 estações fluviométricas da região Leste da Austrália, com 66 anos de registros ininterruptos (1927-1992), e áreas de drenagem variando de 163 km² a 5370 km². Os resultados mostraram que, na região Leste da Austrália, geralmente as vazões são abaixo do normal durante as condições de El Niño e acima do normal durante as condições de La Niña. No sudeste australiano, o SOI é um melhor preditor das vazões sazonais médias de julho a setembro e de outubro a dezembro enquanto que a SST é melhor de janeiro a março e de abril a junho.

Continuando a pesquisa, Piechota *et al.* (2001) apresentam um método que utiliza a análise de discriminante linear para empiricamente ajustar dados e previsões de vazões a uma probabilidade de excedência. Esse trabalho amplia o apresentado por Piechota *et al.* (1998), pois apresenta as previsões em forma de probabilidade contínua, em contraste com a previsão por categorias descrita no artigo anterior. O método proposto por Piechota *et al.* (2001), foi testado em algumas estações da Austrália, utilizando o SOI, as SSTs e a autocorrelação serial como preditores das vazões sazonais. Os autores afirmam que esse método apresenta duas vantagens: considera uma relação contínua entre os preditores e a variável prevista e não

assume uma estrutura particular de modelo. Entretanto, devido ao seu semi-empirismo, admite que os dados históricos utilizados no ajuste do modelo representam toda a população.

O modelo proposto por Piechota *et al.* (2001) utiliza quatro modelos de previsão, cada um usando um preditor diferente, que ao final da análise são combinados para formar uma previsão denominada "consensual". O primeiro modelo utiliza a autocorrelação serial entre as vazões sazonais como preditor; o segundo, o índice de Oscilação Sul (SOI); e os dois últimos duas séries diferentes de temperatura da superfície do mar (SSTs). A análise de discriminante linear (LDA) é utilizada para desenvolver uma previsão contínua com probabilidades de excedência, aplicando a LDA de duas categorias na variável preditora segundo o seguinte procedimento:

- a) A partir de um valor observado de vazão, Q_i , são formadas duas categorias de vazões, as maiores e as menores que Q_i ;
- b) As variáveis preditoras (X), correspondentes às duas categorias de vazões definidas no item *a*, também são separadas em dois conjuntos;
- c) Para cada conjunto é estimada a função de densidade de probabilidade $f(x_i)$, utilizando o estimador de densidade *kernel* ou estimador núcleo;
- d) A probabilidade posterior da vazão ocorrer na categoria maior que Q_i é calculada para qualquer valor de X utilizando-se a equação

$$P(Q_i/X) = \frac{p_i f_i(x)}{\sum_1^k p_i f_i(x)} \quad (3.4)$$

Os valores de $f(x_i)$ são determinados a partir da função densidade de probabilidade estimada no item *c*. Os valores de p_i são as probabilidades *a priori* da categoria *i* de vazão. Nesse caso, são duas categorias, a maior e a menor que Q_i . As probabilidades podem ser estimadas a partir de uma curva de frequência empírica dos dados de vazão, que Piechota *et al.* (2001) denominaram de climatológica.

- e) Os passos *a* até *d* são repetidos para todos os valores de Q_i no período de calibração. As probabilidades de excedência calculadas no item *d* são plotadas em gráfico; e
- f) Uma curva é ajustada aos pontos considerados e representa a curva de probabilidade de excedência para um determinado valor de preditor observado. Em seguida, são traçadas as curvas envoltórias que representam os limites superior e inferior que englobam todos os pontos. A curva de probabilidade de excedência ajustada é a média dos limites inferior e superior, no eixo das ordenadas.

A previsão final com a probabilidade de excedência foi realizada através da combinação das quatro previsões individuais. A previsão consensual foi encontrada aplicando os pesos a , b , c e d aos quatro modelos. A previsão ótima foi realizada aplicando mais peso para as previsões individuais que apresentam melhores resultados e menores pesos àquelas com piores previsões. Esses pesos foram determinados por um procedimento de otimização que avalia o “LEPS score” para todas as combinações possíveis, utilizando incrementos de 0,02 para cada peso que varia de 0 a 1. O erro linear no espaço probabilístico (LEPS) é uma medida de eficiência que foi desenvolvida para avaliar a posição da previsão e a posição do valor observado, em uma distribuição de probabilidade acumulada (Wilks, 1995). O “LEPS score” pode ser aplicado para variáveis contínuas ou em categorias. A previsão consensual final foi obtida com a combinação de modelos de maior “LEPS score”.

Em muitas partes do mundo foram realizados vários estudos relacionando precipitações e vazões aos indicadores climáticos. No Brasil, desde o final da década de 1970, foram publicados inúmeros trabalhos abordando esse tema. Dentre os estudos mais recentes, serão mencionados, a seguir, aqueles que procuram identificar os mecanismos e causas climáticas do regime de chuvas e vazões de várias regiões brasileiras.

No nordeste do Brasil os esforços recentes de identificação desses mecanismos e causas climáticas são apresentados em Uvo e Graham (1998), Uvo *et al.* (1998), Marengo *et al.* (1998) e Xavier *et al.* (2000). Nessa região, a chuva é extremamente variável no espaço, durante a estação chuvosa e em períodos de anos.

Segundo Uvo *et al.* (1998), a migração Norte/Sul da zona de convergência intertropical (ZCIT) regula, em grande medida, a chuva regional do Nordeste e, em consequência, as vazões. Esses autores afirmam que, quando a ZCIT sobre o Atlântico Tropical alcança sua posição mais ao Sul, inicia-se a estação chuvosa principal, entre fevereiro e março. O fim da estação chuvosa é sinalizada pela migração da ZCIT para o Norte. Como os períodos de começo e término desse processo apresentam alta variabilidade, isso acaba afetando significativamente o total de chuva sazonal. Os mesmos autores, indicam que as anomalias de SST no Atlântico Equatorial Meridional estão associadas a uma migração antecipada da ZCIT, conduzindo a um aumento de chuvas em algumas regiões do Nordeste. Verificaram, também, que o índice do “dipolo do Atlântico” equatorial é um preditor das precipitações do Nordeste. Finalmente, afirmam que a influência da OS é estatisticamente significativa, porém com menor importância.

Souza Filho *et al.* (2003) elaboraram um modelo semi-paramétrico de previsões de vazões sazonais para um sistema de seis reservatórios no Estado do Ceará, que utiliza como preditores os índices do Niño3 e a série de EAD (Gradiente de SST do Atlântico), a qual é definida como a diferença entre as médias mensais das anomalias de SST nas regiões do Atlântico Norte (5°N-20°N e 60°W-30°W) e do Atlântico Sul (0°-20°S e 30°W-10°E).

Uvo *et al.* (2000), citado por Souza Filho *et al.* (2003), realizaram a previsão de vazões com uma ou duas estações de antecedência, para a região Amazônica, através de redes neurais e utilizando as temperaturas da superfície do mar (SST) do Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical.

De acordo com Grimm *et al.* (2001, 2001a, 2004), os fenômenos El Niño (EN) e La Niña (LN) produzem significativo impacto na precipitação do Sul do Brasil, alterando totais mensais e sazonais de chuva. Na fase quente, durante a primavera, observa-se chuva acima do normal, e durante a fase fria, períodos mais secos. Grimm *et al.* (2004) afirmam que, durante a primavera, eventos severos de precipitação em nível regional, no Sul do Brasil, ocorrem com frequência muito maior em episódios de EN do que durante anos normais, e com frequência muito menor durante eventos de LN. Grimm *et al.* (2000) *apud* Grimm *et al.* (2004), mostram que durante a primavera de anos EN há um par ciclone/anticiclone em altos níveis sobre os subtrópicos na América do Sul, favorecendo a intensificação do jato e a advecção de vortacidade ciclônica sobre o Sul do Brasil e regiões da Argentina, Uruguai e Paraguai. Durante anos de LN, ocorrem anomalias contrárias a estas, o que explica a baixa ocorrência de eventos extremos.

Cardoso e Silva Dias (2000) identificaram regiões dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul que possuem correlações significativas com a temperatura da cidade de São Paulo no inverno. Nesse estudo, observou-se, em ambos oceanos, a presença de um dipolo de correlações significativas entre a temperatura da superfície do mar (SST) e a temperatura do ar em São Paulo.

Robertson e Mechoso (2000), mencionados por Cardoso *et al.* (2004), verificaram em seus estudos que são encontradas anomalias de SST sobre a região sudoeste do oceano Atlântico acompanhando as intensificações interanuais da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com anomalia negativa ao norte de 40°S e anomalia positiva ao sul.

Robertson e Mechoso (1998) *apud* Cardoso *et al.* (2004), destacaram uma relação significativa entre a componente quase-decadal nas vazões dos rios Uruguai e Paraná e alterações da SST no Atlântico, além de máximos interanuais em escala de tempo do fenômeno ENOS. O estudo sugere que a influência do oceano Pacífico ocorre em escala interanual e do oceano Atlântico em escala decadal. Há uma forte tendência de ocorrência de anomalias de vazão divididas entre norte – sul (Robertson e Mechoso, 2000, *apud* Cardoso *et al.*, 2004). O aumento da vazão ao norte (rios Paraná e Paraguai) está associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) intensificada e a diminuição do fluxo ao sul (rios Negro e Uruguai).

Segundo Cardoso *et al.* (2004), existem evidências de que o clima da Região Sul e Sudeste do Brasil é influenciado por anomalias de temperatura da superfície do mar (SST) no oceano Atlântico sudoeste. Em algumas situações essas regiões podem ser influenciadas com uma certa defasagem temporal (Khan *et al.*, 1998, *apud* Cardoso *et al.*, 2004). Saraiva e Silva Dias (1997) *apud* Cardoso *et al.* (2004), afirmam ainda que a costa leste do cone Sul da América do Sul é uma área ciclogênica que, dependendo das anomalias de SST, pode ser mais ou menos favorável à ciclogênese.

Os resultados obtidos por Cardoso *et al.* (2004) mostram que a SST no Pacífico tropical leste apresenta correlações significativas com as vazões da bacia do rio Paraná com até três meses de antecedência. No caso do Oceano Atlântico, destaca-se a área costeira dos Estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e Bahia, com correlações significativas até o terceiro mês de defasagem.

Grimm *et al.* (2004a) elaboraram um modelo de regressão linear múltipla para previsão das precipitações sazonais de verão na região da bacia do Paranaíba, que é uma região de baixa previsibilidade sazonal no verão com o uso de modelos dinâmicos de previsão. Como preditores, foram usadas temperaturas da superfície do mar (SST) e tendências da SST em regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico.

Guetter (2003) utilizou a Análise de Componentes Principais para a determinação das regiões hidrologicamente homogêneas em relação à variabilidade interanual para as fases quente, fria e neutra da Oscilação Sul, nas bacias do Sistema Interligado Nacional (SIN). Segundo o autor, as principais diferenças entre a fase quente e fria da OS sobre os regimes hidrológicos do SIN são: (i) Na fase quente, a maior parcela da variância hidrológica do SIN está no conjunto das bacias dos rios Grande e Paranaíba; (ii) Na fase fria, a maior parcela da variância hidrológica

do SIN está nas bacias ao norte do paralelo de 20° S, ou seja, bacias dos rios Paranaíba, Doce, Grande, São Francisco e Tocantins; (iii) Na fase quente, a bacia do rio Grande agrupa-se com o regime do rio Tietê, entretanto, na fase fria, passa a agrupar o conjunto das bacias dos rios Paranaíba, Doce, Grande, São Francisco e Tocantins; (iv) As bacias da região Sul agrupam-se simetricamente tanto na fase quente quanto na fase fria.

Em um estudo utilizando os dados pluviométricos de Belo Horizonte, Lúcio *et al.* (1998) sugerem que é possível determinar uma equação que defina a precipitação mensal em Belo Horizonte a partir das temperaturas da superfície do mar nas regiões Niño 1 e Niño 2. Além disso, os mesmos autores verificaram que as ocorrências no Pacífico tropical são sentidas em Belo Horizonte quatro meses após a sua configuração. Galvncio e Souza (2002), em um trabalho sobre a relação entre o fenômeno El Niño e os totais pluviométricos mensais na bacia hidrográfica do rio São Francisco, indicaram que existe uma relação direta entre a precipitação da bacia do rio São Francisco e os índices de anomalias de SST nas diferentes regiões El Niño (Niño 1+2, Niño 3 e Niño 4).

3.4 Simulação hidrológica

3.4.1 Sistemas e modelos

Atualmente, os modelos de simulação hidrológica são ferramentas rotineiramente empregadas nas investigações hidrológicas na ciência ambiental e na solução de problemas de engenharia. Geralmente esses modelos são utilizados para estender séries de vazões no espaço e no tempo; avaliar a resposta de uma bacia hidrográfica a diferentes condições climáticas e de uso e ocupação do solo, possibilitando o exame das estratégias de gerenciamento; e determinar vazões de projeto. Além disso, eles também são usados como modelos acoplados para investigação de qualidade da água, nas previsões hidrológicas e na definição das condições de contorno para modelos de circulação atmosférica (Wagener, Wheeler e Gupta, 2004).

As descrições das etapas de modelagem e a classificação de modelos podem utilizar como referência a teoria de sistemas. Segundo Dooge (1973) mencionado por Naghettini *et al.* (2001), um sistema é qualquer estrutura, dispositivo, esquema ou processo, real ou abstrato, que estabelece relações entre uma entrada, uma causa, um estímulo de matéria, energia ou informação, e uma saída, um efeito, uma resposta de informação, energia ou matéria, em um dado intervalo de tempo (Figura 3.11).

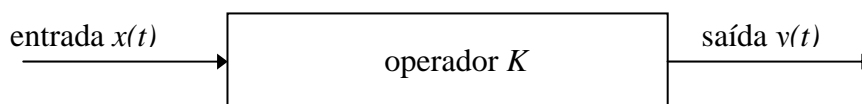


Figura 3.11 – Representação de um processo através de um sistema (Fonte: Naghettini *et al.*, 2001)

De acordo com a teoria de sistemas, é possível criar uma relação matemática geral entre as variáveis de entrada, $x(t)$, de saída, $y(t)$, e o operador do sistema, K , do tipo:

$$y(t) = K.x(t) \quad (3.5)$$

As questões típicas da modelagem matemática, avaliadas a partir da equação 3.5, são as seguintes:

- a identificação, ou seja, sendo dados $x(t)$ e $y(t)$, determinar o operador $K = y(t).[x(t)]^{-1}$;
- a simulação, ou seja, sendo dados $x(t)$ e K , determinar $y(t)$; e
- a detecção, ou seja, sendo dados $y(t)$ e K , determinar $x(t) = K.[y(t)]^{-1}$.

A identificação compreende duas etapas, a formulação conceitual e matemática do modelo e a sua calibração, ou seja, a identificação de valores dos seus parâmetros. Na identificação, para a solução da equação, $K = y(t).x(t)^{-1}$, é primordial a existência de séries de dados de observação que forneçam indicações as mais completas sobre o fenômeno. Contudo, nenhum conjunto de variáveis $x(t)$ e $y(t)$ conduz, por si só, a uma solução única e não ambígua de K .

A simulação consiste na geração de séries de valores das variáveis de saída a partir da definição das condições de contorno e do estado inicial do sistema e, obviamente, de séries de valores das variáveis de entrada. O processo de simulação possibilita a execução das etapas de verificação e validação do modelo.

A detecção exige uma alteração da seqüência de encadeamentos causais para se conhecer os estados iniciais do sistema a partir das observações das condições de saída que são simuladas pelo modelo. A detecção é realizada quando não é possível observar diretamente os estados iniciais do sistema ou a sua mensuração é extremamente complexa.

3.4.2 Classificação dos modelos

Desde o final da década de 1950, têm sido desenvolvidas e implementadas um grande número de estruturas de modelos, frequentemente uma combinação de funções lineares e não-lineares. Provavelmente, a classificação mais aplicada agrupa os modelos em 5 classes: determinísticos, estocásticos, conceituais, empíricos e fisicamente fundamentados.

Segundo Naghettini *et al.* (2001), os modelos determinísticos são normalmente definidos como aqueles que produzem sempre um mesmo valor de $y(t)$ para um mesmo valor de $x(t)$, ou seja, as variáveis e os parâmetros não são descritos como aleatórios. Enquanto que nos modelos estatísticos e estocásticos, as variáveis e os parâmetros são descritos por meio de distribuições de probabilidade. Os modelos também podem ser híbridos, combinando componentes determinísticos e estocásticos. Às vezes, o enfoque dado ao processo de calibração de parâmetros de um modelo inteiramente determinístico pode torná-lo um modelo híbrido.

Os modelos conceituais buscam representar processos complexos por meio de sistemas simplificados, procurando preservar uma relação de analogia com os sistemas físicos. De uma forma geral, esses modelos utilizam de reservatórios como principais componentes da sua estrutura para resolver a equação do balanço hídrico (princípio de conservação da massa) em bacias hidrográficas. Esses reservatórios procuram retratar as relações de armazenamento e

transferência de água, simulando o seu esvaziamento e enchimento a partir dos fluxos na bacia, tais como, precipitação, infiltração, percolação, evapotranspiração, escoamento superficial etc. Geralmente, os modelos conceituais não empregam na representação dos processos outros princípios da mecânica clássica, como a quantidade movimento e a conservação da energia.

Alguns pesquisadores, como por exemplo Franchini e Pacciani (1991) e Todini (1997), afirmam que frequentemente os modelos conceituais contêm um número excessivamente grande de parâmetros, sem uma correlação direta com a melhoria de suas habilidades de representar os processos hidrológicos. Outra apreciação reiterada sobre os modelos conceituais é a difícil, e muitas vezes impossível, associação de seus parâmetros a medições de campo ou às características físico-geomorfológicas da bacia em estudo. Apesar dessas críticas, observa-se uma aceitação em todo o mundo dos modelos conceituais face a sua facilidade operacional e à sua baixa exigência de dados (Ragab,1999).

Atualmente, existe uma grande aceitação da opinião de que o motivo básico da incapacidade dos modelos conceituais de simularem a resposta da bacia, com um número pequeno de parâmetros, deve-se essencialmente à incorreta concepção da variação dinâmica das áreas saturadas no interior da bacia (Beven *et al.*, 1984). O modelo pioneiro em associar a dinâmica das áreas saturadas às alturas de precipitação é reconhecidamente o Xinanjiang, desenvolvido por Zhao (1977) e amplamente empregado em algumas regiões da China. Os resultados alcançados pelo modelo Xinanjiang produziu alguns desenvolvimentos interessantes. O modelo TOPMODEL, implementado por Beven *et al.* (1984), também adota esse conceito, tendo por base a distribuição do índice topográfico. Um outro desdobramento importante é o modelo ARNO, desenvolvido por Todini (1996), com base na concepção de Zhao (1977). O modelo ARNO é atualmente o componente da transformação chuva-vazão do sistema EFFORTS (*European Flood Forecasting Operational Real Time System*) de controle operacional. Recentemente, o algoritmo de atualização do teor de umidade da zona superior do solo, desenvolvido por Zhao (1977), foi adaptado e incorporado às versões mais novas do modelo Sacramento (fonte: *NWSRFS OnLine Users Manual*, <http://www.nws.noaa.gov/oh>).

Os modelos empíricos, também chamados de “black box” ou caixa preta, são fundamentados nas informações obtidas a partir dos dados observados e não incluem nenhum conhecimento a priori sobre o comportamento da bacia e os processos de escoamento e consideram a bacia como uma única unidade. Os exemplos mais populares desse tipo de modelo são as redes neurais e as funções de transferência.

Os modelos fisicamente fundamentados são baseados nos princípios de conservação da energia, da massa e da quantidade de movimento, e também, nas leis da termodinâmica, da química (equilíbrio químico, cinética química) ou da biologia (leis de comportamento e crescimento) (Naghetini *et al.*, 2001). Quando a modelagem limita-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 seguintes equações: de Saint-Venant, para o escoamento turbulento não-permanente à superfície livre; de Darcy, para o escoamento em meios saturados; e de Richards, para o escoamento em meios não saturados (Dooge, 1988). Esse tipo de modelo tornou-se aplicável na década de 1980, como resultado do aumento da capacidade computacional. A esperança era que o grau de realismo físico com que esses modelos são formulados permitisse o relacionamento de seus parâmetros, tais como as características de umidade do solo e a condutividade hidráulica na zona não saturada, com as características físicas da bacia, eliminando a necessidade de calibração do modelo (Wagener, Wheeler e Gupta, 2004). Entretanto, embora sejam uma representação teoricamente muito mais fidedigna dos processos naturais, esses modelos, como por exemplo o SHE — *Système Hydrologique Européen* — (Abbott *et al.*, 1986), apresentam uma demanda excessiva por dados de entrada, problemas de escala e um número muito grande de parâmetros que podem torna-los inúteis nas aplicações comuns de simulação hidrológica.

Os modelos podem, ainda, ser lineares e não lineares, tanto do ponto de vista da teoria de sistemas, quanto do ponto de vista estatístico. Um modelo é linear, segundo a teoria de sistemas, se o princípio de superposição é respeitado. O princípio de superposição afirma que se $y_1(t)$ e $y_2(t)$ são variáveis de saídas de um modelo, produzidas pelas entradas $x_1(t)$ e $x_2(t)$, respectivamente, a resposta do sistema a uma entrada $x_1(t) + x_2(t)$ será $y_1(t) + y_2(t)$. No sentido estatístico, o modelo é dito linear, como no caso dos modelos obtidos por análise da regressão, se uma variável de saída, y , encontra-se associada à variável de entrada, x , por meio de uma equação linear do tipo $y = a + b.x$. O modelo é linear, no sentido estatístico, mas o princípio de superposição não se aplica, já que $y_1 + y_2 \neq a + b.(x_1 + x_2)$ (Aguirre, 2000).

Considerando a constância dos valores dos parâmetros durante a simulação, os modelos podem ser denominados estacionários quando os parâmetros permanecem constantes e não-estacionários quando eles são atualizados ao longo da simulação a partir de critérios ou formulações pré-estabelecidos.

Quando se examina o tratamento do tempo, os modelos podem ser de simulação contínua ou por evento. Os modelos por evento buscam simular, a partir de um evento de precipitação, o respectivo hidrograma de cheia em um ponto de controle da bacia modelada. Os modelos de simulação contínua procuram reproduzir o balanço hídrico por longos períodos, considerando o cálculo de vazões mesmo em ausência de precipitação. Por isso a estrutura desse tipo de modelo incorpora uma reprodução mais pormenorizada da evapotranspiração e da água no solo. O fato da estrutura dos modelos de simulação contínua ser mais detalhada, permite o seu emprego na reprodução de eventos isolados, enquanto que os modelos por evento geralmente não podem ser utilizados para simulação contínua.

Em relação ao tempo também pode ser mencionado o intervalo de cálculo dos fluxos na bacia hidrográfica, o denominado passo de cálculo, Δt . As equações algébricas empíricas e o conjunto de equações diferenciais que formam os modelos de simulação hidrológica nem sempre possuem solução analítica. Assim, as soluções dessas equações são obtidas aplicando-se algum método numérico. Em função dos propósitos da modelagem e da disponibilidade da informação, o intervalo Δt pode ser mensal, diário, horário ou inferior à hora. Alguns modelos dispõem de rotinas interna de desagregação temporal, que permitem o uso de passos de cálculo inferiores aos intervalos de tempo em que as variáveis de entrada são observadas. Também podem adotar mais de um intervalo de cálculo segundo o processo simulado, como é o caso do modelo OMEGA (Correia, 1986), no qual os escoamentos superficial e de base são calculados empregando-se Δt diferentes.

Levando em conta a abordagem espacial, os modelos são classificados em globais ou semi-distribuídos. Nos modelos globais as variáveis de saída são simuladas somente no ponto de controle da bacia, a qual é considerada uma unidade geométrica única. Nessa situação, admitisse que as características fisiográficas da bacia, tais como a cobertura vegetal, o uso e o tipo de solo e outras, não variam espacialmente, ou seja, a bacia é considerada “homogênea”. Enquanto que os modelos semi-distribuídos retratam a bacia hidrográfica como uma agregação funcional de sub-bacias, áreas e de trechos de cursos d’água. Dessa forma, cada sub-bacia, área ou trecho de curso d’água são vistos como unidades hidrológicamente homogêneas. Logo, segundo essa definição, um modelo semi-distribuído é uma integração de modelos globais.

Naghattini *et al.* (2001) afirmam que os modelos conceituais, tanto globais como semi-distribuídos, procuram representar os processos hidrológicos que acontecem entre a meso e a macro-escala espacial, cujos limites inferiores encontram-se entre 10^2 e 10^5 m,

respectivamente. Os mesmos autores mencionam que, em tese, modelos fisicamente fundamentados devem buscar a reprodução de processos hidrológicos em micro-escala espacial, ou seja, escalas de ordem de grandeza de 10 m, ou inferiores.

3.4.3 Processos modelados

Considerando os objetivos da presente tese, toda a discussão apresentada a seguir refere-se aos modelos chuva-vazão, determinísticos, conceituais, de simulação contínua e globais.

Os processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica, nesse tipo de modelo, frequentemente são representados em duas fases principais: a fase bacia e a fase canal. A descrição de processos como interceptação, infiltração, armazenamento de água no solo, escoamentos em meios saturado e não-saturado, armazenamento superficial, evapotranspiração e escoamento superficial é realizada com maior ou menor particularização na fase bacia. Enquanto que o escoamento não permanente em cursos d'água, lagos e reservatórios que compõem a rede hidrográfica da bacia são modelados na fase canal.

A fase canal não é reproduzida pelos modelos globais, ainda que alguns deles separem claramente os processos de transferência do escoamento superficial na bacia e de amortecimento do hidrograma na rede de drenagem. O modelo do hidrograma unitário de Clark é um exemplo, no qual a transferência de escoamentos na bacia é feita por um hidrograma tempo-área construído a partir da definição de isócronas e o amortecimento é realizado por um reservatório linear (Clark, 1945, *apud* HEC, 2000). Dooge (1973) adotou uma formulação semelhante em um trabalho no qual propõe uma teoria geral para o hidrograma unitário.

A fase bacia é, comumente, dividida em água em escoamento superficial e água no solo. A denominada 'água no solo' indica um conjunto de processos que ocorrem sob a cobertura vegetal, à superfície do solo e no solo, na zona radicular, usualmente não saturada, e na zona saturada. Modelos do tipo chuva-vazão procuram reproduzir esses processos com o objetivo de estabelecer a separação dos aportes de precipitação entre a água que será absorvida pelo solo, por infiltração, ou ficará retida à superfície, por interceptação e armazenamento superficial, e a água destinada ao escoamento à superfície do solo, caso ele ocorra. Naghettini *et al.* (2001) afirmam que essa etapa da modelagem chuva-vazão é, seguramente, a mais importante e a de maior dificuldade de representação, tendo em vista, por um lado, a complexidade dos processos envolvidos e, por outro lado, a carência de dados sobre esses

processos que permitam a adequada formulação dos modelos e a calibração de seus parâmetros.

A modelagem da separação dos escoamentos é importante principalmente por dois motivos. Primeiro porque os processos físicos de escoamento superficial e subterrâneo são muito distintos. O escoamento superficial constitui-se, frequentemente, em regime turbulento e não-permanente, e é causa da rápida resposta da bacia a precipitações intensas. O escoamento subterrâneo ocorre com velocidades muito baixas, em regime laminar. A segunda razão está relacionada ao fato de que nem toda a água absorvida pelo solo escoar e surge à saída da bacia. Avaliar apropriadamente o volume de água absorvida pelo solo, a parcela retida na zona não saturada e a parcela que percola até a zona saturada, é importante para retratar, nos períodos sem chuva, a evolução do estado de umidade do solo e os processos de evapotranspiração e de escoamento de base. Na simulação da reação da bacia a novas precipitações, tanto em períodos chuvosos quanto ao final de um período sem chuva é essencial o conhecimento do estado de umidade do solo.

A teoria Hortoniana de formação de escoamentos na bacia hidrográfica influenciou muito na criação dos modelos matemáticos do tipo chuva-vazão (Chow, Maidment e Mays, 1988). Na teoria Hortoniana, a formação do escoamento superficial na bacia hidrográfica é controlada pela capacidade de infiltração do solo. Se a intensidade de precipitação, i [mm/h], for inferior à capacidade de infiltração, f [mm/h], toda a precipitação é absorvida pelo solo, não ocorrendo escoamento superficial. Porém, caso $i > f$, então, há um excedente de precipitação ($i - f$), o qual não é absorvido pelo solo e que escoar superficialmente pelas encostas da bacia hidrográfica e concentra-se em talvegues e cursos d'água. Essa concepção da gênese dos escoamentos, originária de seus estudos em regiões semi-áridas, é capaz de explicar como bacias hidrográficas cujos solos são pouco espessos e muito expostos, em razão de cobertura vegetal pouco densa, respondem rapidamente a eventos de precipitação de elevada intensidade (Naghettini *et al.*, 2001).

Entretanto, o escoamento superficial do tipo Hortoniano é raro em bacias hidrográficas de regiões temperadas, com solos profundos e cobertura vegetal densa, como observam vários Hidrólogos com experiência em bacias com essas características fisiográficas (e.g.: Cosandey, 1990 e Dunne *et al.*, 1975 mencionados por Nascimento, 1995). Experimentos sobre esse tema são realizados normalmente em pequenas bacias hidrográficas, empregando grande número de meios de observação, desde observação direta e registro fotográfico, visando uma simples descrição qualitativa de processos, até a implantação de trincheiras e o uso de

instrumentação sofisticada (Naghetini *et al.*, 2001). Wood, Sivapalan e Beven (1990) apresentam um resumo das diferentes teorias mais recentes sobre a formação de escoamentos na bacia.

O escoamento superficial acontece apenas durante e logo após a ocorrência de precipitações significativas para a bacia. Esse tipo de escoamento, nos modelos conceituais, é geralmente representado por reservatórios lineares ou não lineares ou, ainda, por formulações parciais das equações de Saint-Venant (Naghetini *et al.*, 2001).

Os motivos descritos na literatura especializada para limitações ao uso de modelos globais em grandes bacias hidrográficas são principalmente os seguintes:

- homogeneidade espacial de características físicas da bacia: a variabilidade de diferentes características morfológicas, de cobertura vegetal, de uso e de tipo de solo tende a aumentar com o aumento da área da bacia;
- distribuição espacial das precipitações: modelos globais tratam todos os processos espaciais como se fossem pontuais e, com isso, a precipitação deve ser representada como uma única variável de entrada, média, sobre a bacia, perdendo-se, no caso de grandes bacias, a possibilidade de adequada representação de sua distribuição espacial;
- desconsideração de informações disponíveis: da mesma forma que no caso das precipitações, os modelos globais tendem a desprezar outras informações disponíveis, como dados fluviométricos provenientes de estações localizadas em afluentes ou a montante da estação que estabelece as condições de contorno de jusante e informações espaciais obtidas por novas tecnologias de observação como o radar e o satélite; e
- escoamento nos cursos d'água: modelos globais privilegiam a representação da fase de escoamentos na bacia hidrográfica (fase bacia hidrográfica) e não incluem, ou simplificam muito, a fase de escoamentos em cursos d'água (fase canal); com o aumento da área de drenagem, a fase canal tende a se tornar tão importante quanto a fase bacia.

Em uma grande bacia hidrográfica a calibração de um modelo global provavelmente redundará em uma maior variação nos valores dos parâmetros, uma vez que devem incorporar tanto as fases bacia e canal, quanto a variabilidade espacial da chuva. As restrições quanto à homogeneidade espacial de características físicas da bacia alcançam tanto os modelos globais quanto os distribuídos. Segundo Naghetini *et al.* (2001), isso ocorre porque alguns parâmetros, muito relevantes para os processos hidrológicos, como a condutividade hidráulica, apresentam grande variabilidade espacial e temporal em escalas muito inferiores a

qualquer unidade de discretização espacial passível de ser adotada em modelos hidrológicos de uso corrente, sejam eles globais ou distribuídos.

Naghetini *et al.* (2001) afirma também que é difícil e um tanto arbitrário definir limites para a aplicação de modelos globais tendo por referência apenas a área de drenagem, embora seja comum encontrar restrições a seu uso em bacias com áreas de drenagem superiores a 1000 km². Os mesmos autores recomendam uma análise detalhada de características, tais como a geomorfologia da bacia, o tipo e o uso do solo, a ocorrência de efeitos orográficos pronunciados, entre outras, bem como ensaios com o modelo que se pretende utilizar, para estabelecerem-se as limitações de emprego.

3.4.4 Etapas de modelagem

As etapas básicas para a elaboração de um modelo conceitual, segundo Gupta e Sorooshian (1982), são as seguintes:

- definir o sistema completo a ser modelado, seus limites e as variáveis de entrada e de saída mais pertinentes a serem consideradas;
- identificar os sub-processos físicos a serem modelados e suas interações;
- representar cada sub-processo por um sistema parametrizado de equações semi-empíricas; e
- combinar esses sistemas utilizando o melhor conhecimento disponível dos processos físicos para representá-los de maneira lógica.

De acordo com a teoria de sistemas, a primeira parte da identificação é finalizada com as etapas descritas acima, ou seja, elabora-se uma proposta inicial de modelo. Ao passo que a segunda parte da identificação é a calibração. Como citado anteriormente, a composição de modelos conceituais demanda, sempre, um certo nível de parametrização. Alguns desses parâmetros são físicos e, geralmente, podem ser medidos na bacia, como por exemplo os parâmetros geométricos de seções transversais de cursos d'água, a área da bacia e das glebas ocupadas por diferentes tipos de uso do solo. Enquanto outros parâmetros estabelecem uma analogia com uma grandeza física, contudo, como não são exatamente físicos, não podem ser mensurados.

As próximas etapas são as de verificação e validação. Na verificação, de acordo com Naghetini *et al.* (2001), o interesse encontra-se centrado nos seguintes aspectos:

- parâmetros: análise de sensibilidade dos parâmetros, análise de correlação entre parâmetros, confrontação de valores assumidos por parâmetros e sua amplitude de variação estabelecida *a priori* com base nos processos ou grandezas físicas que pretendem representar;
- critérios de controle de qualidade da simulação: avaliação de um conjunto de critérios numéricos utilizados para verificar a qualidade da saída do modelo em comparação com valores observados;
- análise gráfica da simulação, em comparação aos dados observados, procurando detectar os tipos e as possíveis origens de erros, como, por exemplo, subestimação ou superestimação das vazões de pico, falta de sincronia entre os hidrogramas e outros;
- resíduos de modelagem: análise de resíduos da modelagem e identificação de problemas como viés, tendências, não-estacionariedade da variância, autocorrelação entre resíduos e outros; e
- estrutura e formulação do modelo: de posse dos resultados das análises anteriores, busca-se na estrutura do modelo as possíveis origens de problemas detectados.

A validação é uma etapa de teste do modelo sob condições diferentes daquelas utilizadas em calibração e verificação, tratando-se, portanto, de uma extrapolação do modelo. A metodologia mais empregada consiste em simular uma série de dados hidrológicos correspondente a um período de tempo diferente do período de observação utilizado para a identificação dos parâmetros na etapa de calibração. Na validação podem ser utilizados os mesmos critérios numéricos de controle de qualidade da simulação, análise gráfica e análise de resíduos descritos para a verificação do modelo.

3.4.5 Calibração de modelos

Considerando o enfoque geral sugerido por Clarke (1973), admita-se que exista um modelo ideal que descreve um fenômeno que evolui ao longo do tempo de acordo com a equação:

$$f \left[y(t), x(t), \frac{\partial y}{\partial t}, \frac{\partial x}{\partial t}, \frac{\partial^2 y}{\partial t^2}, \frac{\partial^2 x}{\partial t^2}, \dots, \theta_1, \theta_2, \dots \right] = 0 \quad (3.6)$$

na qual, $\theta_1, \theta_2, \dots$ são parâmetros e $x(t)$ e $y(t)$ são, respectivamente, variáveis de entrada e de saída do modelo. Todavia, erros e dificuldades de modelagem e de observação forçam a considerar na equação o erro ou resíduo, ε_t , resultando na equação 3.7, apresentada a seguir:

$$f \left(y_t, x_t, y_{t-1}, x_{t-1}, y_{t-2}, x_{t-2}; \dots; \theta_1, \theta_2, \dots \right) + \varepsilon_t = 0 \quad (3.7)$$

Os índices $t, t-1, t-2, \dots$, indexam as variáveis no tempo e destacam memória do sistema com relação a estados anteriores.

Na calibração, utilizando os valores conhecidos de x e y , procura-se calcular os valores de $\theta_1, \theta_2, \dots$ que atendem a equação 3.7. A calibração é manual quando se opta por um método do tipo tentativa e erro ou quando se procura, no fenômeno, inferências sobre os valores dos parâmetros ou, ainda, quando se mede diretamente os parâmetros. A calibração automática é aplicada para diminuir a subjetividade do procedimento de tentativa e erro, quando os parâmetros não apresentam relação física conhecida, ou são de difícil obtenção experimental.

Sorooshian e Gupta (1995) divide a calibração automática em três componentes: (i) função critério ou função objetivo, (ii) algoritmo de otimização e (iii) critério de finalização.

Os métodos de calibração automática procuram calcular os valores de $\theta_1, \theta_2, \dots$ que minimizam o erro quadrático do modelo em relação aos dados observados, ou seja, busca-se minimizar a função objetivo $F(\theta)$:

$$F(\theta) = \sum_{t=1}^n \varepsilon_t^2 = \sum_{t=1}^n [y_t - f(x_t, x_{t-1}, x_{t-2}, \dots, \theta_1, \theta_2, \dots)]^2 \quad (3.8)$$

A função objetivo anterior pode sofrer variações que permitam, por exemplo, a melhoria da representação de um processo específico da modelagem, inserindo um peso formulado como dependente do tempo ou de um valor de referência de vazão observada. Nessa situação, a equação 3.8 pode ser rescrita como:

$$F(\theta) = \sum_{t=1}^n w_t \cdot [Q_t^{obs} - Q_t^{calc}]^2 \quad (3.9)$$

onde w_t é o peso. A partir desse ponto será assumida a notação Q_t^{obs} para a vazão observada e Q_t^{calc} para a vazão calculada pelo modelo como função do vetor de parâmetros $\Theta = \{\theta_1, \theta_2, \dots\}$ para simplificar a representação matemática da equação 3.8. Frequentemente, aplica-se o coeficiente de determinação, também denominado em modelagem hidrológica de critério de Nash, como função objetivo:

$$F(\theta) = 100 \cdot \left\{ 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_t^{obs} - Q_t^{calc}]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_t^{obs} - \bar{Q}^{obs}]^2} \right\} \quad (3.10)$$

onde \bar{Q}^{obs} é a média das vazões observadas. O critério de Nash denota a porcentagem da variância natural do processo modelado que é explicada pelo modelo em relação ao modelo mais simples que apenas calcula a média dos valores observados (\bar{Q}^{obs}) (Naghetini *et al.*, 2001). O critério de Nash é de interpretação mais simples do que os valores absolutos de somatório de erro quadrático fornecidos pelas equações 3.8 e 3.9. Evidentemente, quando aplica-se a equação 3.10 como função objetivo busca-se a sua maximização.

O método dos mínimos quadrados está expresso, de diferentes formas, nas equações 3.8, 3.9 e 3.10. Entretanto, devido as características dos processos hidrológicos e dos resíduos gerados pela modelagem desses processos, existem limitações ao uso do método de mínimos quadrados na calibração de modelos hidrológicos. Por conseguinte, foram sugeridas outras formulações para a função objetivo (e.g.: Sorooshian e Dracup, 1980).

Os algoritmos de calibração são conjuntos de instruções matemáticas de processos de tentativa e erro com regras formais que procuram diminuir os passos necessários para se alcançar um objetivo pré-estabelecido, por exemplo, minimizar o erro quadrático de um modelo matemático por meio de estimativa de valores de parâmetros (Naghetini *et al.*, 2001). Os algoritmos podem ser de busca local ou global. Os algoritmos de busca local dividem-se em método direto e método de busca por gradiente. Os algoritmos de busca global dividem-se em estocásticos, determinísticos ou híbridos.

Os métodos de busca local principiam de um vetor de valores iniciais dos parâmetros a calibrar estabelecidos *a priori* $\Theta_i = \{\theta_{1,i}; \theta_{2,i}; \dots\}$. A função objetivo é calculada para esse vetor, obtendo-se um valor inicial de referência. Logo após, são gerados outros vetores de parâmetros por meio da inserção de pequenas modificações em seus valores iniciais, $\Theta_i = \{\theta_{1,i} + \Delta\theta_{1,i}; \theta_{2,i}; \dots\}$. O método prossegue na direção que melhor atenda ao objetivo de minimizar ou maximizar a função objetivo. O processo é repetido até que se julgue, a partir de um critério de interrupção do processo, pela incapacidade de melhoria da função objetivo.

O fato dos resultados da calibração ser dependente dos valores iniciais conferidos aos parâmetros é uma das principais limitações dos algoritmos de busca local. Isso ocorre em função da existência de regiões de baixa sensibilidade à variação dos parâmetros, bem como do risco de se atingir um máximo (ou mínimo) local, quando a função objetivo não é unimodal, caso freqüente em modelagem hidrológica (Naghetini *et al.*, 2001).

Métodos mais sofisticados de busca local colocam a possibilidade de deslocamento segundo quaisquer eixos e não apenas em direções ortogonais, como o método de Rosenbrock (Sorooshian e Gupta, 1995). Outros métodos contêm rotinas complexas e variadas de deslocamento sobre a superfície n -dimensional da função objetivo, como o método Simplex (Sorooshian e Gupta, 1995).

O método de gradiente é similar aos descritos anteriormente, contudo inclui na estratégia de otimização não apenas a avaliação da função objetivo em cada ponto, mas também de seu gradiente, a partir de um ponto inicial do espaço de parâmetros $\Theta_i = \{\theta_{1,i}; \theta_{2,i}; \dots\}$. Esse método é mais trabalhoso e é sensível à existência de descontinuidades na estrutura do modelo (Naghetini *et al.*, 2001).

Entretanto, salienta-se que os riscos de calibração imprópria, quando se utilizam algoritmos de busca local, não podem ser completamente desconsiderados, mesmo levando-se em conta a sofisticação de alguns métodos.

As dificuldades próprias dos métodos de busca local quando a função objetivo é multimodal têm sido contornadas com o uso de métodos globais de calibração automática. Duan *et al.* (1992), a partir de experimentos de calibração do modelo sacramento, apresentou uma síntese da aplicação de diferentes métodos globais em modelagem hidrológica. A intenção dos métodos globais é a de percorrer todo o espaço paramétrico de forma a identificar todos os vetores de parâmetros que resultam em um máximo (ou mínimo) da função objetivo. A classificação por ordem de grandeza os valores obtidos pela função objetivo nesses pontos, permite identificar o jogo ótimo de parâmetros do modelo.

A superfície n -dimensional da função objetivo pode ser percorrida empregando-se métodos estocásticos, determinísticos ou combinados. Dentre os métodos estocásticos, o URS (*uniform random sampling*), procura definir um grande número de vetores de parâmetros, valendo-se de uma distribuição de probabilidade uniforme para sortear os valores dos parâmetros (Naghetini *et al.*, 2001).

O método EG (*exhaustive gridding*) pode ser considerado como determinístico. Nesse método, a superfície n -dimensional da função objetivo é percorrida de forma sistemática, superpondo-se a ela uma “malha regular” na qual cada “nó” é definido por um vetor de parâmetros (Naghetini *et al.*, 2001).

O método de multi-partida, um terceiro método global, parte do conceito de que, se $P_e(1)$ é a probabilidade de que um método de busca local falhe na obtenção do máximo *maximorum* da função objetivo partindo de um único vetor inicial de parâmetros, a probabilidade que tal evento ocorra, utilizando-se r vetores independentes de parâmetros iniciais, cairá para $P_e(r) = P_e(1)^r$. Por esse motivo, o método sugere uma combinação de sorteio aleatório de valores iniciais de parâmetros com um procedimento de busca local (Naghattini *et al.*, 2001).

A conclusão do processo de calibração é alcançada com a aplicação de diferentes critérios. Usualmente, os critérios utilizados interrompem o algoritmo de otimização quando esse não consegue: (i) melhorar significativamente o valor da função objetivo; ou (ii) mudar significativamente o valor dos parâmetros após um certo número de interações (Naghattini *et al.*, 2001).

3.4.6 Verificação e validação dos modelos

A verificação tem por objetivo a realização de uma análise detalhada da formulação matemática do modelo, de sua parametrização e da qualidade da simulação como foi citado no item 3.4.5. A avaliação da qualidade da simulação é realizada por meio de critérios quantitativos, análise gráfica dos resultados da simulação e análise de resíduos, a qual associa análise gráfica e critérios quantitativos. A adequação da formulação matemática e da parametrização do modelo é avaliada por meio de técnicas de análise de sensibilidade e de incerteza associadas à própria avaliação da qualidade da simulação.

Alguns critérios quantitativos de controle de qualidade da simulação estão apresentados na Tabela 3.1. Esses critérios listados permitem calcular a relação percentual entre os resultados de simulação e os dados observados, segundo variáveis de controle específicas.

A avaliação qualitativa dos resultados da simulação pode ser concretizada empregando diferentes representações gráficas. A representação frequentemente utilizada confronta, em um mesmo sistema cartesiano, hidrogramas observados e calculados. A Figura 3.12 apresenta um exemplo desse tipo de gráfico e inclui, também, o hietograma e o gráfico dos resíduos da modelagem.

Tabela 3.1 – Exemplo de critérios de controle de qualidade da simulação

Critério	Definição	Formulação
Relação de volume	Razão percentual entre os volume de escoamento simulado e o volume de escoamento observado. Q_t é a vazão no instante t ; “calc” e “obs” designam valores calculados e observados, respectivamente; n é número de intervalos da série.	$RV = 100 \cdot \frac{\sum_{t=1}^n Q_t^{calc}}{\sum_{t=1}^n Q_t^{obs}}$
Relação de vazões de pico	Razão percentual entre a média das vazões de pico simuladas e a média das vazões de pico observadas. Q_p é uma vazão instantânea de pico; m é o número máximo de vazões de pico da série.	$R\bar{Q}_p = 100 \cdot \frac{\sum_{p=1}^m Q_p^{calc}}{\sum_{p=1}^m Q_p^{obs}}$
Relação da vazão máxima	Razão percentual entre a maior vazão instantânea simulada e a correspondente maior vazão instantânea observada. Q_{mp} é a maior vazão instantânea identificada na série.	$RQ_p = 100 \cdot \frac{Q_{mp}^{calc}}{Q_{mp}^{obs}}$
Relação de duração de cheia	Razão percentual entre a duração do período de cheia simulado e a duração do período de cheia observado. D_{cheia}^{calc} é o somatório das durações de cheias amostradas sobre a série de dados simulados a partir de um valor de referência de vazão de cheia. D_{cheia}^{obs} é a mesma variável amostrada sobre a série de dados observados.	$RDC = \frac{D_{cheia}^{calc}}{D_{cheia}^{obs}}$
Relação de duração de estiagem	Razão percentual entre a duração do período de estiagem simulado e a duração do período de estiagem observado. D_{estio}^{calc} é o somatório das durações de estiagem amostradas a partir de um valor de referência de vazão de estiagem. D_{estio}^{obs} é a mesma variável amostrada sobre a série de dados observados.	$RDC = \frac{D_{estio}^{calc}}{D_{estio}^{obs}}$

Fonte: Nascimento, 1995.

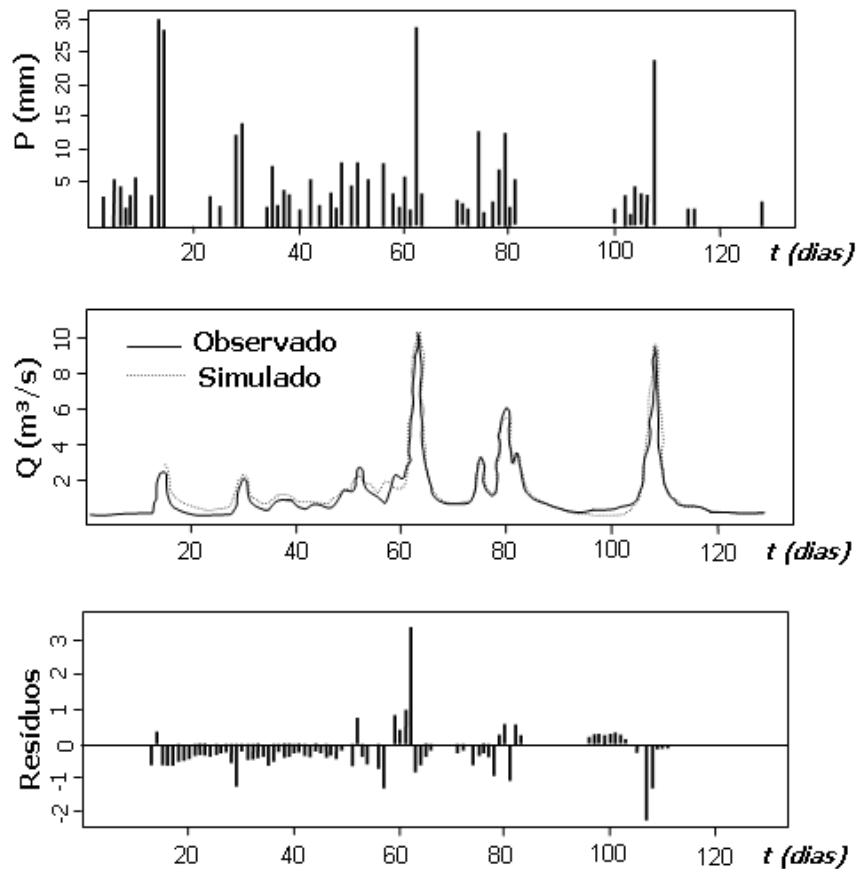


Figura 3.12 – Precipitação, vazão observada, vazão calculada e resíduos (Adaptado de Nascimento, 1995)

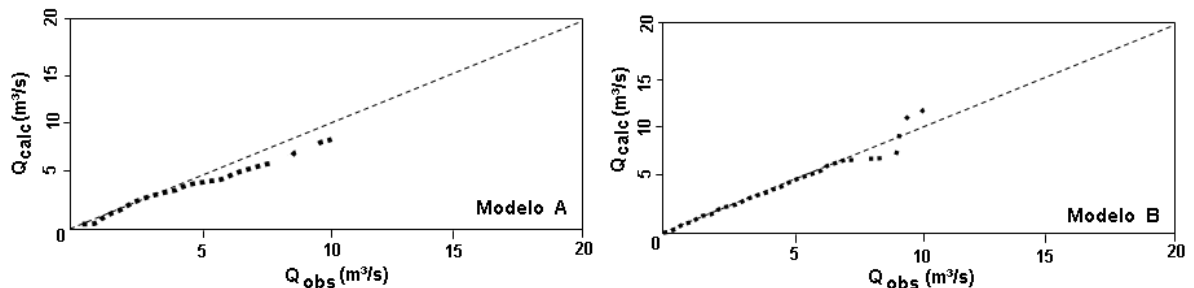


Figura 3.13 – Vazões Observadas versus vazões calculadas (Adaptado de Nascimento, 1995)

Uma técnica de análise gráfica que possibilita detectar a ocorrência de viés na simulação está ilustrada na Figura 3.13. Esse tipo de gráfico relaciona os valores de vazão observada e calculada previamente classificados em ordem crescente. Na ausência de erros de simulação, todos os pontos do gráfico, correspondentes a pares $(Q_{obs}; Q_{calc})$, devem alinhar-se segundo a linha tracejada da figura. Nos dois casos apresentados, a dispersão de pontos tende a aumentar com o aumento dos valores de vazão observada. Todavia, o modelo A mostra uma clara tendência a subestimar os valores elevados Q_{obs} .

A construção de curvas de permanência de vazões observadas e calculadas pelo modelo pode ser uma opção de análise gráfica semelhante a da Figura 3.13

As funções objetivo utilizadas na calibração de modelos hidrológicos que permitem a minimização do erro quadrático, como é o caso das equações 3.9 e 3.10 descritas no item 3.4.5, baseiam-se no chamado método dos mínimos quadrados. Esse pressupõe duas hipóteses sobre a distribuição dos resíduos:

- os resíduos, ε_t , seguem a distribuição normal $N(0, \sigma_\varepsilon^2)$, ou seja, possuem média igual a zero, $E(\varepsilon_t) = 0$, e variância constante, $E(\varepsilon_t^2) = \sigma_\varepsilon^2$;
- os resíduos do modelo são independentes, ou seja, $E(\varepsilon_t \varepsilon_{t-k}) = 0$ para todo $k \neq 0$.

Por conseguinte, a análise de resíduos possibilita a confirmação ou não dessas hipóteses por meio, por exemplo, do emprego de estatísticas, como as listadas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Algumas estatísticas para análise de resíduos

<i>População</i>	<i>Estimador</i>
ε_t	$e_t = Q_t^{obs} - Q_t^{calc}$
$E(\varepsilon_t)$	$\bar{e} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n e_t$
$E(\varepsilon_t^2)$	$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n (e_t - \bar{e})^2$
$E(\varepsilon_t \varepsilon_{t-k})$	$r_{t-1} = \frac{1}{n-1} \sum_{t=1}^{n-1} (e_t \cdot e_{t+1}) \cdot s^{-2}$

Fonte: Naghettini *et al.*, 2001

Outras estatísticas também podem ser utilizadas para avaliar especificidades da distribuição dos resíduos. Por exemplo, quando o clima caracteriza-se por nítida sazonalidade, o modelo pode apresentar o resíduo médio, \bar{e} , literalmente igual a zero para um ano hidrológico completo. Entretanto, o resíduo absoluto médio, $\bar{e}_{abs} = n^{-1} \sum_{t=1}^n |e_t|$, claramente diferente de zero no mesmo período, pode indicar erros sistemáticos sazonais. Outra possibilidade para identificar esse tipo de erro consiste em aplicar o teste do sinal aos resíduos, atribuindo um sinal “+” para cada $e_t > 0$ e “-” para cada $e_t < 0$ e verificar se o número de realizações “+” ou “-” pode ser considerado aleatório (Wonnacott e Wonnacott, 1977).

A avaliação dos resíduos da modelagem também pode ser realizada através da análise gráfica. O gráfico de resíduos mostrado na Figura 3.12 é um exemplo. Nele, pode-se verificar que as hipóteses de estacionariedade da variância e a independência dos resíduos não são confirmadas. Isso ocorre em razão das próprias características do fenômeno modelado.

A análise dos resíduos deve ser sempre aliada a uma reflexão aprofundada sobre o fenômeno modelado e o modelo, procurando-se identificar suas origens. Esse tipo de reflexão permite maior compreensão do fenômeno, da qualidade dos dados observados, assim como do funcionamento do modelo, o que pode levar a uma melhoria nas técnicas de medição e de modelagem.

A verificação do modelo deve incluir, também, análises de sensibilidade e de estabilidade de seus parâmetros, técnicas essenciais para detectar problemas na estrutura do modelo.

Outros métodos analíticos podem ser aplicados, procurando-se identificar, por exemplo, a evolução do estado do sistema e a variabilidade dos parâmetros em face da sazonalidade dos eventos hidrológicos, o que é particularmente importante quando o modelo é empregado para previsão. Esse tipo de análise é típica da etapa de validação do modelo, quando se busca extrapolá-lo para condições diferentes daquelas empregadas em calibração.

Um método de validação em que uma série temporal de dados hidrológicos é dividida em 3 sub-séries, recomendando-se que essas sub-séries apresentem características distintas entre si, tais como períodos marcadamente chuvosos ou secos, está apresentado na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Procedimento de validação de um modelo Hidrológico

Série Temporal Completa			Objetivos
Sub-série 1	Sub-série 2	Sub-série 3	
calibração 1	calibração 2	calibração 3	Calibração do modelos nas 3 sub-séries. Análise de resultados Análise de estacionariedade dos parâmetros
calibração 1	simulação 2	simulação 3	Simulação das sub-séries 2 e 3 com o jogo de parâmetros da calibração na sub-série 1 Análise de resultados
simulação 1	calibração 2	simulação 3	Idem para parâmetros da calibração na sub-série 3
simulação 2	simulação 3	calibração 3	Idem parâmetros da calibração na sub-série 3

Fonte: Nascimento, 1995

3.4.7 Simulações de grandes bacias

As grandes bacias hidrográficas são aquelas cujas áreas de drenagem variam de 2000 a dezenas de milhares de quilômetros quadrados. Historicamente, os hidrólogos realizaram as simulações de bacias dessa escala por meio de modelos distribuídos com maiores intervalos de tempo, semanal ou mensal, ou modelos concentrados aplicados de forma semi-distribuída.

A modelagem das grandes bacias, propriamente ditas, teve seu início com o desenvolvimento dos modelos numéricos de simulação do clima, os quais tentam representar os processos terrestres do ciclo hidrológico em extensões continentais. Esses modelos têm o objetivo de prever o estado futuro da circulação atmosférica, a partir do conhecimento do seu estado presente, pelo uso de aproximações numéricas nas equações dinâmicas (Holton,1992).

Segundo Holton (1992), a primeira tentativa para prever o tempo, numericamente, deve-se ao cientista britânico L.F. Richardson. Seu livro *Weather Prediction by Numerical Process*, publicado em 1922, é um tratado clássico nesse campo. Nesse trabalho, Richardson mostrou como as equações diferenciais que governam os movimentos atmosféricos poderiam ser, aproximadamente, escritas como um conjunto de equações de diferenças algébricas para os valores das tendências das variáveis de campo, em um número finito de pontos no espaço. Dados os valores observados das variáveis de campo nesses pontos da grade, as tendências poderiam ser calculadas numericamente pela solução das equações de diferenças algébricas. Extrapolando as tendências considerando um incremento pequeno de tempo, poderiam ser obtidos valores futuros. Esses novos valores das variáveis de campo poderiam então ser usados para recalcular as tendências, as quais, por sua vez, seriam usadas para extrapolar, mais adiante, no tempo. Apesar do trabalho envolvido, Richardson conseguiu um exemplo de previsão para a tendência de pressão de superfície cujos resultados não foram bem sucedidos. Após o insucesso de Richardson para obter uma previsão razoável, a previsão numérica passou por um período de hibernação. Somente após a Segunda Guerra Mundial houve interesse na previsão numérica, devido em parte à expansão da rede de observações meteorológicas, a qual forneceu os dados iniciais mais aperfeiçoados. Entretanto, o fato mais importante foi o desenvolvimento dos computadores digitais, que se encarregavam de fazer o enorme volume de operações aritméticas necessárias à previsão numérica conveniente. Em 1948, o meteorologista americano J.G. Charney mostrou que as equações dinâmicas poderiam ser simplificadas pela introdução sistemática das aproximações geostrófica e hidrostática. As equações resultantes das aproximações de Charney foram, essencialmente, aquelas do modelo quase-geostrófico. Um caso especial desse modelo, o chamado *modelo barotrópico equivalente*, foi usado em 1950 para fazer a primeira previsão numérica. Esse modelo permitiu previsões do geopotencial, perto de 500mb. Assim, esse modelo não fez previsão “de tempo” no sentido usual. Contudo, os resultados poderiam ser usados pelos previsores como uma ajuda na previsão local do tempo associado às informações sobre as circulações de grande escala. Mais tarde, versões de vários níveis do modelo quase-geostrófico forneceriam previsões explícitas da distribuição das pressões e temperatura de superfície, mas a precisão

de tais previsões foi limitada em consequência das aproximações inerentes ao modelo quase-geostrófico.

Com o desenvolvimento de computadores de maior capacidade e técnicas de modelagem mais sofisticadas, a previsão numérica voltou aos modelos quase similares àqueles formulados por Richardson e que são, potencialmente, mais precisos que os modelos quase-geostróficos.

De acordo com Robinson e Henderson-Sellers (1999), os modelos de circulação global (MCG) procuram simular o movimento atmosférico em todo o planeta por meio da solução de uma série de equações que descrevem:

- a conservação do momento (segunda lei de Newton);
- a conservação da massa (equação da continuidade);
- a conservação da energia (primeira lei da termodinâmica); e
- as leis dos gases.

Processos físicos, tais como, a formação de nuvens, o transporte de calor e umidade na atmosfera e entre a superfície e o ar, também são incluídos nos modelos.

Nesse tipo de modelo, a divisão da energia incidente sobre a superfície terrestre, principalmente nas formas de calor latente e/ou sensível, depende fundamentalmente do comportamento hidrológico superficial. Por isso, observou-se um grande desenvolvimento na concepção de módulos de hidrologia superficial nos modelos climáticos (Collischonn, 2001).

Os módulos de hidrologia superficial dos MCGs sempre deram maior atenção ao papel da vegetação no balanço de energia, também compreendendo a evapotranspiração. Isso faz com que esses módulos tenham grande complexidade e um número elevado de parâmetros para descrever a vegetação. Quando se considera as aplicações em hidrologia, um número excessivo de parâmetros é inconveniente, pois a deficiência de informações dificulta a sua estimativa. Nos MCGs a representação da propagação horizontal do escoamento é ausente ou muito simples (Collischonn, 2001).

Uma das características dos módulos de hidrologia de superfície dos MCGs é a divisão do espaço em células regulares. Esse tipo de discretização do espaço também foi adotado no desenvolvimento de modelos hidrológicos de grandes bacias. Um dos trabalhos pioneiros foi desenvolvido por Vörösmarty *et al.* (1991), que elaborou um modelo para analisar os impactos das atividades humanas na bacia do rio Zambezi (1.220.000 km²), no sudeste da África. O modelo desenvolvido também foi utilizado para simular as bacias do rio Amazonas

(Vörösmarty *et al.*, 1996) e do rio São Francisco (Ferreira *et al.*, 1998). Esses autores obtiveram bons resultados para o intervalo de tempo mensal.

Na década de 1990 foram desenvolvidos modelos hidrológicos que, além de permitirem a acoplagem com os MCGs, também possibilitavam a simulação em intervalos de tempo iguais ou inferiores a 1 dia. Entre os vários modelos destacam-se o VIC-2L, SLURP e LARSIM (Collischonn, 2001).

O modelo VIC-2L (Liang *et al.*, 1994; Lettenmaier, 2004) é um aperfeiçoamento do modelo VIC (Wood *et al.*, 1992). A inovação do modelo VIC foi a representação da variabilidade da capacidade de infiltração no interior da célula do modelo empregando uma formulação semelhante ao modelo ARNO (Todini, 1996). O aperfeiçoamento que originou o VIC-2L foi a possibilidade de representar diversos tipos de cobertura vegetal no interior da célula e a divisão do solo em duas camadas.

O modelo LARSIM (Bremicker, 1998 *apud* Collischonn, 2001), da mesma forma que o VIC-2L, divide a bacia em uma grade regular de células quadradas, sendo cada uma subdividida em blocos que combinam o uso do solo e cobertura vegetal. Os processos hidrológicos representados são a interceptação; a acumulação, compactação e fusão de neve e gelo; a evapotranspiração; o armazenamento no solo com drenagem rápida (superficial), lenta (sub-superficial) e muito lenta (subterrânea); o escoamento; a translação e retenção nos rios; a retenção em lagos e reservatórios.

O modelo SLURP (Kite e Kowen, 1992; Kite, 1995a; Kite, 1995b; Kite, 1997 *apud* Collischonn, 2001) é um modelo semi-distribuído que divide a bacia em regiões de comportamento hidrológico homogêneo, denominadas de *Grouped Response Units* (GRU). As GRUs são divididas em blocos de acordo com o tipo de cobertura vegetal. O balanço vertical é realizado nos blocos e o escoamento resultante é propagado no interior da GRU até a rede de drenagem por um método de hidrograma unitário derivado do modelo numérico do terreno. Na rede de drenagem, a propagação é efetuada por um método fundamentado em uma seqüência de reservatórios não lineares.

No Brasil, destaca-se o modelo desenvolvido por Collischonn (2001), cuja estrutura se baseia nos modelos LARSIM e VIC-2L e é composto dos módulos de balanço de água no solo; evapotranspiração; escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula; e o de escoamento na rede de drenagem.

4 METODOLOGIA

As principais metas da presente pesquisa, a saber, a verificação das relações entre alguns indicadores climáticos e as precipitações e vazões do Alto São Francisco; a definição de um modelo probabilístico de previsão de precipitações semestrais e vazões sazonais utilizando indicadores climáticos como preditores; e a alteração da entrada de dados da técnica *Extended Streamflow Prediction* (ESP) para estimativa das vazões mensais do período chuvoso; são temas cujo grau de complexidade faz com que possam ser analisados em trabalhos isolados. Por isso, a abordagem aqui desenvolvida, na realidade, é uma composição de várias metodologias existentes, ou reelaboradas, para concretizar os objetivos da tese. Uma preocupação inerente à abordagem empregada foi a de tentar utilizar, de forma prática, os resultados alcançados para um objetivo, como informações que poderiam ser aplicados na análise de outro escopo. Dessa maneira, os propósitos deste estudo foram trabalhados de forma sequencial. Primeiro, foi realizada uma análise das prováveis influências da Oscilação Sul sobre as precipitações e as vazões da bacia do Alto São Francisco. Em seguida, foram elaborados modelos de previsão probabilística de precipitações e vazões sazonais que empregam indicadores climatológicos como preditores. E, finalmente, foi elaborada uma metodologia para alteração da entrada de dados da técnica ESP para a previsão de longo termo de vazões mensais.

A investigação das relações entre alguns indicadores climáticos, as precipitações e as vazões observadas na bacia do Alto São Francisco foi realizada adotando dois enfoques distintos. No primeiro, preocupou-se com a pesquisa das possíveis influências da Oscilação Sul sobre os volumes precipitados e escoados na bacia, e os efeitos da OS sobre a distribuição temporal das precipitações no período chuvoso. Enquanto que o segundo está associado a seleção de preditores para os modelos probabilísticos.

A análise das influências da OS sobre os volumes precipitados e escoados foi efetuada com a aplicação de uma metodologia existente, baseada no trabalho de Ropelewski e Halpert (1996). O cerne dessa metodologia é a comparação entre diferentes percentis das distribuições de probabilidade ajustadas aos dados associados às fases da OS e ao período completo de observações, além da confrontação dos valores médios e medianos correspondentes às fases da OS e ao período integral de dados.

Uma inovação metodológica foi a investigação das prováveis influências sobre as vazões trimestrais do período de estiagem (AMJ e JAS), quando as precipitações do semestre

chuvoso anterior (Outubro a Março) ocorrem em fases diferentes da OS. A novidade consiste na alteração da metodologia anterior em relação à montagem das séries de vazões, as quais são organizadas em associação com a fase da OS que ocorreu no semestre chuvoso anterior ao período de estiagem.

A pesquisa da influência da OS sobre a distribuição temporal das precipitações, também apresentou uma inovação, que foi a adaptação do modelo de distribuição temporal de tormentas, desenvolvido por Huff (1967).

A segunda abordagem está relacionada à seleção de preditores para os modelos de previsão probabilística de vazões trimestrais e precipitações semestrais do Alto São Francisco. Os modelos probabilísticos elaborados neste trabalho baseiam-se no modelo proposto por Piechota *et al.* (1998). A escolha dos preditores testados fundamentou-se na disponibilidade das informações e na revisão bibliográfica, onde diversos trabalhos mostravam que o Índice de Oscilação Sul e as anomalias da temperatura da superfície do mar em regiões dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, aqui denominados de indicadores climatológicos, apresentavam algum sinal de teleconexão com variáveis climáticas do sudeste brasileiro. A seleção dos melhores preditores foi feita a partir do desempenho dos modelos de previsão probabilística. A avaliação dos resultados dos modelos pode ser efetuada com a utilização de índices de verificação das previsões. No método propõe-se utilizar o índice de *Haf-Brier* (Brier e Allen, 1951 *apud* Piechota *et al.* 1998).

A previsão de longo termo das vazões mensais do período chuvoso (Outubro a Março) foi concretizada com uma técnica muito empregada, que é o *Extended Streamflow Prediction* (ESP), criando uma nova metodologia para definir as trajetórias de precipitações que devem ser simuladas em um modelo chuva-vazão. A metodologia proposta, que também é uma inovação da tese, visa utilizar os resultados do modelo de previsão probabilística, por categorias, das precipitações semestrais, para estabelecer uma curva de frequência para cada ano que se realiza a previsão, e a partir dela, gerar as trajetórias de precipitações que serão simuladas. A idéia básica da definição da curva anual de frequência é a de que a variável aleatória, precipitação semestral do Alto São Francisco, é oriunda de uma distribuição mista de probabilidades. A função de densidade de probabilidade (fdp) da distribuição mista de probabilidades é a soma ponderada das densidades das distribuições de probabilidades associadas às categorias, normal, acima e abaixo do normal; onde os ponderadores são os resultados do modelo de previsão probabilística, por categorias, das precipitações semestrais. Dessa maneira, é possível estabelecer, para o ano para o qual se realiza a previsão, a curva de

frequência da altura de precipitação semestral a partir das condições dos indicadores climatológicos utilizados como preditores no modelo de previsão probabilística, por categorias, das chuvas semestrais. Após a definição da curva anual de frequência, estimam-se as alturas de chuva semestrais associadas a diferentes probabilidades de excedência. Esses totais semestrais de precipitação são distribuídos temporalmente utilizando hietogramas adimensionais, os quais também podem ser associados a várias probabilidades de ocorrência. Assim, é possível definir n trajetórias de precipitação para simulação em um modelo de simulação hidrológica. O número de trajetórias a serem simuladas é estabelecido pelo previsor, que definirá quais quantis de precipitação semestral serão utilizados e número de hietogramas adimensionais usados para efetuar a distribuição temporal dos quantis. Em regiões, onde se verifica a influência da Oscilação Sul sobre a distribuição temporal das precipitações, os hietogramas adimensionais podem ser definidos associados às fases da OS, permitindo que as previsões sejam realizadas considerando a possibilidade de ocorrência das três fases da OS. Assim, se a previsão é a de suceder a fase quente, utilizam-se os hietogramas adimensionais associados a essa fase para definição das trajetórias de precipitação.

Na aplicação da técnica ESP, para realizar as previsões, é necessária a definição de um modelo de simulação hidrológica. A área em análise, a bacia do Alto São Francisco, é considerada uma grande bacia hidrográfica e poderia ser simulada com modelos de macro escala, ou modelos distribuídos com maiores intervalos de tempo, ou, ainda, com modelos concentrados aplicados de forma semi-distribuída. Como as informações utilizadas nesta pesquisa são mensais e, além disso, de uma forma geral, as previsões de longo termo são expressas em forma de dados mensais, optou-se por utilizar um modelo concentrado mensal para simular cinco sub-bacias do Alto São Francisco. O modelo escolhido foi o MSD-30, desenvolvido por Fernandes *et al.* (2003), que é uma simplificação do modelo RIO GRANDE elaborado por Naghettini *et al.* (2002), o qual simula vazões mensais a partir dos dados mensais de precipitação espacial e evaporação da bacia em análise. A descrição detalhada do modelo será apresentada no Anexo I.

As descrições das metodologias adotadas e as atividades sequenciais necessárias para alcançar os objetivos propostos para este estudo estão apresentadas a seguir.

4.1 Revisão bibliográfica

Compilação, análise e crítica aos diversos tipos de documentos técnicos e científicos que tratam sobre os vários assuntos pertinentes ao tema da tese.

4.2 Coleta e análise dos dados necessários à realização da pesquisa

Coleta dos dados disponíveis e que são indispensáveis ao desenvolvimento deste projeto, entre os quais podem ser destacados: dados pluviométricos, fluviométricos e meteorológicos; bases cartográficas; mapas temáticos etc. Cabe ressaltar que todas as informações coletadas são consolidadas e consistidas com as técnicas adequadas.

4.3 Investigação da relação entre a Oscilação Sul (OS), as precipitações e as vazões do Alto São Francisco

O estabelecimento das relações entre a Oscilação Sul (OS), as precipitações e as vazões da bacia do Alto São Francisco é obtido através da quantificação empírica das mudanças na distribuição de probabilidade de precipitações e vazões que estão associadas às fases da Oscilação Sul. O método aplicado corresponde a uma modificação da metodologia proposta por Ropelewski e Halpert (1996) para quantificar a relação entre as precipitações e a OS.

Inicialmente são calculados, por meio do método de Thiessen, os totais mensais médios de precipitação sobre a bacia hidrográfica, os quais formam as séries temporais sazonais (três e seis meses). Também são constituídas as séries trimestrais de vazões. A seguir, são montadas as séries referentes aos períodos comuns de ocorrência de precipitação e vazão, com as fases quente, fria e neutra da Oscilação Sul. Os períodos de ocorrência das fases da Oscilação Sul, utilizados neste trabalho, referem-se à classificação divulgada pelo *Climate Prediction Center* do *National Weather Service* dos Estados Unidos da América. Em seguida, é ajustada uma distribuição de probabilidade aos dados de precipitação e vazão. Na metodologia proposta por Ropelewski e Halpert (1996), é ajustada a distribuição Gama aos dados de precipitação média de uma área. Os parâmetros das distribuições são calculados para quatro conjuntos de dados. O primeiro considerando o período completo de dados, chamado de período base. O segundo utilizando somente os anos referentes à ocorrência de episódios quentes (SOI negativos), o terceiro os episódios frios (SOI positivos) e, finalmente, o último, que fez uso dos dados associados à fase neutra. A seguir, são calculados os percentis de 10%, 30%, 50% (mediana), 70% e 90%, a partir das distribuições ajustadas aos períodos base, neutro, quente e frio. Os percentis para o período base são, em seguida, comparados àqueles associados aos episódios

quente e frio e fase neutra. A Figura 4.1 ilustra as etapas necessárias para a realização dessa investigação.

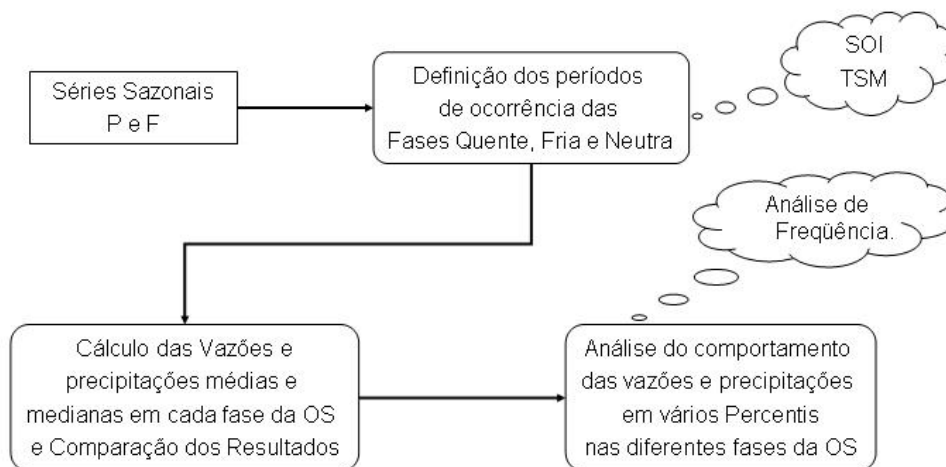


Figura 4.1 – Esquema para análise das influências da OS

Outra análise realizada refere-se à verificação das prováveis influências das fases da Oscilação Sul que ocorrem durante o período chuvoso, outubro a março, sobre as vazões trimestrais de estiagem, ou seja, Abril-Maio-Junho (AMJ) e Julho-Agosto-Setembro (JAS). A metodologia aplicada é quase idêntica à descrita acima, diferenciando-se na organização das séries, uma vez que a montagem das séries é realizada em função da ocorrência das três diferentes fases da Oscilação Sul no semestre chuvoso anterior as vazões de estiagem.

4.4 Análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações no período chuvoso da bacia do Alto São Francisco

A metodologia utilizada para avaliar a influência da OS sobre a distribuição temporal das precipitações da bacia do Alto São Francisco foi uma adaptação do modelo de Huff (1967). Esse modelo de distribuição temporal foi desenvolvido para tormentas, as quais foram definidas como um período de chuva com intensidade superior a um limite estabelecido, distanciada da precipitação antecedente por um intervalo de seis horas ou mais. Huff (1967) analisou 261 tormentas, com durações de 30 minutos a 48 horas. Cada tormenta teve a sua duração dividida em quatro partes, chamados quartis. As tormentas foram classificadas em função da intensidade das precipitações (mm/h) observadas nos quartis, de modo tal, que as tormentas foram separadas em quatro grupos. O primeiro grupo é formado pelas tormentas que apresentavam maior intensidade de precipitação no 1º quartil; o segundo grupo reúne as tormentas com maior intensidade no 2º quartil; o terceiro e o quarto grupos são organizados seguindo a mesma lógica. Assim, para cada grupo de tormentas, que está relacionado ao

quartil no qual se observou a maior intensidade de precipitação, efetuou-se uma análise estatística com o objetivo de se obter as curvas de distribuição temporal, associadas a uma probabilidade de ocorrência. Essas curvas relacionam a chuva acumulada desde o início da precipitação com a duração, também na forma adimensional, dividindo-se a chuva acumulada pela chuva total e a duração pela duração total. Dessa maneira, ao se grafar as curvas adimensionais, o eixo das abscissas representa a porcentagem acumulada da duração da tormenta e o eixo das ordenadas a porcentagem acumulada da precipitação.

Nesta tese, a metodologia desenvolvida por Huff (1967) foi modificada em dois aspectos. O primeiro está relacionado à duração da precipitação, ou seja, trabalhou-se com precipitações mensais para representar o semestre chuvoso (Outubro a Março). A outra alteração se refere à não divisão da duração em quartis, de modo a analisar a duração total de seis meses.

A verificação das possíveis influências das diferentes fases da Oscilação Sul na distribuição temporal das chuvas do Alto São Francisco consistiu na análise dos hietogramas de precipitações mensais acumuladas para o período úmido da região, que se estende de outubro a março. Além disso, os hietogramas acumulados foram definidos para cada semestre chuvoso do período completo de observações e das diferentes fases da Oscilação Sul. Os hietogramas acumulados médios, medianos e de percentis 25 e 75% foram calculados para fins de comparação. Também foram realizadas as mesmas comparações para os hietogramas acumulados adimensionais. Esses foram obtidos a partir da divisão dos valores acumulados, até o tempo t , pela precipitação total do semestre. A Figura 4.2 apresenta o fluxograma de atividades para a análise da influência da OS na distribuição temporal de precipitações.

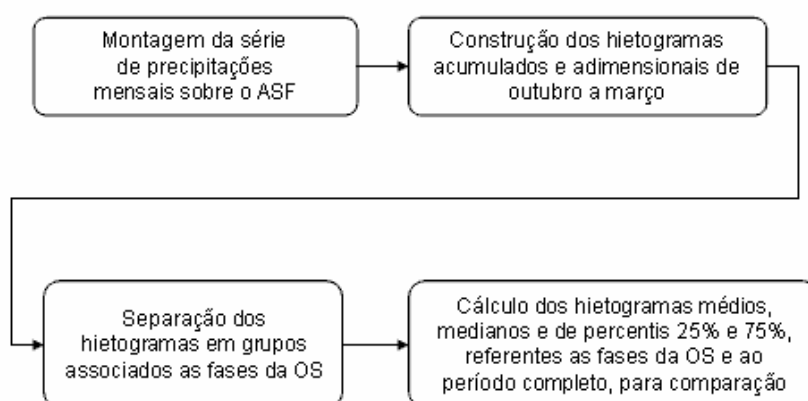


Figura 4.2 – Fluxograma hietogramas

4.5 Proposição de modelos de previsão de longo termo de vazões e precipitações do Alto São Francisco

Na presente pesquisa, o modelo proposto por Piechota *et al.* (1998), descrito anteriormente, sofreu algumas modificações. O modelo foi aplicado na previsão da precipitação do semestre chuvoso do Alto São Francisco e das vazões trimestrais (Outubro-Novembro-Dezembro e Janeiro-Fevereiro-Março) de algumas estações fluviométricas. A previsão consensual foi realizada com dois ou três modelos probabilísticos, sem adotar a climatologia como um modelo previsor. Foram empregadas as médias do trimestre anterior ao período de previsão das seguintes variáveis preditoras:

- a) Índice de Oscilação Sul (SOI);
- b) Vazão ou precipitação trimestral (persistência); e
- c) Anomalias das Temperaturas da Superfície do Mar nas seguintes regiões:
 - Niño 1+2, cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 10° Sul e os meridianos de longitude 90° e 80° Oeste.
 - Niño 3, cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 150° e 90° Oeste.
 - Niño 4, cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 160° Leste e 150° Oeste.
 - Niño 3.4, cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 170° e 120° Oeste.
 - Pacífico Sul (PS), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° a 35° Sul e os meridianos de longitude 120° a 80° Oeste
 - Atlântico (ATL), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 20° Sul, e os meridianos de longitude 30° Oeste e 10° Leste.
 - Atlântico Sul (ATL-SUL), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 0° a 35° Oeste.
 - Atlântico Oeste (ATL-O), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 16° a 22° Sul e os meridianos de longitude 40° a 32° Oeste.
 - Região tropical (TROP), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte e 10° Sul e os meridianos de longitude 0° e 180° Oeste e Leste.
 - Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte a 10° Sul e os meridianos de longitude 0° a 45° Oeste.
 - Índico Sul (IS), cujos limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 35° a 100° Leste

A escolha do SOI e das anomalias de SST, nas várias regiões oceânicas mencionadas anteriormente, para serem usados como possíveis preditores dos modelos de previsão consensual baseou-se, além da acessibilidade das informações, nos trabalhos de Lúcio *et al.* (1998), Cardoso e Silva Dias (2000), Galvinctio e Souza (2002), Guetter (2003), Grimm *et al.* (2001a, 2001b, 2004a) e Cardoso *et al.* (2004).

Resumidamente, as etapas empregadas neste estudo, resultante das modificações efetuadas no modelo proposto por Piechota *et al.* (1998), são as seguintes:

- a) Separação dos dados de vazões médias trimestrais de OND e JFM, e precipitações semestrais (outubro a março) em três categorias, acima do normal, normal e abaixo do normal;
- b) Organização dos valores das variáveis preditoras (persistência de vazões, SOI e SST) do período anterior em correspondência às variáveis previstas separadas por categorias. Assim, têm-se as variáveis preditoras defasadas de um trimestre associadas às variáveis previstas nas três categorias; e
- c) Cálculo, aplicando o teorema de Bayes, das probabilidades posteriores de cada categoria da variável prevista, condicionada à variável preditora referente ao trimestre anterior ao qual está se fazendo a previsão, com o uso da equação:

$$P(VP_i/X) = \frac{p_i f_i(x)}{\sum_1^k p_i f_i(x)} \quad (4.1)$$

onde, VP_i é a categoria i da variável prevista (acima do normal, normal e abaixo do normal); p_i é a probabilidade, a priori, da categoria i da variável prevista (acima e abaixo do normal 30%, e normal 40%); $f_i(x)$ é a função densidade de probabilidade (fdp) da variável preditora, referente ao período anterior ao da previsão na categoria i ; X é o valor observado da variável preditora; e k é o número de categorias.

As funções densidade de probabilidade das variáveis preditoras nas três categorias são estimadas por um método não paramétrico utilizando o estimador núcleo ou *kernel*. O estimador núcleo de densidade é definido como:

$$\hat{f}(x) = \frac{1}{hn} \sum_{i=1}^n k\left(\frac{x-x_i}{h}\right) \quad (4.2)$$

onde (x_1, \dots, x_n) é um conjunto de n observações; $k(\cdot)$ é a função núcleo, e h é a largura do intervalo de classe considerado para a variável preditora.

Podem ser utilizados vários tipos de função núcleo ou *kernel*, incluindo a retangular e a triangular. O estimador de densidade da função *kernel* normal univariada apresentado por Silverman (1986), adotado neste estudo, é expresso como:

$$\hat{f}_X(x) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{(2\pi)^{1/2} h_1 \hat{\sigma}} \exp\left(-\frac{(x - x_i)^2}{2(h_1 \hat{\sigma})^2}\right) \quad (4.3)$$

onde $\hat{f}_X(x)$ é a densidade *Kernel* univariada estimada para a variável X ; x_i é o $i^{\text{ésimo}}$ ponto de uma amostra de tamanho n ; $\hat{\sigma}$ é o desvio padrão da amostra; e h_1 é o fator de largura de faixa univariado

A largura da faixa, h , é chave para uma boa estimativa da densidade de probabilidade. Um grande valor de h resulta em uma densidade de probabilidade muito suavizada. Um valor baixo, por outro lado, pode gerar estimativas de densidades fortemente influenciadas por pontos individuais, com saliências nas caudas da curva de densidade de probabilidade. Algumas regras operacionais para escolha de valores ótimos da largura de faixa, h , estão disponíveis na literatura. Este trabalho utilizou uma equação relativamente simples e computacionalmente eficiente para escolha de h , conhecida como largura de faixa de referência Gaussiana (Silverman, 1986), a qual é dada por:

$$h_{ref} = \left(\frac{4}{d+2}\right)^{\frac{1}{d+4}} n^{-\frac{1}{d+4}} \quad (4.4)$$

onde n e d se referem, respectivamente, ao tamanho da amostra e à dimensão do conjunto de variáveis.

No caso univariado, a equação 4.4 reduz-se a:

$$h_1 = 1,06.n^{(-1/5)} \quad (4.5)$$

A combinação linear ótima (CLO) dos modelos de previsão estatísticos-empíricos é realizada aplicando pesos a , b , c até n , que variam de 0 a 1 da seguinte forma:

$$Pr_{CLO} = a Pr_{V_1} + b Pr_{V_2} + c Pr_{V_3} + \dots + n Pr_{V_n} \quad (4.6)$$

em que Pr_{CLO} é a combinação linear ótima dos modelos adotados e Pr_{V_i} são as previsões probabilísticas dos modelos que adotam as variáveis preditoras V_i , as quais são calculadas pela equação 4.1.

A escolha dos modelos probabilísticos e a definição dos respectivos pesos que formarão a combinação linear ótima (Pr_{CLO}) ou previsão consensual são realizadas, objetivamente, utilizando um índice de destreza ou habilidade das previsões (*Skill Score*). No caso de uma previsão que estabelece probabilidades de um evento ocorrer em r categorias, o índice de destreza para todas as previsões nas r categorias e n observações é medida por meio do índice de *Half-Brier* (Brier e Allen, 1951 *apud* Piechota *et al.* 1998). O cálculo do índice de *Half-Brier* é feito pela equação:

$$HBS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^r (\delta_{ij} - \phi_{ij})^2 \quad (4.7)$$

na qual ϕ_{ij} é probabilidade prevista de que o evento irá ocorrer na categoria j ; δ_{ij} assume o valor 1 (um) se o evento ocorreu na categoria j e 0 (zero) se não ocorreu nesta categoria; r é o número de categorias, nesse estudo são três, e n é o número de eventos previstos.

Caso a previsão seja perfeita, ou seja, a probabilidade prevista seja igual a 1 para a categoria observada, o índice de *Half-Brier*, HBS , terá um valor de zero.

Na determinação da previsão consensual, a equação 4.6 é calculada para os eventos observados, testando-se todas as combinações possíveis de modelos e pesos. Para cada conjunto de modelos probabilísticos em teste, os pesos da equação 4.6 sofrem variações incrementais de 0,01 com a soma dos mesmos permanecendo constante e igual a 1 na combinação examinada. Além disso, para cada grupo de pesos avaliado quando se considera um conjunto de modelos probabilístico que forma a equação 4.6, é calculado o índice de *Half-Brier*, HBS . O conjunto de modelos probabilísticos e a respectiva combinação de pesos que produzir o menor índice de *Half-Brier*, HBS , são adotados no cálculo da previsão consensual.

A Figura 4.3 apresenta de forma esquemática o modelo de previsão consensual e a Figura 4.4 o fluxograma com as atividades para elaboração do modelo.

A eficiência da combinação linear ótima (CLO) dos modelos probabilísticos é avaliada através da comparação entre os índices de *Half-Brier* calculados para a CLO, e aquele obtido, caso fosse utilizada unicamente a previsão climatológica, ou seja, probabilidade de 30%, para as categorias acima e abaixo do normal, e de 40% para a categoria normal.

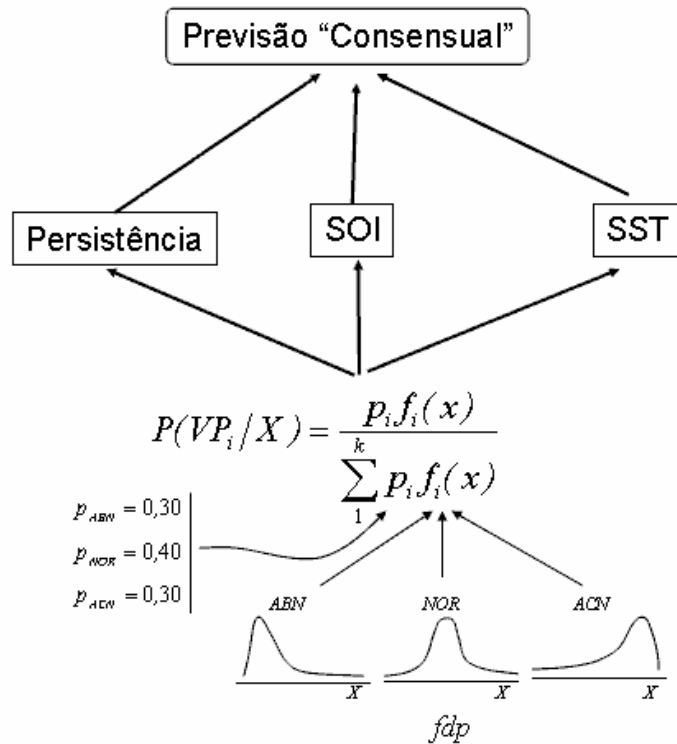


Figura 4.3 – Esquema do modelo de previsão consensual

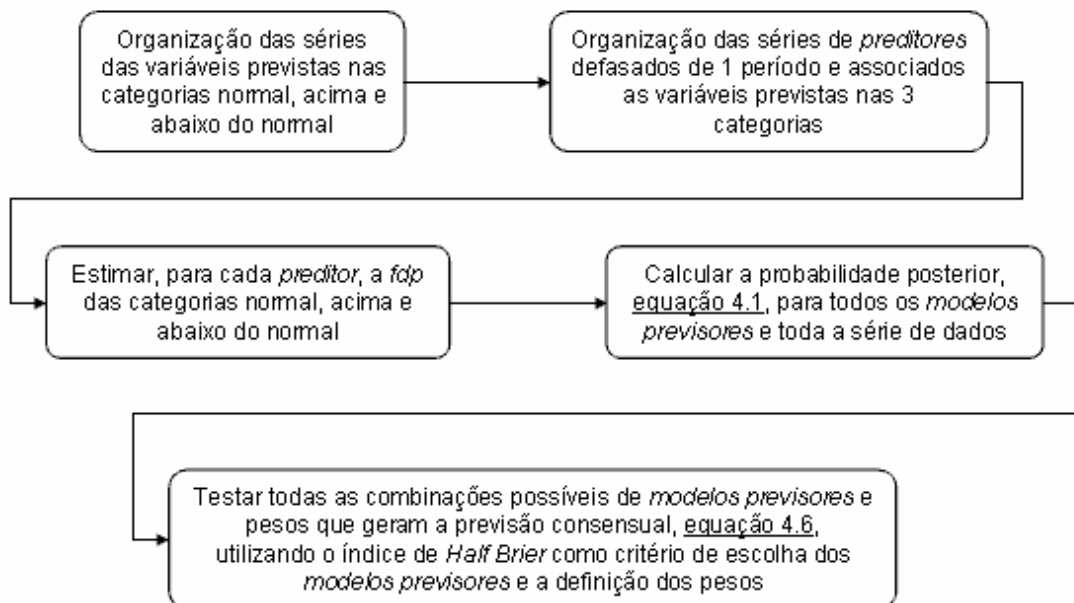


Figura 4.4 – Fluxograma do modelo de previsão consensual

4.6 Elaboração de uma metodologia que permita estimar as prováveis realizações de precipitações para utilizá-las em um modelo de simulação hidrológica – (Modificação dos dados de entrada da técnica ESP)

O método a ser aplicado consiste em utilizar as previsões por categoria do modelo de previsão consensual das precipitações do período chuvoso para definir as prováveis trajetórias de precipitações que serão utilizadas no modelo MSD-30 de simulação mensal chuva-vazão. A descrição detalhada do modelo será apresentada no Anexo I. A metodologia proposta apresenta duas vertentes: obtenção das estimativas dos totais precipitáveis e das trajetórias temporais.

Em relação aos totais precipitáveis a idéia é admitir que a distribuição da variável aleatória contínua de alturas de precipitação de outubro a março do Alto São Francisco, X , é uma distribuição mista, ou seja, tem o seu comportamento probabilístico descrito por uma composição de m distribuições, denotadas por $f_i(x)$, ponderadas por parâmetros λ_i , com

$i = 1, 2, \dots, m$, tais que $\sum_{i=1}^m \lambda_i = 1$. Nesse caso, a função densidade de probabilidades de X do tipo

mista é dada por:

$$f_X(x) = \sum_{i=1}^m \lambda_i f_i(x) \quad (4.8)$$

A função acumulada de probabilidades é expressa por

$$F_X(x) = \int_{-\infty}^x \sum_{i=1}^m \lambda_i f_i(x) dx \quad (4.9)$$

A distribuição mista da precipitação semestral do Alto São Francisco pode ser a soma das distribuições associadas às categorias abaixo do normal, normal e acima do normal. Como as previsões obtidas na combinação linear ótima do item 4.5 são probabilidades de ocorrência nas três categorias, esses resultados podem ser adotados como sendo os pesos λ_i . Assim, para cada semestre em que se realize uma previsão, será obtida uma curva de frequência que adota os resultados da previsão consensual na sua elaboração. Em outras palavras, essa abordagem permite incorporar, no cálculo da curva de frequência, as informações dos indicadores climáticos e, além disso, não considera que as observações do passado são equiprováveis de

ocorrer no futuro, pois a curva de frequência irá se alterar em função das informações dos indicadores climáticos.

Além dos resultados do modelo probabilístico por categorias para as precipitações do Alto São Francisco, é preciso definir as distribuições de probabilidade que melhor se ajustam às precipitações do semestre chuvoso do Alto São Francisco. Foram realizados três estudos de análise de frequência, considerando as séries com os valores de totais pluviométricos classificados como abaixo do normal, normal e acima do normal, de modo que a primeira etapa consiste na montagem das séries. Após o ordenamento decrescente, os limites para o estabelecimento das séries por categoria são:

- Acima do normal (Percentil 71-100) – 30% da série
- Normal (Percentil 31-70) – 40% da série
- Abaixo do normal (Percentil 0-30) – 30% da série

A análise de frequência pode ser realizada com uma série da precipitação média sobre o Alto São Francisco ou por um estudo de regionalização. Geralmente, ao se dividir as séries em categorias, elas podem ter sua extensão muito reduzida. Assim, é aconselhável que se faça uma análise de frequência regional para incorporar o máximo de informações disponíveis. Nesse caso, os dois métodos de regionalização passíveis de serem utilizados são:

- **Métodos que regionalizam os parâmetros da distribuição estatística:** delimitada uma região hidrologicamente homogênea, uma distribuição estatística é ajustada aos dados de cada um dos postos da mesma. Calculados os parâmetros necessários para o ajuste, esses são relacionados às características fisiográficas e meteorológicas da região, por meio de análise de regressão; e

- **Métodos que regionalizam uma curva de probabilidade adimensional e o fator de adimensionalização:** também denominado de Cheia-índice ou *Index-flood*, esse método consiste na determinação de curvas de frequência empíricas traçadas com base nos dados das séries locais padronizadas por um fator de adimensionalização. A análise conjunta dessas curvas determina uma curva regional única para postos com similaridade em termos das características geográficas e da tendência das curvas de frequência. A aplicação desse método segue as seguintes etapas:

a) *Organização e adimensionalização das séries:* divide-se cada elemento da série por um fator de adimensionalização (*Index-flood*). Esse fator é representado por uma medida de

tendência central da série de cada posto, como, por exemplo, a média das precipitações semestrais para o caso de regionalização de precipitações semestrais;

b) *Definição das curvas empíricas de frequência de cada estação hidrometeorológica*: as curvas empíricas de frequência de cada estação são traçadas em papel de probabilidade, plotando-se os valores das séries adimensionalizadas, com as correspondentes posições de plotagem;

c) *Definição das regiões homogêneas e das curvas de frequência regional*: as regiões hidrológicas homogêneas são definidas de acordo com a similaridade das características meteorológicas e geográficas da região e da tendência apresentada pelas curvas de frequência individuais. Caracterizada a homogeneidade da região, pode-se traçar uma curva de frequência regional a partir da mediana das curvas empíricas individuais da região homogênea ou ajustar uma distribuição de probabilidades teórica aos dados da região;

d) *Análise de regressão*: nessa etapa, define-se a equação de regressão que relaciona o fator de adimensionalização de cada estação da região homogênea com suas características geográficas e meteorológicas. A função de regressão pode ser de vários tipos: potencial, exponencial, logarítmica etc; e

e) *Estimativa de um evento para um período de retorno qualquer*: a partir da curva adimensional regional ou da distribuição teórica regional, determina-se o quantil associado a um período de retorno e, por meio da equação de regressão para a região homogênea, estima-se o fator de adimensionalização. Calcula-se o evento para o período de retorno desejado multiplicando-se o quantil adimensional obtido na curva de frequência pelo fator de adimensionalização estimado.

Na metodologia proposta, foi aplicado o método *Index-flood*, por facilitar os trabalhos de ajuste de uma distribuição teórica de probabilidades aos dados adimensionais regionais. Nesse caso, empregou-se o método de regionalização *Index-flood*, com inferência estatística por momentos-L e emprego das estatísticas-L, desenvolvidas por Hosking e Wallis (1997). Esses autores desenvolveram as três estatísticas-L para serem utilizadas nas etapas de consistência de dados, delimitação de regiões homogêneas e seleção da distribuição de probabilidades regional com o objetivo de minimizar as incertezas e subjetividades dessas etapas. A descrição e exemplos de aplicação desse método de regionalização podem ser encontrados em

Pinto e Naghettini (2000), Davis e Naghettini (2000), Pinto e Alves (2003) e Pinto e Davis (2003).

A definição das trajetórias temporais está associada aos resultados da análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações do período chuvoso do Alto São Francisco. A inexistência de influência deve ser refletida pelos hietogramas acumulados adimensionais de todo o período observado, cujas estimativas fornecem as trajetórias temporais para diferentes percentis. Entretanto, se houver influência, a partir dos hietogramas acumulados adimensionais associados às fases da Oscilação Sul, são estimadas as trajetórias temporais para diferentes percentis relacionados às fases quente, fria e neutra da OS. O gráfico da Figura 4.5 mostra alguns exemplos de distribuição temporal das precipitações.

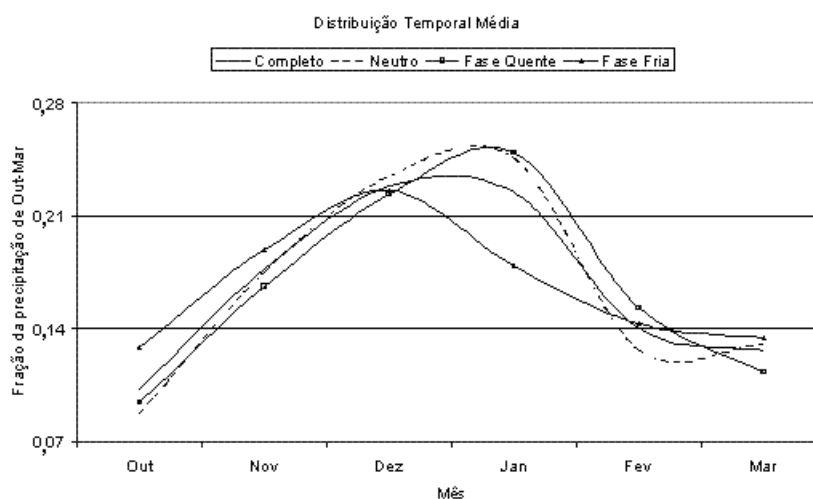


Figura 4.5 – Exemplos de distribuição temporal das precipitações

Finalmente, a definição das trajetórias de precipitação, as quais são utilizadas como entradas do modelo mensal chuva-vazão MSD-30, é realizada distribuindo temporalmente diferentes quantis da distribuição de probabilidades das precipitações de outubro a março do Alto São Francisco. As distribuições temporais podem ser estimadas para diferentes percentis. Assim, o número total de trajetórias a serem simuladas no modelo MSD-30 é o resultado do produto da quantidade de quantis de precipitações calculados pelo número de percentis de distribuição temporal utilizados.

A Figura 4.6 apresenta um esquema com as etapas necessárias para a definição das trajetórias de precipitação que podem ser simuladas no MSD-30.

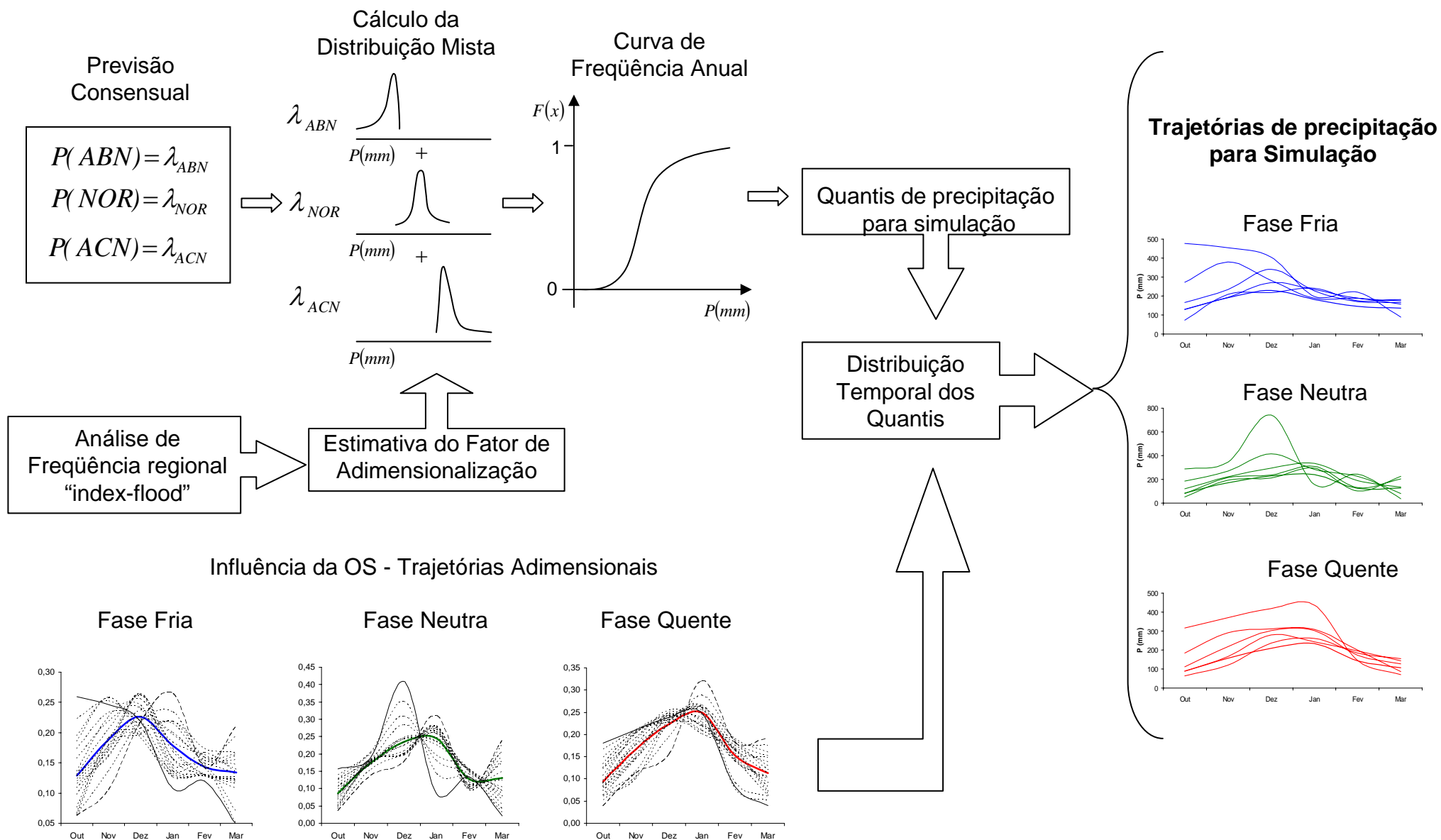


Figura 4.6 – Esquema de definição das trajetórias de precipitações

4.7 Calibração e validação dos parâmetros de um modelo de simulação mensal chuva-vazão

A previsão de longo termo de vazões foi realizada com a implementação da técnica ESP, ou seja, a simulação hidrológica, com o uso de um modelo chuva-vazão, das prováveis trajetórias de precipitação. Como as bacias analisadas neste estudo possuem grandes áreas de drenagem, optou-se por utilizar um modelo concentrado e de simulação de vazões mensais, o MSD-30, que será descrito no Anexo I. Esse modelo permite a calibração manual ou automática dos parâmetros. A calibração automática dos parâmetros pode ser realizada pela técnica proposta por Rosenbrock (1960) ou pelo método SCE-UA (*Shuffled Complex Evolutionary Algorithm - University of Arizona*), proposto por Duan (1991).

As informações necessárias à calibração e à validação dos parâmetros do MSD-30 são as séries mensais, com períodos comuns, de precipitações, evaporação e vazões.

Os procedimentos utilizados para a calibração e a validação dos parâmetros foram realizados, inicialmente, com a divisão das séries temporais disponíveis em duas sub-séries, uma para a calibração dos parâmetros e a outra para validação dos parâmetros.

A calibração dos parâmetros foi efetuada com os métodos automáticos do modelo na seguinte seqüência. Primeiro, os parâmetros sugeridos pelo MSD-30 foram considerados como os valores iniciais para calibração. Em seguida, o método de Rosenbrock e o método SCE-UA foram executados para se obter dois novos conjuntos de parâmetros. Utilizaram-se os valores médios dos dois conjuntos de parâmetros, estimados anteriormente, como parâmetros iniciais de uma nova execução com os métodos automáticos. Esse processo se repete até que se obtenha um conjunto de parâmetros que gere o maior número de Nash, que é o critério empregado para avaliar a precisão da calibração. Finalmente são analisados os resíduos, por meio dos gráficos entre as vazões observadas e simuladas, do desvio percentual com o tempo, do desvio percentual em relação às vazões observadas e da dispersão das vazões observadas com as simuladas.

A etapa da validação consistiu na simulação no MSD-30 das sub-séries separadas para esse fim, adotando-se os parâmetros definidos na calibração. A precisão da validação também foi avaliada com o número de Nash e os mesmos gráficos citados acima.

O modelo de simulação mensal chuva-vazão MSD-30 foi calibrado e validado para as áreas de drenagem das estações fluviométricas de Fazenda São Felix, código 40975000, no rio

Borrachudo; de Porto Indaiá, código 40963000, no rio Indaiá; de Porto Andorinhas, código 40100000, no rio São Francisco; de Porto Pará, código 40450001, no rio Pará e de Porto Mesquita, código 40865000, no rio Paraopeba.

4.8 Simulação com uso do modelo MSD-30 das trajetórias de precipitação previstas e comparação dos resultados com as vazões observadas

A última etapa da técnica ESP é a simulação das trajetórias de precipitações e a análise estatística das vazões simuladas. Portanto, após a calibração e a validação do modelo de simulação mensal chuva-vazão MSD-30, é realizada a simulação das trajetórias de precipitação previstas para as áreas de drenagem das estações fluviométricas mencionadas no item 4.7.

No cálculo dos quantis que irão gerar as trajetórias de precipitações para simulação no MSD-30, inicialmente deve ser definida a curva de frequência de precipitações semestrais sobre a área de drenagem simulada.

Como na metodologia proposta se aplica o método *Index-flood* na análise de frequência regional, as distribuições de probabilidade das três categorias de precipitações semestrais do Alto São Francisco são de valores adimensionais, ou seja, um número que representa a razão entre a precipitação e um fator de adimensionalização. Dessa forma, para se especificar as distribuições de probabilidades das três categorias de uma determinada bacia, é preciso estimar os fatores de adimensionalização, como pode ser visto na Figura 4.6. Neste estudo, adotaram-se as precipitações médias das categorias de cada uma das estações pluviométricas como os respectivos fatores de adimensionalização. As precipitações médias espaciais, para cada categoria, foram calculadas pelo método de Thiessen.

Depois da determinação das distribuições de probabilidade das três categorias na bacia que será simulada, é possível fazer a estimativa das distribuições mistas de probabilidades das precipitações semestrais. Essa estimativa é obtida por meio da multiplicação das distribuições ajustadas às três categorias pelos pesos λ_i , que são os resultados do modelo de previsão consensual para as precipitações semestrais.

Definida a distribuição mista de probabilidades de precipitação semestral sobre a bacia, os quantis que serão simulados podem ser calculados. Os quantis de precipitações semestrais calculados para simulação estão associados às probabilidades de serem inferiores ou iguais a

10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80%, 90% e 98%. A escolha dessas probabilidades de não excedência tem por objetivo simular precipitações que ocorrem com baixa e alta frequência. O limite superior de 98% foi adotado porque representa o tempo de retorno de 50 anos, que é o tamanho médio das séries.

A distribuição temporal dos quantis adotados é obtida através dos hietogramas adimensionais, associados ao período completo de observações, ou às fases da OS, caso esta venha influenciar a distribuição temporal de precipitações. Assim, além da média, os percentis das trajetórias de distribuição temporal utilizados são os de 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%, 35%, 40%, 45%, 50%, 55%, 60%, 65%, 70%, 75%, 80%, 85%, 95% e 99%. Dessa forma, para cada semestre simulado, são geradas 210 trajetórias de vazões.

As condições iniciais do MSD-30, antes de principiar a simulação das trajetórias de precipitação definidas pelos métodos descritos acima, são estabelecidas após uma fase de “aquecimento” do modelo. Essa fase corresponde a execução do modelo utilizando os parâmetros calibrados e validados para a área de drenagem e os dados de entrada observados, precipitação e evaporação, durante pelo menos os 6 anos anteriores ao período que será simulado.

A verificação da eficiência dessa técnica foi realizada com a comparação entre as vazões simuladas e observadas. Essa avaliação foi realizada por meio da confrontação dos índices de *Half-Brier* calculados para as vazões simuladas com aqueles estimados, caso fosse efetuada a previsão climatológica (Probabilidade de 30% para as categorias acima e abaixo do normal; e de 40% para a categoria normal). O estabelecimento das probabilidades de ocorrência das vazões mensais simuladas nas três categorias foi realizado a partir de uma análise de frequência dos dados. Os limites que definem as categorias são calculados através do ajuste de uma distribuição empírica aos dados das séries observadas. Esses limites de categorias correspondem aos valores das vazões com percentis de 30% e 70%. A categoria abaixo do normal (ABN) é formada pelas vazões inferiores ou iguais às do percentil de 30%, as vazões entre os percentis de 30% e 70% formam a categoria normal (NOR) e a categoria acima do normal (ACN) agrupa as vazões maiores ou iguais às do percentil de 70%.

5 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO ALTO SÃO FRANCISCO

5.1 Localização e potamografia

A bacia do Alto São Francisco situa-se na região central do Estado de Minas Gerais, abrangendo uma área da ordem de 90.000km² entre as nascentes do rio São Francisco e a foz do rio das Velhas, correspondendo aproximadamente às latitudes 17°20' e 20°40' Sul e longitudes 43°30' e 46°20' Oeste. Essa região engloba, além do alto rio São Francisco, todos os seus afluentes até foz do rio das Velhas, sendo os principais tributários os rios Paraopeba, Pará, Indaiá, Borrachudo, Abaeté e Velhas. A Figura 5.1 apresenta a localização da bacia do Alto São Francisco no Estado de Minas Gerais.

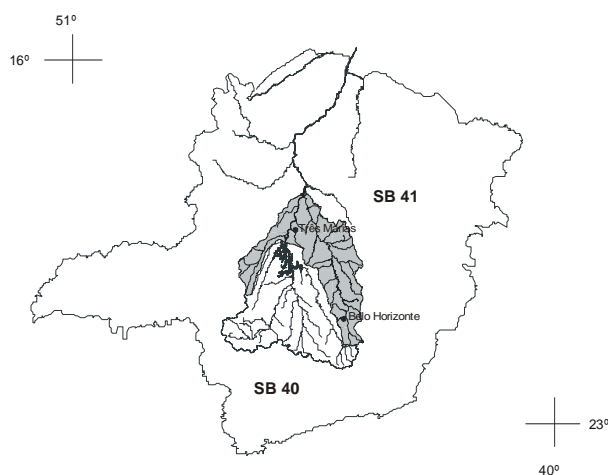


Figura 5.1 – Localização da bacia do Alto São Francisco

O rio São Francisco apresenta um desenvolvimento longitudinal de aproximadamente 300km até o reservatório de Três Marias, cuja altitude é de 585m. As nascentes estão localizadas na serra da Canastra, no município de São Roque de Minas, a uma cota altimétrica da ordem de 1.450m. O seu segmento inicial tem uma orientação E-W e a partir do sétimo quilômetro descreve um arco passando a correr na direção W-E até a localidade de Lagoa dos Martins. A partir desse ponto toma a direção SW-NE até atingir o reservatório de Três Marias.

O rio Paraopeba apresenta um desenvolvimento longitudinal da ordem de 370 km no sentido predominante SE-NW até alcançar o reservatório de Três Marias. As suas nascentes estão localizadas no município de Cristiano Ottoni, a uma altitude de cerca de 1.140m, e seus principais tributários são os rios Camapuã, Maranhão, Macaúbas, Manso e Soledade. A área total da bacia hidrográfica do rio Paraopeba é de 13.640 km².

O rio Pará nasce próximo à localidade denominada Colônia, nas vertentes das serras do Galba e da Cebola, a uma altitude de 1.200m. Apresenta orientação predominante SE-NW até desaguar no rio São Francisco, a montante do reservatório de Três Marias. Os principais afluentes são os rios Itapecerica, São João, Lambari, Peixes e Picão. A área de drenagem é da ordem de 12.230km².

O rio Indaiá possui orientação SW-NE, determinada pelas encostas da serras da Saudade e Palmital. A sua extensão é de aproximadamente 200km, desde suas nascentes, situadas próximo à localidade de Cachoeirinha, numa altitude de 1.150m, até a represa de Três Marias. A área de drenagem da bacia hidrográfica do rio Indaiá é de 3.340km².

A bacia do rio Borrachudo drena uma área de 1362km² com o curso d'água principal apresentando uma extensão total da ordem de 160km, no sentido SW-NE, até alcançar o reservatório de Três Marias. As nascentes estão localizadas no município de São Gotardo, numa altitude de 1.150m.

O rio das Velhas, depois de percorrer cerca de 500km, predominantemente no sentido SSE-NNW, deságua no rio São Francisco pela sua margem direita, próximo à cidade de Guaicuí. As nascentes estão na serra Geral, entre as serras de Ouro Preto e Antônio Pereira, no município de Ouro Preto, numa altitude de cerca de 1.300m. Seus principais afluentes da margem esquerda são os ribeirões Jequitibá e Picão e o rio Bicudo; da margem direita os rios Taquaraçú, Paraúna, Pardo e Curimataí. A área de drenagem da bacia é de 29.173km².

O rio Abaeté, após um percurso de cerca de 180km, predominantemente no sentido SSW-NNE, deságua na margem esquerda do rio São Francisco, cerca de 35km a jusante da barragem de Três Marias. As nascentes estão próximas à localidade de Guardo dos Ferreiros, no município de São Gotardo, a uma altitude de cerca de 1.100m. Seus principais afluentes da margem direita são o rio Areado, o ribeirão da Extrema, os córregos da Água Limpa e do Grotão; e os da margem esquerda são o rio Confusão, o córrego dos Arrependidos e o ribeirão de Tiros. A bacia hidrográfica do rio Abaeté drena uma área de aproximadamente 6.400km².

5.2 Geologia

A região em estudo estrutura-se essencialmente sobre rochas de idade pré-cambriana, desde arqueadas até protozóicas superiores. Apenas uma pequena parcela drena unidades mesozóicas da serra Mata da Corda.

A região sul da bacia do alto São Francisco, em seu divisor com a bacia do médio rio Grande, conforma-se, de leste para oeste, em rochas meta-vulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas (Arqueano), em rochas graníticas e granulíticas (Arqueanas) do Complexo Perdões-Ribeirão Vermelho (Arqueano-Proterozóico Inferior), em rochas carbonáticas e pelítico carbonáticas do Grupo Bambuí (Proterozóico Superior) e psamíticas do Grupo Canastra (Proterozóico Médio) (CPRM, 1995a).

A noroeste, as sub-bacias dos rios Indaiá e Borrachudo drenam rochas pelito-psamíticas do grupo Bambuí (Formação Serra da Saudade) de idade Proterozóica Superior e sedimentares e vulcano-clásticas mesozóicas da Formação Mata da Corda (CPRM, 1995a).

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

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

O alto rio das Velhas, desde as suas nascentes até o norte de Belo Horizonte, quando adentra a Bacia Sedimentar Proterozóica Superior de Bambuí, drena rochas meta-vulcânicas, meta-vulcano-sedimentares e meta-vulcano-sedimentares arqueanas do Super-Grupo Rio das Velhas; rochas meta-sedimentares proterozóicas inferiores do Super-Grupo Minas e rochas granito-gnáissicas arqueanas e proterozóicas dos Complexos Baçã e Belo Horizonte (CPRM, 1995b).

No médio curso do rio das Velhas, ou seja, desde a área ao norte de Belo Horizonte até a serra do Cabral, próximo a Várzea da Palma, o rio das Velhas corta rochas principalmente do Grupo Bambuí, sendo que as sub-bacias dos rios Cipó e Paraúna cortam em suas cabeceiras rochas dos Grupos Macaúbas e Espinhaço e do núcleo arqueano de Gouvêa (CPRM, 1995b).

Logo ao norte de Belo Horizonte, o vale do rio das Velhas encaixa-se em sedimentos carbonáticos da Formação Sete Lagoas/Grupo Bambuí. Desenvolve-se então um intenso regime de drenagem cárstica. Em seguida, drena rochas pelíticas e carbonáticas intercaladas do Sub-Grupo Paraopeba/Grupo Bambuí, até a serra do Cabral, quando corta rochas da Formação Jequitai e Grupo Espinhaço. Seus afluentes da margem direita drenam, além das rochas já citadas, a seqüência carbonática da Formação Lagoa do Jacaré/Grupo Bambuí, próximo a Santo Hipólito e Buenópolis, as seqüências arenosas e conglomeríticas (quartzitos e meta-conglomerado) dos Grupos Macaúbas e Espinhaço e os gnaisses e xistos verdes do núcleo de Gouvêa (CPRM, 1995b).

Da serra do Cabral até a Barra do Guaicuí, no baixo curso do rio das Velhas, o mesmo corre em uma peneplanície (superfície plana ou levemente ondulada, resultante de um ciclo geomorfológico, cujo trabalho se realizou até a extrema senilidade) enquanto seus afluentes cortam as serras e chapadas laterais. O terreno do vale é formado por rochas do Sub-Grupo Paraopeba/Grupo Bambuí em seu eixo, por rochas do Grupo Espinhaço e Formação Jequitai da serra do Cabral em sua vertente leste e por rochas da Formação Três Marias/Grupo Bambuí e de chapadas laterizadas (os Campos Gerais) em sua vertente oeste (CPRM, 1995b).

As nascentes do rio Abaeté se situam em rochas da Formação Mata da Corda do Cretáceo, constituídas de tufos, tufitos e níveis de rochas básicas alcalinas. O rio Abaeté corre em um vale bem encaixado, sobre rochas pelito-carbonáticas do Sub-Grupo Paraopeba/Grupo Bambuí, até poucos quilômetros a NE de São Gonçalo do Abaeté, quando passa a correr sobre rochas areníticas arcosianas da Formação Três Marias/Grupo Bambuí. Os afluentes das duas margens drenam rochas das Formações Areado (arenitos) e Mata da Corda (CPRM, 1995b).

Entre a foz do rio Abaeté e a confluência com o rio das Velhas, o rio São Francisco corre sobre rochas da Formação Três Marias/Grupo Bambuí e drena a oeste, através de pequenos afluentes, rochas das Formações Mata da Corda, Areado e Capacete (arenitos cineríticos), e a leste, também através de pequenos cursos d'água, rochas da Formação Três Marias/Grupo Bambuí e das chapadas lateríticas do Terciário/Quartenário (CPRM, 1995b).

No Anexo de Mapas é apresentado o mapa Geológico da região.

5.3 Geomorfologia

As unidades geomorfológicas existentes na bacia do Alto São Francisco são o Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas, a Depressão São Franciscana, o Planalto do São Francisco, o Quadrilátero Ferrífero e a Serra do Espinhaço.

O Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas corresponde à região das nascentes dos rios Paraopeba, Pará e Lambarí, delimitada a leste pela serra da Moeda e a oeste (longitude aproximada $45^{\circ}30'$) pela Depressão São Franciscana, apresentando uma descontinuidade na área compreendida entre as cidades de Divinópolis e Itaúna. Essa região é caracterizada por formas de relevo do tipo colinas e cristas com vales encaixados e/ou de fundo chato, decorrentes dos processos de dissecação fluvial nas rochas predominantemente granito-gnáissicas do embasamento Pré-Cambriano. As altitudes variam entre 1.000m nas cristas e 700m nos vales (CPRM, 1995a).

A Depressão São Franciscana engloba toda a área do rio São Francisco e o médio curso dos rios Pará e Paraopeba. Nessa região as formas aplainadas e superfícies onduladas decorrentes de processos de erosão areolar intercalam-se às formas fluviais de dissecação, ou seja, cristas e colinas com vales encaixados e/ou de fundo chato e vertentes ravinadas. As altitudes variam entre 600 e 800m (CPRM, 1995a).

A Depressão São Franciscana também ocorre na bacia do rio das Velhas, sendo delimitada ao sul pelo Quadrilátero Ferrífero e a leste pela serra do Espinhaço. Essa unidade geomorfológica originou-se ao longo da drenagem do rio São Francisco, inicialmente nos vales dos grandes rios orientados por fraturas, alargando-se posteriormente por processos de aplainamento. Aí predominam, portanto, as formas aplainadas, as superfícies onduladas e pedimentos ravinados. No contato com os escarpamentos ocidentais da serra do Espinhaço, predominam colinas e cristas com vertentes ravinadas e vales encaixados. Ao norte de Belo Horizonte, observa-se a ocorrência do carste coberto, caracterizado por verrugas, torres e escarpas isoladas, intercaladas com côncavo-convêxo. As altitudes variam entre 500 e 900m (CPRM, 1995b).

O Planalto do São Francisco ocorre predominantemente na extremidade oeste e norte da região em estudo, abrangendo toda a bacia do rio Abaeté e parte das bacias dos demais afluentes do rio São Francisco, sendo delimitado a leste pela serra do Espinhaço. Essa unidade apresenta descontinuidades, nas ocorrências da Depressão São Franciscana, desenvolvida ao longo da drenagem do rio São Francisco e de seus afluentes, a partir de altitudes inferiores a

600m. É formado por superfícies tabulares com coberturas sedimentares predominantemente arenosas, recobertas normalmente por cerrado, registrando-se também a ocorrência de veredas. As altitudes no Planalto de São Francisco variam entre 600 e 1.000m (CPRM, 1995b).

As cabeceiras do rio das Velhas se encontram no chamado Quadrilátero Ferrífero, com características geomorfológicas peculiares no Estado de Minas Gerais. O condicionamento estrutural dessa unidade determinou a existência de formas de relevo invertido do tipo sinclinal suspenso, e anticlinal esvaziado. Nas rochas não controladas pela estrutura, predominam as cristas com vertentes ravinadas, vales encaixados e as colinas com vales de fundo chato. As altitudes variam entre 900 e 1.500m (CPRM, 1995b).

A extremidade leste da bacia do alto São Francisco é formada pela Serra do Espinhaço, de desenvolvimento longitudinal e cotas altimétricas entre 1.000 e 1.300m. A mesma é constituída de formas de dissecação em rochas do Super-Grupo Espinhaço e restos de antigas superfícies de aplainamento que se alternam em picos, cristas e escarpamentos orientados por fratura. Em sua borda ocidental, verifica-se uma sucessão de escarpas de linha de falha. Nessa unidade encontram-se importantes aquíferos fraturados (CPRM, 1995b).

O mapa geomorfológico e a figura representando o relevo constam do Anexo de Mapas.

5.4 *Clima*

O clima da bacia do Alto São Francisco está diretamente relacionado aos componentes da circulação geral da atmosfera. Os sistemas que compõem a circulação geral podem ser de larga-escala, transientes e locais. Segundo Nimer (1979), os sistemas transientes, também chamados de circulação secundária, são perturbações atmosféricas relacionadas ao aparecimento de linhas de instabilidade, frentes, ciclones e anticiclones móveis que interferem nas condições meteorológicas dos sistemas de grande escala.

Os principais sistemas que atuam diretamente sobre a área em estudo são o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o Anticiclone Polar Atlântico, as linhas de instabilidade (LI), também chamadas calhas induzidas, os sistemas frontais, a zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e, com menor frequência, a Alta da Bolívia (AB) e a Baixa do Chaco (BC).

O Anticiclone do Atlântico Sul, também denominado Alta de Santa Helena, é um sistema estacionário, com temperaturas em seu interior bastante elevadas, principalmente no verão, devida à intensa radiação solar. Apresenta um elevado grau de umidade absoluta e a sua circulação atua o ano inteiro na parte leste do continente, gerando ventos de Leste a Nordeste, exceto no Oeste da Amazônia. Devido à subsidência (correntes verticais descendentes), não há formação de nuvens extensas e desenvolvidas, apesar de ser um anticiclone quente e úmido. Esse fato caracteriza a estabilidade de um sistema dessa natureza. Entretanto, pode ocorrer, devido à umidade evaporada pela superfície líquida, limitada à camada mais superficial, a formação de nuvens baixas do tipo estratiforme. Essas são características típicas desse anticiclone sobre o oceano. Sobre o continente, ele sofre modificações, principalmente na região ocidental do Brasil, onde sofre influência da corrente oceânica do Brasil (águas quentes), o que favorece a instabilidade da borda oeste do ASAS. O ASAS é o responsável pelo transporte do vapor d'água proveniente do oceano Atlântico para o interior do Brasil. No outono e durante o inverno, há uma atuação mais intensa do ASAS, gerando as condições de estabilidade atmosférica observadas na bacia nesses períodos (Maia, 1986).

Segundo Assis (2001), os anticiclones polares (AP) têm sua origem na zona subantártica, área de transição entre o ar tropical e polar. Na origem, os AP são frios e secos. Ao chegarem à bacia do Alto São Francisco, já sofreram um processo de tropicalização, com um aumento da temperatura e do teor de umidade relativa. Mesmo com essas alterações, esses sistemas são responsáveis pelas baixas temperaturas durante o inverno e pelas condições de bom tempo

desse período. No verão, devido à maior intensidade do processo de tropicalização, os AP atingem a bacia totalmente descaracterizados.

Os sistemas frontais, representados principalmente pelas frentes frias, se caracterizam por serem superfícies de descontinuidade produzida pelo contato entre duas massas de ar com temperaturas diferentes. Os elementos meteorológicos variam de maneira repentina na zona de transição entre as massas de ar. De acordo com Moreira (2002), a intensidade das instabilidades decorrentes de uma frente fria serão proporcionais às diferenças de características das massas de ar que as originaram. Os sistemas frontais frios são responsáveis por grande parte das precipitações que ocorrem na bacia durante o verão.

Atuando de forma esporádica e indireta, especialmente no verão, a Baixa do Chaco (BC) e Alta da Bolívia (AB) geram chuvas de caráter convectivo e fortes tempestades (Maia, 1986).

De acordo com Maia (1986), as linhas de instabilidade (LI) são depressões barométricas, na forma de linhas alongadas, que são formadas sobre os Estados do Amazonas e do Pará, como consequência do ciclo diurno de aquecimento, e, no seu processo de desenvolvimento, deslocam-se para Sudeste. Elas formam um sistema dinâmico de convergência, causando ascensão do ar, e, dependendo da força ascensional e do teor de umidade, originam chuvas e trovoadas, de curta duração, com ventos que alcançam de 60 a 90 km/h. Esse tipo de fenômeno ocorre preferencialmente no verão, pois o aquecimento do continente gera um decréscimo geral de pressão.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), segundo Moreira (2002), é convencionalmente definida como sendo uma faixa de nebulosidade persistente, orientada no sentido noroeste-sudeste, associada a um escoamento convergente na baixa troposfera que se estende por milhares de quilômetros desde o sul da Amazônia até o Atlântico Sul-Central. Esse sistema é um eficiente produtor de chuvas intensas na região tropical durante o verão. Quadro (1994), mencionado por Moreira (2002), utiliza como critério de identificação de um episódio característico da ZCAS a persistência por pelo menos 4 dias consecutivos da banda de nebulosidade acompanhada de precipitações intensas. Oliveira (1986), também citado por Moreira (2002), estabelece que os sistemas frontais que atingem as latitudes entre 20° S e 25° S, quando interagem com a convecção tropical, estão na maioria das vezes interagindo com a convecção que se estabelece sobre a área da Amazônia. A Figura 5.2 ilustra a ocorrência da ZCAS.

Outro fator regional que afeta o clima da bacia do Alto São Francisco é a presença das Serras do Espinhaço, da Canastra e da Mantiqueira como anteparo físico e dinâmico ao transporte de umidade.

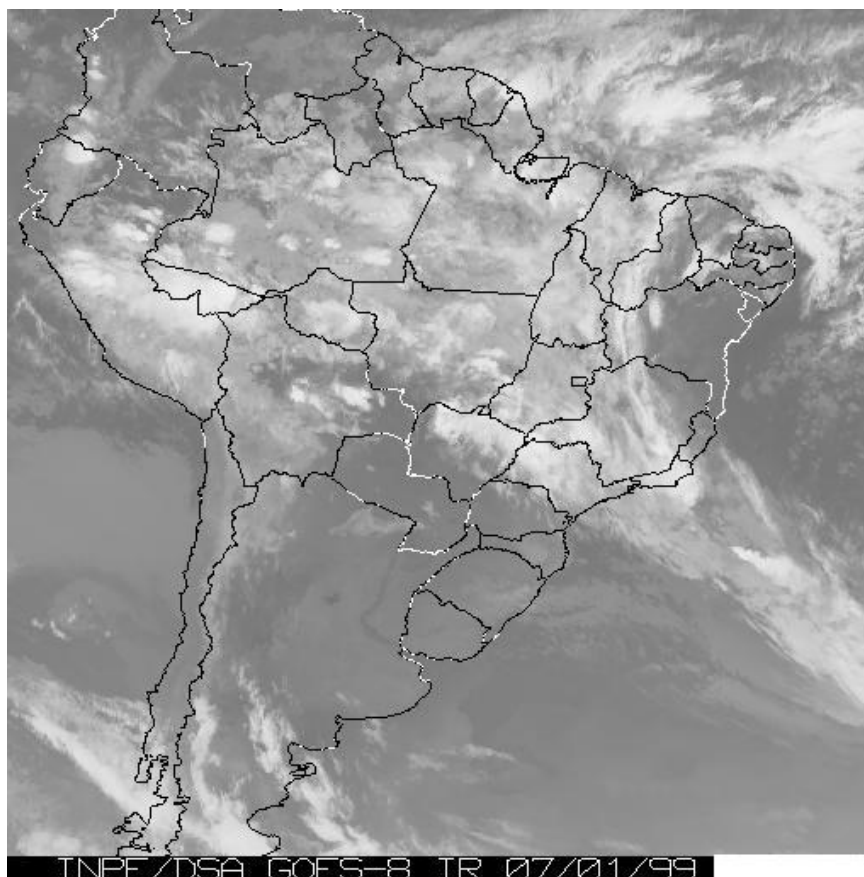


Figura 5.2 – Zona de Convergência do Atlântico Sul - ZCAS

5.4.1 Parâmetros climatológicos

Por meio das normais climatológicas publicadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) é possível visualizar as variações sazonais e espaciais de algumas variáveis que definem o clima da bacia do Alto São Francisco. As estações climatológicas utilizadas para essa caracterização estão apresentadas na Tabela 5.1. Foram selecionadas nove estações, sendo que três delas, a saber, Diamantina, João Pinheiro e Patos de Minas, estão situadas próximas ao limite da bacia. Das nove estações, três apresentam séries inferiores a 30 anos de observações, mas superiores a 18 anos (Bambuú, Diamantina e Pompeu). Essas estações foram incluídas para se obter uma maior representatividade espacial na análise. O mapa com a localização das estações faz parte do Anexo de Mapas. Os dados compilados de pressão atmosférica, temperatura média anual, temperatura máxima, temperatura mínima, evaporação total (Dados do evaporímetro de Pichê), umidade relativa, insolação e nebulosidade compõem o Anexo A.

Tabela 5.1 – Estações climatológicas

Estação	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Ano inicial	Ano final
BambuÍ	20°00'	45°59'	661,27	1972	1990
Belo Horizonte	19°56'	43°56'	850,02	1961	1990
Curvelo*	18°46'	44°26'	616,20	1961	1990
Diamantina	18°15'	43°36'	1296,12	1972	1990
Ibirité	20°01'	44°03'	814,54	1961	1990
João Pinheiro	17°42'	46°01'	760,36	1961	1990
Patos de Minas	18°36'	46°31'	940,28	1961	1990
Pompéu	19°13'	45°00'	690,91	1973	1990
Sete Lagoas	19°28'	44°15'	732,00	1961	1990

*Dados obtidos em Pinto e Martins-Neto (2001)

5.4.1.1 Pressão atmosférica

Analisando o gráfico da Figura 5.3 observa-se um aumento da pressão atmosférica nos meses de abril a setembro. Esse período coincide com o predomínio da atuação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) sobre o continente. Esse sistema, em associação com as massas de ar frio que chegam à região nesse período, tende a aumentar a pressão e gerar condições de estabilidade atmosférica. No verão ocorre uma atenuação da influência do ASAS sobre a região e um aumento das temperaturas, fazendo com que as pressões médias mensais recuem. Também se percebe a influência da altitude nesse parâmetro, com as estações que estão em menores altitudes apresentando pressões atmosféricas superiores àquelas que estão em altitudes mais elevadas.

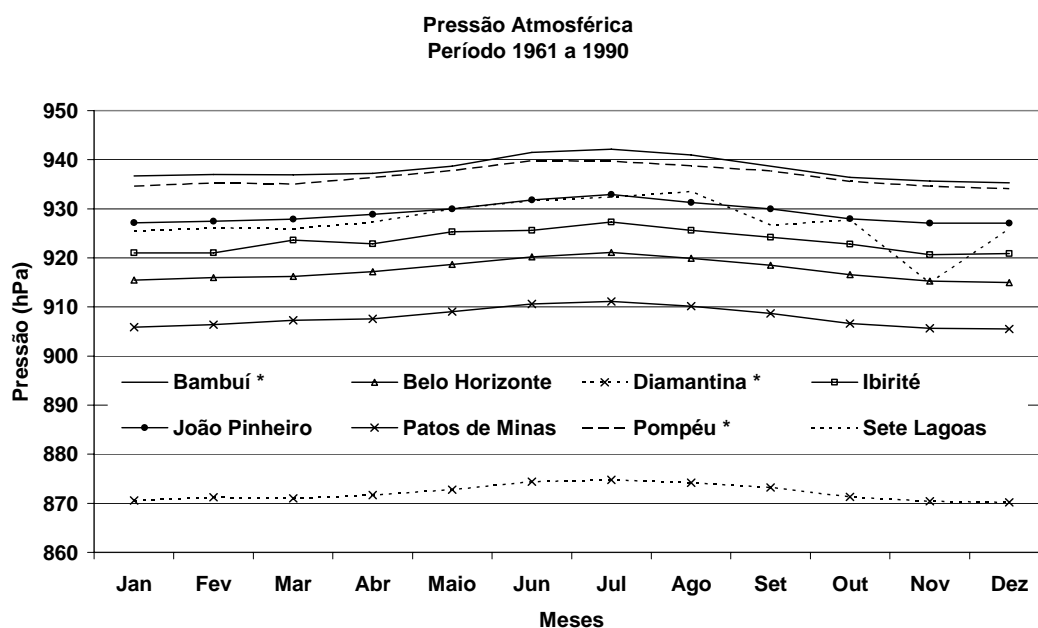


Figura 5.3 – Valores Normais de pressão atmosférica (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

5.4.1.2 Temperatura média

Os valores das temperaturas médias mensais apresentados no Anexo A foram calculados utilizando as médias diárias obtidas com o uso da seguinte equação:

$$T(^{\circ}C) = \frac{T_{12} + 2T_{00} + T_{Max} + T_{Min}}{5} \quad (5.1)$$

na qual,

T_{12} e T_{00} são as temperaturas observadas às 12:00 e 00:00 TMG (Tempo médio de Greenwich);

T_{Max} e T_{Min} são as temperaturas máximas e mínimas observadas no dia.

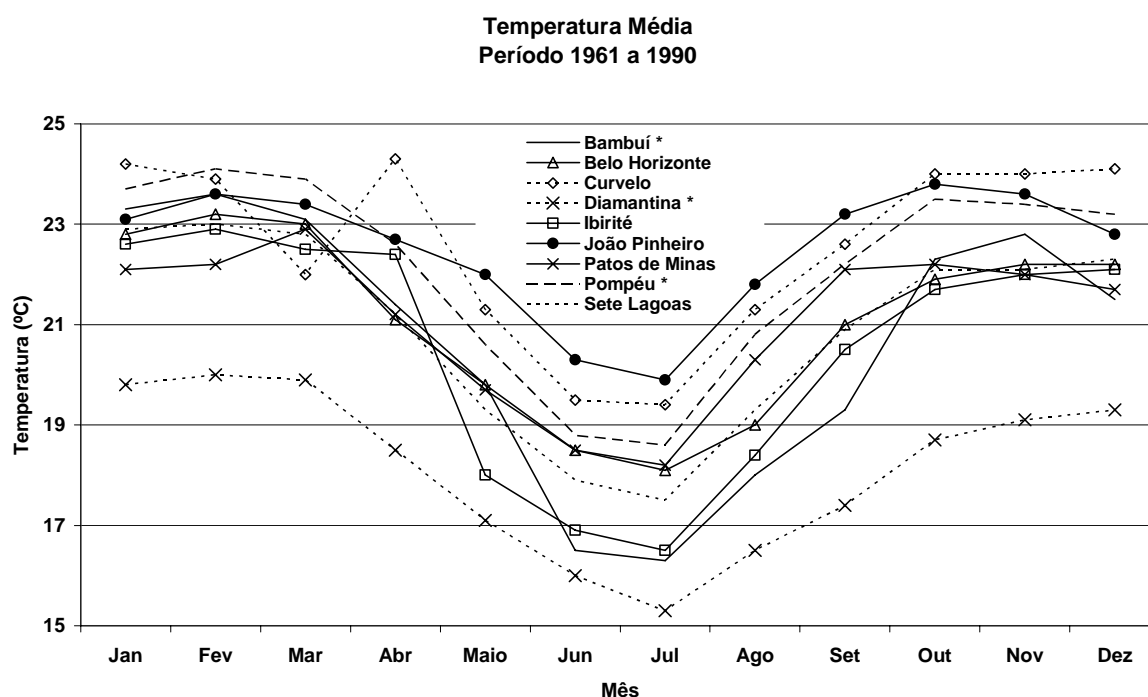


Figura 5.4 - Valores Normais de temperatura média (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

A partir dos dados de temperatura média mensal das nove estações e do gráfico de variação temporal apresentado na Figura 5.4, nota-se que a temperatura média mensal varia de 15,3° a 24,3°C. Esses valores indicam a predominância de temperaturas medianas a elevadas na região durante quase todo o ano, principalmente na primavera e no verão. Das nove estações, seis apresentam o mês de fevereiro com a maior temperatura média mensal, que varia de 20° a 24,3°C. No período outono-inverno ocorre um decréscimo na temperatura, sendo que a média do mês mais frio, julho, varia entre 15,3° e 19,9°C. A amplitude térmica média anual, aqui definida como a diferença entre a temperatura média do mês mais quente e mais frio, é da ordem de 3,9° a 7,3°C.

As quedas de temperatura observadas nos meses de maio a agosto podem ser atribuídas à redução da intensidade da energia solar que chega ao hemisfério Sul e à acentuação de outros dois fenômenos. O primeiro a ser destacado diz respeito à chegada mais ou menos freqüente de massas polares frias e secas. O outro fator refere-se à menor nebulosidade e a conseqüente elevação dos processos de transferência de energia através da atmosfera (janela atmosférica), uma vez que a nebulosidade contribui acentuadamente para a manutenção do calor junto à superfície (efeito estufa). A menor nebulosidade desse período está associada à maior atuação do ASAS. No verão, o aumento da temperatura média pode ser explicado pela maior intensidade de energia solar que chega ao hemisfério sul e ao aumento do efeito estufa causado pelo aumento da umidade da atmosfera.

5.4.1.3 Temperatura máxima

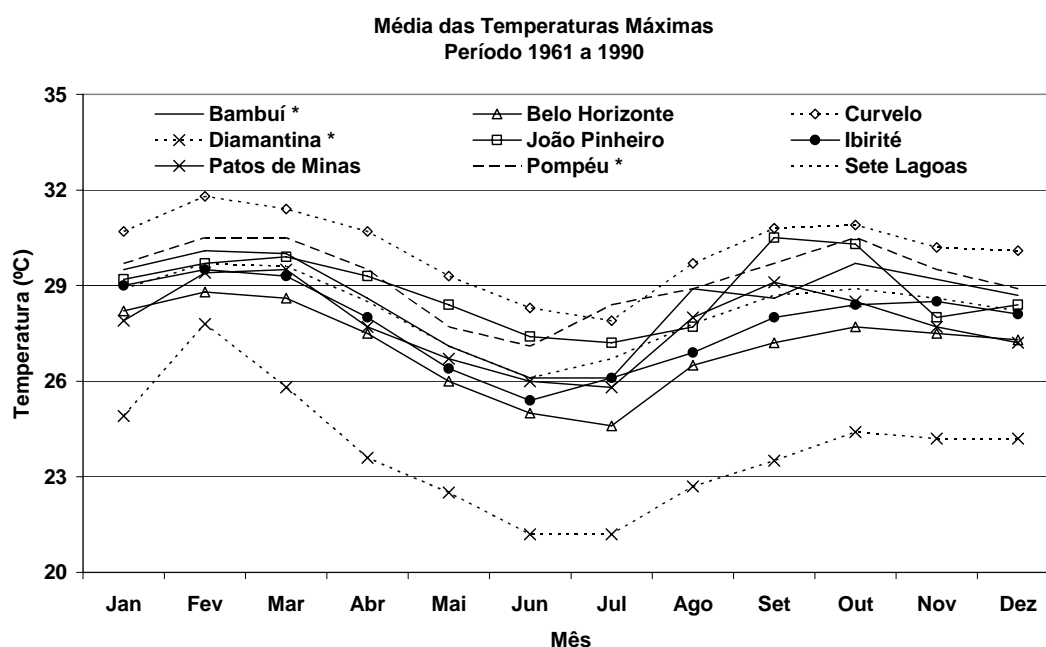


Figura 5.5 - Valores normais de temperatura máxima (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

Considerando os dados de média das temperaturas máximas das nove estações, verifica-se que o mês de fevereiro é o mais quente do ano para sete estações, com valores variando de 27,8° a 31,8°C. As temperaturas máximas absolutas no período de 1961 a 1990 oscilaram entre 35,8° e 39°C e foram registradas nos meses de outubro e agosto. Analisando o gráfico da Figura 5.5 observa-se que há uma diminuição das temperaturas nos meses de novembro e dezembro após um período de elevação. Provavelmente esse comportamento está associado aos altos índices de nebulosidade no mesmo período. Também verifica-se o efeito da altitude sobre essa variável, com as estações mais elevadas apresentando menores médias.

5.4.1.4 Temperatura mínima

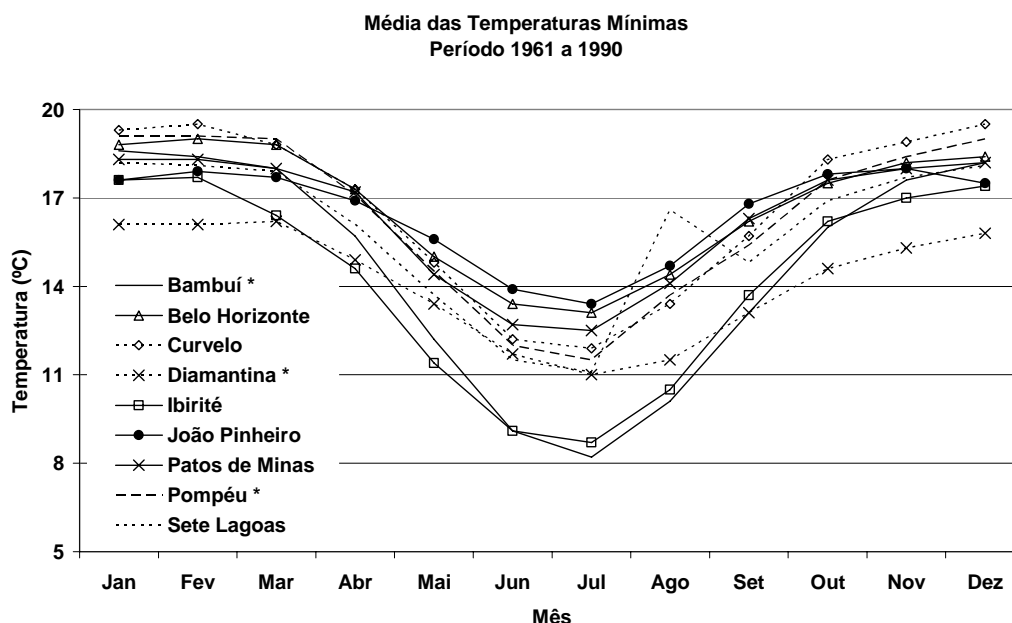


Figura 5.6 - Valores normais de temperatura mínima (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

Julho é o mês mais frio do ano em todas as estações, com a média das mínimas variando entre 8,2° e 13,4°C, como pode ser constatado no Anexo A. As temperaturas mínimas absolutas no período de 1961 a 1990 variaram entre -1,2° e 3,8°C e foram registradas nos meses de maio, junho e julho. Através do gráfico da Figura 5.6 observa-se um comportamento bastante semelhante entre as estações. O período mais frio está associado às massas polares frias e secas, a uma menor umidade relativa e à maior atuação do ASAS que contribui para uma menor nebulosidade, facilitando a transmissão das radiações de ondas longas emitidas pela terra através do efeito de “janela atmosférica”.

5.4.1.5 Umidade relativa

Os percentuais mensais médios de umidade relativa apresentados no Anexo A foram calculados utilizando as médias diárias obtidas através da seguinte equação:

$$U(\%) = \frac{U_{12} + U_{18} + 2U_{00}}{4} \quad (5.2)$$

onde,

U_{12} , U_{18} e U_{00} são os valores de umidade relativa observados às 12:00, 18:00 e 00:00 TMG (Tempo médio de Greenwich).

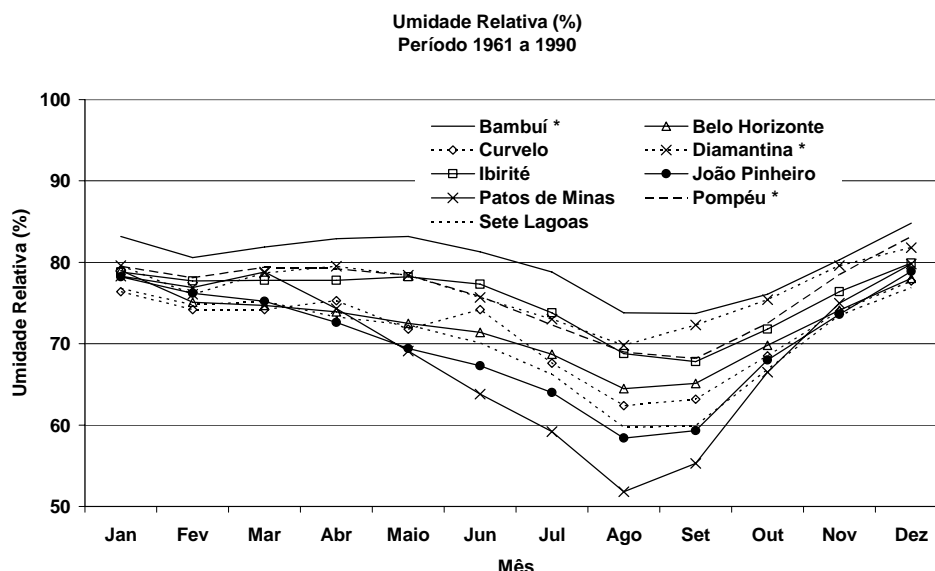


Figura 5.7 - Valores normais de umidade relativa (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

A umidade relativa, apesar de permanecer mais ou menos constante nas estações em boa parte do ano (janeiro a abril), decai rapidamente de maio até agosto. A partir de setembro passa a recuperar seus valores até atingir um patamar mais uniforme novamente em janeiro. As maiores médias mensais são registradas em dezembro, com valores oscilando entre 76,9 a 84,8%. Os menores valores de umidade relativa são observados no inverno, principalmente no mês de agosto, com percentuais médios variando de 51,8 a 73,8%, como pode ser observado no gráfico da Figura 5.7. O período mais seco coincide com a época de maior insolação e menor nebulosidade, que são reflexos da atuação do ASAS sobre o continente.

5.4.1.6 Evaporação total

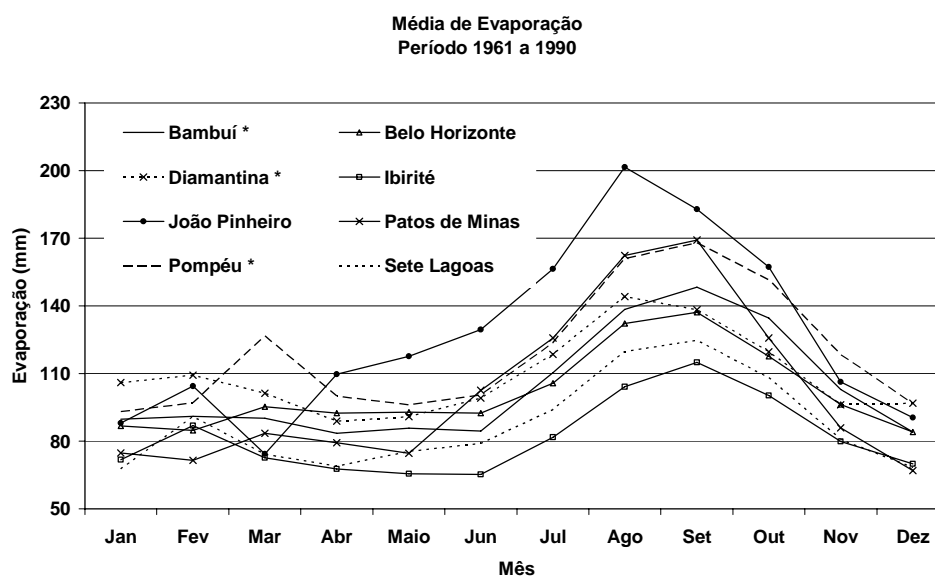


Figura 5.8 - Valores normais de evaporação total (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

A evaporação total publicada pelo INMET se refere aos dados obtidos pelo evaporímetro de Piche. De uma maneira geral, essa variável climática está associada à insolação, à nebulosidade e à umidade relativa. Assim, a intensidade da evaporação será mais elevada nos períodos de maior insolação e menor umidade relativa (junho a setembro, aproximadamente). Os valores máximos observados nas estações nesse período variam de 115,0 a 201,5 mm. No verão, devido ao aumento da umidade do ar e a grande nebulosidade gerada, que absorve e reflete parte significativa da energia solar incidente, ocorre um decréscimo da evaporação até fevereiro. Os menores valores variam de 65,3 a 95,2 mm. Após esse período a evaporação mantém-se relativamente constante até maio e a partir deste mês passa a ter uma elevação considerável, a exceção da estação de João Pinheiro, como pode ser visualizado no gráfico da Figura 5.8.

5.4.1.7 Insolação

O gráfico de insolação da Figura 5.9 reflete aproximadamente a diminuição da nebulosidade que ocorre no período de maior atuação do ASAS (abril a setembro), que pelas suas características inibe a formação de nuvens. A relação entre a nebulosidade e a insolação é notória. A insolação média anual das nove estações varia de 2181,9 a 2703,9 horas. O outono e o inverno registram os maiores períodos de insolação, sendo que julho e agosto apresentam as maiores médias, oscilando entre 216,7 a 277,6 horas. O mês com a menor insolação é dezembro, variando entre 114,4 e 169,7 horas.

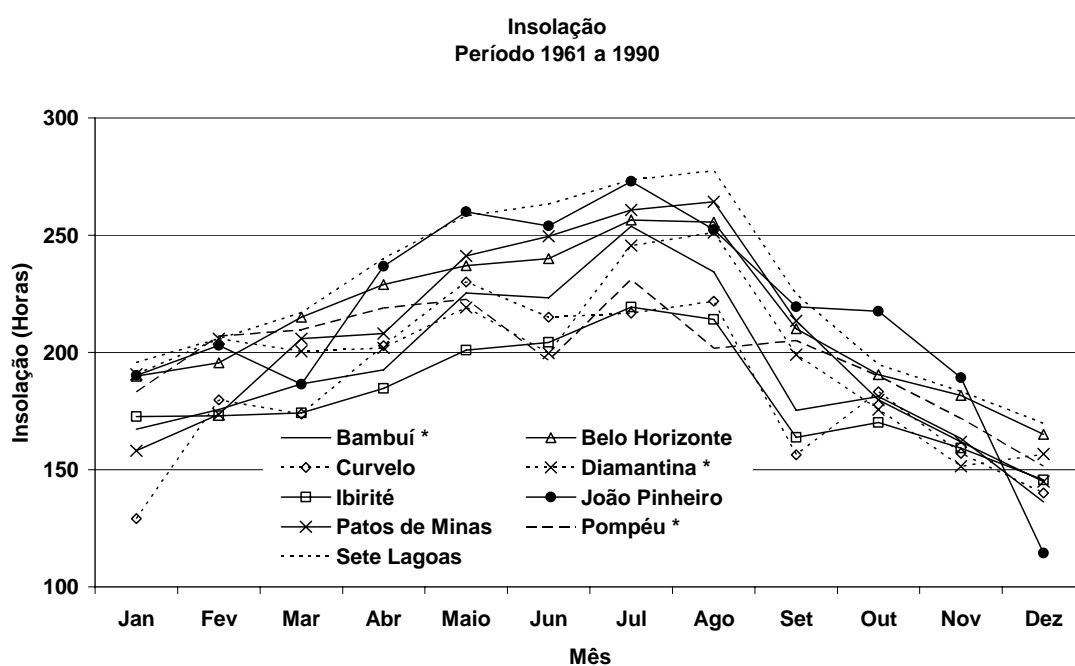


Figura 5.9 - Valores normais de insolação (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

5.4.1.8 Nebulosidade

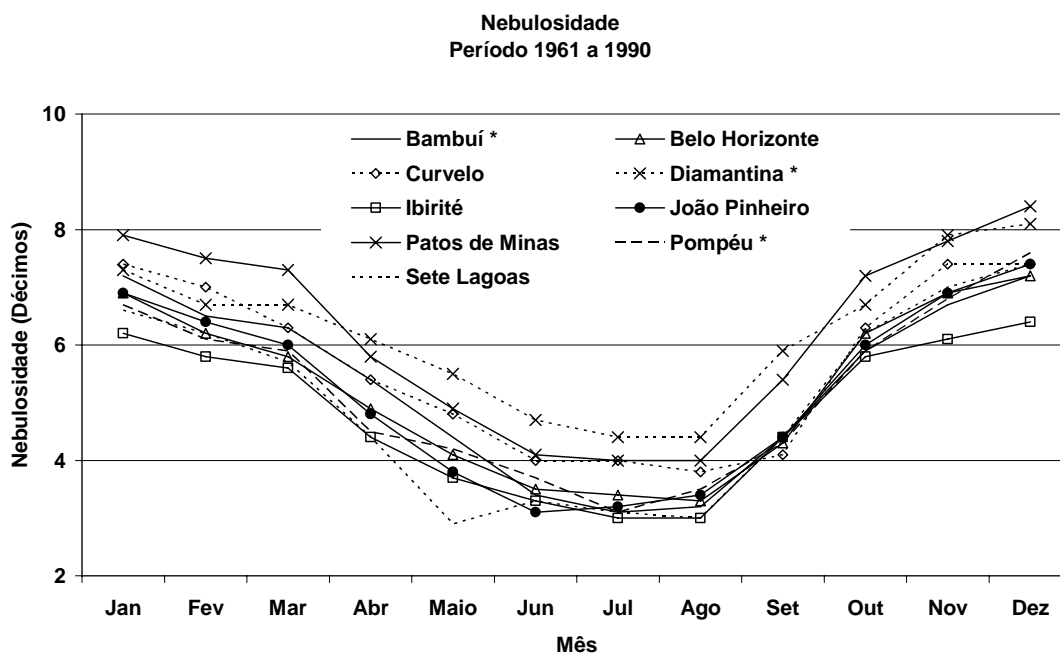


Figura 5.10 - Valores normais de nebulosidade (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

Como já era esperado, as curvas de nebulosidade da Figura 5.10 acompanham as de precipitação, tendo seu ápice no período da atuação dos sistemas frontais, das linhas de instabilidade e das ZCAS e sua menor intensidade juntamente com a época de maior acentuação do ASAS, mostrando como a nebulosidade acompanha inversamente a insolação. O mês com maior nebulosidade é dezembro, com valores variando de 6,4 a 8,4 décimos. O período de menor nebulosidade ocorre no inverno, principalmente nos meses de julho e agosto, com os valores oscilando entre 3,0 e 4,4 décimos.

5.4.1.9 Precipitação

Os totais pluviométricos anuais variam, de forma geral, entre 1700mm, nas cabeceiras da bacia, a 1000mm, na região próxima à confluência do rio das Velhas com o rio São Francisco. A variação espacial representada pelas isoietas de precipitações médias anuais dos anos hidrológicos (out-set) referentes ao período de 1964 a 1991 pode ser encontrada no Anexo de Mapas. Por meio das isoietas, é possível perceber as influências da orografia nos totais médios anuais, com o registro de precipitações mais elevadas nas regiões montanhosas. O regime pluviométrico é típico das regiões de clima tropical, com a ocorrência dos valores mensais máximos no período de verão e dos mínimos no inverno.

Precipitação
Período 1961 a 1990

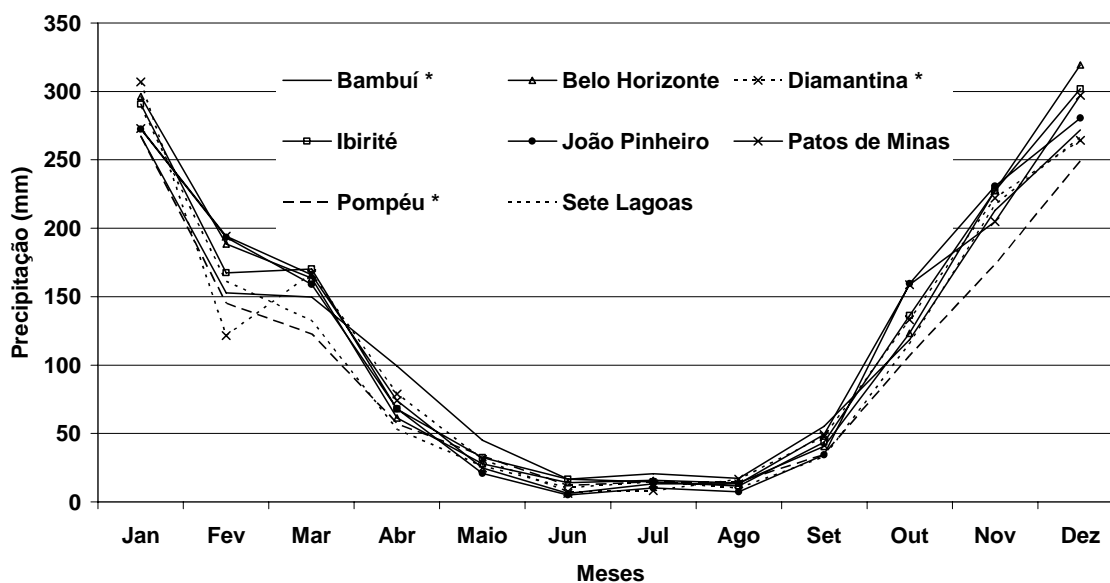


Figura 5.11 - Valores normais de precipitação (*Períodos diferentes, ver Tabela 5.1)

Avaliando o gráfico da Figura 5.11 percebe-se que essa variável climática é a que apresenta comportamento mais homogêneo. Como pode ser observado, têm-se 6 meses de pronunciada seca (abril a setembro) e 6 meses nos quais a precipitação assume valores relativamente mais elevados (outubro a março). Provavelmente, o melhor elemento que pode explicar essa semelhança entre as estações é a ocorrência de processos de larga escala controlando o regime de precipitação nessa macrorregião. No inverno, com a potencialização do ASAS e a chegada de massas de ar frio e seco, impedindo processos convectivos de ascendência, há um decréscimo pronunciado da precipitação. O trimestre mais seco correspondente aos meses de junho, julho e agosto, o qual contribui com menos de 5% da precipitação anual. No verão, por outro lado, a menor intensidade de atuação do ASAS e o aumento do aquecimento do continente cria condições para a instabilidade atmosférica e favorece a ascendência das parcelas de ar. A chegada de frentes frias das latitudes médias (sul) associadas às linhas de instabilidade tropical contribuem para a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS. Esse sistema gera precipitações de longa duração com grandes volumes. O trimestre mais chuvoso contribui com cerca de 55 a 60% do total anual precipitado, correspondendo, para a quase totalidade da bacia, aos meses de novembro-dezembro-janeiro. A exceção ocorre na extremidade ocidental da bacia, onde os meses mais chuvosos são dezembro, janeiro e fevereiro.

5.4.1.10 Classificação climática

Segundo Ayoade (1998), as classificações climáticas têm como finalidade a obtenção de um conjunto eficaz de informações de forma simplificada e generalizada, com o objetivo de fornecer um arcabouço satisfatório para a organização dos dados climáticos e para uma melhor compreensão das complexas variações do clima mundial.

Uma vez que as classificações procuram simplificar e generalizar as diversas e complexas variações climáticas do planeta, elas possuem limitações nas metodologias que as construíram e, conseqüentemente, apresentam problemas quando são aplicadas.

As classificações climáticas são fruto da abstração humana que congela a extrema dinamicidade do clima, ao determinar fronteiras a uma complexidade ou a um “continuum”, que é inerente à dinâmica climática. Assim, todas as classificações climáticas evidenciam a subjetividade e o contexto científico em que viviam os autores que as construíram e, ao aplicá-las, deve-se levar em consideração as singularidades da região estudada antes de adaptar qualquer método de classificação (Ayoade, 1998).

O clima é um fenômeno multivariado que, para ser identificado, necessita da utilização de muitas variáveis climáticas e, nas classificações, não há como considerar todas elas. Os elementos mais utilizados para determinar o clima de uma região são a temperatura e a precipitação, elementos estes normalmente considerados em suas médias, e a não consideração dos extremos juntamente com as médias pode ser um problema, pois os extremos podem ser valores limitativos mais significantes. As classificações climáticas são representações zonais (latitudinais) do clima no mundo que, apesar de indicarem a determinação preponderante da radiação no clima, desconsideram fatores de sintonia fina localizados, os quais podem torná-las inadequadas ao serem aplicadas numa determinada região, sobretudo nas tropicais.

Pelas razões expostas acima optou-se por não realizar uma classificação climática da região em estudo.

6 RESULTADOS

6.1 Revisão bibliográfica

Desde o início do estudo, foram analisados os documentos que estão mencionados nas referências bibliográficas apresentadas no final deste texto. As fichas catalográficas contendo o resumo e as principais conclusões dos trabalhos analisados estão armazenadas em um banco de dados do tipo ACCESS. O Anexo B apresenta um exemplo de uma ficha armazenada.

6.2 Coleta e análise dos dados necessários a realização da pesquisa

Inicialmente foram coletados os dados pluviométricos diários e as vazões médias diárias das estações da ANA e da CEMIG. Os mapas com a localização dessas estações estão no Anexo de Mapas. Em seguida, foram selecionadas as estações pluviométricas e fluviométricas, constantes nessa base, que apresentavam mais de 30 anos de observações contínuas. As estações selecionadas estão apresentadas na Tabela 6.1 e os dados no Anexo C.

Os dados de indicadores climáticos obtidos foram os seguintes:

a) Índice de Oscilação Sul (SOI)

Foram coletados os dados disponibilizados pelo *Climate Prediction Center* (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/index.html>), que estão apresentados no Anexo C. Os cálculos para estimativa do Índice de Oscilação Sul mensal foram realizados com as seguintes equações:

$$PA_{Tahiti} Pad = \frac{(PA_{Tahiti} - \overline{PA_{Tahiti}})}{\sqrt{\frac{\sum_1^N (PA_{Tahiti} - \overline{PA_{Tahiti}})^2}{N}}} \quad (6.1)$$

$$PA_{Darwin} Pad = \frac{(PA_{Darwin} - \overline{PA_{Darwin}})}{\sqrt{\frac{\sum_1^N (PA_{Darwin} - \overline{PA_{Darwin}})^2}{N}}} \quad (6.2)$$

$$SOI = \frac{(PA_{Tahiti} Pad - PA_{Darwin} Pad)}{\sqrt{\frac{\sum_{1}^N (PA_{Tahiti} Pad - PA_{Darwin} Pad)^2}{N}}} \quad (6.3)$$

nas quais,

PA_{Tahiti} é a pressão atmosférica mensal no Tahiti;

$\overline{PA_{Tahiti}}$ é a pressão atmosférica mensal média no Tahiti (1951-1980);

$PA_{Tahiti} Pad$ é a pressão atmosférica mensal no Tahiti padronizada;

PA_{Darwin} é a pressão atmosférica mensal em Darwin;

$\overline{PA_{Darwin}}$ é a pressão atmosférica mensal média em Darwin (1951-1980);

$PA_{Darwin} Pad$ é a pressão atmosférica mensal em Darwin padronizada;

N é o número de meses

As médias são calculadas considerando o período base de 1951-1980.

b) Temperaturas da Superfície do Mar

Os dados de temperatura da superfície do mar e anomalias foram obtidos em dois sites diferentes. No *Climate Prediction Center do National Weather Service* dos Estados Unidos da América (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/monitoring_and_data/oadata.html) foram selecionados os dados mensais das regiões sobre os oceanos mencionadas no item 4.5 e que estão transcritas abaixo para comodidade do leitor:

- Niño 1+2, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 10° Sul e os meridianos de longitude 90° e 80° Oeste.
- Niño 3, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 150° e 90° Oeste.
- Niño 4, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 160° Leste e 150° Oeste.
- Niño 3.4, os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 5° Norte e 5° Sul, e os meridianos de longitude 170° e 120° Oeste.
- Atlântico (ATL), os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 0° e 20° Sul, e os meridianos de longitude 10° Leste e 30° Oeste.
- Tropical (TROP), os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte e 10° Sul, e os meridianos de longitude 0° e 180° Leste e Oeste.

O período base utilizado pelo CPC para o cálculo das anomalias nas regiões Niño foi de 1971 a 2000 (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.htm>).

Tabela 6.1 - Estações pluviométricas e fluviométricas selecionadas.

Código	Estação	Tipo	Entidade	Rio	Período	A.D. (km²)
01744006	Pirapora-Barreiro*	P	DNAEE		10/58 a 12/99	
01744009	Várzea da Palma	P	ANA		04/41 a 12/99	
01744010	Lassance	P	ANA		09/41 a 12/99	
01843000	Usina Paraúna	P	ANA		09/41 a 12/99	
01843002	Gouvêa	P	ANA		11/41 a 12/99	
01844001	Santo Hipólito	P	ANA		04/41 a 12/99	
01845013	São Gonçalo do Abaeté	P	ANA		07/58 a 12/99	
01845014	Tiros	P	ANA		07/58 a 12/99	
01943000	Mineração Morro Velho	P	ANA		10/41 a 12/99	
01943004	Jaboticatubas	P	ANA		09/41 a 12/99	
01943006	Sabará	P	ANA		06/41 a 12/99	
01943009	Vespasiano	P	ANA		05/41 a 12/99	
01943010	Caeté	P	ANA		07/41 a 12/99	
01943022	Caixa de Areia	P	ANA		12/40 a 12/99	
01943023	Taquaraçu	P	ANA		03/42 a 12/99	
01943024	José de Melo	P	ANA		02/44 a 12/99	
01943035	Vau da Lagoa	P	ANA		11/55 a 12/99	
01944004	Ponte Nova do Paraopeba	P	ANA		04/41 a 12/99	
01944007	Fazenda Escola Florestal	P	ANA		04/41 a 12/99	
01944009	Pedro Leopoldo	P	ANA		01/41 a 12/99	
01944011	Jaguaruna	P	ANA		07/41 a 12/99	
01945019	Dores do Indaiá	P	ANA		07/58 a 12/99	
01946000	Tapirai-Jusante	P	ANA		08/41 a 12/99	
02043002	Lagoa Grande (MMV)	P	ANA		01/41 a 12/99	
02043004	Rio do Peixe (MMV)	P	ANA		01/40 a 12/99	
02043013	Congonhas	P	ANA		06/41 a 12/99	
02044003	Carmo do Cajuru	P	ANA		04/41 a 12/99	
02044006	Divinópolis	P	ANA		06/41 a 12/99	
02044007	Entre Rios de Minas	P	ANA		08/41 a 12/99	
02044008	Melo Franco	P	ANA		08/41 a 12/99	
02044009	Fazenda Campo Grande	P	ANA		04/42 a 12/99	
02044012	Ibirité	P	ANA		01/45 a 12/99	
02045001	Bambuí	P	ANA		01/41 a 12/99	
02045002	Iguatama	P	ANA		01/41 a 12/99	
02045005	Lamounier	P	ANA		06/41 a 12/99	
02046007	Fazenda Ajudas	P	ANA		07/41 a 12/99	
40100000	Porto Andorinhas	F	ANA	São Francisco	1950 a 1999	13.882,0
40450001	Porto Pará	F	CEMIG	Pará	1931 a 2000	11.301,2
40800001	Ponte Nova do Paraopeba	F	ANA	Paraopeba	1938 a 1999	5.670,5
40860001	Porto Mesquita	F	CEMIG	Paraopeba	1931 a 2000	10.170,0
40963000	Porto Indaiá	F	CEMIG	Indaiá	1957 a 2000	2.234,4
40975000	Fazenda São Felix	F	ANA	Borrachudo	1973 a 1999	964,30

* Também foram utilizados os dados da estação do INMET de Pirapora (83483), código 01744025

No site do *International Research Institute for Climate Prediction* - IRI (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version2/.SST/>) foram obtidos os dados da temperatura da superfície do mar das seguintes regiões:

- Pacífico Sul (PS), os limites dessa região são formados pelos paralelos de latitudes 10° a 35° Sul e os meridianos de longitude 120° a 80° Oeste.

- Atlântico Sul (ATL-SUL), onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 0° a 35° Oeste.
- Atlântico Oeste (ATL-O), onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 16° a 22° Sul e os meridianos de longitude 40° a 32° Oeste.
- Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 10° Norte a 10° Sul e os meridianos de longitude 0° a 45° Oeste.
- Índico Sul (IS), onde os limites são formados pelos paralelos de latitudes 20° a 35° Sul e os meridianos de longitude 35° a 100° Leste.

Os dados de temperatura da superfície do mar disponibilizados no site do IRI e adotados neste trabalho são da segunda versão da base de dados do NOAA NCDC ERSST (*National Oceanic and Atmospheric Administration - National Climate Data Center - Extended Reconstruction Sea Surface Temperature, Version 2*). Detalhes sobre a construção das séries de temperatura da superfície do mar são encontrados em Smith e Reynolds (2004). O período base para o cálculo das anomalias é de 1971 a 2000.

As anomalias das temperaturas da superfície do mar utilizados na pesquisa fazem parte do Anexo C. A Figura 6.1 mostra a localização das regiões sobre os oceanos.

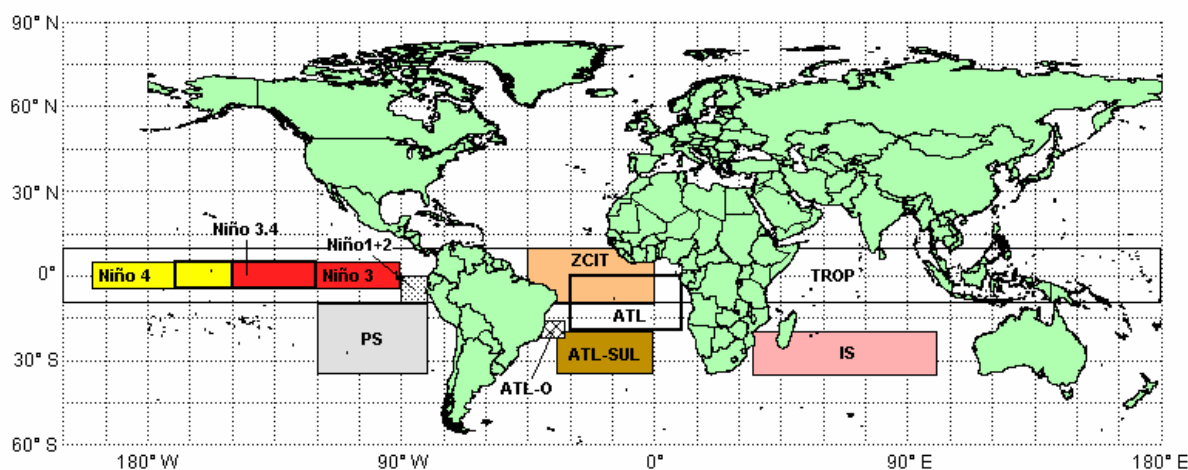


Figura 6.1 – Regiões sobre os oceanos

6.3 *Investigação da relação entre a Oscilação Sul (OS), as precipitações e as vazões do Alto São Francisco*

Inicialmente foram calculados, com base no método de Thiessen, os totais mensais médios de precipitação sobre a bacia do Alto São Francisco acrescida da bacia do rio das Velhas. A série de precipitação média mensal, referente ao período de out/1958 a dez/2000, foi organizada

com os dados das 36 estações pluviométricas apresentadas na Figura 6.2, na qual também são mostrados os polígonos de Thiessen utilizados na estimativa da precipitação média mensal. A Figura 6.3 apresenta as precipitações anuais da bacia do Alto São Francisco adimensionalizadas pela média, com a indicação dos anos em que ocorreu a fase quente ou a fria nos meses de outubro a março.

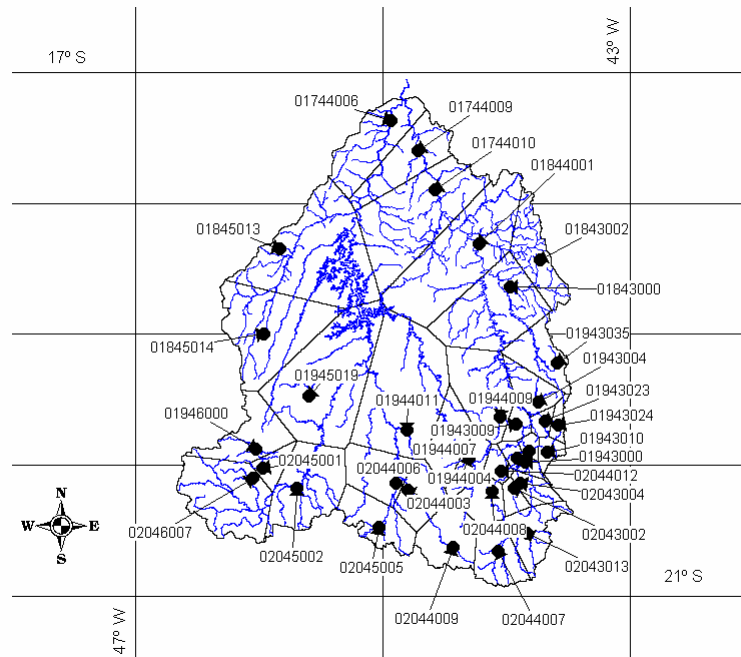


Figura 6.2 – Polígonos de Thiessen

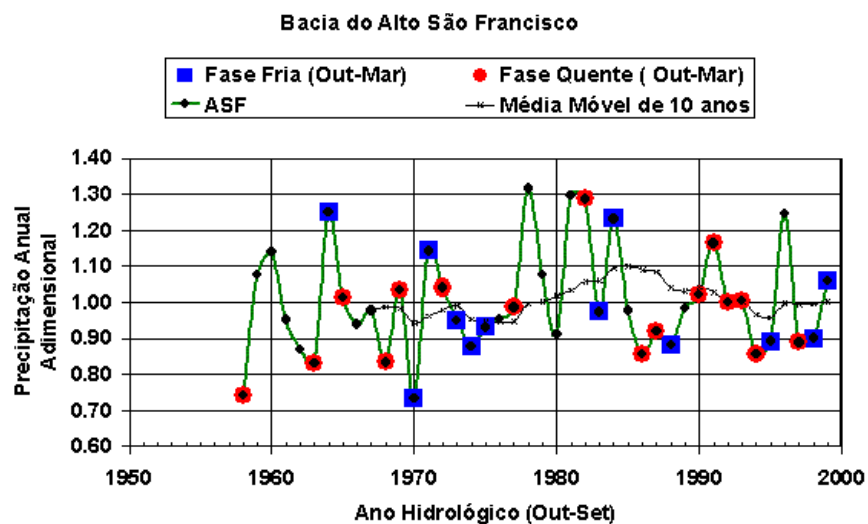


Figura 6.3 – Precipitação Anual Adimensional sobre a bacia do Alto São Francisco

Esses totais mensais formaram séries temporais sazonais (três e seis meses). A seguir, foram montadas as séries referentes aos períodos comuns de ocorrência de precipitação e as fases quente, fria e neutra da Oscilação Sul. Os períodos de ocorrência das fases da Oscilação Sul

estão apresentados no Anexo C. Essa classificação é divulgada pelo *Climate Prediction Center do National Weather Service* do Estados Unidos da América no site: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

A ocorrência de episódios da fase fria (números em azul no Anexo C) e quente (números em vermelho no Anexo C) da Oscilação Sul é definida pela superação dos limites de $\pm 0,5^\circ \text{C}$, pela média de três meses (média móvel) das anomalias da temperatura da superfície do mar na região Niño 3.4 ($5^\circ \text{ Norte}-5^\circ \text{ Sul}$, $120^\circ-170^\circ \text{ Oeste}$), da segunda versão do *Extended Reconstruction Sea Surface Temperature* (ERSST.v2). Em termos históricos os episódios da fase quente e fria da Oscilação Sul são definidos quando os limites de $\pm 0,5^\circ \text{C}$ são superados por, no mínimo, cinco valores consecutivos da média móvel de três meses.

Em seguida, foi ajustada uma distribuição Gama aos dados semestrais e trimestrais de precipitação de cada uma das fases da Oscilação Sul e do período completo. A análise inicial dos dados consistiu na verificação da presença de *outliers*, da independência e da homogeneidade dos dados. Para a verificação da independência foi aplicado o teste de Kendall e testou-se a homogeneidade com o uso do teste de Mann-Kendall. A presença de *outliers* foi investigada com os testes de *Grubbs & Beck* e da assimetria. Descrições detalhadas sobre esses testes podem ser encontradas em Cândido (2003).

A função densidade da distribuição Gama é dada por:

$$f(x; \lambda; \eta) = \frac{\lambda^\eta x^{\eta-1} e^{-\lambda x}}{\Gamma(\eta)} \quad x, \lambda, \eta > 0 \quad (6.4)$$

em que, λ é o parâmetro de escala, η é o parâmetro de forma e $\Gamma(\eta)$ é a função Gama.

A função acumulada da distribuição Gama é:

$$F(x; \lambda; \eta) = \int_0^x \frac{\lambda^\eta t^{\eta-1} e^{-\lambda t}}{\Gamma(\eta)} dt \quad (6.5)$$

A média, a variância e o coeficiente de assimetria da distribuição Gama são calculados por meio das seguintes equações:

$$E(X) = \frac{\eta}{\lambda} \quad (6.6)$$

$$\text{Var}(X) = \frac{\eta}{\lambda^2} \quad (6.7)$$

$$\gamma = \frac{2}{\sqrt{\eta}} \quad (6.8)$$

Através do método dos momentos, os parâmetros da distribuição Gama são estimados por:

$$\hat{\lambda} = \frac{\bar{X}}{S^2} \quad (6.9)$$

$$\hat{\eta} = \frac{\bar{X}^2}{s^2} \quad (6.10)$$

onde, \bar{X} e s são, respectivamente, a média e o desvio-padrão amostrais.

Os parâmetros da distribuição Gama para as precipitações semestrais e trimestrais foram estimados com as Equações 6.9 e 6.10. A média, a variância e o coeficiente de assimetria da distribuição Gama foram calculados com as Equações 6.6, 6.7 e 6.8, respectivamente. A Tabela 6.2 apresenta os parâmetros estimados para cada uma das séries de precipitações semestrais e trimestrais e os anos excluídos das séries por terem sido considerados *outliers* superiores ou inferiores. Os gráficos com as distribuições empíricas e teóricas das precipitações semestrais e trimestrais estão na Figura 6.4.

Observa-se que as médias, $E(X)$ na Tabela 6.2, e as medianas das precipitações do semestre chuvoso nas diferentes fases da Oscilação Sul são semelhantes à média e à mediana do período completo de dados. No período seco, de abril a setembro, a média e a mediana da fase quente da OS foram pelo menos 24% maiores que as do período completo. Na fase fria, a média e a mediana da precipitação semestral foram inferiores em 17% quando comparadas com as do período completo.

Na fase quente, as precipitações médias e medianas dos trimestres AMJ foram pelo menos 35% superiores às do período completo e nos outros trimestres ficaram na faixa de $\pm 12\%$. Na fase fria, as precipitações média e mediana dos trimestres AMJ e JAS são pelos menos 19% inferiores às do período completo e nos outros trimestres os valores permaneceram na faixa de $\pm 10\%$. Na fase neutra, as precipitações média e mediana não se afastam mais de 10% dos valores do período completo.

Os resultados da comparação entre as precipitações médias e medianas do Alto São Francisco podem ser visualizados na Figura 6.5.

Tabela 6.2 – Parâmetros da Distribuição Gama para as séries de precipitações

	Semestre	Escala- λ	Forma- η	E(X)	Var (X)	γ	DP	Mediana	<i>Outlier</i>
Completo	Abr-Set	0,03522	5,695	161,7	4590,8	0,838	67,8	153,5	-
	Out-Mar	0,03445	40,613	1178,9	34220,8	0,314	185,0	1145,8	-
Neutro	Abr-Set	0,03448	5,371	155,8	4518,6	0,863	67,2	149,2	-
	Out-Mar	0,03888	48,665	1251,8	32201,4	0,287	179,4	1198,8	-
Fase Quente	Abr-Set	0,04326	8,671	200,5	4634,1	0,679	68,1	194,6	-
	Out-Mar	0,04725	53,430	1130,8	23933,5	0,274	154,7	1096,6	-
Fase Fria	Abr-Set	0,04386	5,868	133,8	3050,4	0,826	55,2	118,8	-
	Out-Mar	0,02760	31,613	1145,4	41501,2	0,356	203,7	1140,2	-
	Trimestre	Escala- λ	Forma- η	E(X)	Var (X)	γ	DP	Mediana	<i>Outlier</i>
Completo	JFM	0,01775	10,394	585,5	32978,7	0,620	181,6	557,2	-
	AMJ	0,04298	4,229	98,4	2289,2	0,973	47,8	87,2	-
	JAS	0,03404	2,155	63,3	1859,3	1,362	43,1	61,2	-
	OND	0,03340	19,806	592,9	17749,7	0,449	133,2	578,3	-
Neutro	JFM	0,01671	10,067	602,5	36064,0	0,630	189,9	609,4	-
	AMJ	0,04478	4,102	91,6	2045,7	0,987	45,2	82,9	-
	JAS	0,03024	2,106	69,6	2302,9	1,378	48,0	66,9	-
	OND	0,02817	17,369	616,6	21891,9	0,480	148,0	583,3	-
Fase Quente	JFM	0,02050	11,931	581,9	28383,2	0,579	168,5	541,9	-
	AMJ	0,05503	7,305	132,8	2412,5	0,740	49,1	120,8	-
	JAS	0,03442	2,016	58,6	1701,5	1,409	41,2	68,7	-
	OND	0,05620	32,027	569,9	10140,7	0,353	100,7	532,3	1963
Fase Fria	JFM	0,01549	8,673	560,0	36154,5	0,679	190,1	503,0	-
	AMJ	0,05419	4,341	80,1	1478,5	0,960	38,5	67,0	-
	JAS	0,07655	3,735	48,8	637,5	1,035	25,2	38,8	-
	OND	0,05879	36,823	626,3	10652,9	0,330	103,2	601,1	1961

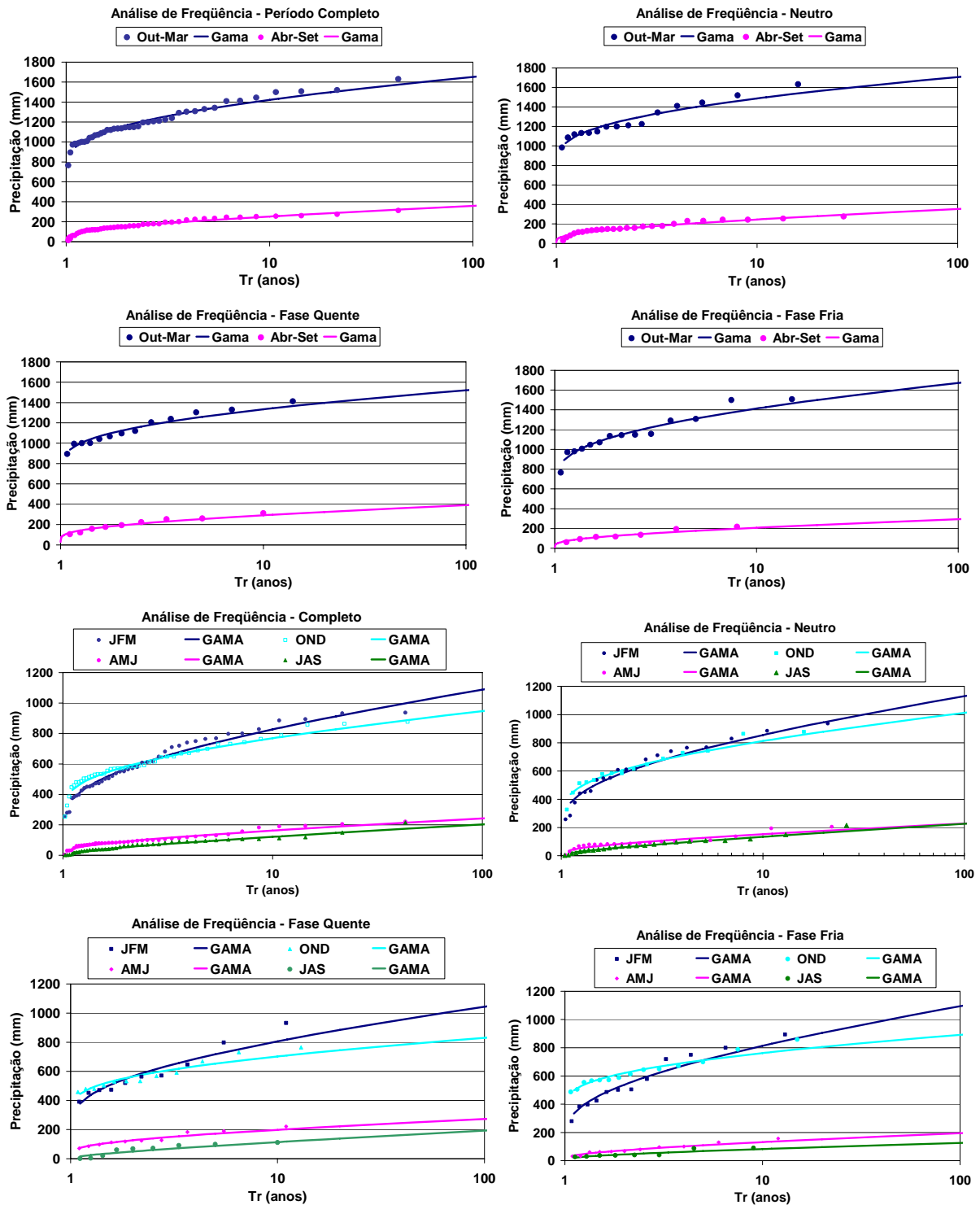


Figura 6.4 – Ajuste das distribuições às precipitações semestrais e trimestrais

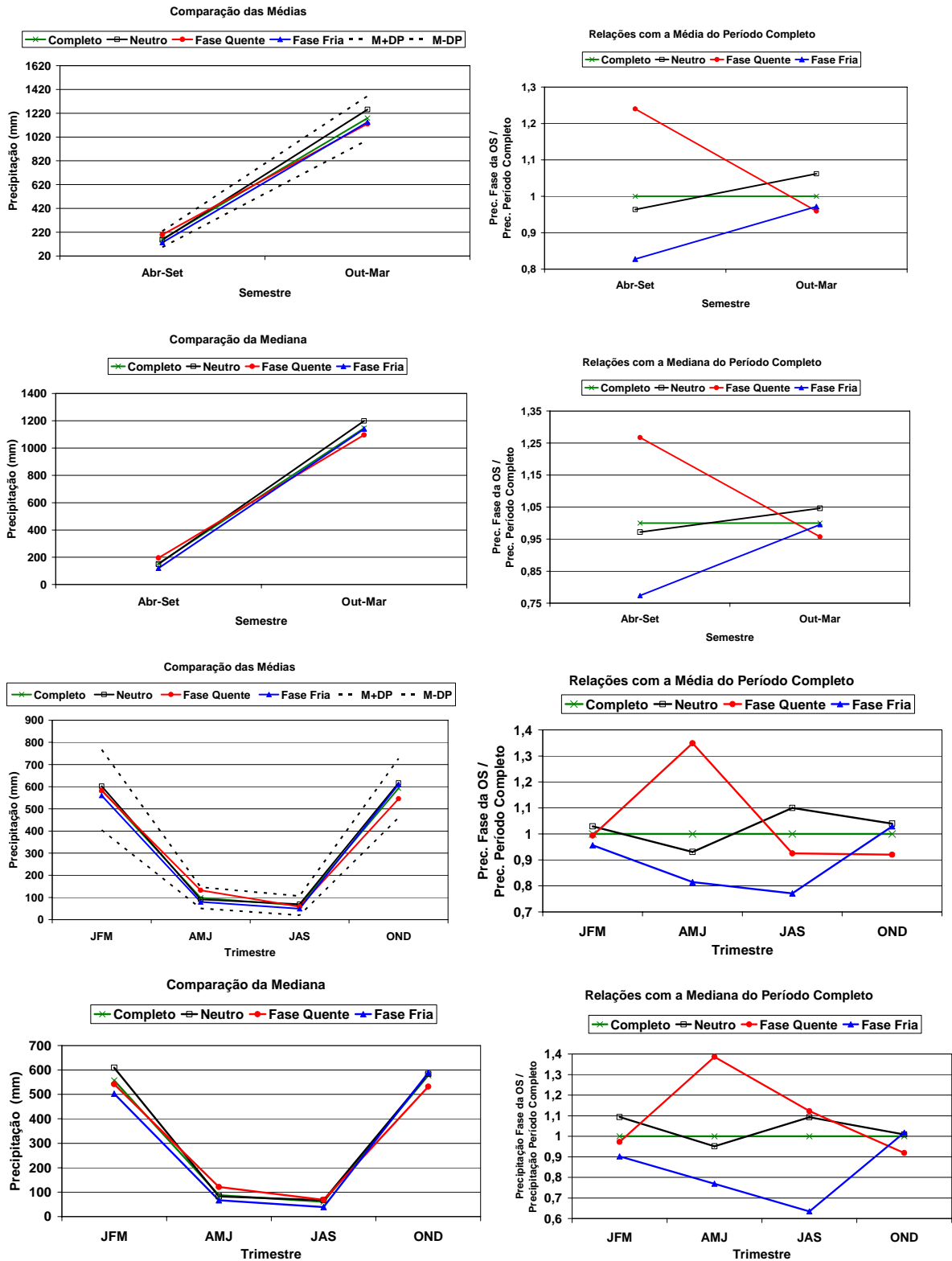


Figura 6.5 – Comparação entre as precipitações médias e medianas nas diferentes fases da OS

Depois de estimados os parâmetros das distribuições Gama associadas às fases quente, fria e neutra da Oscilação Sul e ao período completo, foram calculados os percentis de 10%, 30%, 50% (mediana), 70%, 90% e a diferença entre os percentis de 90% e 10% para comparação.

Os percentis calculados para as precipitações semestrais estão na Tabela 6.3 e as comparações na Figura 6.6. Analisando o semestre seco observa-se que na fase quente a precipitação é maior em todos os percentis, no mínimo 15% superior à do período completo. A fase neutra apresentou resultados muito semelhantes ao período completo e, na fase fria, os percentis foram inferiores, variando de 82 a 84% dos valores estimados para o período completo. Quando se focaliza os extremos da OS, verifica-se um comportamento oposto, as precipitações da fase quente são as superiores em todos os percentis e, na fase fria, as menores, como pode ser observado na Figura 6.6. Além disso, a relação entre as precipitações das fases extremas da OS variam de 0,58 a 0,71, conforme está apresentado na Tabela 6.3. Portanto, observa-se uma interferência das fases extremas da OS sobre volumes precipitados sobre a bacia do Alto São Francisco durante o semestre de Abril a Setembro.

No semestre chuvoso, os percentis calculados para as fases da OS estiveram na faixa de 94 a 108% das precipitações estimadas para todos os percentis do período completo. Esses resultados indicam que a OS não interfere nos volumes totais precipitados desse semestre.

Ao se analisar a diferença entre os percentis 90% e 10%, observa-se que as fases quente e fria mostram comportamentos opostos. No semestre seco a fase fria apresenta a menor diferença e a fase quente a maior, enquanto que no semestre chuvoso esse comportamento se inverte, como pode ser observado na Tabela 6.3 e na Figura 6.6.

Tabela 6.3 – Precipitações semestrais em diferentes Percentis (mm)

Abril a Setembro						
Período	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	83,2	120,6	152,3	189,3	252,3	169,1
Neutro	78,2	114,9	146,2	182,9	245,7	167,5
Fase Quente	119,7	160,0	192,8	229,8	291,1	171,5
Fase Fria	69,7	100,3	126,3	156,4	207,6	138,0
FF/FQ	0,58	0,63	0,65	0,68	0,71	0,80
Outubro a Março						
Período	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	948,9	1075,3	1169,2	1268,5	1421,3	472,4
Neutro	1028,1	1151,9	1243,3	1339,4	1486,6	458,5
Fase Quente	937,7	1044,9	1123,8	1206,6	1333,1	395,4
Fase Fria	893,3	1030,5	1133,4	1242,9	1413,0	519,7
FF/FQ	0,95	0,99	1,01	1,03	1,06	1,31

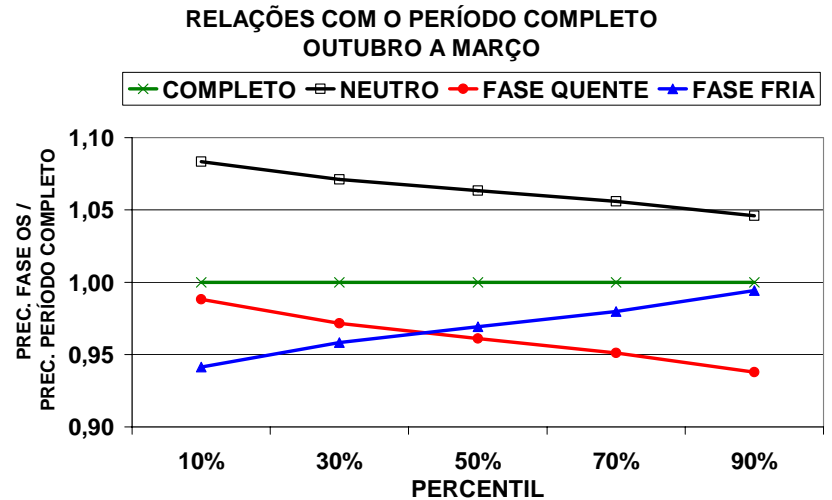
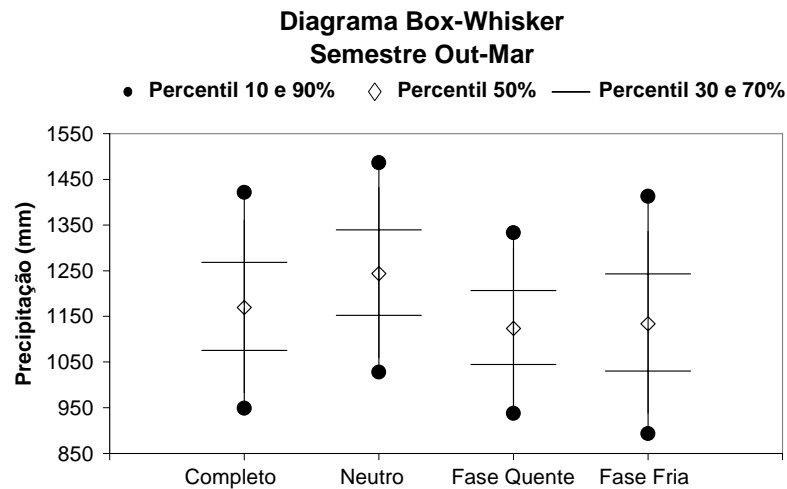
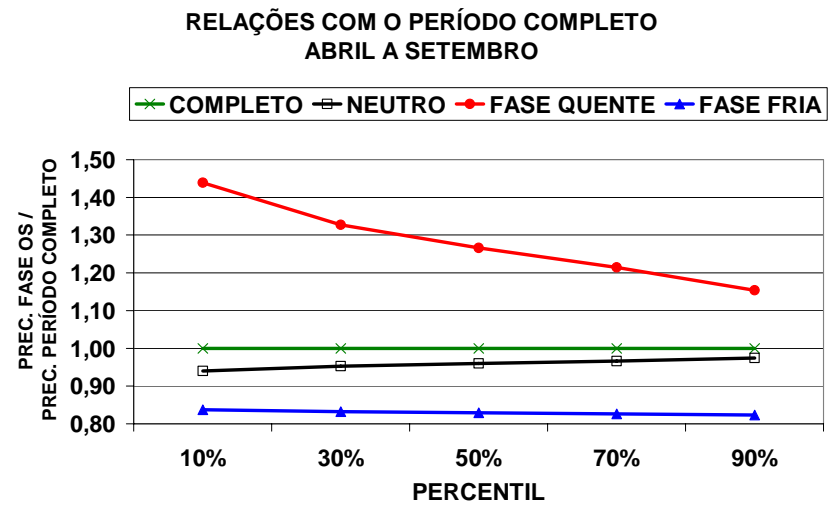
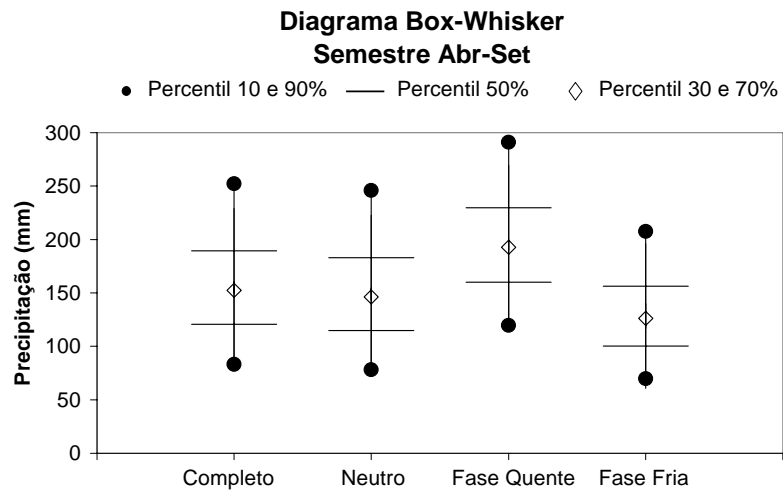


Figura 6.6 – Comparação das precipitações semestrais em diferentes percentis

A Tabela 6.4 apresenta os percentis estimados para as precipitações trimestrais e a Figura 6.7 as comparações correspondentes.

Tabela 6.4 – Precipitações trimestrais em diferentes Percentis (mm)

Abril-Maio-Junho						
	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	44,2	68,9	90,8	116,8	162,5	118,3
Normal	40,5	63,7	84,3	108,9	152,2	111,7
Fase Quente	75,0	103,3	126,7	153,5	198,3	123,3
Fase Fria	36,5	56,4	74,1	95,0	131,6	95,2
FF/FQ	0,49	0,55	0,58	0,62	0,66	0,77
Julho-Agosto-Setembro						
	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	18,0	35,9	53,8	77,1	121,0	103,0
Normal	19,4	39,1	59,0	84,8	133,8	114,4
Fase Quente	15,7	32,2	49,2	71,4	113,7	98,0
Fase Fria	20,5	33,1	44,5	58,3	82,6	62,1
FF/FQ	1,31	1,03	0,90	0,82	0,73	0,63
Outubro-Novembro-Dezembro						
	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	429,9	516,5	583,0	654,9	768,8	338,9
Normal	436,2	531,3	604,8	684,9	812,2	376,0
Fase Quente	445,2	513,1	564,0	618,1	702,2	256,9
Fase Fria	498,2	568,4	620,7	676,1	761,7	263,5
FF/FQ	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,03
Janeiro-Fevereiro-Março						
	10%	30%	50%	70%	90%	90% - 10%
Completo	368,1	478,4	566,8	665,5	826,9	458,8
Neutro	375,5	490,5	582,7	685,9	855,1	479,6
Fase Quente	379,1	483,3	565,8	657,2	805,6	426,4
Fase Fria	334,2	446,9	538,6	642,0	813,2	479,0
FF/FQ	0,88	0,92	0,95	0,98	1,01	1,12

Os resultados do trimestre AMJ mostram que as precipitações trimestrais na fase quente são superiores às do período completo para todos os percentis, variando de 22% a 70%. As precipitações da fase neutra são semelhantes às do período completo e as precipitações da fase fria são de 17 a 19% inferiores.

No trimestre JAS, as precipitações na fase neutra são maiores que as do período completo em todos os percentis, com diferenças de 8% a 11%. A fase quente mostrou resultados pouco inferiores aos do período completo e, na fase fria, para os percentis de 20% a 90%, as precipitações são inferiores, com diferenças de 8% a 32%, e para o percentil de 10%, as precipitações são superiores em 14%.

As precipitações do trimestre OND nas fases fria e neutra são superiores às do período completo em quase todos os percentis, exceção feita à fase fria para o percentil 90%. Entretanto, as diferenças entre as precipitações das fases da OS e período completo são inferiores a 16%. Na fase quente, as precipitações trimestrais são semelhantes às do período completo, para todos os percentis.

Analisando o trimestre JFM, observa-se que as diferenças entre as precipitações das fases quente, fria e neutra da OS com o período completo são muito semelhantes em todos os percentis.

Os resultados obtidos com as precipitações trimestrais confirmam e ampliam os alcançados na análise das precipitações semestrais. A influência da fase quente no período seco, verificada anteriormente, ocorre principalmente no trimestre de AMJ. Além disso, confirma-se que não há influência da OS no volume total precipitado durante o período chuvoso. Entretanto, quando se focaliza os extremos da OS, parece haver uma inversão de comportamento. No trimestre de OND, os volumes precipitados durante a fase fria são maiores que os da fase quente e, no trimestre de JFM, observa-se o comportamento oposto.

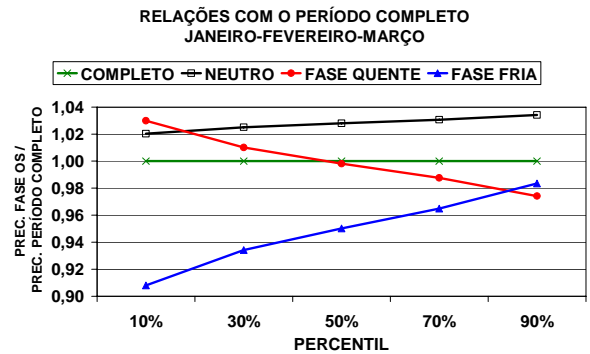
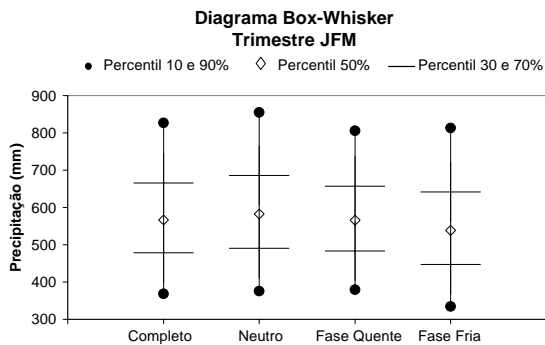
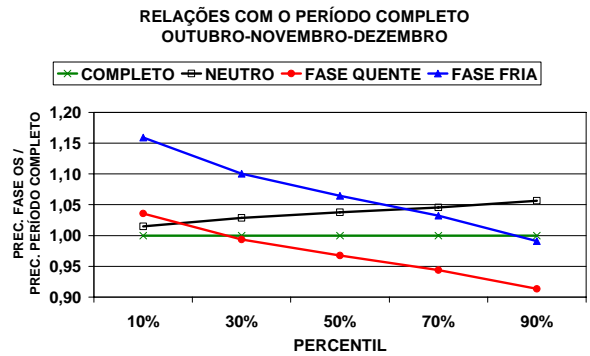
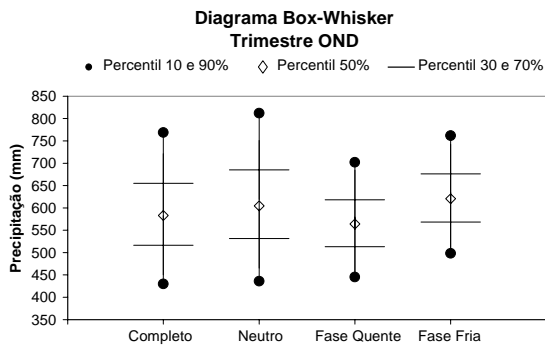
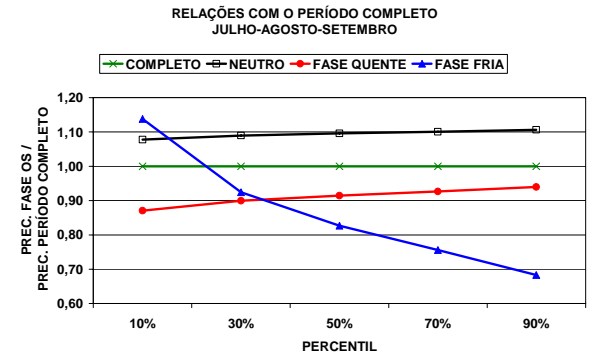
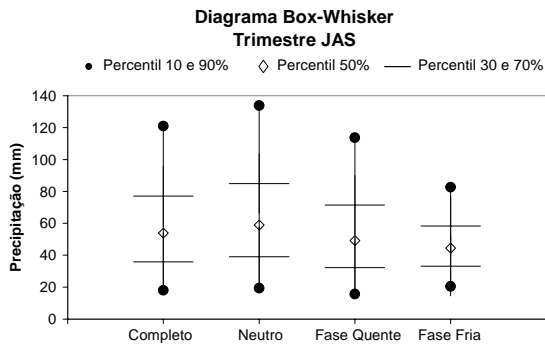
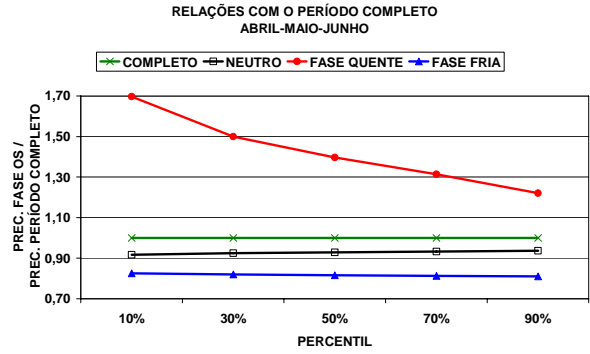
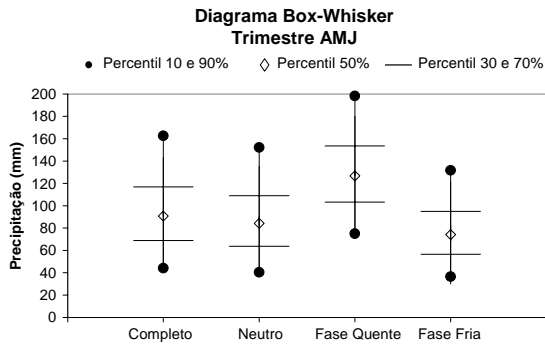


Figura 6.7 – Comparação das precipitações trimestrais em diferentes percentis

A mesma metodologia foi aplicada aos dados de vazões trimestrais das estações fluviométricas de Porto Andorinhas, código 40100000, no rio São Francisco; de Porto Pará, código 40450001, no rio Pará; de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001 e Porto Mesquita, código 40865000, ambas no rio Paraopeba. A Figura 6.8 apresenta a localização dessas estações.

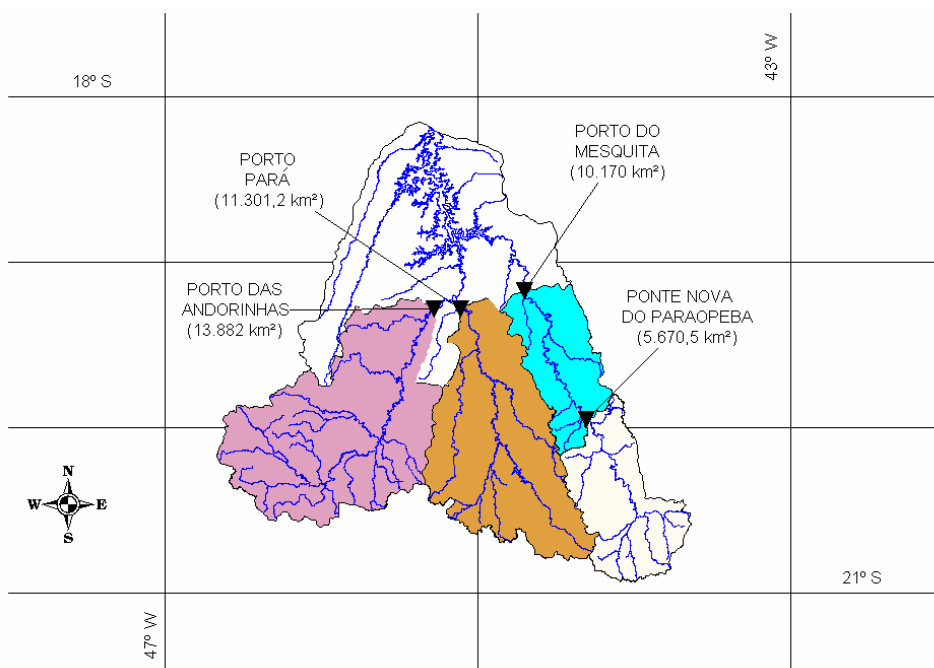


Figura 6.8 – Estações fluviométricas utilizadas na análise da influência da OS

Como os resultados foram bastante semelhantes, dentro do enfoque de se verificar a influência da Oscilação Sul nas vazões do Alto São Francisco, optou-se por apresentar somente os gráficos resultantes da análise dos dados da estação de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001. Os resultados gráficos das outras estações estão no Anexo D. As vazões anuais adimensionais associadas às fases quente e fria da Oscilação Sul estão apresentadas na Figura 6.9. Nos anos anteriores a 1950, para a classificação das ocorrências dos episódios das fases quente, fria e neutra da Oscilação Sul, considerou-se os mesmos critérios mencionados anteriormente utilizando a base de dados do NOAA NCDC ERSST (*National Oceanic and Atmospheric Administration - National Climate Data Center - Extended Reconstruction Sea Surface Temperature, Version 2*).

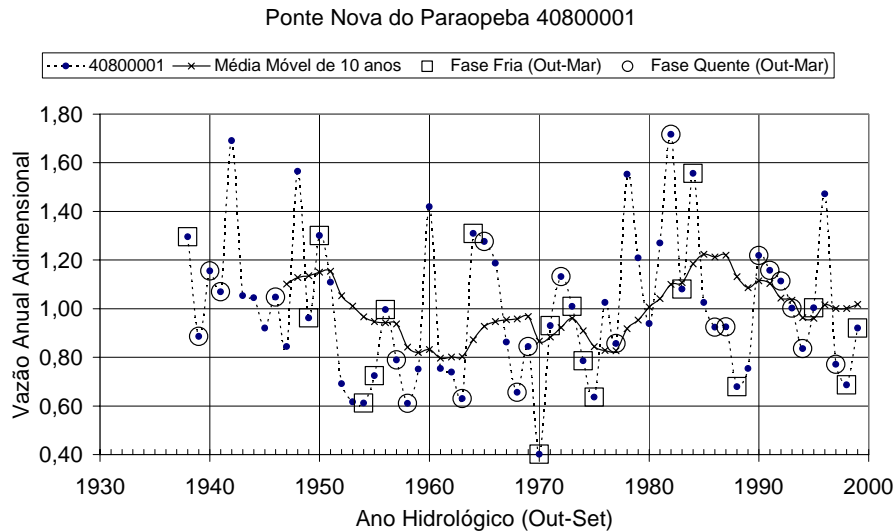


Figura 6.9 – Vazões Anuais Adimensionais

As comparações das médias e medianas das vazões trimestrais das fases da OS com as do período completo da estação fluviométrica de Ponte Nova do Paraopeba estão apresentadas na Figura 6.10.

Os comentários apresentados a seguir referem-se aos resultados alcançados para as quatro estações fluviométricas. As vazões médias e medianas em todos os trimestres na fase neutra permaneceram no intervalo de -5% a 12% em relação ao período completo. Na fase fria, as vazões médias e medianas dos trimestres AMJ e JAS são no mínimo 16% inferiores às do período completo. No trimestre JAS, essa diferença varia de 16% a 25% e a vazão média está próxima do limite definido pela diferença entre a média do período completo e seu desvio-padrão. Nos trimestres OND e JFM as vazões médias e medianas das fases quente e fria da OS permaneceram na faixa de variação de $\pm 10\%$ quando comparadas com às do período completo.

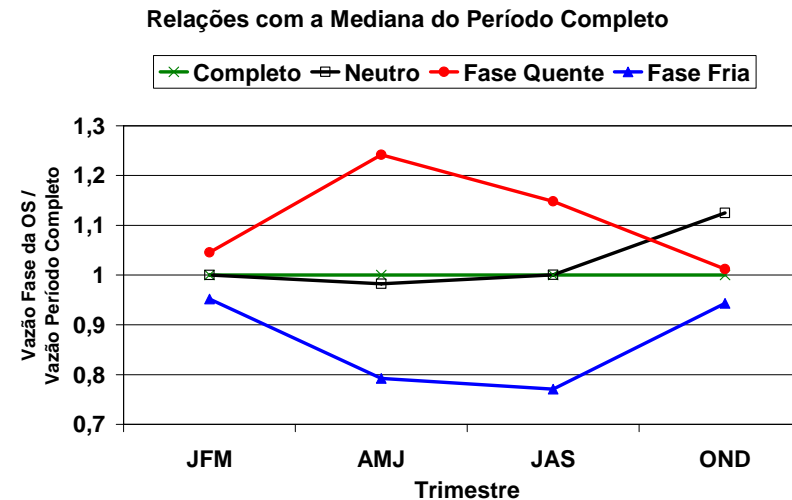
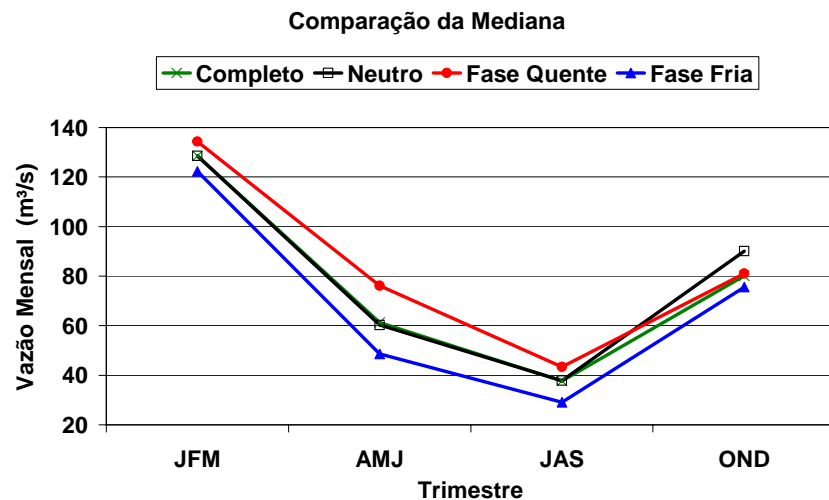
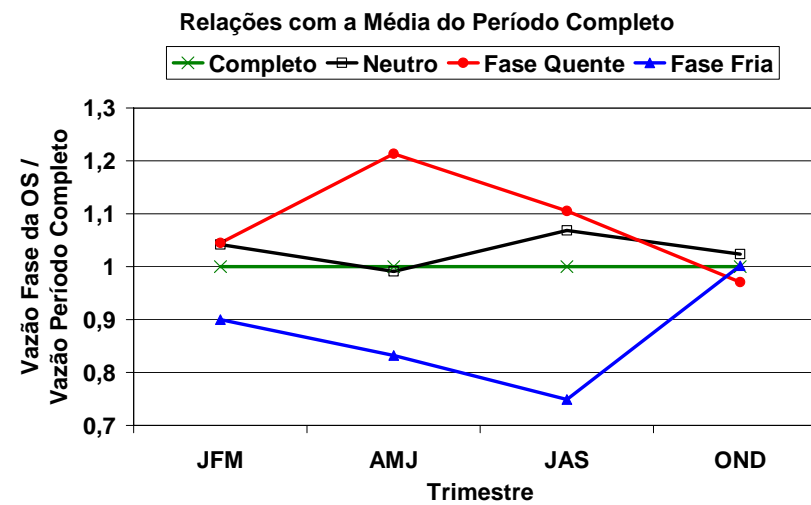
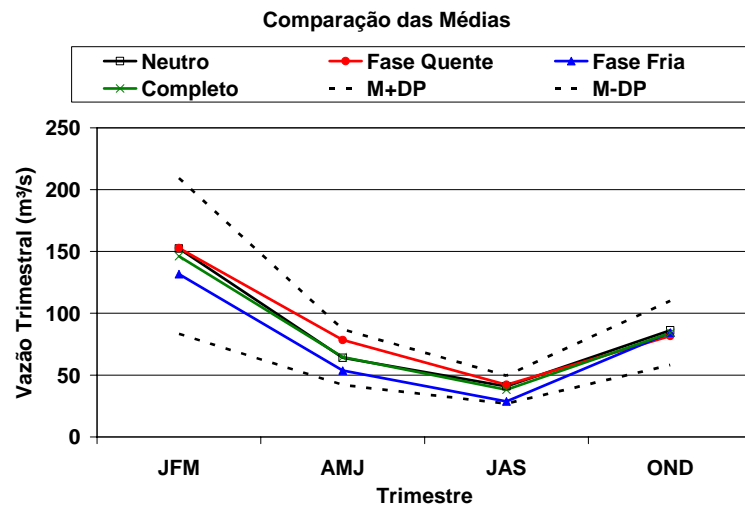


Figura 6.10 – Comparação entre as vazões trimestrais médias e medianas de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001, nas diferentes fases da OS

A análise de frequência consistiu no ajuste de uma distribuição teórica de probabilidades aos dados associados às fases da Oscilação Sul e ao período completo. Na análise inicial dos dados foi investigada a presença de *outliers*, a independência e a homogeneidade dos dados aplicando os mesmos testes mencionados anteriormente na análise de frequência das precipitações semestrais e trimestrais. Foram ajustadas as distribuições Normal e Log-Normal com os parâmetros calculados com o uso dos momentos-L. As funções densidade de probabilidade e de distribuição acumulada podem ser encontradas em Hosking e Wallis (1997). A seleção da distribuição de melhor ajuste foi realizada aplicando-se os testes de Filliben e do Qui-quadrado com nível de significância de 5%, além da verificação do ajuste gráfico. Os parâmetros das distribuições ajustadas para cada uma das séries de vazões trimestrais e os anos excluídos das séries por terem sido considerados *outliers* superiores ou inferiores estão apresentados na Tabela 6.5.

Tabela 6.5 – Parâmetros das distribuições das vazões trimestrais

Fase	40100000					40450001				40800001				40865001			
	Tri.	Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL
Completo	JFM	N	436,7	181,2		LN	5,476	0,456		LN	4,895	0,434		LN	5,429	0,450	
	AMJ	LN	5,139	0,404		LN	4,650	0,415		LN	4,110	0,344		LN	4,596	0,349	
	JAS	N	78,8	18,5	1983	N	61,3	18,1	1983	N	37,3	9,6	1983	N	57,6	14,1	1983
	OND	LN	5,128	0,406		LN	4,854	0,403		N	84,1	25,7		LN	4,841	0,383	
Neutro	JFM	N	452,4	174,8		LN	5,520	0,419		LN	4,942	0,429		LN	5,480	0,430	
	AMJ	LN	5,132	0,299		LN	4,661	0,363		LN	4,120	0,287		LN	4,615	0,308	
	JAS	N	80,9	16,7	1983	LN	4,103	0,312	1983	LN	3,650	0,214	1983	LN	4,088	0,213	1983
	OND	LN	5,148	0,445		LN	4,849	0,427		N	86,1	27,5		N	141,7	53,1	
Quente	JFM	LN	6,024	0,4		LN	5,546	0,453		LN	4,961	0,405		LN	5,493	0,425	
	AMJ	LN	5,439	0,456		LN	4,883	0,413		LN	4,314	0,309		N	114,9	28,6	1983
	JAS	LN	4,534	0,1	1963	N	72,5	10,4	1963	N	44,1	5,0	1963	N	66,1	8,7	1963
	OND	N	182	69,6		N	143,6	39,37	1963	LN	4,427	0,226	1963	N	124,2	42,7	
Fria	JFM	N	405,7	202,6		LN	5,350	0,561		LN	4,772	0,494		LN	5,301	0,532	
	AMJ	LN	4,894	0,387		LN	4,432	0,428		LN	3,917	0,375		N	79,8	22,0	1985
	JAS	N	64,1	17,3		N	50,0	15,2		LN	3,321	0,290		N	44,5	11,6	
	OND	N	162,5	47,4	1983	LN	4,801	0,344	1983	LN	4,385	0,321		LN	4,864	0,393	

N = Normal e LN = Log-Normal; OL = *Outlier*

As distribuições de frequência ajustadas às séries de vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001, estão apresentadas na Figura 6.11. A Figura 6.12 mostra o resultado da comparação entre as vazões trimestrais dessa estação nas fases da OS e no período completo, para os percentis de 10, 30, 50, 70 e 90%. Os gráficos das outras estações fluviométricas e os quantis calculados constam do Anexo D. As afirmações apresentadas a seguir se referem à análise dos resultados das quatro estações fluviométricas.

As vazões da fase quente no trimestre AMJ são maiores que as do período completo em quase todos os percentis, com as diferenças variando de 9% a 44%. Para o percentil 90%, na estação

Porto Mesquita, código 40865001, a vazão é 2% inferior a do período completo. As vazões da fase neutra estão no intervalo de $\pm 15\%$ em relação ao período completo. As vazões da fase fria são inferiores às do período completo, com as diferenças variando de 14 a 30%.

No trimestre de JAS, as vazões da fase neutra estão na faixa de -3% a 19% em relação ao período completo. Nesse trimestre, as vazões da fase fria são menores que as do período completo para todos os percentis, com as diferenças variando de 23 a 28%. Na fase quente da OS, as vazões são superiores às do período completo para quase todos os percentis, com as diferenças variando de 54% para o menor percentil e -3% para o maior. Nessa fase, as vazões foram inferiores somente para o percentil de 90%, na estação de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001.

No trimestre de OND, as vazões da fase neutra variaram de -5% a 12% em relação ao período completo. Nas fases quente e fria da OS, as vazões estão no intervalo de $\pm 22\%$ em relação ao período completo, sendo que na maioria dos percentis a variação é de $\pm 10\%$.

No trimestre de JFM, as vazões das fases neutra e quente estão na faixa de -5% a 12% em relação às do período completo, com exceção do percentil de 10% para a estação de Porto Andorinhas na fase quente. Na fase fria, as vazões são inferiores em quase todos os percentis, com as diferenças variando de -29% no menor percentil e 1% no maior.

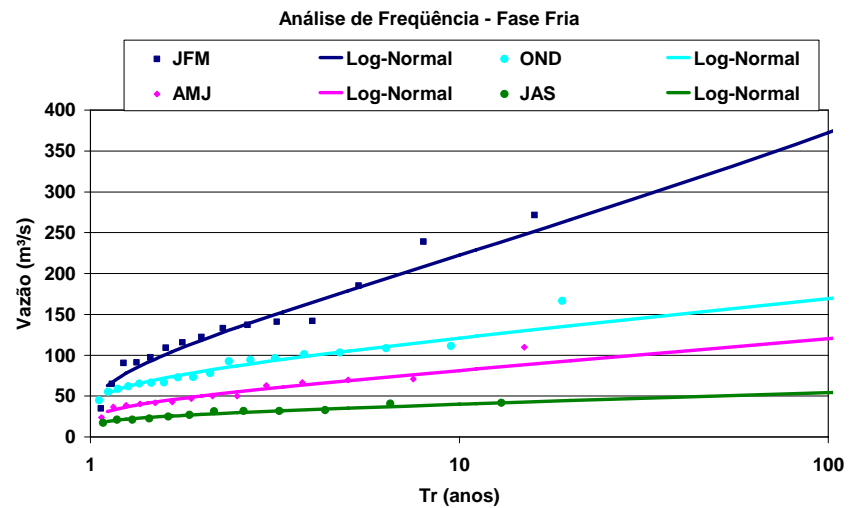
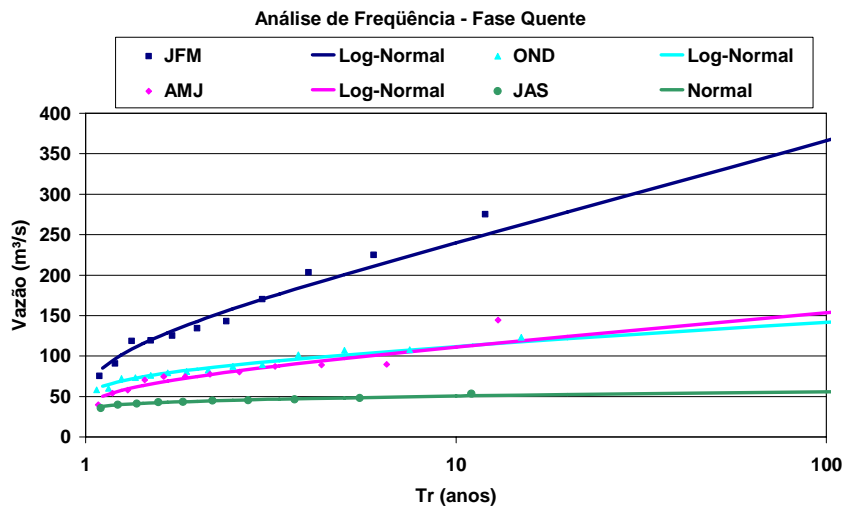
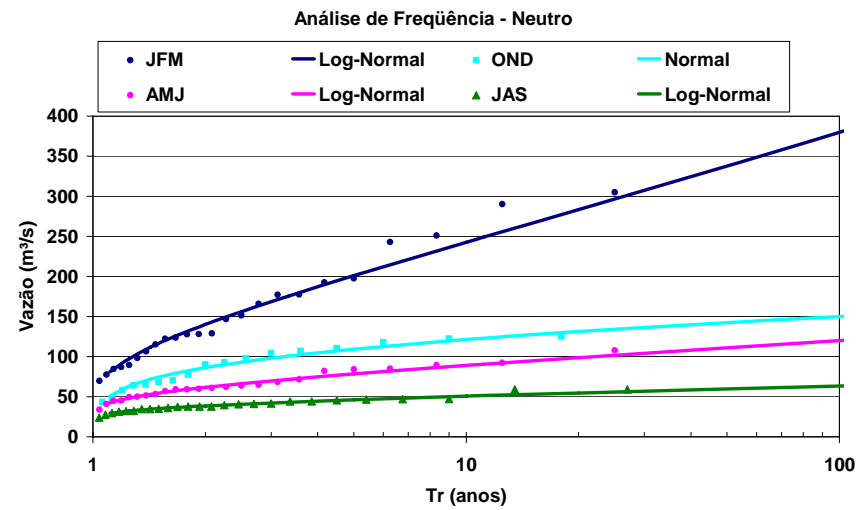
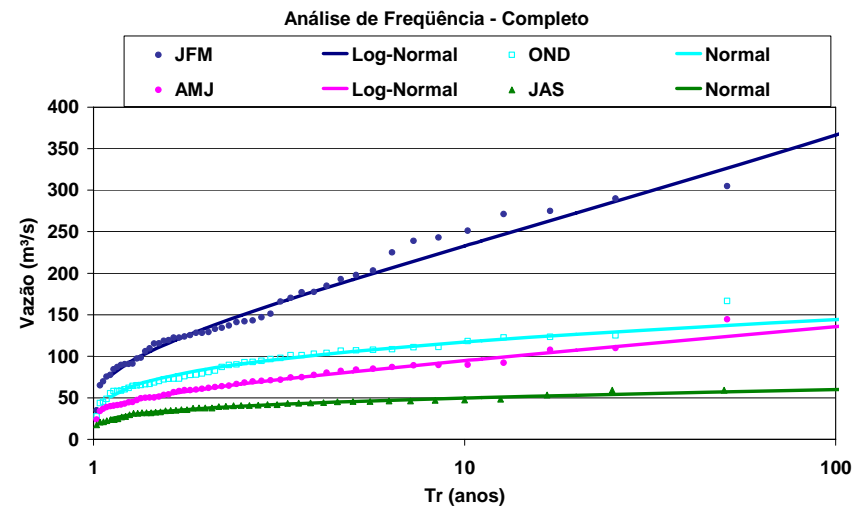


Figura 6.11 – Análise de Frequência das vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, 40800001

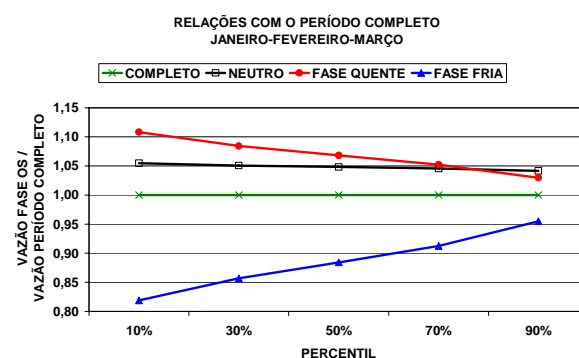
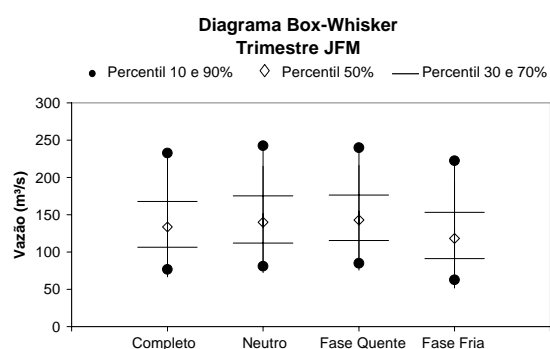
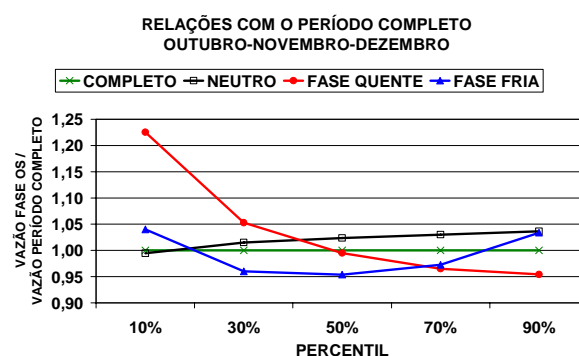
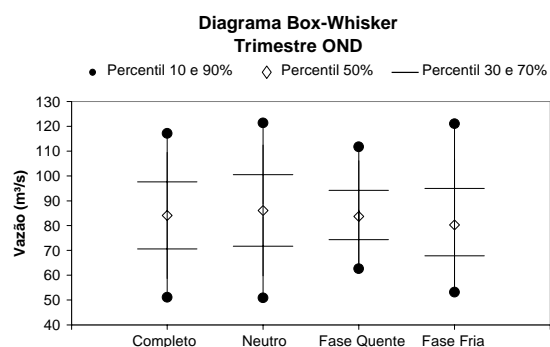
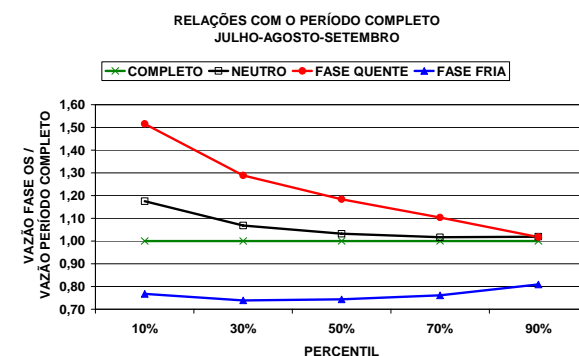
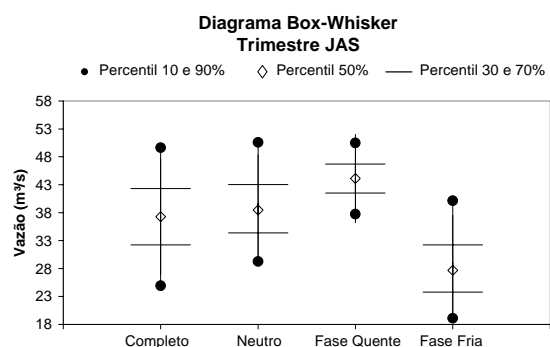
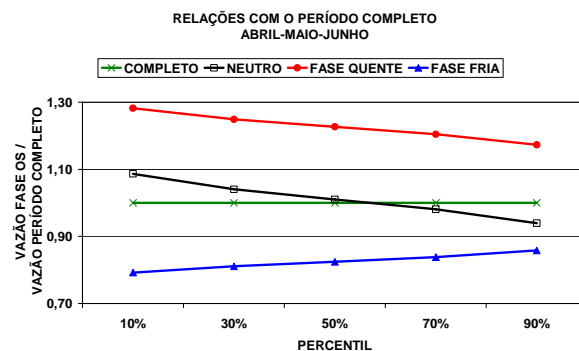
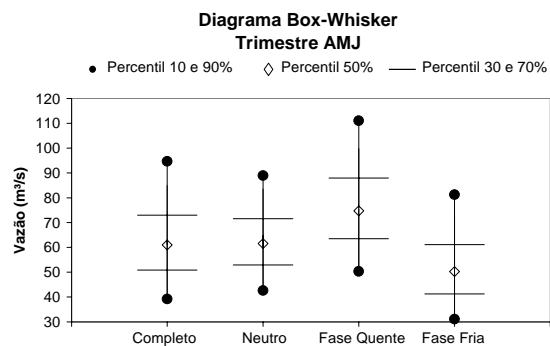


Figura 6.12 – Comparação dos diferentes percentis de vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, Código 4080001

A verificação da possível influência da ocorrência, durante o período chuvoso, das diferentes fases da Oscilação Sul sobre as vazões de estiagens subsequentes foi realizada a partir da análise de frequência das séries de vazões trimestrais, Abril-Maio-Junho (AMJ) e Julho-Agosto-Setembro (JAS). Essas séries estão associadas às fases da OS do semestre de outubro a março. A análise de frequência efetuada seguiu as etapas descritas anteriormente. A Tabela 6.6 apresenta os parâmetros das distribuições ajustadas e os anos excluídos das séries por terem sido considerados *outliers* superiores ou inferiores. A Figura 6.13 mostra a comparação entre os diferentes percentis para as quatro estações fluviométricas consideradas neste estudo.

Tabela 6.6 – Parâmetros das distribuições das vazões de estiagem (AMJ e JAS)

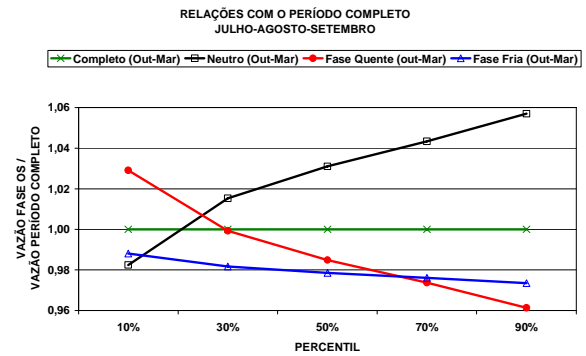
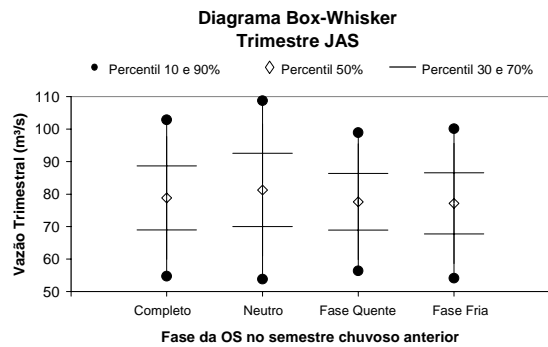
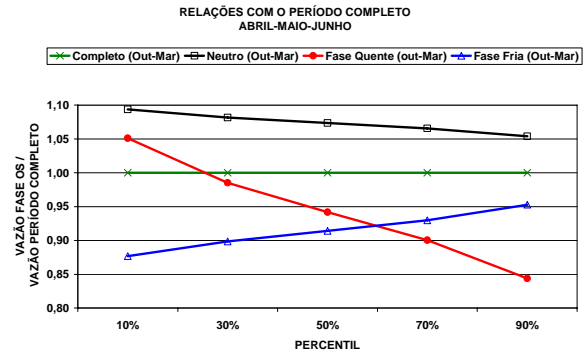
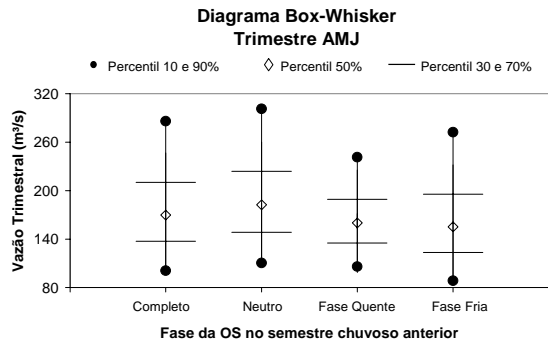
Tri.	Fase (out-Mar)	40100000				40450001				40800001				40865001			
		Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL	Dist	Posição	Escala	OL
AMJ	Completo	LN	5,139	0,404		LN	4,650	0,415		LN	4,110	0,344		LN	4,596	0,349	
	Neutra	LN	5,206	0,392		N	119,6	41,3		N	69,0	19,2		N	112,2	34,6	
	Quente	LN	5,075	0,321	1983	LN	4,538	0,250	1983	N	58,5	13,2	1983	N	94,9	20,0	1983
	Fria	LN	5,045	0,439		LN	4,588	0,474		LN	4,014	0,399		LN	4,499	0,394	
JAS	Completo	N	78,8	18,5	1983	N	61,3	18,1	1983	N	37,3	9,6	1983	N	57,6	14,1	1983
	Neutra	N	81,3	21,4		N	63,6	19,9		N	38,7	9,8		N	60,0	16,3	
	Quente	N	77,6	16,6	1983	N	57,1	13,0	1983	N	35,6	7,1	1983	N	55,3	9,2	1983
	Fria	N	77,1	18,0		N	62,2	20,3		N	37,1	11,7		N	56,4	16,1	

N = Normal e LN = Log-Normal; OL = *Outlier*

Analisando a Figura 6.13 observa-se que as vazões do Trimestre AMJ associadas às três fases da OS no período chuvoso variaram de -27% a 17% em relação ao período completo. Os diagramas Box-Whisker das quatro estações mostram que a ocorrência da fase quente no período chuvoso resulta em uma menor amplitude das vazões no trimestre AMJ quando se considera a diferença entre os percentis 90% e 10%. Também se percebe uma leve tendência de maiores vazões nesse trimestre na ocorrência da fase neutra no período chuvoso.

No trimestre JAS também não se verificam variações significativas das vazões associadas às três fases da OS no período chuvoso, quando comparadas com o período completo. Nesse trimestre também se constata, nos diagramas Box-Whisker das quatro estações, exceto Porto Andorinhas, que a ocorrência da fase quente no período chuvoso resulta em uma menor amplitude das vazões, quando se considera a diferença entre os percentis 90% e 10%.

Porto Andorinhas, código 40100000



Porto Pará, código 40450001

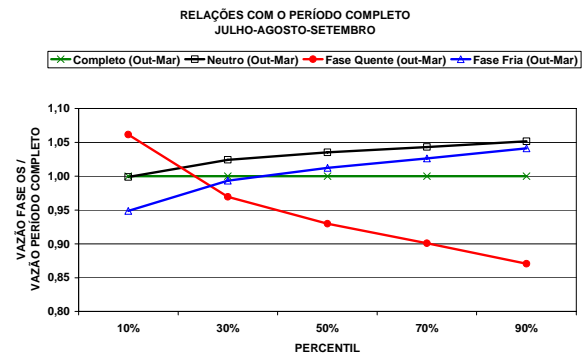
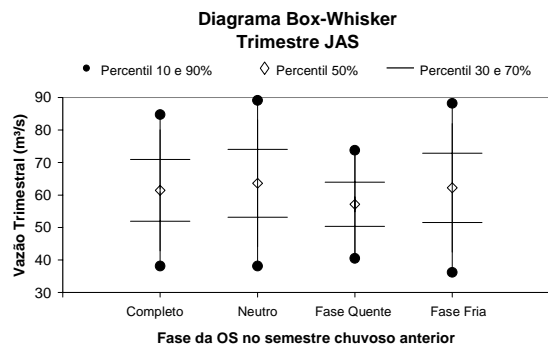
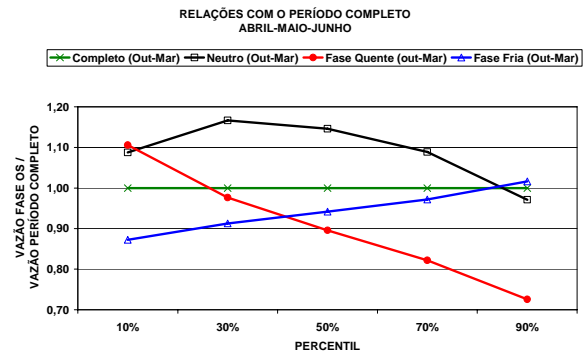
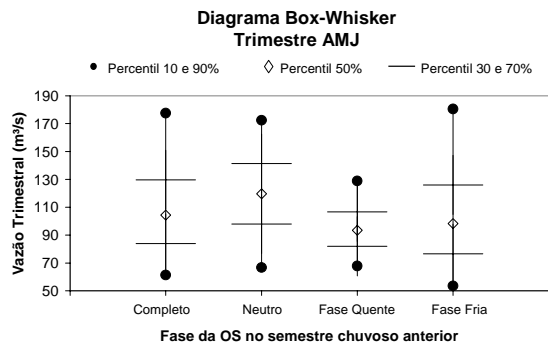
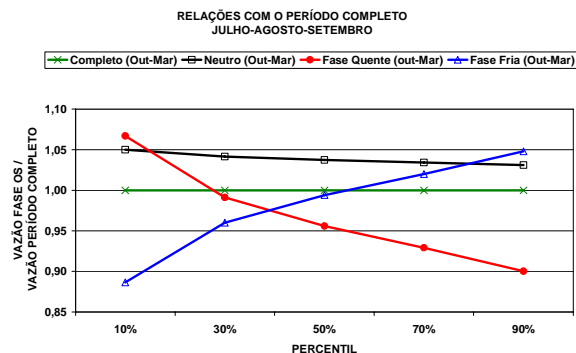
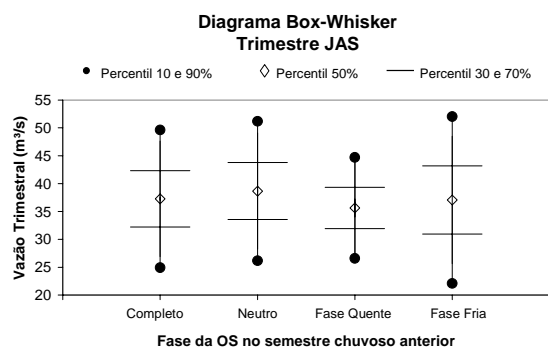
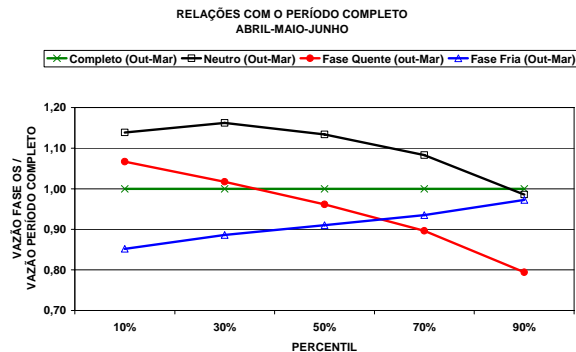
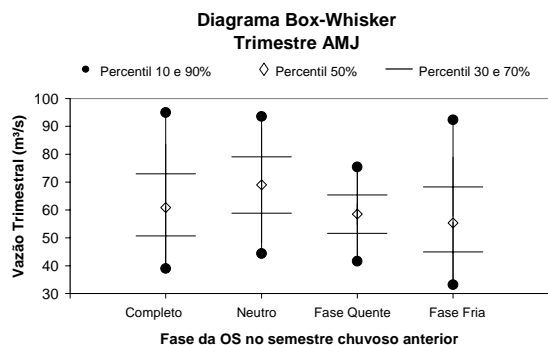


Figura 6.13 – Influência das fases da OS no período chuvoso sobre as vazões do período de estiagens

Ponte Nova do Paraopeba, código 4080001



Porto Mesquita, código 40865001

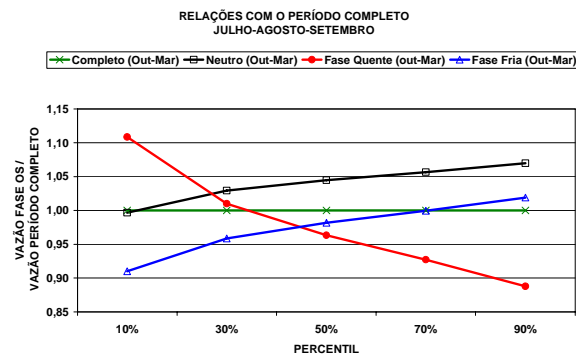
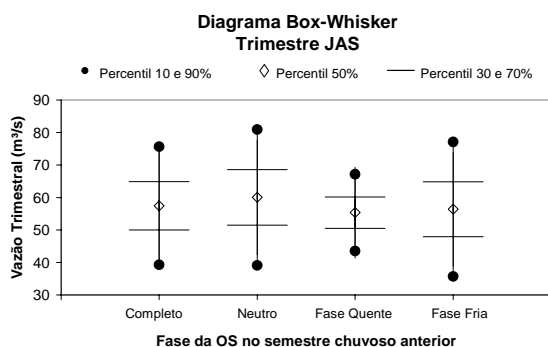
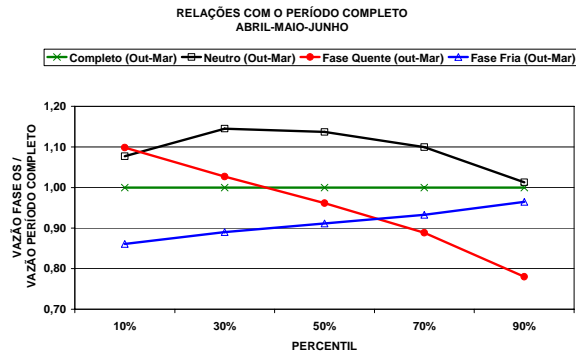
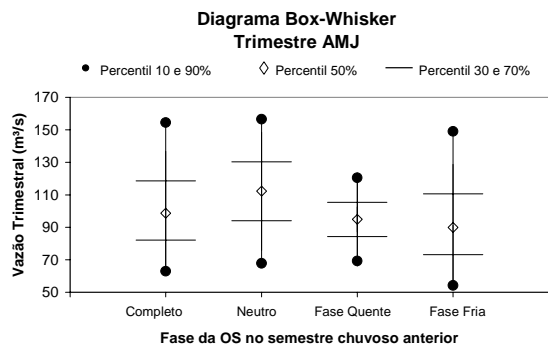


Figura 6.13 cont. – Influência das fases da OS no período chuvoso sobre as vazões do período de estiagens

6.4 Análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações no período chuvoso da bacia do Alto São Francisco

A análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações do Alto São Francisco foi realizada através dos hietogramas de precipitações mensais acumuladas e adimensionais para o período de outubro a março. A Figura 6.14 mostra os hietogramas acumulados e adimensionais médios e as respectivas relações entre o período completo de dados e as fases da Oscilação Sul. Analisando essa figura observa-se que nos meses iniciais, aproximadamente 50% do tempo total, que corresponde ao trimestre OND, os volumes precipitados na fase fria são superiores aos do período completo, enquanto que na fase quente ocorre o contrário, ou seja, os volumes acumulados são inferiores. A partir do ponto de 50% no eixo das abscissas, os volumes acumulados na fase quente aumentam e tendem a se aproximar dos valores do período completo.

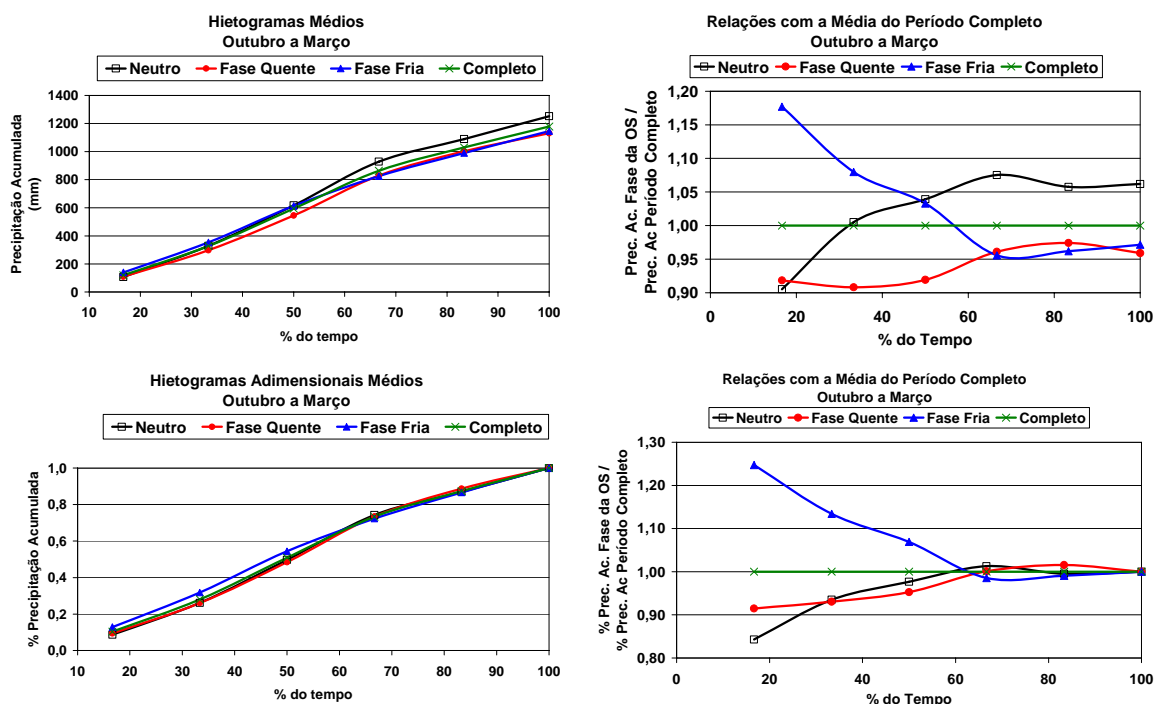


Figura 6.14 – Hietogramas

Para ilustrar o comportamento temporal diferenciado das fases da Oscilação Sul, a Tabela 6.7 apresenta as relações entre os volumes acumulados nas fases quente e fria ao longo do semestre, ou seja, o acumulado da fase quente dividido pelo da fase fria.

A verificação da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações permite que sejam construídas trajetórias adimensionais de precipitação associadas às fases da OS. A Figura 6.15 apresenta as trajetórias adimensionais médias das precipitações do Alto

São Francisco relacionadas ao período completo de dados e às fases neutra, fria e quente da Oscilação Sul.

Tabela 6.7 – Relação entre a Precipitação Acumulada da Fase Quente e a da Fase Fria

Hietograma Acumulado						
% Tempo	16,7 %	33,3 %	50,0 %	66,7 %	83,3 %	100,0 %
Hieto. Médio	0,78	0,84	0,89	1,01	1,01	0,99
Hieto. Mediano	0,84	0,79	0,88	0,99	1,05	0,96
Percentil 25%	0,66	0,81	0,86	0,92	1,03	0,99
Percentil 75%	0,72	0,85	0,89	1,05	1,00	0,98
Hietograma Acumulado Adimensional						
% Tempo	16,7 %	33,3 %	50,0 %	66,7 %	83,3 %	100,0 %
Hieto. Médio	0,73	0,82	0,89	1,02	1,02	1,0
Hieto. Mediano	0,72	0,89	0,86	1,05	1,03	1,0
Percentil 25%	0,82	0,78	0,91	1,00	1,02	1,0
Percentil 75%	0,78	0,84	0,91	1,01	1,05	1,0

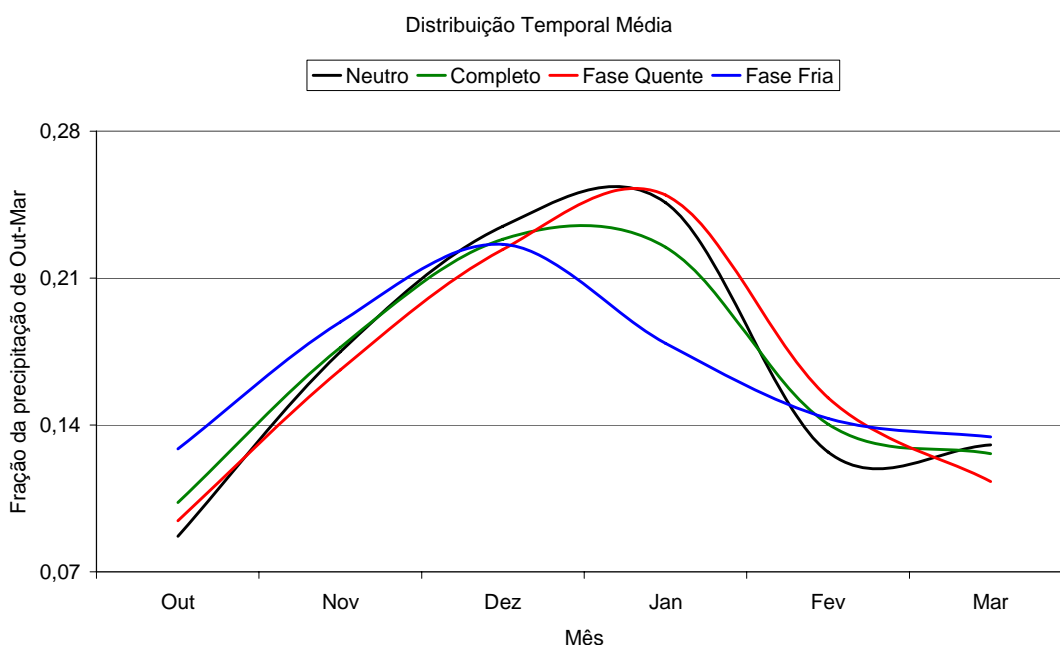


Figura 6.15 – Trajetória adimensional média das precipitações do Alto São Francisco

Além de definir as trajetórias adimensionais médias de precipitação em função da fase da Oscilação Sul, também é possível traçá-las para vários percentis, como ilustrado nas Figuras 6.16, 6.17 e 6.18.

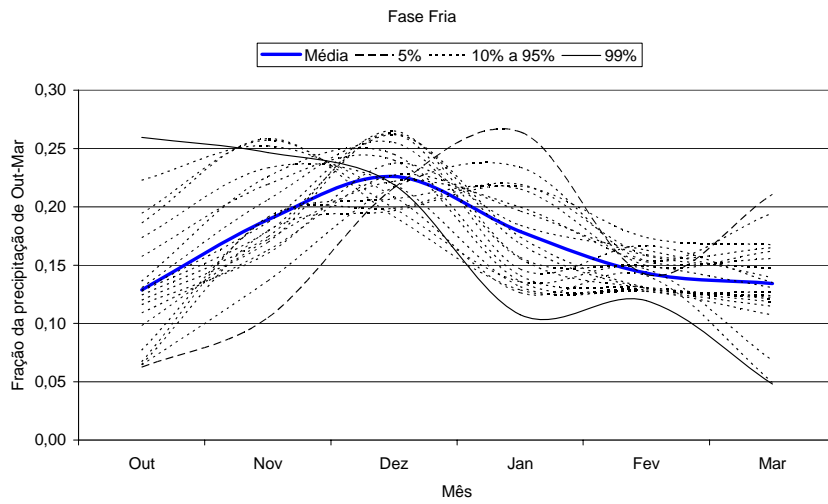


Figura 6.16 – Trajetórias adimensionais da fase fria da Oscilação Sul

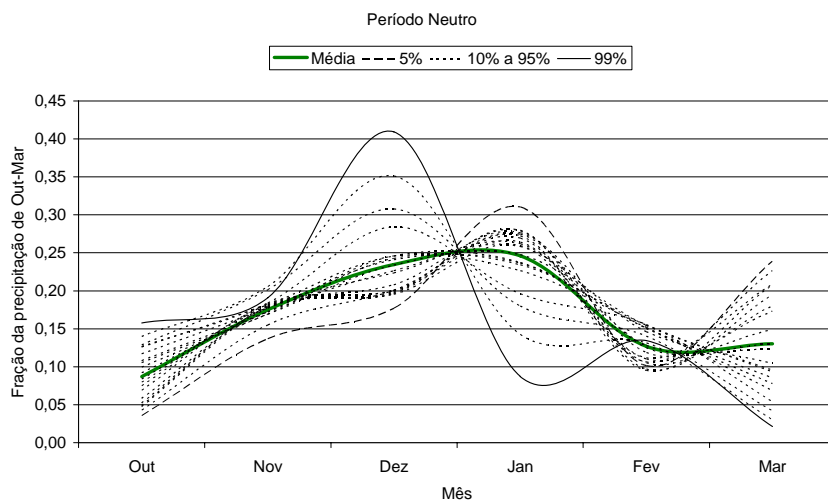


Figura 6.17 – Trajetórias adimensionais da fase neutra da Oscilação Sul

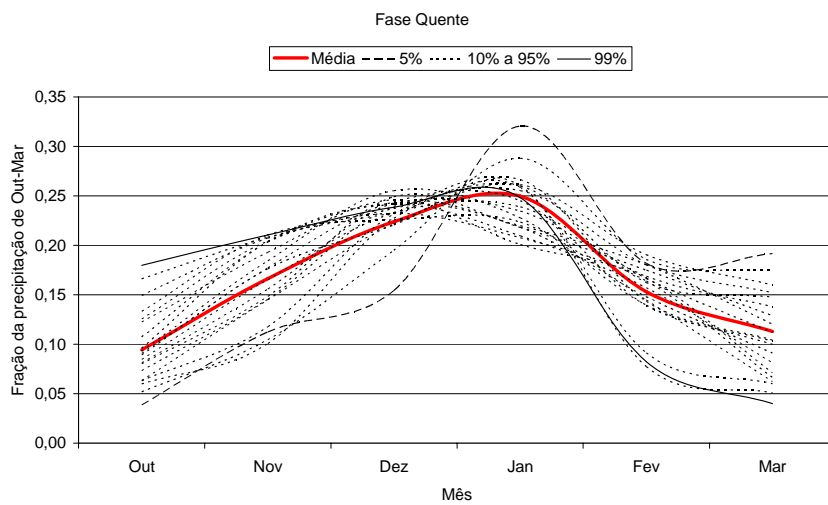


Figura 6.18 – Trajetórias adimensionais da fase quente da Oscilação Sul

6.5 Proposição de modelos de previsão de longo termo de vazões e precipitações do Alto São Francisco

A elaboração de modelos de previsão consensual para precipitação do semestre chuvoso do Alto São Francisco e das vazões trimestrais (Outubro-Novembro-Dezembro e Janeiro-Fevereiro-Março) das estações fluviométricas de Porto Andorinhas, código 40100000, no rio São Francisco; de Porto Pará, código 40450001, no rio Pará, Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001, e de Porto Mesquita, código 40865000, no rio Paraopeba, foi realizada com a metodologia descrita no item 4.5.

A primeira etapa consistiu na montagem das séries de dados associados às categorias abaixo do normal, normal e acima do normal que foram estabelecidas a partir dos seguintes limites:

- Acima do normal (Percentil 71-100 da série completa) – 30% da série
- Normal (Percentil 31-70 da série completa) – 40% da série
- Abaixo do normal (Percentil 0-30 da série completa) – 30% da série

Para avaliar o grau de relacionamento dessas séries e os indicadores climatológicos levantados no item 6.2, defasados de 1 trimestre, foram analisadas as correlações simples e os diagramas de dispersão entre os indicadores climáticos e as variáveis precipitações semestrais e vazões trimestrais, tanto para as séries completas como para as associadas às três categorias. Utilizou-se como medida de associação o coeficiente de correlação linear de Pearson, definido como:

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{s_x s_y} \quad (6.11)$$

em que, r é coeficiente de correlação linear ($-1 \leq r \leq 1$), $\text{cov}(x,y)$ é a covariância, e s_x e s_y são os desvios-padrão das amostras.

Além do coeficiente de correlação, também foi utilizado o critério de informação mútua (Fraser e Swinney, 1986 *apud* Sharma, 2000). Esse critério é uma medida da dependência entre duas variáveis. A função de informação mútua entre as variáveis X e Y é definida como:

$$MI = \iint f_{X,Y}(x, y) \log_e \left[\frac{f_{X,Y}(x, y)}{f_X(x)f_Y(y)} \right] dx dy \quad (6.12)$$

onde $f_X(x)$ e $f_Y(y)$ são, respectivamente, as funções densidade de probabilidade marginais de X e Y , e $f_{X,Y}(x, y)$ é a função densidade de probabilidade conjunta (bivariada) de X e Y .

A lógica inerente à função de informação mútua está na definição de dependência entre duas variáveis. A probabilidade conjunta de ocorrência de duas variáveis é teoricamente igual ao produto das probabilidades individuais, se não há dependência estatística entre elas. Portanto, $f_{X,Y}(x, y)$ será igual a $[f_X(x) \cdot f_Y(y)]$ se X for independente de Y . Nesse caso, a medida MI seria igual a zero, pois se as variáveis forem independentes, a razão entre a função de densidade de probabilidade (fdp) bivariada e o produto das fdp's marginais será igual a 1 e o logaritmo zero. Por conseguinte, um valor alto de MI indica uma forte dependência entre as duas variáveis.

Para qualquer amostra bivariada a medida MI pode ser estimada através da seguinte equação:

$$MI = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log_e \left[\frac{f_{X,Y}(x_i, y_i)}{f_X(x_i) f_Y(y_i)} \right] \quad (6.13)$$

na qual x_i e y_i formam o $i^{\text{ésimo}}$ par de dados da amostra bivariada de tamanho n ; e $f_X(x_i)$, $f_Y(y_i)$ e $f_{X,Y}(x_i, y_i)$ são, respectivamente, as densidades de probabilidade univariada e bivariada estimadas a partir dos dados amostrais.

O problema no cálculo de MI está na estimativa das densidades de probabilidades conjuntas e marginais. Nas primeiras aplicações da função MI foram utilizados histogramas como meio de estimar as densidades de probabilidade conjunta e marginal. Um estimador de densidade de probabilidade mais estável, eficiente e robusto é baseado no estimador *kernel* da função de densidade (Silverman, 1986). O estimador de densidade univariada adotado neste estudo é dado pelas equações 4.3 e 4.5. No caso bivariado, o estimador *kernel* Gaussiano é definido como:

$$\hat{f}_{X,Y}(x, y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot [\det(h_2^2 S)]^{1/2}} \exp \left[- \frac{\begin{bmatrix} x - x_i \\ y - y_i \end{bmatrix}^T \cdot [h_2^2 \cdot S]^{-1} \cdot \begin{bmatrix} x - x_i \\ y - y_i \end{bmatrix}}{2} \right] \quad (6.14)$$

em que $\hat{f}_{x,y}(x, y)$ é a densidade *kernel* bivariada, estimada para as variáveis X e Y ; y_i e x_i formam o $i^{\text{ésimo}}$ par de dados da amostra bivariada de tamanho n ; $\det()$ representa o operador determinante; $h_2^2 S$ é a largura da faixa (*bandwidth*) bivariada; e S é a matriz de covariância amostral das variáveis X e Y , dada por:

$$S = \begin{bmatrix} \hat{\sigma}_{xx} & \hat{\sigma}_{xy} \\ \hat{\sigma}_{xy} & \hat{\sigma}_{yy} \end{bmatrix} \quad (6.15)$$

O fator de largura de faixa bivariado, h_2 , é obtido a partir da equação 4.4 e é calculado por:

$$h_2 = 1,0.n^{(-1/6)} \quad (6.16)$$

Após essas análises, foram elaborados os modelos probabilísticos da equação 4.1, de acordo com a metodologia descrita no item 4.5, para cada um dos preditores levantados, e calculado o índice de *Half-Brier*. Além disso, foi aplicado o teste do Qui-Quadrado com um nível de significância de 10%, para verificar se as previsões obtidas com os modelos probabilísticos são significativamente diferentes das previsões realizadas a partir apenas da climatologia, ou seja, as probabilidades previstas são de 30% para as categorias acima e abaixo do normal e de 40% para a normal. A estatística do teste é:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^3 \frac{(O_i - E_i)^2}{E} \quad (6.17)$$

onde O_i é o número de ocorrências na classe i ; E_i é o número de ocorrências esperadas na classe i ; e GL são os Graus de liberdade (N° de intervalos de classe - 1).

Nesse trabalho foram utilizadas 13 variáveis predictoras defasadas de um trimestre, as quais estão listadas a seguir: a média trimestral da variável a ser prevista; a média trimestral do SOI; e a média trimestral das anomalias de temperatura da superfície do mar nas regiões NIÑO1+2, NIÑO3, NIÑO3.4, NIÑO4, ATL, ATL SUL, ATL O, TROP, OS, IS e ZCIT. Os resultados para os modelos probabilísticos das precipitações semestrais do alto rio São Francisco e das vazões trimestrais das quatro estações fluviométricas mencionados anteriormente estão apresentados, respectivamente, nas Tabelas 6.8, 6.9, 6.10, 6.11 e 6.12. Nessas tabelas também é possível verificar os coeficientes de correlação, o critério de informação mútua, os valores dos índices de *Half-Brier* e o número de anos que a previsão com o modelo probabilístico foi significativamente diferente das previsões realizadas a partir da climatologia (NPSDC).

Tabela 6.8 – Modelos para Precipitação do Alto São Francisco (Out-Nov)

Precipitação de Outubro a Março do Alto São Francisco (59/60 a 99/00, 41 anos)								
Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
PTRI(mm)	JAS	-0,0043	-0,2951	-0,0353	-0,1120	0,1014	0,6348	2
SOI-ST	JAS	-0,0018	-0,2059	-0,0101	0,4542	0,1021	0,6218	2
AN-NIÑO1+2	JAS	-0,0568	0,4722	-0,0646	-0,4004	0,0755	0,6124	3
AN-NIÑO3	JAS	-0,0153	0,4288	-0,0710	-0,4292	0,1010	0,6103	1
AN-NIÑO3.4	JAS	-0,0159	0,3023	-0,0161	-0,4023	0,1255	0,5999	3
AN-NIÑO4	JAS	-0,0309	0,2336	0,2768	-0,2939	0,1104	0,6330	1
AN-ATL	JAS	-0,0588	0,0736	-0,0291	0,0350	0,0872	0,6175	3
AN-TROP	JAS	-0,0819	0,5004	-0,0148	-0,2734	0,0966	0,6387	2
AN-ATL SUL	JAS	-0,0109	0,3312	0,0565	0,0432	0,1199	0,6087	4
AN-PS	JAS	0,1426	0,5580	-0,1680	0,1578	0,0822	0,6315	2
AN-IS	JAS	-0,1254	0,3230	-0,0068	0,0018	0,0816	0,6164	4
AN-ZCIT	JAS	-0,0972	0,1576	0,0173	0,0662	0,0716	0,5988	9
AN-ATL-O	JAS	0,0097	0,2721	0,0271	-0,3339	0,1326	0,6087	4

Tabela 6.9 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Andorinhas, código 40100000

Variável Prevista: Vazão do trimestre Outubro-Novembro-Dezembro (1951 a 1999, 49 anos)								
Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q JAS(m³/s)	JAS	0,4711	0,7171	0,4399	0,6311	0,1704	0,6108	8
SOI	JAS	-0,0274	0,0183	-0,0257	0,1262	0,0676	0,6080	8
AN-NIÑO1+2	JAS	0,3442	-0,1412	-0,0453	0,2357	0,1433	0,5888	16
AN-NIÑO3	JAS	0,2258	-0,1636	0,1309	-0,0225	0,1133	0,6051	5
AN-NIÑO3.4	JAS	0,1095	-0,1050	0,1769	-0,2392	0,1109	0,5968	13
AN-NIÑO4	JAS	0,0275	0,0048	0,1718	-0,2057	0,0713	0,6030	21
AN-ATL	JAS	-0,1661	-0,0024	0,1782	-0,0288	0,1112	0,6096	19
AN-TROP	JAS	0,1486	-0,0669	0,1507	0,1534	0,0755	0,6381	6
AN-ATL SUL	JAS	0,1078	0,4393	0,4011	0,1485	0,0828	0,6092	6
AN-PS	JAS	0,2682	0,4740	0,3145	0,3308	0,1016	0,6350	7
AN-IS	JAS	0,0988	0,3495	0,1894	0,2192	0,0786	0,6342	1
AN-ZCIT	JAS	-0,1679	-0,0194	0,1533	0,0660	0,1186	0,5917	15
AN-ATL-O	JAS	0,1461	0,3426	0,3159	-0,1236	0,1135	0,6128	7

Variável Prevista: Vazão do trimestre Janeiro-Fevereiro-Março (1952 a 1999, 48 anos)								
Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q OND(m³/s)	OND	0,2197	0,5394	-0,0414	0,2312	0,1033	0,6107	18
SOI	OND	-0,3225	-0,3606	-0,0111	-0,2935	0,1300	0,5762	12
AN-NIÑO1+2	OND	0,1792	0,3426	-0,3095	0,2541	0,0753	0,6238	3
AN-NIÑO3	OND	0,1740	0,2980	-0,2211	0,1760	0,0789	0,6303	4
AN-NIÑO3.4	OND	0,1993	0,2951	-0,1328	0,1041	0,1065	0,6266	5
AN-NIÑO4	OND	0,2458	0,4027	0,1013	-0,1585	0,1180	0,6235	6
AN-ATL	OND	-0,0167	0,3467	-0,2713	-0,3508	0,1010	0,5873	19
AN-TROP	OND	0,1802	0,5282	-0,1520	-0,0477	0,1187	0,6279	5
AN-ATL SUL	OND	-0,0739	0,4132	-0,1983	-0,3545	0,0777	0,6418	1
AN-PS	OND	0,1987	0,3615	-0,2381	0,1999	0,0546	0,6412	3
AN-IS	OND	-0,1391	0,3809	-0,2398	-0,5755	0,1300	0,6117	4
AN-ZCIT	OND	-0,0727	0,3872	-0,2705	-0,4751	0,0807	0,6349	2
AN-ATL-O	OND	-0,0760	0,4783	-0,3600	-0,3840	0,0998	0,6251	6

Tabela 6.10 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Pará, código 40450001
Variável Prevista: Vazão do trimestre Outubro-Novembro-Dezembro (1951 a 1994, 44 anos)

Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q JAS(m ³ /s)	JAS	0,5046	0,4616	0,2491	0,6136	0,2011	0,6140	6
SOI	JAS	0,0446	-0,1922	-0,1638	0,0346	0,0436	0,6255	3
AN-NIÑO1+2	JAS	0,4031	0,0060	0,1512	0,4996	0,1708	0,6021	2
AN-NIÑO3	JAS	0,2163	-0,1359	0,1705	0,2147	0,0971	0,6249	3
AN-NIÑO3.4	JAS	0,0485	-0,0955	0,1622	-0,0695	0,0668	0,6192	2
AN-NIÑO4	JAS	-0,0344	0,0452	0,1794	-0,0306	0,0423	0,6235	2
AN-ATL	JAS	-0,0398	-0,2913	-0,3055	-0,1400	0,0687	0,6313	2
AN-TROP	JAS	0,1702	-0,0825	0,1131	0,4860	0,0984	0,6098	8
AN-ATL SUL	JAS	0,1912	0,2675	0,1351	0,0031	0,0900	0,6149	7
AN-PS	JAS	0,3144	0,1571	0,1555	0,3241	0,1434	0,5982	10
AN-IS	JAS	0,1417	0,2522	0,0447	0,3680	0,1263	0,5733	20
AN-ZCIT	JAS	-0,0471	-0,1287	-0,1695	-0,0842	0,0574	0,6473	0
AN-ATL-O	JAS	0,2476	0,1122	0,0334	0,0721	0,1262	0,6055	6

Variável Prevista: Vazão do trimestre Janeiro-Fevereiro-Março (1952 a 1994, 43 anos)

Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q OND(m ³ /s)	OND	0,0308	0,1501	-0,3300	0,0922	0,0565	0,6137	7
SOI	OND	-0,4228	-0,2379	-0,2488	-0,2612	0,1986	0,5842	10
AN-NIÑO1+2	OND	0,3879	0,0946	0,1400	0,3848	0,1660	0,5993	6
AN-NIÑO3	OND	0,2961	0,0871	0,2056	0,1535	0,1396	0,6149	4
AN-NIÑO3.4	OND	0,2755	0,0890	0,2228	0,0173	0,1477	0,6062	7
AN-NIÑO4	OND	0,2715	0,1508	0,2734	-0,3260	0,1062	0,5975	6
AN-ATL	OND	0,0927	0,5123	0,5226	-0,3454	0,1060	0,5956	15
AN-TROP	OND	0,2851	0,2385	0,2971	-0,1045	0,1514	0,6066	9
AN-ATL SUL	OND	0,0399	0,1720	-0,0516	-0,1041	0,0733	0,6333	1
AN-PS	OND	0,3491	0,1076	-0,1202	0,3982	0,1167	0,6104	13
AN-IS	OND	-0,0620	0,0126	-0,1588	-0,1212	0,0657	0,5948	12
AN-ZCIT	OND	0,0175	0,3227	0,3840	-0,4951	0,0827	0,6157	14
AN-ATL-O	OND	-0,0077	0,2641	0,0499	-0,2644	0,0646	0,6259	1

Tabela 6.11 – Modelos para as vazões trimestrais de Ponte Nova do Paraopeba, código 40800001

Variável Prevista: Vazão do trimestre Outubro-Novembro-Dezembro (1951 a 1999, 49 anos)								
Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q JAS(m³/s)	JAS	0,4642	0,1689	0,2843	0,6405	0,1864	0,6080	22
SOI	JAS	0,0112	0,3736	0,0780	0,1097	0,0853	0,6351	3
AN-NIÑO1+2	JAS	0,2282	-0,0969	-0,0859	0,5119	0,1052	0,6362	3
AN-NIÑO3	JAS	0,1452	-0,3579	-0,1466	0,1842	0,0902	0,6269	7
AN-NIÑO3.4	JAS	0,0513	-0,4849	-0,1247	-0,1534	0,1128	0,6103	11
AN-NIÑO4	JAS	0,0015	-0,4482	-0,1393	-0,1537	0,0759	0,6012	7
AN-ATL	JAS	-0,0224	0,0340	0,1875	-0,1716	0,0611	0,6407	0
AN-TROP	JAS	0,1212	-0,1675	-0,0691	0,3675	0,1019	0,6103	7
AN-ATL SUL	JAS	0,1957	0,4280	-0,0464	0,0086	0,0964	0,6195	7
AN-PS	JAS	0,2666	0,0858	-0,0618	0,2875	0,1089	0,5990	14
AN-IS	JAS	0,1583	0,2377	0,0697	0,3917	0,1273	0,5936	21
AN-ZCIT	JAS	-0,0107	0,1200	0,0585	-0,0790	0,0498	0,6526	0
AN-ATL-O	JAS	0,1956	0,3678	0,0595	-0,0775	0,1016	0,6356	1
Variável Prevista: Vazão do trimestre Janeiro-Fevereiro-Março (1952 a 1999, 48 anos)								
Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q OND(m³/s)	OND	0,0808	0,3313	0,1085	-0,3626	0,0776	0,6143	10
SOI	OND	-0,3298	-0,2340	0,0010	0,1391	0,1665	0,5830	16
AN-NIÑO1+2	OND	0,2081	0,3253	-0,0730	-0,1750	0,1236	0,6120	5
AN-NIÑO3	OND	0,2033	0,1930	-0,1060	-0,2764	0,1166	0,6076	5
AN-NIÑO3.4	OND	0,2215	0,1181	-0,1288	-0,2973	0,1102	0,6027	10
AN-NIÑO4	OND	0,2807	0,1306	0,0772	-0,3109	0,1065	0,5968	17
AN-ATL	OND	0,0615	0,3343	0,3049	-0,3538	0,0796	0,6080	7
AN-TROP	OND	0,2247	0,4095	0,1515	-0,3205	0,1204	0,6106	12
AN-ATL SUL	OND	0,0677	0,1241	0,4403	-0,1051	0,0598	0,6340	2
AN-PS	OND	0,2721	0,2219	0,1177	0,1212	0,0811	0,6270	6
AN-IS	OND	0,0681	0,0546	0,1618	0,0440	0,1254	0,5928	18
AN-ZCIT	OND	0,0348	0,3171	0,4573	-0,3367	0,0697	0,6220	4
AN-ATL-O	OND	0,0544	0,2622	0,2898	-0,1840	0,0589	0,6386	5

Tabela 6.12 – Modelos para as vazões trimestrais de Porto Mesquita, código 40865001
Variável Prevista: Vazão do trimestre Outubro-Novembro-Dezembro (1951 a 1999, 49 anos)

Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q JAS(m ³ /s)	JAS	0,4067	0,3264	-0,0610	0,5096	0,1695	0,6236	8
SOI	JAS	0,1063	0,0606	-0,1857	0,1143	0,0734	0,6218	3
AN-NIÑO1+2	JAS	0,1966	0,0051	0,1660	0,4020	0,1038	0,6350	3
AN-NIÑO3	JAS	0,1026	-0,1974	0,1771	0,1620	0,0782	0,6351	3
AN-NIÑO3.4	JAS	0,0083	-0,2150	0,1798	-0,0910	0,0887	0,6055	3
AN-NIÑO4	JAS	-0,0781	-0,0289	0,2723	-0,0335	0,0604	0,6337	4
AN-ATL	JAS	-0,0592	-0,0278	0,1064	-0,0018	0,0610	0,6336	1
AN-TROP	JAS	0,0541	0,0969	0,3064	0,4139	0,0851	0,6211	7
AN-ATL SUL	JAS	0,0746	0,4984	0,0849	0,0903	0,1077	0,6377	0
AN-PS	JAS	0,1804	0,3332	0,2343	0,4731	0,0845	0,6326	7
AN-IS	JAS	0,0316	0,4047	0,0828	0,3269	0,1025	0,6223	2
AN-ZCIT	JAS	-0,0563	0,1097	0,1758	0,0922	0,0604	0,6252	10
AN-ATL-O	JAS	0,1093	0,3532	0,2744	0,0198	0,1052	0,6408	1

Variável Prevista: Vazão do trimestre Janeiro-Fevereiro-Março (1952 a 1999, 48 anos)

Preditores	Período Preditor	Coeficiente de Correlação				MI	Haf Brier Score	NPSDC
		Completo	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal			
Q OND(m ³ /s)	OND	0,0735	0,4006	-0,1556	-0,2011	0,1106	0,6156	6
SOI	OND	-0,3211	-0,3018	0,0558	0,1015	0,1747	0,5830	16
AN-NIÑO1+2	OND	0,2061	0,3126	-0,1125	-0,0959	0,1250	0,6120	5
AN-NIÑO3	OND	0,1969	0,2160	-0,0945	-0,2296	0,1342	0,6076	5
AN-NIÑO3.4	OND	0,2114	0,1742	-0,0866	-0,2829	0,1310	0,6027	10
AN-NIÑO4	OND	0,2514	0,2045	0,0410	-0,3918	0,1157	0,5968	17
AN-ATL	OND	0,0389	0,3687	0,3180	-0,4181	0,1058	0,6080	7
AN-TROP	OND	0,1969	0,4218	0,1156	-0,3612	0,1364	0,6106	12
AN-ATL SUL	OND	0,0095	0,0741	0,0446	-0,1674	0,0711	0,6340	2
AN-PS	OND	0,2531	0,2080	-0,1163	0,1692	0,0708	0,6270	6
AN-IS	OND	0,0298	-0,0088	-0,1130	-0,0064	0,1388	0,5928	18
AN-ZCIT	OND	0,0002	0,2350	0,4240	-0,4091	0,0793	0,6220	4
AN-ATL-O	OND	-0,0050	0,1515	-0,0103	-0,2539	0,0548	0,6386	5

Os modelos probabilísticos das 13 variáveis preditoras mencionadas anteriormente foram combinados para verificar qual a combinação linear ótima (CLO) de dois ou três modelos de previsão probabilística que gera a melhor previsão consensual. Os modelos de previsão consensual com pesos a , b e c , os quais variam de 0 a 1, apresentam a seguinte forma:

$$Pr_{CLO} = a.Pr_1 + b.Pr_2 \text{ ou } Pr_{CLO} = a.Pr_1 + b.Pr_2 + c.Pr_3 \quad (6.18)$$

Na definição da combinação linear ótima (CLO), para cada conjunto de modelos probabilísticos testado, os pesos da equação 6.18 sofreram uma variação incremental de 0,01, sendo que a soma dos mesmos deve ser igual a 1. Além disso, para cada grupo de pesos, que permite o relacionamento dos modelos probabilísticos em teste na forma da equação 6.18, foi calculado o índice de *Half-Brier* conforme descrito no item 4.5. O conjunto de modelos probabilísticos cuja combinação de pesos produziu o menor índice de *Half-Brier*, foi adotado no cálculo da previsão consensual. As melhores previsões consensuais obtidas para as precipitações semestrais do alto rio São Francisco e as vazões trimestrais das quatro estações fluviométricas, citadas anteriormente, estão na Tabela 6.13. Os resultados das previsões constam do Anexo E.

Tabela 6.13 – Modelos de previsão consensual

<i>Pesos</i>											
Variável Previsita	Período do Preditor	Período de Dados	Preditor 1	Preditor 2	Preditor 3	a	b	c	HBS Mínimo	HBS Climatologia	NPSDC
Precipitação de Outubro a Março do Alto São Francisco											
P – ASF	JAS	1959-1999	AN-NIÑO1+2	AN-NIÑO3.4	AN-ZCIT	0,13	0,41	0,46	0,5844	0,7034	5
40100000 – Porto Andorinhas											
Q (OND)	JAS	1951-1999	AN-NIÑO4	AN-NIÑO1+2	AN-ZCIT	0,21	0,44	0,35	0,5698	0,6971	8
Q (JFM)	OND	1952-1999	AN-IS	AN-ATL	SOI	0,04	0,38	0,58	0,5677	0,6963	7
40450001 – Porto Pará											
Q (OND)	JAS	1951-1994	AN-NIÑO1+2	AN-IS	AN-PS	0,20	0,67	0,13	0,5669	0,7355	13
Q (JFM)	OND	1952-1994	AN-IS	AN-ATL	SOI	0,34	0,21	0,45	0,5675	0,7353	8
40800001 – Ponte Nova do Paraopeba											
Q (OND)	JAS	1951-1999	AN-IS	AN-PS	QJAS(m³/s)	0,48	0,21	0,31	0,5817	0,6624	6
Q (JFM)	OND	1952-1999	AN-IS	SOI		0,45	0,55		0,5677	0,6963	14
40865000 – Porto Mesquita											
Q (OND)	JAS	1951-1999	AN-NIÑO3.4	AN-IS	QJAS(m³/s)	0,60	0,16	0,24	0,6011	0,6971	3
Q (JFM)	OND	1952-1999	AN-IS	SOI		0,45	0,55		0,5677	0,6963	14

NPSDC: é o número de previsões significativamente diferente das previsões realizadas a partir da climatologia

6.6 **Elaboração de uma metodologia que permita estimar as prováveis realizações de precipitações para utilizá-las em um modelo de simulação hidrológica – (Modificação dos dados de entrada da técnica ESP)**

A metodologia elaborada, descrita no item 4.6, apresenta duas vertentes, a estimativa dos totais precipitáveis e a definição das trajetórias temporais. A definição dos totais precipitáveis é concretizada por meio da análise de freqüência regional das precipitações semestrais (Out-Mar) das categorias Normal, abaixo e acima do normal. A análise de freqüência foi realizada aplicando o método *Index-flood*, utilizando os momentos-L e as razões-L. Essa metodologia assume as seguintes premissas:

- As observações de qualquer estação são identicamente distribuídas;
- As observações de qualquer estação não podem ser autocorrelacionadas;
- As observações de diferentes estações são independentes, ou seja, tem que haver independência espacial; e
- As distribuições de freqüência das diferentes estações são as mesmas, diferindo apenas por um fator de escala.

Esquemáticamente, as etapas de aplicação do método estão descritas a seguir:

- Cálculo do fator de adimensionalização, μ_j , de cada estação, j , através da média aritmética dos eventos observados;
- Adimensionalização das séries com o uso da relação (X_{ij} / μ_j) , na qual X_{ij} é o i ésimo elemento da estação j ;
- Cálculo dos momentos-L amostrais $l_{r,j}$ das séries adimensionalizadas para $r = 1, 2, 3$ e 4 ;
- Cálculo das razões-L amostrais, t_j e $t_{r,j}$, das séries adimensionalizadas para $r = 3$ e 4 ;
- Definição das regiões homogêneas;
- Cálculo das estimativas adimensionais regionais a partir da média ponderada dos momentos-L e razões-L amostrais das estações da região homogênea. As médias são ponderadas pelos tamanhos das séries:

$$\bar{l}_r = \frac{\sum_{j=1}^N n_j l_{r,j}}{\sum_{j=1}^N n_j} \text{ para } r = 1, 2, 3 \text{ e } 4; \quad \bar{t} = \frac{\sum_{j=1}^N n_j t_j}{\sum_{j=1}^N n_j} \text{ e } \bar{t}_r = \frac{\sum_{j=1}^N n_j t_{r,j}}{\sum_{j=1}^N n_j} \text{ para } r = 3 \text{ e } 4 \quad (6.19)$$

- Seleção da distribuição teórica regional de probabilidades, e a estimativa, com base nos momentos-L, dos parâmetros θ_i^R , para $i = 1, 2, 3, \dots, n$, sendo n o número de parâmetros da distribuição selecionada;

- Análise de regressão do fator de adimensionalização com variáveis independentes que representam as características fisiográficas e/ou meteorológicas da região.

Neste trabalho, nas fases de consistência de dados, definição de regiões homogêneas e seleção da distribuição teórica de probabilidades, foram aplicadas as três estatísticas-L desenvolvidas por Hosking e Wallis (1997).

A medida de discordância D_i , definida em termos dos momentos-L dos locais estudados, procura identificar as estações que são grosseiramente discrepantes das características médias regionais.

Hosking e Wallis (1997) sugerem os valores críticos de D_i apresentados na Tabela 6.14 e recomendam o uso dessa estatística somente quando $N \geq 7$. Assim, em regiões com mais de 15 estações, uma delas é discordante quando $D_i \geq 3$.

Tabela 6.14 – Valores críticos da medida de discordância- D_i . Fonte:Hosking e Wallis (1997)

Nº de locais na região	D_i	Nº de locais na região	D_i
5	1,333	11	2,632
6	1,648	12	2,757
7	1,917	13	2,869
8	2,140	14	2,971
9	2,329	≥ 15	3
10	2,491		

A medida de heterogeneidade H tem por objetivo verificar o grau de heterogeneidade de uma região por meio da comparação da variabilidade amostral observada e a variabilidade esperada de uma região homogênea, a qual é simulada através do método de Monte Carlo.

De acordo com Hosking e Wallis (1997), numa região homogênea todas as estações com as séries adimensionalizadas dispõem dos mesmos momentos populacionais. Porém, devido à variabilidade amostral, os seus momentos amostrais são diferentes.

Os critérios de classificação propostos por Hosking e Wallis (1997) são:

$$H \leq 1,0 \Rightarrow \text{região "aceitavelmente homogênea"}$$

$$1,0 \leq H < 2,0 \Rightarrow \text{região "possivelmente heterogênea"}$$

$$H \geq 2,0 \Rightarrow \text{região "definitivamente heterogênea"}$$

O teste de aderência Z , sugerido por Hosking e Wallis (1997), auxilia na escolha da distribuição de frequência apropriada para a estimação dos quantis regionais e consiste de uma estatística-L, denotada por Z , para verificar se a distribuição candidata fornece um bom

ajuste aos dados regionais, isto é, se os momentos-L médios regionais são coerentes com os da distribuição candidata. Se $|Z^{\text{DIST}}| \leq 1,64$, a distribuição é apropriada. Detalhes sobre as estatísticas-L podem ser encontradas em Hosking e Wallis (1997).

Além das curvas de todas as distribuições candidatas aceitáveis, devem ser plotados no diagrama de Assimetria-L e Curtose-L ($\tau_3 \times \tau_4$) o ponto médio regional da assimetria-L e da curtose-L (t_3 e t_4), e verificada graficamente a melhor distribuição ajustada. Hosking e Wallis (1997) sugerem que, se o ponto médio regional cair acima da curva da distribuição Logística Generalizada-GLO, nenhuma distribuição de três ou de dois parâmetros deve ser aceita, devendo-se ajustar então, uma distribuição mais genérica, como a Wakeby de cinco parâmetros ou a Kapa de quatro parâmetros.

Na análise de frequência regional por categorias, foram utilizados os dados de precipitação semestral das 36 estações apresentadas na Tabela 6.1. Os dados de cada uma das estações foram separados nas categorias normal, abaixo e acima do normal, e adimensionalizados pelo valor médio das séries categorizadas. Além da análise de frequência regional por categorias, também foi realizada uma análise regional empregando as séries completas das 36 estações para comparação dos resultados. Após a organização das informações, aplicou-se o método de regionalização *Index-flood* para as três categorias e as séries inteiras.

As regiões homogêneas foram definidas em três etapas. A primeira consistiu na análise das informações fisiográficas e climatológicas da bacia. A seguir, foram traçadas as curvas das distribuições empíricas de frequência e, na terceira etapa, foi feita a utilização da medida de heterogeneidade proposta por Hosking e Wallis (1997).

Na primeira etapa foi realizada uma análise de agrupamento, ou de *clusters*, das seguintes variáveis: coordenadas de localização das estações (Lat/Long), altitude e precipitação média. A utilização da análise de agrupamento na definição de regiões homogêneas está descrita em detalhes em Davis e Naghettini (2000).

Para minimizar o efeito da escala e das unidades em que as variáveis são expressas, a primeira etapa dessa análise consistiu na normalização dos dados das características fisiográficas através da seguinte equação:

$$Z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S} \tag{6.20}$$

onde, x_i é a i -ésima observação da variável; \bar{x} é a média dos valores da variável em análise; S é o desvio padrão dos valores da variável; e Z_i é a i -ésima observação transformada.

A definição dos grupos, ou regiões, foi realizada aplicando o método das K -médias (*K-means clustering*). O objetivo do método é formar K grupos que são os mais distintos entre si. Esse método assume que o número de grupos K é conhecido a priori. Assim, o analista precisa ter um indicativo do número *correto* de grupos. O método pode ser visto como uma análise de variância ao revés. Inicialmente são formados K grupos aleatórios, em seguida os elementos são deslocados de um grupo para o outro com o objetivo de minimizar a variabilidade intragrupo e maximizar a variabilidade entre os grupos. Segundo Davis e Naghettini (2000), a medida de dissimilaridade entre os elementos ou os grupos deve ser representativa da variação mútua das características locais em um espaço N -dimensional. Na presente análise, foi utilizada como medida de dissimilaridade a distância entre dois elementos ou centro de grupos i e j , calculada pela seguinte equação:

$$D_{i,j} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - x_j)^2}{ND}} \quad (6.21)$$

na qual, ND é o número de dimensões do espaço.

Após a normalização dos dados, o método das K -médias foi executado para formar 3 grupos. A definição desse número de grupos foi realizada a partir de várias simulações com o objetivo de se obter grupos com número de estações que não fossem muito discrepantes. De início, o método foi aplicado às variáveis individualmente e, em seguida, ao conjunto altitude e precipitação média. A variável de coordenadas de localização das estações (Lat/Long) não foi incluída na análise conjunta porque o objetivo foi delimitar as regiões através das características fisiográficas e climáticas e depois avaliar a distribuição espacial.

A seguir, foram plotadas as curvas empíricas adimensionais para verificação das regiões formadas na análise de agrupamento. O fator de adimensionalização utilizado foi a média das séries categorizadas. Ao final dessa etapa, alguns postos foram deslocados de uma região para outra, alterando as delimitações anteriores e formando apenas uma região homogênea para as três variáveis analisadas.

A definição final das regiões foi realizada utilizando as sub-rotinas descritas por Hosking (1991), as quais permitiram o cálculo da medida de heterogeneidade da região definida na etapa anterior. Os resultados obtidos estão na Tabela 6.15.

Tabela 6.15 – Medidas de Heterogeneidade, H

Variável	L-CV	L-CV/Assimetria-L	Assimetria-L /Curtose-L
Completo	0,71	-1,75	-2,01
Abaixo do Normal	-1,68	0,12	0,63
Normal	8,52**	1,77*	1,63*
Acima do Normal	0,43	1,9*	1,2*

* possivelmente heterogênea ; ** definitivamente heterogênea

Mesmo com o resultado da medida de heterogeneidade da categoria Normal, que foi calculado considerando a variabilidade do L-CV, indicando que a região seria definitivamente heterogênea, admitiu-se que o Alto São Francisco, como mostrado na Figura 6.1, forma uma região homogênea para as três categorias. Assumiu-se essa condição pelo fato das medidas de heterogeneidade da categoria normal, calculadas com as relações entre L-CV e Assimetria-L e entre Assimetria-L e Curtose-L, indicarem que a região é possivelmente heterogênea. Além disso, como o objetivo é a definição da distribuição mista das precipitações semestrais, foi feita a verificação da heterogeneidade da região com as séries completas. O resultado indicou que a região pode ser considerada, segundo o critério de Hosking e Wallis (1997), aceitavelmente homogênea, como pode ser verificado na Tabela 6.15.

A seleção das distribuições de frequências regionais foi efetuada com as sub-rotinas descritas por Hosking (1991), implementadas em linguagem Fortran-77. Esse programa faz o ajuste das distribuições Logística Generalizada (LG), Generalizada de Valores Extremos (GEV), Log-Normal (LN-3P) ou Generalizada Normal, Pearson tipo III (P-III) e Generalizada de Pareto (GP), estimando os seus parâmetros a partir dos momentos-L regionais, além de aplicar o teste de aderência para verificar o ajuste entre a distribuição candidata e os dados regionais. A Tabela 6.16 mostra os valores das razões-L regionais obtidos das séries adimensionalizadas.

Tabela 6.16 – Valores regionais das razões-L

Variável	I_1	L-CV(τ_2)	Assimetria-L(τ_3)	Curtose-L(τ_4)
Completo	1	0,1115	0,1108	0,1439
Abaixo do Normal	1	0,0598	-0,231	0,0971
Normal	1	0,0327	0,0412	0,0313
Acima do Normal	1	0,0595	0,1915	0,0601

A Tabela 6.17 apresenta os resultados dos testes de aderência para as regiões homogêneas, segundo os critérios de Hosking e Wallis (1997), ou seja, se $|Z^{\text{DIST}}| \leq 1,64$, a distribuição é apropriada.

Tabela 6.17 – Resultados dos testes de aderência (Z)

Variável	Distribuições				
	LG	GEV	GN	P-III	GP
Completo	4,01	-1,79**	-1,45*	-2,2	-13,54
Abaixo do Normal	6,81	1,96**	4,1	2,74	-5,04
Normal	12,3	7,53	8,49	8,39	-1,41*
Acima do Normal	9,2	6,73	6,25	5,17	1,16*

* Distribuições aprovadas no teste com nível de significância de 5%

** Distribuições aprovadas no teste com nível de significância de 2,5%

A definição das distribuições regionais foi realizada a partir dos resultados do teste de aderência e pelo posicionamento dos valores regionais no diagrama Curtose-L x Assimetria-L apresentado na Figura 6.19.

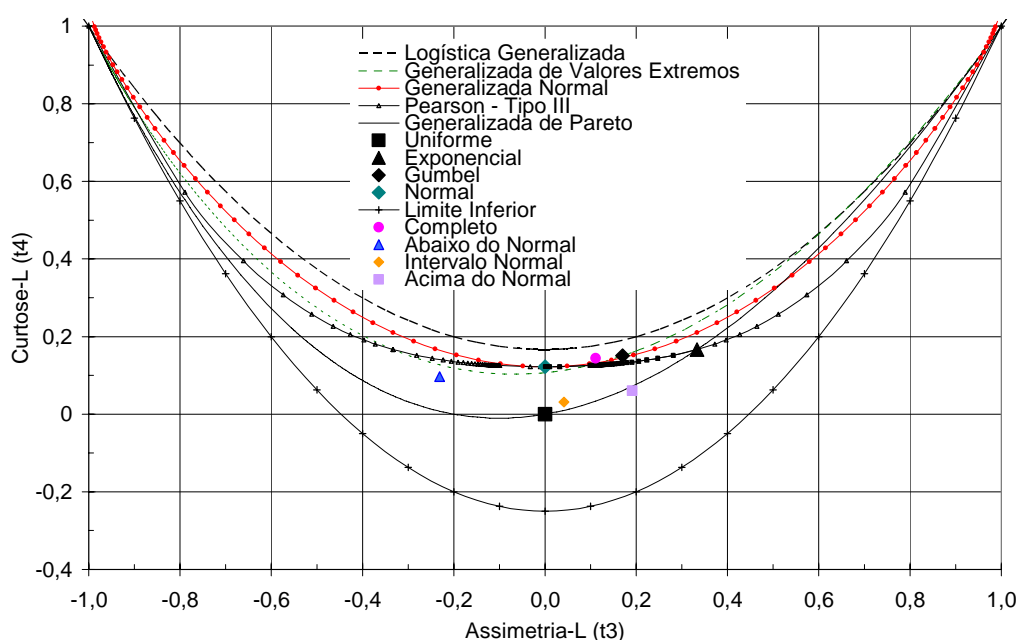


Figura 6.19 – Diagrama Assimetria-L x Curtose-L

As funções densidade de probabilidade e de distribuição acumulada da Generalizada de Pareto (3P), da Generalizada Normal e da GEV, além das inversas dessas distribuições, estão descritas em Hosking e Wallis (1997).

Os parâmetros das distribuições regionais foram estimados utilizando os momentos-L e as razões-L regionais apresentados na Tabela 6.16. Os parâmetros calculados e os limites, inferiores e superiores, das distribuições adotadas para as três categorias e as séries completas encontram-se na Tabela 6.18. As funções densidade de probabilidade das precipitações semestrais adimensionais podem ser visualizadas na Figura 6.20. Nessa figura também estão apresentadas as funções densidade de probabilidade do Alto São Francisco. Os fatores de

adimensionalização foram estimados pelas precipitações médias obtidas pelo método de Thiessen. As precipitações médias calculadas são de 1.186,3 mm, para as séries inteiras, de 924,7 mm, 1163,0 mm e 1472,3 mm, para as categorias abaixo do normal, normal e acima do normal, respectivamente.

Tabela 6.18 – Parâmetros das distribuições regionais

Variável	Distribuição	Posição (ξ)	Escala (α)	Forma (k)	LI	LS
Completo	Generalizada Normal	0,978	0,193	-0,227	0,128	∞
Abaixo do Normal	GEV	0,987	0,120	0,743	$-\infty$	1,149
Normal	Generalizada de Pareto	0,907	0,171	0,842	0,907	1,110
Acima do Normal	Generalizada de Pareto	0,860	0,19	0,357	0,860	1,392

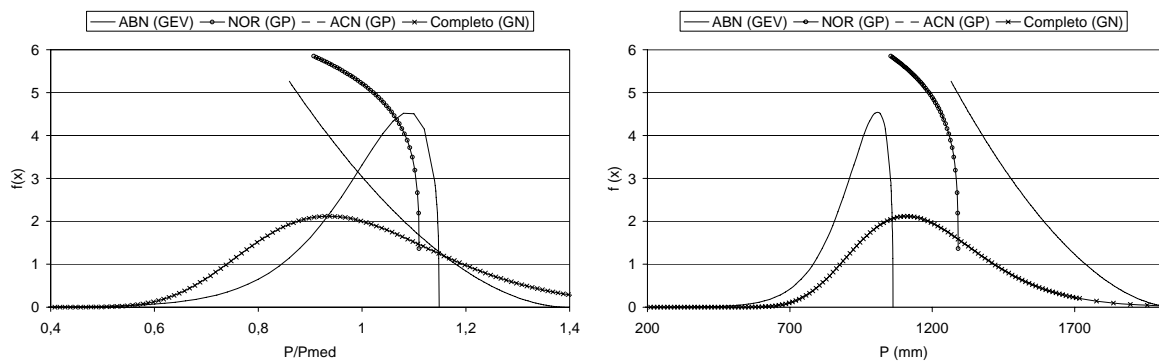


Figura 6.20 – Funções densidade de probabilidade

Após a definição das distribuições de probabilidade associadas a cada categoria sobre o Alto São Francisco, foi possível estimar a distribuição mista de probabilidade das precipitações semestrais, ou seja, a combinação das distribuições ajustadas às três categorias utilizando os pesos λ_i , que são os resultados do modelo de previsão consensual para as precipitações, como está descrito em detalhes no item 4.6. Os resultados do modelo probabilístico por categorias da precipitação semestral estão no Anexo E. Exemplos de curvas anuais de frequência do Alto São Francisco são apresentados na Figura 6.21, onde é possível compará-las com a curva resultante da análise de frequência da série completa.

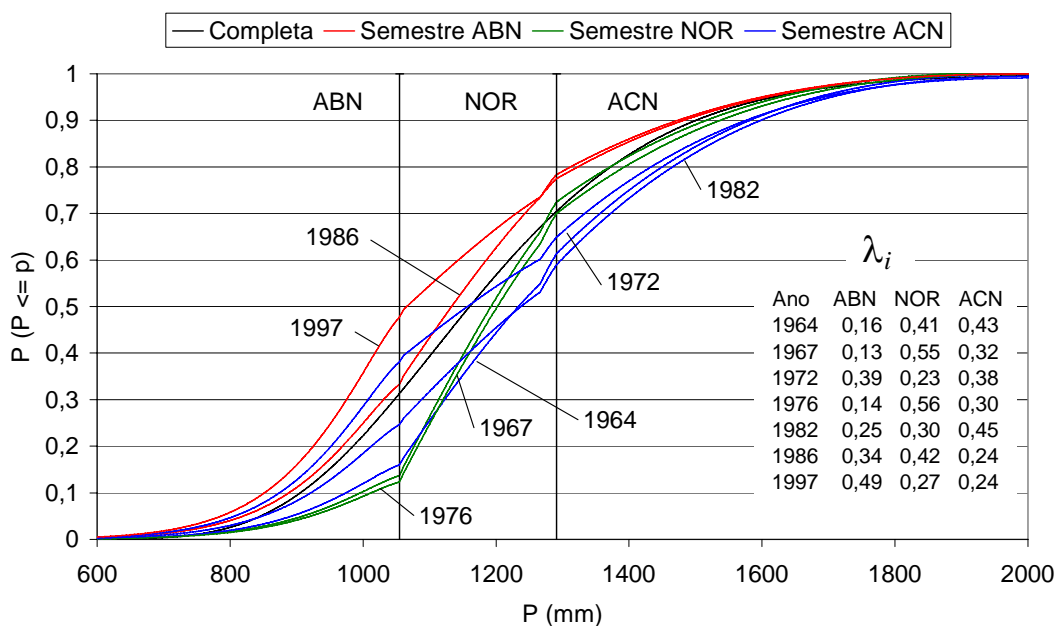


Figura 6.21 – Curvas anuais de frequência

A definição das trajetórias temporais está associada aos resultados da análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações do período chuvoso do Alto São Francisco. Como se verificou no item 6.4 que existe essa influência, as trajetórias temporais podem ser estimadas para diferentes percentis relacionados às fases quente, fria e neutra da OS. As Figuras 6.16, 6.17 e 6.18 permitem a visualização das trajetórias adimensionais que possibilitam a distribuição temporal dos quantis calculados com a distribuição mista de precipitações do período chuvoso do Alto São Francisco.

6.7 Calibração e validação dos parâmetros de um modelo de simulação mensal chuva-vazão

O modelo de simulação mensal chuva-vazão MSD-30 foi calibrado e validado para as áreas de drenagem das estações fluviométricas de Fazenda São Felix, código 40975000, no rio Borrachudo; de Porto Indaiá, código 40963000, no rio Indaiá; de Porto Andorinhas, código 40100000, no rio São Francisco; de Porto Pará, código 40450001, no rio Pará; de Porto Mesquita, código 40865000, no rio Paraopeba. A localização dessas estações pode ser visualizada na Figura 6.22.

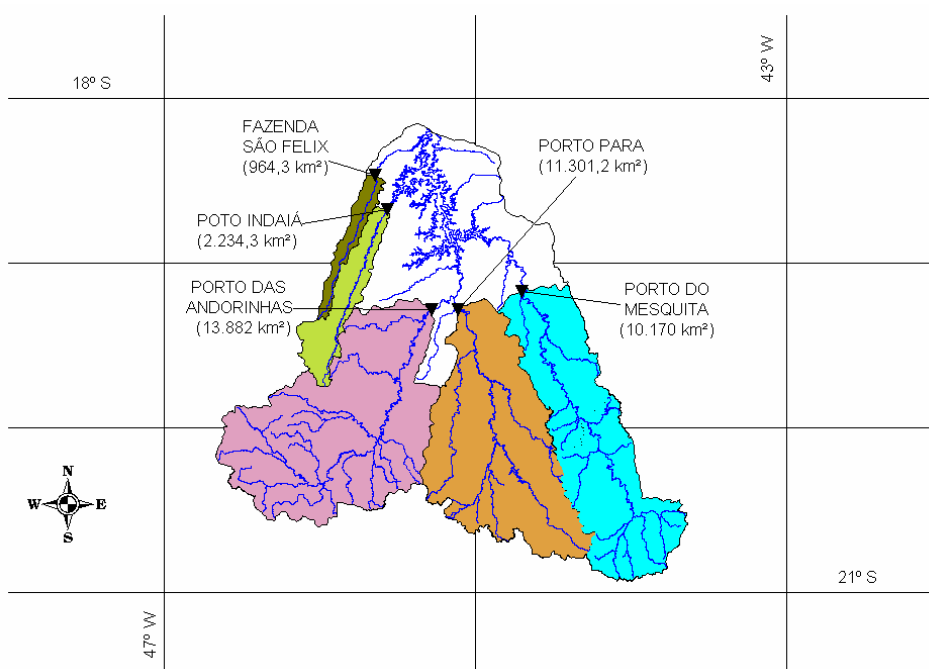


Figura 6.22 – Áreas de drenagem simuladas

Na calibração e validação do MSD-30 são necessárias a utilização de séries de precipitação, evaporação e vazão com períodos comuns. As séries de evaporação utilizadas foram constituídas a partir dos dados de evaporação do tanque Classe A das estações de Porto Pará e Três Marias, ambas pertencentes à CEMIG. Atualmente, os tanques estão desativados. Quando havia falha na série, o preenchimento foi realizado com a evaporação média mensal. Os dados evaporimétricos de Três Marias foram empregados somente na área de drenagem da estação fluviométrica de Fazenda São Felix, código 40975000, no rio Borrachudo. Nas outras áreas de drenagem foram utilizadas as informações de Porto Pará. As séries pluviométricas foram obtidas a partir do cálculo das precipitações espaciais, com o uso do método de Thiessen, empregando as estações pluviométricas apresentadas na Figura 6.23. A listagem das estações utilizadas consta do ANEXO F. Para haver uma maior representatividade das precipitações espaciais, trabalhou-se com séries mais curtas, uma vez que a densidade da rede hidrometeorológica nacional registrou um aumento a partir da década de 1960. Esse fato obrigou a redução das séries de vazões, o que explica a diferença na extensão das séries empregadas na definição do modelo de previsão consensual e na técnica ESP.

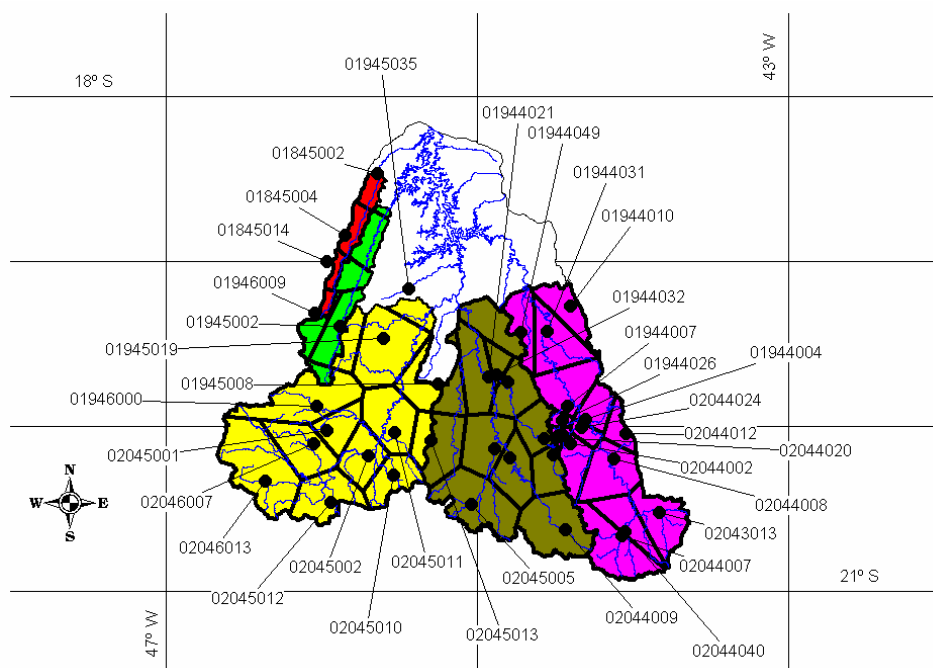


Figura 6.23 – Estações pluviométricas utilizadas na calibração e simulação

A calibração e a validação do modelo MSD-30 foram realizadas de acordo com a metodologia descrita no item 4.7. Os períodos de calibração e validação adotados e os valores do critério de Nash obtidos estão na Tabela 6.19.

Tabela 6.19 – Critérios de Nash da calibração e da validação

Estação	Rio	AD(km ²)	Critério de NASH		Período	
			Calibração	Validação	Calibração	Validação
40975000	Borrachudo	964,3	0,879	0,819	fev/75 a dez/81	jun/91 a dez/98
40963000	Indaiá	2.234,4	0,923	0,753	mai/77 a jan/87	out/87 a dez/94
40100000	São Francisco	13.882	0,816	0,761	out/74 a set/84	out/84 a dez/99
40450001	Pará	11301	0,792	0,834	jun/70 a set/81	out/81 a dez/94
40865000	Paraopeba	10170	0,838	0,796	jun/70 a set/86	out/85 a dez/00

Os gráficos com as vazões observadas e simuladas, o desvio percentual com o tempo, o desvio percentual em relação às vazões observadas e a dispersão das vazões observadas com as simuladas, tanto do período de calibração quanto de validação, constam do Anexo F. Os parâmetros calibrados estão na Tabela 6.20.

Tabela 6.20 – Parâmetros Calibrados

Parâmetro	Estação				
	40975000	40963000	40100000	40865000	40865000
	Borrachudo	Indaiá	SF	Pará	Paraopeba
K	0,6820	0,7120	0,6860	0,7695	0,7270
IMP	14,9690	14,9280	0,6370	2,0800	3,6245
WU	21,9180	29,4910	24,7800	29,6305	28,9405
WL	64,7670	98,7520	97,2630	99,2285	99,4005
WD	53,8020	58,0070	69,3660	69,0575	69,3550
SM	69,6770	69,5250	69,8050	46,3900	69,6860
B	0,9450	0,8610	0,9900	0,9875	0,9875
EX	1,9840	1,9180	0,5500	0,5100	1,1885
C	0,0130	0,0060	0,0007	0,0005	0,0006
KSS	0,2200	0,2180	0,2180	0,2180	0,2180
KG	0,5800	0,5800	0,6100	0,6250	0,6250
CI	0,6540	0,8990	0,9000	0,9000	0,8985
CG	0,9890	0,9880	0,9930	0,9955	0,9950

6.8 Simulação com o uso do modelo MSD-30 das trajetórias de precipitação previstas e comparação dos resultados com as vazões observadas

Após a calibração e a validação do modelo de simulação mensal chuva-vazão MSD-30, foi realizada a última etapa da técnica ESP, ou seja, a simulação das trajetórias de precipitação previstas para as áreas de drenagem das estações fluviométricas mencionadas no item 6.7. A primeira etapa consistiu no cálculo das curvas de frequência regional para cada categoria de precipitação semestral sobre as áreas de drenagem selecionadas para análise. Como foi aplicado o método de regionalização *Index-flood*, foi necessário estimar o fator de adimensionalização para definir essas curvas de frequência, no caso, as precipitações médias das três categorias sobre as áreas drenagem das estações fluviométricas. A Tabela 6.21 apresenta as estações pluviométricas utilizadas para o cálculo das precipitações médias e os valores obtidos pelo método de Thiessen.

Depois da definição das distribuições de probabilidade associadas a cada categoria sobre as áreas de drenagem, foi feita a estimativa das distribuições mistas de probabilidade das precipitações semestrais, ou seja, as distribuições ajustadas às três categorias multiplicadas pelos pesos λ_i , os quais são os resultados do modelo de previsão consensual para as precipitações, conforme está descrito no item 4.6. Assim, foi possível calcular de out/1958 a mar/2004 uma curva de frequência para cada semestre chuvoso sobre as áreas escolhidas para simulação. Os resultados do modelo de previsão consensual da precipitação semestral constam do Anexo E.

Tabela 6.21 – Precipitações Médias (mm)

Estações	AD (km²)	Abaixo do Normal	Normal	Acima do Normal	Estações PLU Utilizadas
40975000	964,3	1032,1	1291,2	1616,5	01845002; 01845004; 01845014; 01946009
40963000	2.234,4	1049,6	1307,4	1633,0	01845002; 01845004; 01845014; 01945002; 01946000; 01946009
40100000	13.882	1014,9	1246,9	1573,515	01945002; 01945008; 01945019; 01945035; 01946000; 02450001; 02045002; 02045010; 02045011; 02045012; 02045013; 02046007; 02046013
40450001	11301	996,4	1220,7	1511,4	01944011; 01944021; 01944032; 01944049; 01945008; 02044002; 02044003; 02044006; 02044009; 02044016; 02045005; 02045013
40865000	10170	973,5	1193,3	1502,0	01944004; 01944007; 01944010; 01944026; 01944031; 01944049; 02043013; 02044007; 02044008; 02044012; 02044019; 02044020; 02044021; 02044024; 02044040

Os quantis de precipitações semestrais calculados para a simulação estão associados às probabilidades de serem inferiores ou iguais a 10%, 20%, 30%, 40%, 50%, 60%, 70%, 80%, 90% e 98% e fazem parte do Anexo G.

Como mencionado no item 6.6, a definição das trajetórias temporais está associada aos resultados da análise da influência da Oscilação Sul na distribuição temporal das precipitações do período chuvoso do Alto São Francisco. A partir da influência verificada no item 6.4, foram estimadas as trajetórias temporais para diferentes percentis relacionados às fases quente, fria e neutra da OS. Além da trajetória de distribuição temporal média, foram utilizadas as associadas aos percentis de 5%, 10%, 15%, 20%, 25%, 30%, 35%, 40%, 45%, 50%, 55%, 60%, 65%, 70%, 75%, 80%, 85%, 90%, 95% e 99%. As trajetórias adimensionais podem ser visualizadas nas Figuras 6.16, 6.17 e 6.18. Assim, como são calculados dez quantis e adotadas vinte e uma distribuições temporais, foram simuladas para cada ano observado 210 trajetórias de precipitações.

As simulações foram feitas no MSD-30 empregando-se os parâmetros calibrados no item anterior e adotando-se as trajetórias adimensionalizadas associadas à fase da Oscilação Sul observada no ano para o qual foi realizada a simulação. Dessa maneira, para cada semestre chuvoso simulado, foram geradas 210 trajetórias de vazões referentes aos meses de outubro a março. As condições iniciais do MSD-30, antes de principiar a simulação das trajetórias de precipitação, foram estabelecidas após uma fase de “aquecimento” do modelo, que era

executado usando os parâmetros calibrados e validados para a área de drenagem e pelo menos 6 anos de dados observados, precipitação e evaporação, antecedentes ao período que seria simulado.

Ao final das simulações anuais, foram realizadas análises de frequência das vazões mensais para definir a probabilidade de ocorrência nas três categorias. Os limites inferiores e superiores que definem a categoria normal estão apresentados na Tabela 6.22.

Tabela 6.22 – Limites da categoria Normal (m³/s)

	Estações									
	40975000		40963000		40100000		40450001		40865000	
	Borrachudo		Indaiá		S. F.		Pará		Paraopeba	
Mês	LI	LS	LI	LS	LI	LS	LI	LS	LI	LS
Out	5,4	8,7	8,9	13,6	73,4	96,6	61,3	90,0	51,4	82,1
Nov	18,0	25,8	16,2	38,5	109,5	169,5	84,4	137,0	89,4	125,2
Dez	31,6	43,1	53,5	75,0	227,5	334,0	182,6	279,2	154,6	272,6
Jan	31,9	68,8	75,1	138,2	394,4	560,0	250,3	367,5	225,2	399,1
Fev	17,5	54,9	59,9	105,3	299,2	611,8	179,8	292,9	181,2	293,7
Mar	17,0	30,9	55,5	78,2	251,4	453,8	148,7	215,4	178,0	262,9

A comparação entre as vazões simuladas e observadas foi realizada através do cotejo entre os índices de *Half-Brier* calculados para as vazões simuladas e os obtidos caso fosse utilizada a previsão climatológica (Probabilidade de 30% para as categorias acima e abaixo do normal; e de 40% para a categoria normal). Também foi aplicado o teste do Qui-Quadrado, com um nível de significância de 10%, para verificar se as previsões obtidas com essa metodologia são significativamente diferentes das previsões realizadas a partir da climatologia. Os resultados estão na Tabela 6.23.

Além disso, também foi avaliada a confiança das previsões realizadas, a qual é definida como a probabilidade das vazões mensais observadas estarem contidas em um intervalo de previsões. A medida da confiança foi realizada considerando dois intervalos de previsões. O primeiro intervalo se refere aos valores máximos e mínimos previstos. Já o segundo intervalo é delimitado pelos valores médios das previsões acrescidos e subtraídos dos respectivos desvios padrão. A Figura 6.24 ilustra a delimitação desses intervalos, apresentando os resultados das previsões de vazões mensais da área de drenagem referente à estação fluviométrica de Porto Pará, realizada para o ano de 1989, quando foi observada a condição neutra da oscilação Sul de outubro/1989 a março/1990. O Anexo H apresenta os gráficos com os intervalos de previsão de todos os anos simulados.

Tabela 6.23 – Resultados dos índices de Half Brier

40975000 Fazenda São Felix						
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
HSB	0,9224	0,7667	0,6973	0,7024	0,8129	0,6526
HSB-CLI	0,6483	0,6567	0,6673	0,6600	0,6663	0,6663
N (meses)	24	24	22	20	19	19
NPSDC	24	22	10	19	19	0

40963000 Porto Indaiá						
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
HSB	0,8213	0,6273	0,7148	0,5670	0,5316	0,6844
HSB-CLI	0,6622	0,6622	0,6511	0,6576	0,6650	0,6650
N (meses)	18	18	18	17	16	16
NPSDC	18	9	10	9	3	11

40100000 Porto Andorinhas						
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
HSB	0,7412	0,6278	0,7317	0,6118	0,6588	0,6143
HSB-CLI	0,6631	0,6631	0,6631	0,6680	0,6680	0,6680
N (meses)	26	26	26	25	25	25
NPSDC	23	13	22	12	19	2

40450001 Porto Pará						
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
HSB	0,6528	0,5844	0,6102	0,6056	0,6179	0,6403
HSB-CLI	0,6680	0,6680	0,6680	0,6567	0,6567	0,6567
N (meses)	25	25	25	24	24	24
NPSDC	16	8	5	13	4	18

40865000 Porto Mesquita						
	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar
HSB	0,6579	0,7061	0,6260	0,5884	0,6216	0,6787
HSB-CLI	0,6650	0,6567	0,6567	0,6617	0,6617	0,6617
N (meses)	24	24	24	23	23	23
NPSDC	10	15	2	9	6	16

NPSDC é o número de meses que a previsão foi significativamente diferente da climatologia

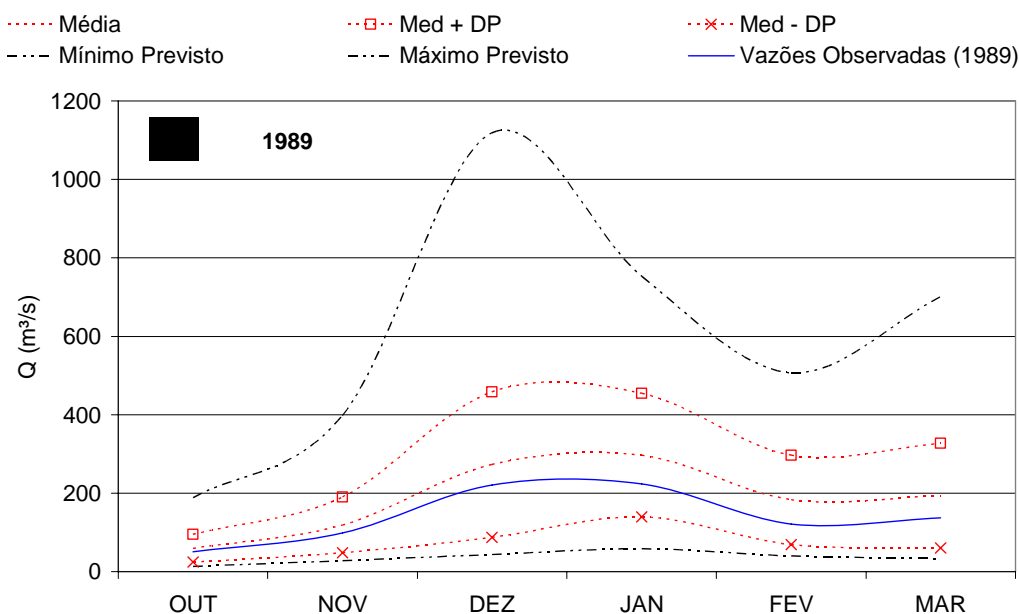


Figura 6.24 – Intervalos de Previsão

A estimativa da confiança foi efetuada com o uso das seguintes equações:

$$C_{MM} = \left(1 - \frac{nme}{n}\right) \cdot 100 \quad (6.22)$$

$$C_{DP} = \left(1 - \frac{nme}{n}\right) \cdot 100 \quad (6.23)$$

nas quais,

C_{MM} é a confiança para o intervalo de previsões máximas e mínimas; C_{DP} é a confiança para o intervalo delimitado pela média das previsões, somada e diminuída do desvio padrão; nme é o número de vazões mensais observadas que extrapolou os intervalos; e n é número total de previsões.

Os resultados das estimativas da confiança, para os dois intervalos, constam da Tabela 6.24. Nessa tabela encontra-se o número de semestres analisados, os valores de confiança para cada um dos meses, os valores máximos e mínimos de confiança, a confiança total e por semestre. A confiança total é estimada considerando todos os meses analisados, ou seja, n nas equações 6.22 e 6.23 é multiplicado por 6. A confiança por semestre é calculada tendo em conta a extrapolação dos intervalos de previsões em pelo menos um dos seis meses previstos. Assim, no caso da área de drenagem de Fazenda São Felix, na bacia do rio Borrachudo, quando se considera o intervalo limitado pelos valores médios das previsões acrescidos e subtraídos dos respectivos desvios padrão, verifica-se que em pelo um mês de cada um dos 19 semestres previstos os limites foram extrapolados, pois a confiança foi de 0%.

Tabela 6.24 – Confiança das Previsões

Confiança para o intervalo média \pm desvio padrão das previsões												
Estação	Bacia	N	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Min	Max	Total	Semestre
40975000	Borrachudo	19	84%	95%	84%	42%	37%	84%	37%	95%	71%	0%
40963000	Indaiá	15	73%	73%	73%	60%	67%	87%	60%	87%	72%	20%
40100000	SF	25	84%	92%	88%	76%	72%	88%	72%	92%	83%	36%
40450001	Para	24	79%	88%	92%	83%	75%	88%	75%	92%	84%	46%
40865000	Paraopeba	23	91%	87%	96%	87%	65%	91%	65%	96%	86%	48%
Confiança para o intervalo de valores máximos e mínimos das previsões												
Estação	Bacia	N	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Min	Max	Total	Semestre
40975000	Borrachudo	19	100%	95%	100%	95%	89%	100%	89%	100%	96%	79%
40963000	Indaiá	15	100%	93%	100%	100%	80%	100%	80%	100%	96%	80%
40100000	SF	25	100%	100%	100%	92%	96%	100%	92%	100%	98%	88%
40450001	Para	24	100%	100%	100%	100%	96%	100%	96%	100%	99%	96%
40865000	Paraopeba	23	100%	100%	100%	100%	96%	100%	96%	100%	99%	96%

Para ilustrar a aplicabilidade da técnica ESP modificada foi feita uma comparação da estimativa de parte dos volumes que aportariam ao reservatório de Três Marias. Os volumes foram calculados a partir das vazões médias históricas e os resultados da metodologia desenvolvida nesse estudo. Optou-se por realizar essa comparação com as informações da estação fluviométrica de Porto Pará, código 40450001, uma vez que apresentou um bom desempenho na simulação das vazões mensais como pode ser verificado nas Tabelas 6.23 e 6.24. A análise foi realizada com os semestres que apresentaram comportamentos extremos e opostos durante o período de out/1970 a dez/1994. Assim, foram estimados os volumes oriundos da bacia do rio Pará que aportariam ao reservatório de Três Marias nos semestres de menores vazões médias desse período (1970, 1975 e 1988) e os de maiores (1982, 1984 e 1978). As vazões médias mensais observadas e as médias das previsões desses seis anos e, também, as médias históricas, referente ao período de out/1970 a dez/1994, estão apresentadas na Tabela 6.25. Na Figura 6.25 podem ser visualizadas as vazões médias históricas, as médias das previsões, os intervalos de previsão e as vazões observadas no semestre de outubro de 1975 a março de 1976, no qual foi observada a fase fria da OS, ou seja, La Niña.

Tabela 6.25 – Vazões da estação fluviométrica de Porto Pará

Ano	Fase da OS	Vazões	Vazões (m ³ /s)						
			Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Out-Mar
1970	Fria	Observadas	82,4	133,0	79,1	56,9	47,5	60,6	76,6
		Média das previsões	82,3	165,6	284,2	251,7	226,5	213,9	204,1
1975	Fria	Observadas	57,8	203,0	190,0	94,8	114,0	97,7	126,2
		Média das previsões	69,8	145,5	232,2	182,1	193,9	167,2	165,1
1978	Neutra	Observadas	60,5	138,0	221,0	363,0	797,0	358,0	322,9
		Média das previsões	64,9	141,9	316,8	438,8	296,2	276,6	255,9
1982	Quente	Observadas	104,0	115,0	229,0	610,0	662,0	448,0	361,3
		Média das previsões	85,0	129,3	313,3	477,4	359,1	289,4	275,6
1984	Fria	Observadas	85,1	119,0	332,0	611,0	479,0	450,0	346,0
		Média das previsões	86,3	153,8	289,0	331,0	248,4	230,9	223,2
1988	Fria	Observadas	71,1	80,9	113,0	159,0	206,0	214,0	140,7
		Média das previsões	95,5	176,2	275,1	221,9	235,0	207,5	201,9
Médias (70 a 94)			78,7	134,6	232,4	326,3	276,1	211,0	209,9

Depois da organização dos dados, foram calculados os volumes acumulados, a partir de outubro, que seriam conduzidos ao reservatório de Três Marias, considerando as vazões médias históricas, as observadas e as médias das previsões. Em seguida, foram calculados os desvios percentuais em relação aos volumes acumulados observados. A comparação do desempenho da estimativa dos volumes acumulados a partir de outubro, obtidos com as vazões médias históricas e as médias das previsões, foi realizada em cada mês com os desvios

percentuais calculados e, no semestre, adotando os desvios percentuais médios absolutos estimados por:

$$DPMA = \frac{\sum \frac{|V_{prev} - V_{obs}|}{V_{obs}} \cdot 100}{6} \quad (6.24)$$

em que, V_{prev} é o volume acumulado, a partir de outubro, obtido com as vazões médias históricas ou a média das vazões mensais previstas, e V_{obs} é o volume acumulado, a partir de outubro, calculado com as vazões mensais observadas.

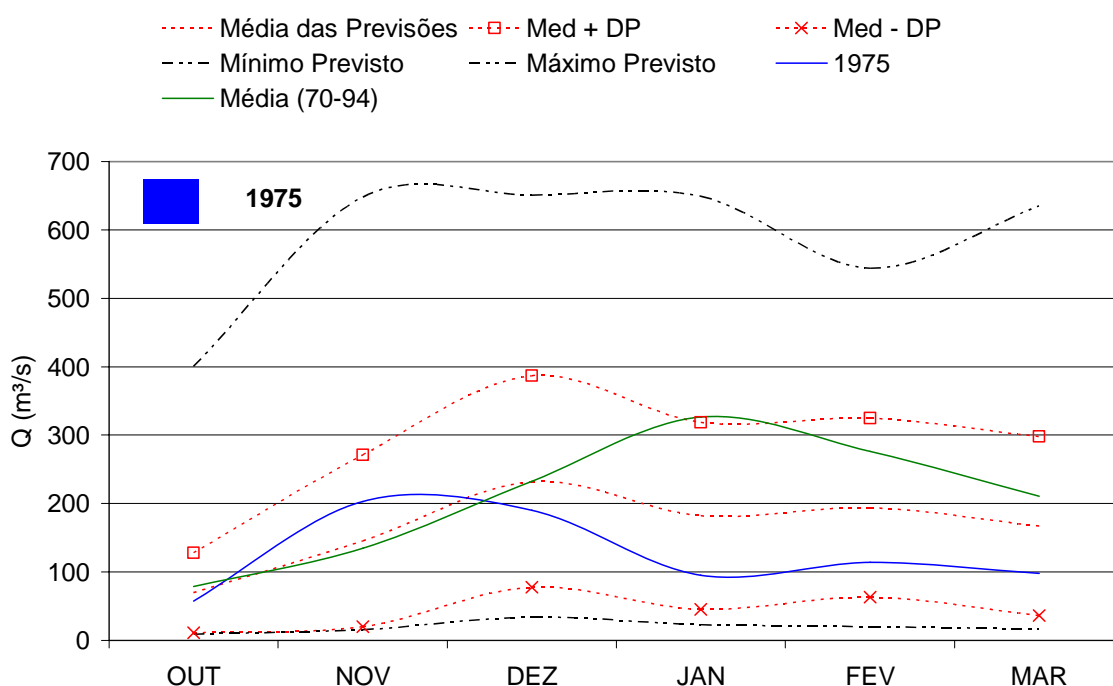


Figura 6.25 – Vazões mensais previstas e observadas em Porto Pará em 1975

Os resultados dessa análise estão na Tabela 6.26. Considerando o *DPMA*, verifica-se que somente em dois anos, 1970 e 1988, as previsões de volumes acumulados obtidos com a técnica modificada ESP não foram superiores às alcançadas com médias históricas. Entretanto, observa-se, nesses dois anos, que os desvios percentuais em relação aos volumes observados, dos meses de fevereiro e março, são menores quando os volumes foram estimados com a média das vazões previstas. De uma forma geral, os volumes acumulados obtidos com a técnica modificada ESP geraram menores desvios percentuais para os últimos três meses do semestre, com exceção dos meses de Janeiro dos anos de 1970 e 1978.

Tabela 6.26 – Desvios percentuais dos volumes acumulados

Ano	Fase da OS	Volumes Acumulados	Desvio Percentual (%)						DPMA (%)
			Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	
1970	Fria	Média das previsões	-0,12	14,9	81,5	124,3	152,1	165,6	89,8*
		Médias (70 a 94)	-4,5	-1,0	52,1	121,2	160,8	172,5	85,4
1975	Fria	Média das previsões	20,77	-17,2	-0,3	15,9	24,6	30,8	18,3
		Médias (70 a 94)	36,1	-17,8	-0,6	42,4	58,4	66,0	36,9
1978	Neutra	Média das previsões	7,28	4,2	25,1	23,1	-18,2	-19,1	16,2
		Médias (70 a 94)	30,1	7,7	6,3	-1,3	-32,1	-33,8	18,6
1982	Quente	Média das previsões	-18,28	-2,4	17,8	-5,1	-19,8	-23,1	14,4
		Médias (70 a 94)	-24,3	-2,9	-0,7	-27,2	-38,4	-41,5	22,5
1984	Fria	Média das previsões	1,37	17,4	-1,5	-25,2	-31,5	-35,3	18,7
		Médias (70 a 94)	-7,5	4,3	-17,1	-32,8	-35,5	-39,4	22,8
1988	Fria	Média das previsões	34,33	78,1	106,2	81,1	60,6	44,0	67,4*
		Médias (70 a 94)	10,7	39,9	68,2	82,2	67,4	49,5	53,0

* Resultados de volumes acumulados obtidos com a técnica ESP modificada inferiores aos estimados a partir da média histórica

7 CONCLUSÕES

A análise dos resultados obtidos na verificação das possíveis influências das fases da Oscilação Sul nas vazões e precipitações do Alto São Francisco permite que as seguintes considerações sejam feitas:

a) Em relação às precipitações semestrais

A fase quente parece interferir nos volumes precipitados do semestre de abril a setembro. Nessa fase, os volumes médios e medianos aumentam 30% quando comparados aos do período completo de dados. O aumento é tanto maior quanto menor é o percentil. Assim, nos semestres menos chuvosos, há uma tendência de ocorrer estiagens menos severas na fase quente do que nas fases neutra e fria. O valor esperado e a mediana da distribuição ajustada para fase quente são superiores aos dos outros períodos, além de apresentar o menor coeficiente de assimetria.

As distribuições ajustadas aos semestres chuvosos, outubro a março, apresentam valores esperados e coeficientes de assimetria semelhantes. Entretanto, é importante ressaltar que os parâmetros da distribuição associada à fase fria da Oscilação Sul diferem bastante dos estimados para os outros períodos. Esses resultados parecem indicar que a Oscilação Sul não influencia os volumes precipitados, mas afeta a distribuição temporal das chuvas, como pode ser verificado nas Figuras 6.14 e 6.15. Na fase fria, a precipitação acumulada no início do ciclo chuvoso, principalmente nos três primeiros meses, tende a ser maior que as dos outros períodos. Na fase quente, ocorre o contrário, os volumes acumulados são inferiores no início do ciclo, e se igualam aos dos outros períodos no final, de janeiro a março. Essa redução da precipitação no início do período chuvoso provavelmente está associada ao fortalecimento do Jato Sub-tropical, decorrente do aumento do gradiente de temperatura entre o Equador e os Pólos durante a fase quente. A intensificação desses jatos cria uma barreira para os sistemas frontais que chegam ao sul do país, dificultando o avanço desses sistemas até o sudeste. Além disso, durante a fase quente, a precipitação no leste da Amazônia é reduzida, o que inibe a associação entre os sistemas frontais e a convecção continental, a qual se estende por todo o norte, centro e sudeste brasileiro. Esse fenômeno ocorre principalmente na primavera (OND) do ano em que a fase quente se inicia. O contrário é observado na fase fria, quando as precipitações, no trimestre OND, são superiores às do período completo.

b) Em relação às precipitações trimestrais

O valor esperado para a fase fria é menor em três trimestres, JFM, AMJ e JAS.

Comparando os valores esperados das distribuições ajustadas ao trimestre AMJ, verifica-se que o maior valor ocorre na fase quente da Oscilação Sul. Esse resultado indica que essa fase parece influenciar o trimestre AMJ aumentando os volumes precipitados.

Analisando a Tabela 6.4, observa-se que as fases quente e fria da Oscilação Sul apresentam comportamentos opostos durante os trimestres de OND e JFM. Os totais precipitados durante a fase quente no trimestre de OND são inferiores aos da fase fria. No trimestre JFM, embora as diferenças percentuais não sejam significativas, a situação se inverte, com as precipitações na fase fria inferiores às da fase quente, para percentis menores que 90%.

No trimestre OND parece haver uma tendência das precipitações na fase quente da Oscilação Sul serem inferiores às da fase fria, uma vez que a distribuição ajustada apresenta um menor valor esperado. Analisando a Figura 6.7, mesmo com diferenças percentuais pequenas, observa-se que os volumes precipitados são inferiores para todos os percentis.

c) Em relação às vazões trimestrais

A fase fria parece estar associada com vazões menores que as dos outros períodos nos três primeiros trimestres, JFM, AMJ e JAS. Sendo que, no trimestre JAS, a vazão média está próxima do limite da faixa do intervalo de variação de ± 1 desvio-padrão do período completo. Os gráficos com as comparações das vazões trimestrais, para diferentes percentis, mostram essa tendência de valores inferiores e ainda ressalta o comportamento oposto da fase quente, quando as vazões são maiores. Em outros termos, na fase fria são maiores as probabilidades de ocorrerem vazões inferiores a um determinado valor nos três primeiros trimestres. Exemplificando, ao se analisar a probabilidade de ocorrência de vazões médias do trimestre AMJ menores ou iguais a 40 m³/s em Ponte Nova do Paraopeba, verifica-se que essa probabilidade é de aproximadamente 30% na fase fria, de 6% no período neutro, de 2% na fase quente e de 11% no período completo. Em relação ao trimestre de JAS, um aspecto que chama a atenção é a menor amplitude das vazões durante a fase quente quando se considera a

diferença entre os percentis de 90% e 10% nos diagramas Box-Whisker. Esses resultados indicam que as vazões médias do trimestre de JAS, durante a fase quente, tendem a ser maiores e com menor variabilidade quando comparadas com aquelas dos outros períodos.

No último trimestre, OND, as vazões nas diferentes fases não apresentam um comportamento sistemático e as diferenças nos diferentes percentis não são grandes. A oposição entre as fases quente e fria da Oscilação Sul, observadas nos outros trimestres, com exceção de JFM em Porto Andorinhas, não ocorre em OND, ou seja, a tendência de vazões menores na fase fria não persiste.

A análise das possíveis influências da ocorrência das diferentes fases da Oscilação Sul durante o período chuvoso (outubro a março) sobre as vazões de estiagem mostrou que não há variações significativas. Todavia, observando-se a Figura 6.13, verifica-se que a diferença entre os percentis de 90% e 10% nos diagramas Box-Whisker nos trimestres AMJ e JAS são menores quando ocorre a fase quente no período chuvoso. Tal fato indica uma pequena tendência de menor variabilidade das vazões trimestrais, quando se observa a fase quente no semestre de outubro a março.

As análises com as precipitações e as vazões mostram que os resultados apresentam grande relação. Os volumes totais precipitados, durante o semestre chuvoso, parecem não sofrer influências da Oscilação Sul, mas esta afeta a distribuição temporal, tal como mencionado anteriormente, o que pode explicar o fato das vazões serem semelhantes no trimestre OND, em todas as fases da OS, além de apresentarem uma tendência de serem inferiores durante a fase fria no trimestre de JFM. Os resultados relativos às precipitações trimestrais também apontam nesse mesmo sentido, ou seja, há uma tendência de menores precipitações em JFM durante a fase fria e o comportamento inverso em OND, quando comparado às precipitações da fase quente. A Oscilação Sul parece influenciar os volumes precipitados durante o semestre de abril a setembro, principalmente no trimestre AMJ, quando existe uma tendência de maiores precipitações durante a fase quente, o que também ocorre com as vazões trimestrais. Além disso, a não influência das diferentes fases da Oscilação Sul observadas durante o período chuvoso sobre as vazões de estiagem, como verificado anteriormente, indica a importância da ocorrência das fases da OS nos trimestres AMJ e JAS, relativamente às vazões.

As afirmações anteriores carregam as incertezas inerentes às metodologias aplicadas, principalmente quando se considera o tamanho das amostras disponíveis e suas conseqüências para as análises de frequência. Por conseguinte, essas afirmações devem ser encaradas como indicadoras das possíveis influências da Oscilação Sul. Entretanto, ressalva-se que, para aumentar a confiança das análises, houve uma grande preocupação em se verificar a eventual influência de pontos atípicos (*outliers*) e cuidado na realização dos testes pré-análise de frequência. Além disso, quando possível, foi feita a opção por se utilizar séries de médias espaciais e por métodos de análise de frequência regional.

Os modelos de previsão consensual, desenvolvidos nesta pesquisa, tanto de precipitação semestral quanto de vazões trimestrais, trouxeram ganhos em relação às previsões realizadas a partir unicamente da climatologia, como mostraram os resultados do índice de *Half Brier*. Todos os valores do índice de *Half Brier* obtidos com os modelos de previsão consensual foram inferiores aos alcançados com as previsões baseadas somente na climatologia. Além disso, o percentual de número de anos que apresentou previsões significativamente diferentes das obtidas a partir da climatologia variou de 6% a 30%, indicando certa eficiência desses modelos.

Na previsão consensual das precipitações semestrais sobre o Alto São Francisco foram selecionadas as anomalias de temperatura do mar nas regiões Niño1+2, Niño3.4 e ZCIT, sendo que as anomalias da região ZCIT apresentaram maior peso. Quando são analisados os coeficientes de correlação entre esses indicadores e as séries de precipitação, organizadas por categoria, observa-se que na faixa normal não apresentam associação linear. Na categoria abaixo do normal, as correlações são positivas e variam de 0,15 a 0,47. Nas outras regiões adotadas para cálculo das anomalias de temperatura da superfície do mar, as correlações também são positivas. Na categoria acima do normal, vale mencionar as correlações com as anomalias de temperaturas nas regiões Niño1+2 e Niño3.4, que são negativas e com valores entre -0,39 e -0,41. Nas outras regiões Niño, esse comportamento foi semelhante. De uma forma geral, e apesar dos baixos valores do coeficiente de correlação, pode-se afirmar que as precipitações da categoria abaixo normal se correlacionam positivamente com as anomalias de temperatura da superfície do mar nas regiões estudadas, enquanto que as precipitações da categoria acima do normal se correlacionam negativamente com as anomalias das regiões Niño.

Os preditores dos modelos de previsão consensual de vazões trimestrais de OND apresentaram uma predominância das anomalias de temperatura da superfície do mar (SST)

dos oceanos Pacífico e Índico. Considerando somente valores que extrapolam a faixa de $\pm 0,10$, as correlações entre as vazões trimestrais e as anomalias da região Índico Sul (AN-IS), defasadas de um trimestre, foram positivas em todas as estações. Na maioria dos casos, os indicadores do Pacífico, também defasados de um trimestre, apresentaram correlações positivas. Assim, de uma forma geral, não determinística, observa-se que as anomalias positivas de SST das regiões selecionadas como preditoras em JAS estão associadas a um aumento das vazões de OND, e acontece o contrário com a observação de anomalias negativas de SST em JAS.

Nos modelos de previsão consensual de vazões trimestrais de JFM predominaram como preditores, as anomalias de SST da região Índico Sul (AN-IS) e o Índice de Oscilação Sul (SOI), representando o oceano Pacífico, e que apresentou o maior peso em todos os modelos. Prevaleram entre essas variáveis, defasadas de um trimestre, e as vazões de JFM, correlações negativas, quando se fixa nos valores que extrapolam o intervalo de $\pm 0,10$. Assim, anomalias positivas de AN-IS e valores positivos de SOI, indicador de La Niña, apontam, de forma não determinística, para vazões menores em JFM, e ocorre o comportamento oposto para valores negativos das anomalias de AN-IS e do SOI.

As anomalias positivas de SST do Índico Sul devem favorecer a intensificação da ação do anticiclone subtropical do Pacífico Sul, uma vez que movimentos ascendentes no Índico podem gerar subsidência compensatória no leste do Pacífico subtropical sul. Este padrão se assemelha ao da intensificação da célula de *Walker* na região equatorial, que é uma das características da fase fria da Oscilação Sul (La Niña). Os preditores selecionados para os modelos de previsão consensual refletem esse comportamento. Como os preditores estão defasados de um trimestre, eles são indicadores das fases da OS no trimestre subsequente. No caso das anomalias de AN-IS serem positivas em JAS, há uma tendência da fase fria se estender para OND, indicando vazões normais ou superiores nesse trimestre, que é representado pelas correlações positivas. Se as anomalias de AN-IS permanecerem positivas em OND, provavelmente a fase fria persistirá em JFM, indicando vazões menores nesse trimestre, como mostram as correlações negativas. O Índice de Oscilação Sul de OND apresentou predominância de correlações negativas com as vazões de JFM, refletindo, como no caso das anomalias AN-IS, os efeitos da ocorrência da fase fria em JFM. Portanto, valores positivos do SOI (La Niña) em OND, indicam vazões menores com a persistência da fase fria da OS. Ressalta-se, novamente, que essas relações não são determinísticas, pois a interação oceano-atmosfera é muito complexa e apresenta relações não lineares.

A metodologia, aqui desenvolvida, de modificação da entrada de dados da técnica ESP utilizando a distribuição mista da precipitação semestral do Alto São Francisco, que é a soma das distribuições associadas às categorias abaixo do normal, normal e acima do normal, adotando os resultados do modelo de previsão consensual como sendo os pesos λ_i , e empregando as distribuições temporais das chuvas associadas as fases da Oscilação Sul, produziram resultados importantes. Nos 30 meses (6 meses vezes 5 bacias) em que foram comparados os valores do índice de *Half Brier*, 13 meses não superaram as previsões realizadas com a climatologia, sendo que seis meses são da simulação da estação do rio Borrachudo. Essa foi a única bacia em que a metodologia aplicada não melhorou a previsão em nenhum mês. Provavelmente, esse fato está relacionado à modelagem, ou ao cálculo do fator de adimensionalização para definição da distribuição de probabilidade das precipitações semestrais da bacia, ou seja, as estações pluviométricas utilizadas não estimaram adequadamente os fatores de adimensionalização. Nas outras bacias, houve uma melhoria na previsão em pelo menos três meses. Na bacia do rio Pará a previsão melhorou em todos os meses. Além disso, a probabilidade das vazões mensais observadas estarem contidas nos dois intervalos de previsões avaliados foi alta. A confiança para o intervalo compreendido pela média das vazões previstas, acrescida e subtraída do desvio padrão, ficou entre 71% e 86%, enquanto que, para o intervalo definido pelas vazões máximas e mínimas previstas, variou de 96% a 99%. Quando se considerou o semestre completo, ou seja, durante os seis meses nenhuma das vazões mensais observadas não extrapolou os limites do intervalo definido pelas previsões de vazões máximas e mínimas, verificou-se que o método apresentou alta confiança, superior a 79%. Entretanto, para o intervalo definido pela média das vazões previstas acrescida e subtraída do desvio padrão, ainda considerando o semestre completo, a confiança foi inferior a 50%, de forma que, em mais da metade dos semestres analisados, pelos menos um valor mensal observado extrapolou os limites estabelecidos. Novamente, os piores resultados foram obtidos com a simulação da estação fluviométrica do rio Borrachudo.

A modificação realizada na definição da entrada de dados da técnica ESP representa um avanço, pois permite incorporar, no cálculo da curva de frequência, as informações dos indicadores climáticos, não levando em consideração a simplificação usual de que as observações do passado são equiprováveis de ocorrer no futuro, pois a curva de frequência irá se alterar em função das informações dos indicadores climáticos. Além disso, as previsões são realizadas associadas às fases da Oscilação Sul.

Os estudos desenvolvidos nesta tese geraram resultados que apresentam um valor prático considerável para uma região onde a previsibilidade climática de longo termo, com modelos dinâmicos, é baixa. A verificação da influência da OS sobre a distribuição temporal das chuvas e os volumes precipitados e escoados no período seco, conjugado com os modelos de previsão consensual, permitem aos diferentes usuários e gestores de recursos hídricos estabelecerem estratégias de ação em função dessas previsões. Um exemplo simples de aplicação é a decisão sobre a data de plantio das culturas de verão pelos agricultores que não possuem sistemas de irrigação. A previsão da ocorrência da fase fria no semestre chuvoso e, dependendo dos resultados do modelo de previsão consensual, permite ao agricultor tomar a decisão de se adiantar o plantio de uma determinada cultura com maior grau de confiança, pois quando ocorre essa fase da Oscilação Sul existe uma tendência de maiores volumes precipitados no início do período chuvoso. No caso de previsão de ocorrência da fase quente, a indicação seria de retardar o plantio, uma vez que o comportamento da distribuição temporal das chuvas nessa situação é o oposto ao da fase fria. Outro exemplo está relacionado a previsão de persistência da fase fria da OS durante o período seco, que indica uma tendência de vazões menores, permitindo que os responsáveis pelos sistemas de abastecimento possam planejar, com antecedência, as ações que podem minimizar as conseqüências de uma provável diminuição das vazões. Além desses exemplos, é possível utilizar a técnica ESP modificada, em conjunto com as previsões consensuais de vazões trimestrais, na definição de regras de operação de reservatórios do Alto São Francisco, como no exemplo de estimativa de parte dos volumes acumulados que aportariam no reservatório de Três Marias descrito no item 6.8, permitindo certa previsibilidade, com uma antecedência razoável, dos volumes que estariam disponíveis para os diversos usos dos recursos hídricos.

8 RECOMENDAÇÕES

As metodologias desenvolvidas nesta pesquisa, em complemento aos métodos utilizados atualmente, permitem que possam ser realizadas, de forma sistemática e agregando as informações de indicadores climáticos, as previsões de longo termo das vazões trimestrais e mensais do período chuvoso da bacia do Alto São Francisco. Assim sendo, recomenda-se que essas metodologias sejam implementadas e testadas pelas instituições que elaboram previsões de longo termo.

As previsões de longo termo de precipitações e vazões dessa região, incorporando indicadores climáticos, apresentam grandes possibilidades de expansão, principalmente com a realização contínua deste trabalho. Dentre as diversas possibilidades de avanço na compreensão desse tema e considerando o escopo deste trabalho, são sugeridos os seguintes estudos futuros:

- Aplicar esse conjunto de metodologias em outras bacias hidrográficas. Esse estudo permitirá avaliar a eficiência desses procedimentos sob outras condições;
- Avaliar o valor econômico das previsões realizadas com as metodologias aplicadas neste estudo para averiguar se seria vantajoso a operação sistemática dessas metodologias de previsão;
- A análise da influência da OS sobre a precipitação do Alto São Francisco foi realizada com totais mensais, não sendo considerado o número de dias de chuva. Assim, sugere-se a elaboração de um estudo sobre a ocorrência de veranicos, que é definido como um intervalo com n dias consecutivos sem precipitações durante o período chuvoso, em associação com as fases da Oscilação Sul. A observância de alguma relação entre a OS e a ocorrência de veranicos seria bastante útil na definição de cenários para alguns setores de recursos hídricos;
- Realizar a modelagem estatística dos hietogramas acumulados adimensionais, associados às fases da OS;
- Avaliar as possibilidades de ampliação do afastamento temporal entre os preditores e as variáveis previstas dos modelos de previsão consensual elaborados;

- Pesquisar, com o uso de métodos estatísticos de análise multivariada, novas regiões sobre os oceanos, nas quais as anomalias de temperatura da superfície do mar poderiam ser utilizadas como preditores em modelos de previsão consensual de precipitações e vazões;
- Como o modelo de previsão consensual de precipitações semestrais utilizou na sua concepção a precipitação espacial de uma área muito extensa, com características de relevo diferenciada, sugere-se que sejam elaborados modelos para sub-bacias menores e para cada uma das estações pluviométricas utilizadas, comparando o desempenho em relação ao número de previsões significativamente diferentes da climatológica;
- Elaborar modelos de previsão consensual para precipitações trimestrais, bimestrais e mensais, para a bacia do Alto São Francisco, sub-bacias e estações pluviométricas individuais;
- Testar os efeitos sobre a técnica ESP modificada, da utilização de modelos de previsão consensual de precipitações semestral em duas categorias de previsão. Nesse caso, deverá ser realizada uma nova análise de frequência regional, considerando duas categorias; e
- Testar se modelos de previsão consensual de precipitações semestrais específicos para cada área de drenagem simulada, deixando de utilizar o modelo de toda a bacia do Alto São Francisco, melhora os resultados da técnica ESP modificada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European hydrological system SHE, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *In: Journal of Hydrology* 87, p. 45-59, 1986.
- AGUIRRE, L. A. *Introdução à identificação de sistemas. Técnicas lineares e não-lineares aplicadas a sistemas reais*. Editora UFMG, Belo Horizonte, 554p., 2000.
- ASSIS, W. L. *Análise do campo térmico e higrício em Belo Horizonte*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 150p., 2001.
- AYOADE, J. O. *Introdução à climatologia para os trópicos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 5ª ed. 1998.
- BEDIOT, G. *Préface du Numéro Spécial Précipitations et Hydrologie*, La Meteorology, 20-21, 3-7, 1980 *apud* NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; LIMA, A. A.; BALBI, D.; THIMOTTI, T.; QUEIROGA, Y. G. Relatório Técnico Parcial 1 - *Modelos de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 117p., Set., 2001.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol. 24, n° 1, 43-69, 1979.
- BEVEN, K. J.; CALVER, A.; MORRIS, E. M. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *In: Journal of Hydrology*, Vol. 69, p. 119-143, 1984.
- BREMICHER, M. *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli, 1998 *apud* COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- BRIER, G. W.; ALLEN, R. A. *Compendium of meteorology*. Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass., USA, p. 841-848, 1951 *apud* PIECHOTA, T. C.; CHIEW, F. H. S.; DRACUP, J. A.; MCMAHON, T. A. Seasonal streamflow forecasting in eastern Australia and the El Niño-Southern Oscillation. *In: Water Resources Research*. Vol. 34, N° 11, pag. 3035-3044, Nov., 1998.
- BROWN, S. *Visual Basic 6 – Bíblia do Programador*. São Paulo: Ed. Berkley, 609 p., 1999.
- BURNASH, R. J. C.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A. *A generalized streamflow simulation system – conceptual modeling for digital computers*. United States Department of Commerce, National Weather Service and State of California Department of Water Resources , 1973.

- CÂNDIDO, M. O. *SEAF- um protótipo de um sistema especialista para análise de frequência local de eventos hidrológicos máximos anuais*. Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia, UFMG. Belo Horizonte. 2003.
- CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L. *A Influência da temperatura da superfície do mar no clima de inverno na cidade de São Paulo*. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMET, 2000.
- CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no Rio Paraná. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.
- CASEY, T. Optimal linear combination of seasonal forecasts. *In: Aust. Meteorol. Mag.*, 44, 219—224, 1995.
- CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. *Applied hydrology*. New York, McGraw-Hill, 572 p., 1988.
- CLARK, C. O., Storage and the unit hydrograph. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, New York, vol. 110, p. 1419-1446, 1945 *apud* HEC - HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. *HEC-HMS Technical Reference Manual*. U. S. Army Corps of Engineers, Davis, 2000.
- CLARKE, R. T. *Mathematical Models in Hydrology*. FAO Irrigation and drainage paper n.19. UNO-FAO, Rome, 1973.
- COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- COSANDEY, C. L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires: du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue. *Annales de Géographie*, n. 556, 1990 *apud* NASCIMENTO, N. O. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*. Tese de doutorado da École Nationale des Ponts et Chaussées, Noisy-le-Grand, 390 p., 1995.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. (Brasil) *Projeto Análise de Consistência de Dados Pluviométricos – Bacia do Rio São Francisco. Sub-Bacias 40 a 44: Relatório Técnico Parcial. Sub-Bacia 40*. Belo Horizonte, DNAEE/CPRM, 1995a, 3v.
- _____. (Brasil) *Projeto Análise de Consistência de Dados Pluviométricos – Bacia do Rio São Francisco. Sub-Bacias 40 a 44: Relatório Técnico Parcial. Sub-Bacia 41*. Belo Horizonte, DNAEE/CPRM, 1995b, 3v.
- CORREIA, J. C. I. *A watershed model for simulation, parameter calibration and real-time forecast of river floods*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 88 p., 1986.
- CPC (Climate Prediction Center – National Weather Service). *The Enso Cycle*. Disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/enso_cycle.html> Acesso em 03 fev. 2003.

- CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. K. *Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV*. Stanford University Technical Report 39, Palo Alto, CA., 1966.
- DAVIS, E. G.; NAGHETTINI, M. C. *Estudo de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro*. Brasília: CPRM, 2000. CD-ROM.
- DOOGE, J. C. I. *Linear Theory of Hydrologic Systems*. U. S. Department of Agriculture, Tech. Bull. No. 1468, Washington, 327 p., 1973.
- DOOGE, J. C. I. Looking for Hydrologic Laws. *In: Water Resources Research*, vol. 22, n° 9, 46S-58S, 1988.
- DUAN, Q. *A Global Optimization Strategy for Efficient and Effective Calibration of Hydrologic Models*. PhD thesis, University of Arizona 371 p., 1991.
- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. *In: Water Resources Research*, vol. 28, n° 4, 1015-1031, 1992.
- DUNNE, T.; MOORE, T. R. e TAYLOR, C. H. Recognition and Prediction of Runoff-Producing Zones in Humid Regions. *In: Hydrological Sciences Bulletin*, XX, n° 3/9, 305-327, 1975 *apud* NASCIMENTO, N. O. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*. Tese de doutorado da École Nationale des Ponts et Chaussées, Noisy-le-Grand, 390 p., 1995.
- FERNANDES, W. S.; STOCHIERO, F. C.; MAGALHÃES, G. R.; NAGHETTINI, M. C. MSD-30: Um modelo de simulação de descargas médias mensais *In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos da ABRH*, Curitiba, PR, CD-ROM, nov-2003.
- FERREIRA, J. A. S.; ESPIRITO SANTO, C. M.; MANZI, A. C. Calibração de um modelo hidrológico para a bacia do São Francisco. *In: X congresso Brasileiro de Meteorologia*. Brasília, out, 1998.
- FRANCHINI, M.; PACCIANI, M. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *In: Journal of Hydrology* 122, p. 161-219, 1991.
- FRASER, A. M.; SWINNEY, H. L. Independent coordinates for strange attractors from mutual information. *Phys. Rev. A* 33 (2), p. 1134-1140, 1986 *apud* SHARMA, A., Seasonal to interannual rainfall probabilistic forecasts for improved water supply management: Part 1 — a strategy for system predictor identification. *In: Journal of Hydrology*, 239, p. 234-241, 2000.
- GALVÍNCIO, J. D.; SOUZA, F. A. S. Relação entre o fenômeno El Niño e os totais mensais precipitados na bacia hidrográfica do rio São Francisco. *In: RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 7, n.4 out/dez, 2002.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *In: Journal of Climate*, 13, 35-58. 2000 *apud* GRIMM, A. M.; PSCHIEDT, I. Padrões Atmosféricos Associados a Eventos

Severos de Precipitação no Sul do Brasil Durante El Niño, La Niña e Anos Neutros. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.

GRIMM, A. M.; SANT'ANNA, C. L. S Influência de fases extremas da Oscilação Sul sobre a persistência e intensidade da precipitação no Sul do Brasil. *In: Proceedings of the 4th InterAmerican Dialogue on Water Management*. CD (trab. nº 192). Foz do Iguaçu, PR, set., 2001.

GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. A. C.; PSCHIEDT, I. Contribuição de anomalias de temperatura da superfície do mar à ocorrência de anomalias de precipitação no Brasil em novembro de eventos El Niño e La Niña. *In: Proceedings of the 4th Inter-American Dialogue on Water Management*. CD (trab. nº 193), Foz do Iguaçu, PR, set., 2001a.

GRIMM, A. M.; SAHAI, A. K.; FERRAZ, T.; SOARES, A. P. Rainfall forecast in a region of the São Francisco basin using neural network. *In: Proceedings of the 4th Inter-American Dialogue on Water Management*. CD (trab. nº 206). Foz do Iguaçu, PR, set., 2001b.

GRIMM, A. M.; PSCHIEDT, I. Padrões Atmosféricos Associados a Eventos Severos de Precipitação no Sul do Brasil Durante El Niño, La Niña e Anos Neutros. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.

GRIMM, A. M.; LEITE, A. E.; SAHAI, A. K. Previsão de Precipitação Sazonal para a Bacia do Rio Paranaíba Utilizando um Modelo Linear. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004a.

GUETTER, A. K. Influência do El Niño sobre as escalas espaciais de homogeneidade hidrológica na bacia do rio Paraná. *In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003.

GUPTA, V. K.; SOROOSHIAN, S. *Parameter estimation problems caused by model structure: case of conceptual rainfall-runoff models*. Technical Report No. ESYS-CIT-82-011, Department of Systems Engineering, Case Western Reserve University, Cleveland, Ohio, 134 p., 1982.

HAAN, C. T. *Statistical Methods in Hydrology*. 2ª ed. AMES: The Iowa State University Press/Ames, 1979. 378 p.

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

HEC - HYDROLOGIC ENGINEERING CENTER. *HEC-HMS Technical Reference Manual*. U. S. Army Corps of Engineers, Davis, 2000.

HOLTON, J. R. *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, 3ª ed., 1992.

HOSKING, J. R. M. Fortran routines for use with the method of L-moments - Version 2. *In: IBM Research Report*, New York, IBM Research Division, RC 17097, 117p., Ago., 1991.

- HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. *Regional Frequency Analysis - an approach based on L-moments*. Cambridge University Press, P.224, 1997.
- HOYT, W. G.; LANGBEIN, W. B. *Flood*. Princeton University Press. 469 p., 1955 *apud* NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; LIMA, A. A.; BALBI, D.; THIMOTTI, T.; QUEIROGA, Y. G. Relatório Técnico Parcial 1 - *Modelos de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 117p., Set., 2001.
- HUFF, F. A. Time distribution of rainfall in heavy storms. *In: Water Resources Research*, v. 65, n° 4, p. 1007-1019. 1967.
- KHAN, V. M.; KIM, I. S.; SARAIVA, J. M. A relação entre as anomalias de TSM no Hemisfério Sul com as anomalias de precipitação no Sul do Brasil. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, SBMET, 1998 *apud* CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no Rio Paraná. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.
- KITE, G. W. Scaling of input data for macroscale hydrologic modeling. *In: Water Resources Research*, Vol. 31, N°11, p. 2769-2781, November, 1995a *apud* COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- KITE, G. W. The SLURP model. *In: SINGH, V. J. (editor) Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, 1130 p., 1995b *apud* COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- KITE, G. W. Simulating Columbia River flows with data from regional-scale climate models. *In: Water Resources Research*, Vol. 33, N°6, p. 1275-1285, June, 1997 *apud* COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- KITE, G. W.; KOUWEN, N. Watershed modeling using land classifications. *In: Water Resources Research*, Vol. 28, N°12, p. 3193-3200, December, 1992 *apud* COLLISCHONN, W. *Simulação Hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH-UFRGS. Dez, 2001.
- LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. Hydrologic Forecasting. *In: MAIDMENT, D. R. Handbook of hydrology*. New York: McGraw Hill, Cap. 26, p. 26.1 – 26.30, 1993.
- LETTENMAIER, D. P. *Variable Infiltration Capacity (VIC)-Macroscale Hydrologic Model*. <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/VIChome.html>. Acesso em fev/2004.
- LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. A Simple hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for GSMs, *Journal of Geophysical Research*, VOL 99, N° D7, pp 14415-14428, 1994.
- LINSLEY R. K.; KOHLER, M. A.; PAULHUS, J. L. H. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 689 p., 1949.

- LLAMAS, J. *Hidrologia General: Principios y Aplicaciones*, Universidad del País Vasco.,1993.
- LÚCIO, P. S.; TOSCANO, E. M. M.; ABREU, M. L. *Técnicas de análises multivariadas aplicadas a séries temporais. Estudo de caso: Climatologia de Belo Horizonte*. Relatório técnico RTA-01/98. ICEX, UFMG. 1998.
- MAIA, L. F. P. G. *Alguns Aspectos Dinâmico-Climatológicos em Minas Gerais*. Viçosa, (Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal de Viçosa), 164 p. Dez., 1986.
- MAIDMENT, D. R. *Handbook of hydrology*. New York: MacGraw Hill, Inc., 1993.
- MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; UVO, C. B. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil, and Northwestern Peru *In: Journal of Geophysical Research*, 103(d2), 1775-1783, 1998.
- MICROSOFT. VISUAL BASIC 6 – *GUIA DO PROGRAMADOR*. EUA: MICROSOFT CORPORATION, 1072 p., 1998.
- MOREIRA, A. A. M. *A influência da circulação de macro-escala sobre o clima de Belo Horizonte: estudo sobre as possíveis influências do fenômeno El Niño sobre o clima local*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 186p., 1999.
- MOREIRA, J. L. B. *Estudo da distribuição espacial das chuvas em Belo Horizonte e em seu entorno*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 2002.
- MUSK, L. F. *Weather Systems*. Cambridge University Press, 160p., 1988 *apud* MOREIRA, A. A. M. *A influência da circulação de macro-escala sobre o clima de Belo Horizonte: estudo sobre as possíveis influências do fenômeno El Niño sobre o clima local*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 186p., 1999.
- NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; LIMA, A. A.; BALBI, D.; THIMOTTI, T.; QUEIROGA, Y. G. Relatório Técnico Parcial 1 - *Modelos de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 117p., Set., 2001.
- NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; THIMOTTI, T.; LIMA, A. A.; SILVA, F. E. O. Relatório Técnico Parcial 2 - *Modelo Rio Grande de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo: Formulação Teórica*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 75 p., 2002.
- NASCIMENTO, N. O. *Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant*. Tese de doutorado da École Nationale des Ponts et Chaussées, Noisy-le-Grand, 390 p., 1995.
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro:IBGE, 421p., 1979.
- OLIVEIRA, A. S. *Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia*. Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, SP, 134p., 1986 *apud*

- MOREIRA, J. L. B. *Estudo da distribuição espacial das chuvas em Belo Horizonte e em seu entorno*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 2002.
- PIECHOTA, T. C.; CHIEW, F. H. S.; DRACUP, J. A.; MCMAHON, T. A. Seasonal streamflow forecasting in eastern Australia and the El Niño-Southern Oscillation. *In: Water Resources Research*. Vol. 34, N° 11, pag. 3035-3044, Nov., 1998.
- PIECHOTA, T. C.; DRACUP, J. A. Long-Range Streamflow Forecasting Using El Niño-Southern Oscillation Indicators. *In: Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 4, N° 2, pag. 144-151, Abr., 1999.
- PIECHOTA, T. C.; CHIEW, F. H. S.; DRACUP, J. A.; MCMAHON, T. A. Development of Exceedance Probability Streamflow Forecast. *In: Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 6, N° 1, pag. 20-28, Jan/Feb, 2001.
- PINTO, C. P.; MARTINS NETO, M. A. *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. Sociedade Brasileira de Geologia/MG. 349p., Belo Horizonte, 2001.
- PINTO, E. J. A.; NAGHETTINI, M. C. *Caracterização pluviométrica da bacia do alto São Francisco – Sub-bacia 40: Definição de regiões homogêneas e a regionalização de precipitações máximas diárias*. Belo Horizonte, CPRM, 2000.
- PINTO, E. J. A.; ALVES, M. M. S. Regionalização de vazões da bacia do alto São Francisco. *In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003.
- PINTO, E. J. A.; DAVIS, E. G. Estimativa da probabilidade de ocorrência de precipitações anuais na APA SUL RMBH. *In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003.
- PONCE, V. M. *Engineering Hydrology – Principles and Practices*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 608 p., 1989.
- QUADRO, M. F. L. *Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul sobre a América Latina*. São José dos Campos, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 94p., 1994 *apud* MOREIRA, J. L. B. *Estudo da distribuição espacial das chuvas em Belo Horizonte e em seu entorno*. Dissertação de Mestrado. Belo Horizonte: UFMG/IGC, 2002.
- RAGAB, R. *Survey of modeling approaches suitable for AIMWATER*, European Research Project AIMWATER ENV4-CT98-0740. Institute of Hydrology-Cemagref, 36 p., 1999.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows on southeastern South America. *In: Journal of Climate*, n. 11, v. 10, p. 2570 –2581, 1998 *apud* CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no Rio Paraná. *In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *In: Mon. Wea. Rev.*, 128, 2947-2957, 2000 *apud* CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como

preditores de vazão no Rio Paraná. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.

ROBINSON, J. P.; HENDERSON-SELLERS, A. *Contemporary Climatology*. Longman, 2ed., 1999.

ROCKWOOD, D. M. Theory and practice of the SSARR model as related to analyzing and forecasting the response of hydrologic systems. In: *Proceedings of the International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling*, 1981, Mississippi State University, 1982.

RODDA, J. C.; RODDA, H. J. E. *Hydrological forecasting, in Dealing with Natural Disasters*, IAHS Publication, p. 75-99, 2000 *apud* NAGHETTINI, M. C.; NASCIMENTO, N. O.; LIMA, A. A.; BALBI, D.; THIMOTTI, T.; QUEIROGA, Y. G. Relatório Técnico Parcial 1 - *Modelos de Simulação Hidrológica para Previsão de Vazões de Curto Prazo*. Departamento de Engenharia Hidráulica e Recursos Hídricos da UFMG, Belo Horizonte, 117p., Set., 2001.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S., Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. In: *Journal of Climate*. Vol. 2, pag. 268—284. mar., 1989.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Quantifying Southern Oscillation — Precipitation Relationships. In: *Journal of Climate*. Vol. 9, 1043—1059, may, 1996.

ROSENBROCK, H. H. An automatic method for finding the greatest or least value of a function, In: *Computer Journal*, Vol. 3, pp. 175-184, 1960.

SARAIVA, J. M. B.; SILVA DIAS, P. L. A case study of intense cyclogenesis off the southern coast of Brazil: impacts of SST, stratiform and deep convection. *Preprints of the 5th AMS Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Pretoria, South Africa, p. 368-369, 1997 *apud* CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no Rio Paraná. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. SBMET, ago-set, 2004.

SHARMA, A. Seasonal to interannual rainfall probabilistic forecasts for improved water supply management: Part 1 — a strategy for system predictor identification. In: *Journal of Hydrology*, 239, p. 234–241, 2000.

SHARMA, A.; LUK, K.C.; CORDERY, I.; LALL, U. Seasonal to interannual rainfall probabilistic forecasts for improved water supply management: Part 2 — Predictor identification of quarterly rainfall using ocean-atmosphere information. In: *Journal of Hydrology* 239, p. 242–250, 2000a.

SHARMA, A., Seasonal to interannual rainfall probabilistic forecasts for improved water supply management: Part 3 — a nonparametric probabilistic forecast model. In: *Journal of Hydrology*, 239, p. 249-258, 2000b.

SILVERMAN, B. W. *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman and Hall, New York – 1986.

- SIMPSON, H. J. ; CANE, M.A.; HERCZEG, A. L.; ZEBIAK, S. E. Annual river discharge in southeastern Australia related to El Niño-southern oscillation forecasts of sea surface temperatures. *In: Water Resources Research* 29(11), 3671-3680. 1993.
- SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W. Improved extended reconstruct of SST (1857-1997). *In: Journal of Climate* vol. 17, 2466-2477, jun, 2004.
- SOROOSHIAN, S.; DRACUP, J. A. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff model : correlated and heteroscedastic error cases. *In: Water Resources Research*, vol. 16, n° 2, 430-442, 1980.
- SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Model calibration, In Singh, V.P. *Computer Model of Watershed Hydrology*, WRP, Highlands Ranch, p. 23-68, 1995.
- SOUZA FILHO, F. A.; LALL, UPMANU; PORTO, R L. L. Modelo de Previsão de Vazões Sazonais e Interanuais. *In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003.
- SUGAWARA, M. Tank model, in Singh V. P. (ed), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, CO, p. 165-214, 1995.
- STEDINGER, J. R.; GRYGIER, J.; YIN, H. *Seasonal streamflow forecasts based upon regression*. *In: LABADIE, J. W.; BRAZIL, L. E.; CORBU, I.; JOHNSON, L. E. Computerized decision support systems for water managers*. Proc. 3^d Water Resources Operations Management Workshop. American Society of Civil Engineers, 1989 *apud* LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. Hydrologic Forecasting. *In: MAIDMENT, D. R. Handbook of hydrology*. New York: McGraw Hill, Cap. 26, p. 26.1 – 26.30, 1993.
- TODINI, E. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 175, pp. 339-382., 1996.
- TODINI, E. *The role of rainfall measurements and forecasts in real-time flood forecasting and management*. <http://www.unesco.org/uy/phi/libros/radar/art13.html>., 1997.
- TUCCI, C. E. M. *Flood flow forecasting*. 54th session of Executive Council of World Meteorological Organization in Geneva. Jul, 2002.
- TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T.; DIAS, P. S.; COLLISCHONN, W. *Previsão de médio prazo de vazões afluentes a reservatórios no rio Uruguai*. IPH/IAG/ANEEL, 150 p., 2002.
- UVO, C. B.; GRAHAN, E. Seasonal runoff forecast for northern South America: a statistical model. *In: Water Resources Research*, vol 34, n° 12, 3515-3524, 1998.
- UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and northeastern Brazil monthly precipitation. *In: Journal of Climate*, vol 11, n° 4, 551-562, 1998.
- UVO, C. B.; TOLLE, U.; BERNDTSSON, R. Forecasting discharge in Amazonia using neural networks. *In: J. Climatology*, vol 20, n° 12, 1495-1507, 2000 *apud* SOUZA FILHO, F. A.; LALL, UPMANU; PORTO, R L. L. Modelo de Previsão de Vazões

Sazonais e Interanuais. In: *XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Curitiba, Paraná. Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2003.

VÖRÖSMARTY, C. J.; MOORE III, B.; GRACE, A.; PETERSON, B. J.; RASTETTER, E. B.; MELILLO J. *Distributed parameter models to analyze the impact of human disturbance of the surface hydrology of a large tropical drainage basin in southeastern Africa*. Hydrology for the water management of large river basins. IAHS Publication N° 201. Proceedings of the Vienna Symposium, pp 233-244. 1991.

VÖRÖSMARTY, C. J.; WILLMOTT, C. J.; CHOUDHURY, B. J.; SCHLOSS, A. L.; STEARNS, T. K.; ROBESON, S. M.; DORMAN, T. Analysing the discharge regime of a large tropical river trough remote sensing, ground-based climatic data and modeling. In: *Water Resources Research*, vol. 32, N° 10, pp 3137-3150, 1996.

WAGENER, T.; WHEATER, H. S.; GUPTA, H. V. *Rainfall-Runoff modeling in gauged and ungauged catchments*. Imperial College Press, London, 306p., 2004.

WALKER, G. T. Correlation in seasonal variations of weather. Part VIII: A preliminary study of world weather. In: *Men. Indian Meteor. Dept.*, 24. pag. 75-131, 1923 *apud* ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Quantifying Southern Oscillation — Precipitation Relationships. In: *Journal of Climate*. Vol. 9, 1043—1059, may, 1996.

WALKER, G. T. Correlation in seasonal variations of weather. Part IX: A further study of world weather. In: *Men. Indian Meteor. Dept.*, 24. pag. 275-332, 1924 *apud* ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Quantifying Southern Oscillation — Precipitation Relationships. In: *Journal of Climate*. Vol. 9, 1043—1059, may, 1996.

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. World Weather V. In: *Mem. Roy. Meteor. Soc.* 4, pag. 53-84. 1932 *apud* ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Quantifying Southern Oscillation — Precipitation Relationships. In: *Journal of Climate*. Vol. 9, 1043—1059, may, 1996.

WANG, W. *Visual Basic 6*. Rio de Janeiro: Editora Campus, 532 p., 1999.

WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 467 p., 1995.

WMO. *Guide to Hydrological Practices. Analysis, Forecasting and other Applications*. Fourth edition. Report WMO-N°168. Geneva – Switzerland, Vol. II, 1983.

WONNACOTT, T. H.; WONNACOTT, R. J. *Introductory statistics*. 3.ed. New York: John Wiley, 650p., 1977.

WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, 28, 1, p. 1-18, 1990.

WOOD, E. F.; LETTENMAIER, D. P.; ZARTARIAN, V. G. A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. In: *Journal of Geophysical Research*, VOL 97, N° D3, pp 2717-2728, 1992.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; DIAS, P. L. S.; DIAS, M. A. F. S. Previsão Regional da Chuva para o Estado do Ceará, através do Projeto TEMPO DE CHUVA: 1964-1999. In : *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Brasil, v. 5, n. 3, 2000.

ZHAO, R. J. *Flood forecasting method for humid regions in China*. East China College of Hydraulic Engineering, Nanjing, China, 1977.

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, pp. 351-356, 1980.

ZHAO, R.J. *Watershed Hydrologic Modelling*. Water Resource Power Press, Beijing, 1984.

ANEXO A

DADOS CLIMATOLÓGICOS

Pressão Atmosférica (hPa)													
Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	936,7	937,0	936,9	937,2	938,7	941,5	942,2	941,0	938,7	936,4	935,7	935,3	938,0
Belo Horizonte	915,5	916,0	916,2	917,2	918,7	920,2	921,1	919,9	918,5	916,6	915,3	915,0	917,5
Diamantina	870,6	871,2	871,0	871,7	872,8	874,4	874,8	874,2	873,2	871,3	870,4	870,2	872,2
Ibirité	921,0	921,0	923,6	922,9	925,3	925,6	927,3	925,6	924,2	922,8	920,7	920,9	923,4
João Pinheiro	927,2	927,5	927,9	928,9	930,0	931,8	932,9	931,3	930,0	928,0	927,1	927,1	929,1
Patos de Minas	905,9	906,4	907,3	907,6	909,1	910,6	911,1	910,2	908,7	906,6	905,7	905,5	907,9
Pompeu	934,6	935,3	935,1	936,4	937,8	939,8	939,7	938,8	937,7	935,6	934,6	934,1	936,6
Sete Lagoas	925,5	926,1	926,0	927,3	930,0	931,7	932,4	933,5	926,7	927,7	914,9	925,9	927,5

Precipitação (mm)													
Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	267,4	152,7	149,7	99,3	45,1	16,5	20,5	17,2	55,1	118,4	213,1	271,8	1426,3
Belo Horizonte	296,3	188,4	163,5	61,2	27,8	14,1	15,7	13,7	40,5	123,1	227,6	319,4	1491,3
Diamantina	307,0	121,5	166,9	78,8	30,9	7,7	8,1	16,7	47,8	133,0	222,0	264,3	1404,7
Ibirité	290,5	167,4	170,3	67,9	32,3	16,6	14,7	11,5	43,7	136,2	227,4	301,9	1480,4
João Pinheiro	272,4	193,2	159,1	68,2	20,9	5,2	10,2	7,2	34,4	159,4	230,8	280,5	1441,5
Patos de Minas	273,0	194,1	166,0	73,9	24,8	6,2	13,1	13,3	49,3	158,6	204,9	297,2	1474,4
Pompeu	267,2	145,2	122,6	57,2	33,4	12,2	14,5	14,5	34,7	106,5	173,4	248,9	1230,3
Sete Lagoas	289,0	161,2	132,6	52,8	26,1	10,3	14,5	10,1	32,9	115,7	217,2	266,3	1328,7

Temperatura Média (°C)													
Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	23,3	23,6	23,1	21,4	19,8	16,5	16,3	18,0	19,3	22,3	22,8	21,5	20,7
Belo Horizonte	22,8	23,2	23,0	21,1	19,8	18,5	18,1	19,0	21,0	21,9	22,2	22,2	21,1
Curvelo *	24,2	23,9	22	24,3	21,3	19,5	19,4	21,3	22,6	24	24	24,1	22,6
Diamantina	19,8	20,0	19,9	18,5	17,1	16,0	15,3	16,5	17,4	18,7	19,1	19,3	18,1
Ibirité	22,6	22,9	22,5	22,4	18,0	16,9	16,5	18,4	20,5	21,7	22,0	22,1	20,5
João Pinheiro	23,1	23,6	23,4	22,7	22,0	20,3	19,9	21,8	23,2	23,8	23,6	22,8	22,5
Patos de Minas	22,1	22,2	22,9	21,2	19,7	18,5	18,2	20,3	22,1	22,2	22,0	21,7	21,1
Pompeu	23,7	24,1	23,9	22,6	20,6	18,8	18,6	20,8	22,2	23,5	23,4	23,2	22,1
Sete Lagoas	22,9	23,0	22,8	21,2	19,3	17,9	17,5	19,3	20,9	22,1	22,1	22,3	20,9

Temperaturas Máximas (°C)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	29,5	30,1	30	28,6	27,1	26,1	26,1	28,9	28,6	29,7	29,2	28,7	28,5
Belo Horizonte	28,2	28,8	28,6	27,5	26	25	24,6	26,5	27,2	27,7	27,5	27,3	27,1
Curvelo *	30,7	31,8	31,4	30,7	29,3	28,3	27,9	29,7	30,8	30,9	30,2	30,1	30,2
Diamantina	24,9	27,8	25,8	23,6	22,5	21,2	21,2	22,7	23,5	24,4	24,2	24,2	23,8
João Pinheiro	29,2	29,7	29,9	29,3	28,4	27,4	27,2	27,7	30,5	30,3	28	28,4	28,8
Ibirité	29	29,5	29,3	28	26,4	25,4	26,1	26,9	28	28,4	28,5	28,1	27,8
Patos de Minas	27,9	29,4	29,5	27,7	26,7	26	25,8	28	29,1	28,5	27,7	27,2	27,8
Pompéu	29,7	30,5	30,5	29,5	27,7	27,1	28,4	28,9	29,7	30,5	29,5	28,9	29,2
Sete Lagoas	28,9	29,7	29,6	28,5	27,1	26,1	26,7	27,8	28,7	28,9	28,6	28,2	28,2

Temperaturas Mínimas (°C)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Anual
BambuÍ	18,6	18,4	18	15,7	12,2	9,1	8,2	10,1	13,1	16	17,6	18,2	14,6
Belo Horizonte	18,8	19	18,8	17,3	15	13,4	13,1	14,4	16,2	17,5	18,2	18,4	16,7
Curvelo*	19,3	19,5	18,8	17,3	14,8	12,2	11,9	13,4	15,7	18,3	18,9	19,5	16,6
Diamantina	16,1	16,1	16,2	14,9	13,4	11,7	11	11,5	13,1	14,6	15,3	15,8	14,1
Ibirité	17,6	17,7	16,4	14,6	11,4	9,1	8,7	10,5	13,7	16,2	17	17,4	14,2
João Pinheiro	17,6	17,9	17,7	16,9	15,6	13,9	13,4	14,7	16,8	17,8	18	17,5	16,5
Patos de Minas	18,3	18,3	18	17,2	14,4	12,7	12,5	14,1	16,3	17,6	18	18,2	16,3
Pompéu	19,1	19,1	19	17,1	14,5	12	11,5	13,7	15,4	17,6	18,4	19	16,4
Sete Lagoas	18,2	18,1	17,9	16,1	13,7	11,5	11,1	16,6	14,8	16,9	17,7	18,1	15,9

Evaporação (mm)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	89,7	91,0	90,2	83,5	85,7	84,4	110,4	138,4	148,3	134,6	103,0	84,0	1243,2
Belo Horizonte	86,7	84,7	95,3	92,4	92,8	92,4	105,7	132,1	137,2	117,7	96,3	84,1	1217,4
Diamantina	105,9	109,2	101,2	88,9	90,9	99,1	118,5	144,2	138,3	119,7	96,1	96,8	1308,8
Ibirité	71,8	86,9	72,6	67,6	65,5	65,3	81,8	104,1	115,0	100,2	79,9	69,9	980,6
João Pinheiro	88,0	104,4	74,4	109,7	117,6	129,4	156,4	201,5	182,9	157,2	106,3	90,4	1518,2
Patos de Minas	74,8	71,5	83,5	79,3	74,6	102,6	125,7	162,4	169,2	125,7	85,9	67,0	1222,2
Pompeu	93,2	97,0	126,6	100,0	96,1	100,5	123,6	160,9	168,0	151,6	118,3	96,7	1432,5
Sete Lagoas	67,7	90,8	74,2	68,9	75,5	79,1	94,0	119,8	124,7	108,1	80,8	68,3	1051,9

Umidade Relativa (%)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	83,2	80,6	81,9	82,9	83,2	81,3	78,8	73,8	73,7	76,1	80,3	84,8	80,0
Belo Horizonte	79,0	75,1	74,7	73,9	72,5	71,4	68,7	64,5	65,1	69,8	74,1	78,0	72,2
Curvelo*	76,4	74,2	74,2	75,3	71,8	74,2	67,6	62,4	63,2	68,5	74	77,7	71,6
Diamantina	79,6	76,1	78,7	79,5	78,4	75,7	73,0	69,8	72,3	75,4	79,6	81,8	76,7
Ibirité	78,8	77,7	77,8	77,8	78,2	77,3	73,8	68,8	67,8	71,8	76,4	79,9	75,5
João Pinheiro	78,2	76,2	75,2	72,6	69,4	67,3	64,0	58,4	59,3	68,0	73,6	78,9	70,1
Patos de Minas	78,3	76,9	78,8	74,3	69,1	63,8	59,2	51,8	55,3	66,5	75,0	79,8	69,1
Pompeu	79,5	78,1	79,4	79,2	78,4	75,8	72,3	69,0	68,2	72,5	78,5	83,2	76,2
Sete Lagoas	76,8	74,8	75,2	73,3	72,3	70,1	66,2	59,7	59,9	66,8	73,5	76,9	70,5

Insolação Total (horas e décimos)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	167,3	175,6	186,5	192,5	225,3	223,2	253,8	234,3	175,3	181,1	163,3	136,3	2314,5
Belo Horizonte	189,8	195,5	215,1	228,9	237,1	240,1	256,5	255,6	210,1	190,5	181,7	165,1	2566,0
Curvelo *	129,1	179,8	173,7	202,9	230	215	216,7	221,9	156,4	183,3	157	140	2205,8
Diamantina	190,6	205,9	200,5	201,9	219,1	199,7	245,5	251,1	199,1	175,7	151,4	156,7	2397,2
Ibirité	172,7	173,0	174,2	184,7	201,0	204,3	219,3	214,1	163,7	170,1	159,2	145,6	2181,9
João Pinheiro	190,2	203,0	186,4	236,7	260,0	254,0	272,9	252,3	219,4	217,5	189,3	114,4	2596,1
Patos de Minas	158,1	173,6	205,8	208,1	241,2	249,5	260,7	264,3	213,5	179,7	161,8	145,0	2461,3
Pompeu	183,1	207,0	209,7	219,0	222,7	196,5	231,0	201,8	205,1	190,0	171,9	151,5	2389,3
Sete Lagoas	195,7	205,9	217,0	240,1	258,3	263,3	273,5	277,6	224,7	194,7	183,4	169,7	2703,9

Nebulosidade (décimos)

Estação	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Ano
BambuÍ	7,2	6,5	6,3	5,4	4,4	3,4	3,1	3,2	4,4	5,9	6,7	7,2	5,3
Belo Horizonte	6,9	6,2	5,8	4,9	4,1	3,5	3,4	3,3	4,3	6,2	6,9	7,2	5,2
Curvelo*	7,4	7	6,3	5,4	4,8	4	4	3,8	4,1	6,3	7,4	7,4	5,7
Diamantina	7,3	6,7	6,7	6,1	5,5	4,7	4,4	4,4	5,9	6,7	7,9	8,1	6,2
Ibirité	6,2	5,8	5,6	4,4	3,7	3,3	3,0	3,0	4,4	5,8	6,1	6,4	4,8
João Pinheiro	6,9	6,4	6,0	4,8	3,8	3,1	3,2	3,4	4,4	6,0	6,9	7,4	5,2
Patos de Minas	7,9	7,5	7,3	5,8	4,9	4,1	4,0	4,0	5,4	7,2	7,8	8,4	5,9
Pompeu	6,7	6,1	5,9	4,5	4,2	3,7	3,1	3,5	4,3	5,9	6,8	7,6	5,2
Sete Lagoas	6,6	6,2	5,7	4,4	2,9	3,3	3,1	3,0	4,4	6,2	7,0	7,4	5,0

ANEXO B

FICHA CATALOGRÁFICA

Referências Bibliográficas

Autor(es): MOREIRA, A. A. M. (1)

Título do trabalho: A influência da circulação de macro-escala sobre o clima de Belo Horizonte: Estudo sobre as possíveis influências do fenômeno El Niño sobre o clima local.

Publicação: Dissertação (mestrado) UFMG/IGC, 186p., 1999

Resumo ou Abstract:

Belo Horizonte, por sua localização geográfica, sofre a influência de fenômenos meteorológicos de latitudes médias e tropicais. Possui duas estações bem definidas: uma seca (inverno), na qual atuam a Frente Polar Atlântica (FPA) e o anticiclone subtropical do Atlântico Sul; e uma outra chuvosa (verão), na qual predominam os sistemas convectivos associados ao aquecimento continental e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Além desta alternância sazonal, sofre ainda a influência de outros fenômenos geradores de variabilidade interanual, como ENOS (El Niño/Southern Oscillation).

Neste estudo de detecção da influência de El Niño sobre BH, destacam-se dois resultados obtidos. O primeiro consistiu no desenvolvimento de uma metodologia própria que permitiu que se atingisse os objetivos de maneira considerada satisfatória. O segundo, foi a detecção da influência do fenômeno mais nítida sobre o comportamento térmico, indicando elevação das temperaturas. Percebeu-se uma discreta diminuição percentual da umidade relativa do ar durante a ocorrência de El Niño. Os totais pluviométricos mensais tendem a variar negativamente, mas dentro dos limites de controle.

Os resultados indicam ainda a necessidade de aprofundamento da avaliação do comportamento pluviométrico, partindo para uma escala sinótica diária, especialmente no que concerne à distribuição das precipitações. O número de dias de chuva constituiu variável mais importante do que o valor mensal das precipitações. Tais resultados reforçaram a hipótese da importância da atuação da ZCAS na distribuição pluviométrica da região Sudeste.

Principais conclusões:

As conclusões sobre o desenvolvimento do tema proposto incluem dois aspectos principais, sendo o primeiro a metodologia de abordagem e o segundo se refere aos resultados obtidos. Quanto à metodologia, deve-se destacar que a estatística exploratória permitiu a definição da climatologia de BH. Somente através do conhecimento desta climatologia, pode-se estabelecer parâmetros de comparação entre os vários elementos selecionados. O método tradicional de abordagem de séries temporais permitiu a análise do comportamento dos elementos através de seus movimentos onde incluem-se tendência e sazonalidade somadas a um erro. O principal resultado obtido através deste método, foi a caracterização da tendência a elevação das temperaturas em BH. Observou-se que as temperaturas médias apresentaram aumento global de 0,40C, as máximas aumentaram 0,70C e as mínimas 0,90C entre 1960 e 1989. Através das técnicas de correlação cruzada foi possível estabelecer o "lag", ou lapso de tempo, entre o que ocorre no OP e o que acontece em BH, sendo que os índices mais expressivos situaram-se entre um período de 4 a 6 meses. Os estudos de caso dotaram o trabalho proposto de um enfoque mais antropocêntrico, enquanto a análise rítmica tomou possível relacionar os eventos climáticos aos sistemas meteorológicos que os geraram. As regressões permitiram mensurar a influência do fenômeno bem como sua modelagem conforme pode-se observar a seguir. Em concordância com as observações genéricas de que o fenômeno provoca a elevação das temperaturas na região Sudeste, os resultados obtidos reconfirmam esta observação. As temperaturas mínimas, demonstraram ser um elemento de análise extremamente sensível e são as mais afetadas. As médias das temperaturas mínimas responderam com uma elevação aproximada de 0,40C para cada 10C de elevação de TSM1 +2. Os índices de correlação Pearson e cruzada reforçam as afirmações. As temperaturas máximas, cuja sazonalidade só encontram um padrão uniforme de comportamento durante o verão, foram menos afetadas que as mínimas, embora tenham demonstrado tendência a elevação. É possível que seus valores máximos não atinjam patamares mais elevados em função da topografia local. A influência de ENOS sobre a umidade relativa do ar, os totais pluviométricos mensais e anuais e o número de dias de chuva é de percepção mais difícil que as temperaturas. Para detectá-la foi necessária a introdução de variáveis qualitativas indicando a ocorrência de El Niño, La Niña, etc. As regressões indicaram que ocorre uma ligeira, porém uniforme, redução da umidade do ar em BH durante um El Niño. Essa redução é discreta, girando em torno de 2%, o que não exclui a possibilidade de oscilações negativas mais bruscas, especialmente na primavera. Os padrões de umidade do ar durante a ocorrência de La Niña apontam uma tendência em direção a sua climatologia.

Observações:

ANEXO C

DADOS

Ocorrências das fases da Oscilação Sul

Azul – Fase Fria (La Nina)

Preto – Fase Neutra

Vermelho – Fase Quente (El Nino)

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1950	-1,8	-1,5	-1,4	-1,4	-1,4	-1,2	-0,9	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-1
1951	-1	-0,8	-0,6	-0,4	-0,2	0,1	0,4	0,5	0,6	0,7	0,7	0,6
1952	0,3	0,1	0,1	0,1	0	-0,2	-0,3	-0,3	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1
1953	0,1	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3
1954	0,3	0,2	-0,1	-0,5	-0,7	-0,7	-0,8	-1	-1,1	-1,1	-1	-1
1955	-1	-0,9	-0,9	-1	-1,1	-1	-1	-1	-1,5	-1,8	-2,1	-1,7
1956	-1,2	-0,8	-0,7	-0,6	-0,6	-0,6	-0,7	-0,8	-0,9	-0,9	-0,9	-0,8
1957	-0,5	-0,1	0,2	0,6	0,7	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	1,2	1,5
1958	1,6	1,5	1,1	0,7	0,5	0,5	0,4	0,1	0	0	0,1	0,3
1959	0,4	0,4	0,3	0,2	0	-0,3	-0,4	-0,5	-0,4	-0,4	-0,3	-0,3
1960	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	0	0	-0,1	-0,2	-0,3	-0,2
1961	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	0,1	0,1	0	-0,3	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5
1962	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,4	-0,3	-0,2	-0,3	-0,4	-0,6	-0,7	-0,7
1963	-0,6	-0,3	0	0,1	0,1	0,3	0,6	0,8	0,8	0,9	1	1
1964	0,8	0,4	-0,1	-0,5	-0,7	-0,7	-0,8	-0,9	-1	-1,1	-1,1	-1
1965	-0,8	-0,5	-0,3	0	0,2	0,6	1	1,2	1,4	1,5	1,6	1,5
1966	1,2	1,1	0,8	0,5	0,2	0,1	0,1	0	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4
1967	-0,4	-0,5	-0,6	-0,5	-0,3	0	0	-0,2	-0,4	-0,5	-0,5	-0,6
1968	-0,7	-0,9	-0,8	-0,8	-0,4	0	0,3	0,3	0,2	0,4	0,6	0,9
1969	1	1	0,9	0,7	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6	0,7	0,7	0,6
1970	0,5	0,3	0,2	0,1	-0,1	-0,4	-0,6	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-1,2
1971	-1,4	-1,4	-1,2	-1	-0,8	-0,8	-0,8	-0,8	-0,9	-0,9	-1	-0,9
1972	-0,7	-0,3	0	0,3	0,5	0,8	1,1	1,3	1,5	1,8	2	2,1
1973	1,8	1,2	0,5	-0,1	-0,5	-0,8	-1,1	-1,3	-1,4	-1,7	-1,9	-2
1974	-1,8	-1,6	-1,2	-1,1	-0,9	-0,7	-0,5	-0,4	-0,5	-0,7	-0,8	-0,7
1975	-0,6	-0,6	-0,7	-0,8	-1	-1,1	-1,3	-1,4	-1,6	-1,6	-1,7	-1,8
1976	-1,6	-1,2	-0,9	-0,7	-0,5	-0,2	0,1	0,3	0,5	0,7	0,8	0,8
1977	0,6	0,5	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,8
1978	0,7	0,4	0	-0,3	-0,4	-0,3	-0,4	-0,5	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1
1979	-0,1	0	0,1	0,2	0,1	0	0	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5
1980	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0	-0,1	0	0	-0,1
1981	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,4	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1
1982	0	0,1	0,2	0,4	0,6	0,7	0,8	1	1,5	1,9	2,2	2,3
1983	2,3	2	1,6	1,2	1	0,6	0,2	-0,2	-0,5	-0,8	-0,9	-0,8
1984	-0,5	-0,3	-0,2	-0,4	-0,5	-0,5	-0,3	-0,2	-0,3	-0,6	-1	-1,1
1985	-1	-0,8	-0,8	-0,8	-0,7	-0,5	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,3

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1986	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,1	0	0,2	0,5	0,7	0,9	1,1	1,2
1987	1,3	1,2	1,1	1	1	1,2	1,5	1,6	1,6	1,5	1,3	1,1
1988	0,8	0,5	0,1	-0,3	-0,8	-1,2	-1,2	-1,1	-1,3	-1,6	-1,9	-1,9
1989	-1,7	-1,5	-1,1	-0,9	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1
1990	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4
1991	0,5	0,4	0,4	0,4	0,6	0,8	0,9	0,9	0,8	1	1,4	1,7
1992	1,8	1,7	1,6	1,4	1,1	0,8	0,4	0,2	-0,1	-0,1	0	0,1
1993	0,3	0,4	0,6	0,8	0,8	0,7	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2
1994	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,9	1,2	1,3
1995	1,2	0,9	0,7	0,4	0,2	0,1	0	-0,3	-0,5	-0,6	-0,7	-0,8
1996	-0,8	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	-0,4
1997	-0,4	-0,3	0	0,4	0,9	1,4	1,7	2	2,3	2,4	2,5	2,5
1998	2,4	2	1,4	1,1	0,4	-0,1	-0,8	-1	-1,1	-1,1	-1,3	-1,5
1999	-1,6	-1,2	-0,9	-0,7	-0,8	-0,8	-0,9	-0,9	-1	-1,2	-1,4	-1,6
2000	-1,6	-1,5	-1,1	-0,9	-0,7	-0,6	-0,4	-0,3	-0,4	-0,5	-0,7	-0,7
2001	-0,7	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1	0,1	0,2	0,1	0	-0,1	-0,2	-0,2
2002	-0,1	0,1	0,3	0,4	0,7	0,8	0,9	0,9	1,1	1,3	1,5	1,3
2003	1,1	0,8	0,6	0,1	-0,1	0	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5
2004	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,7	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8
2005	0,6											

ASF - Outbro a Março

		Preditor:		JAS														
Cat	Ano	Semestre	PSE(mm)	PTRI(mm)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Trim
ACN	1959	Out-Mar	1342,2	6,0	-0,367	-0,313	-0,610	-0,217	-0,480	-0,410	-0,323	-0,409	-0,318	-0,304	-0,391	-0,295	1959	JAS
ACN	1960	Out-Mar	1444,1	29,2	0,533	-0,407	-0,097	-0,163	0,060	-0,190	-0,227	-0,626	-0,193	-0,337	-0,244	-0,424	1960	JAS
NOR	1961	Out-Mar	1135,5	2,6	0,000	-0,960	-0,890	-0,183	-0,387	-0,287	-0,370	-0,161	-0,198	-0,272	-0,469	-0,420	1961	JAS
NOR	1962	Out-Mar	1133,9	72,3	0,233	-0,680	-0,307	-0,250	-0,157	-0,047	-0,153	-0,193	-0,330	-0,541	-0,272	-0,664	1962	JAS
ABN	1963	Out-Mar	993,2	1,0	-0,500	0,497	0,787	0,380	0,877	0,320	0,177	-0,716	-0,159	-0,901	0,175	-0,752	1963	JAS
ACN	1964	Out-Mar	1499,4	39,6	1,033	-1,333	-0,910	-0,807	-0,793	-0,497	-0,557	-1,021	-0,491	-0,971	-0,549	-0,493	1964	JAS
ACN	1965	Out-Mar	1238,5	90,7	-1,633	1,203	1,203	0,503	1,260	-0,417	-0,067	-0,868	0,018	-0,490	-0,470	-0,071	1965	JAS
NOR	1966	Out-Mar	1195,9	38,9	-0,033	-0,807	-0,350	0,340	0,107	-0,203	-0,147	-0,430	-0,436	-0,350	-0,123	-0,281	1966	JAS
NOR	1967	Out-Mar	1148,7	15,6	0,367	-1,077	-0,780	-0,110	-0,327	-0,683	-0,443	-0,539	-0,689	-0,620	-0,731	-0,248	1967	JAS
ABN	1968	Out-Mar	1001,3	69,5	0,067	-0,140	0,250	0,077	0,297	0,043	-0,047	-0,600	-0,233	-0,750	-0,035	-0,861	1968	JAS
NOR	1969	Out-Mar	1205,7	44,3	-0,833	0,263	0,460	0,383	0,487	-0,433	0,010	-0,170	-0,192	-0,184	-0,282	0,306	1969	JAS
ABN	1970	Out-Mar	766,2	90,8	0,300	-1,550	-1,457	-0,467	-0,933	-0,380	-0,443	-0,325	-0,570	-0,432	-0,235	-0,376	1970	JAS
ACN	1971	Out-Mar	1307,8	87,3	1,000	-0,743	-0,723	-0,697	-0,553	-0,260	-0,453	-0,081	-0,363	-0,339	-0,270	-0,067	1971	JAS
ACN	1972	Out-Mar	1303,0	111,5	-1,500	2,107	1,630	0,557	1,247	0,173	0,250	-0,065	0,100	0,140	-0,087	0,368	1972	JAS
NOR	1973	Out-Mar	1157,1	27,2	1,000	-1,220	-1,243	-0,667	-1,097	0,423	-0,323	-0,355	-0,242	0,357	0,343	0,498	1973	JAS
ABN	1974	Out-Mar	980,5	19,5	1,000	-0,383	-0,243	-0,667	-0,403	0,177	-0,343	-0,312	-0,243	-0,105	-0,029	0,142	1974	JAS
ABN	1975	Out-Mar	972,1	38,1	2,133	-1,100	-0,920	-1,270	-1,140	-0,230	-0,600	-0,510	-0,608	-0,239	-0,280	-0,337	1975	JAS
NOR	1976	Out-Mar	1119,6	214,8	-1,300	1,397	0,813	-0,243	0,353	-0,607	-0,243	-0,129	-0,221	-0,404	-0,697	-0,591	1976	JAS
ABN	1977	Out-Mar	1066,2	54,5	-1,267	-0,417	-0,200	0,387	0,253	-0,267	-0,127	0,194	-0,071	-0,077	-0,194	-0,011	1977	JAS
ACN	1978	Out-Mar	1519,4	61,5	0,133	-0,713	-0,607	-0,150	-0,473	-0,360	-0,273	0,123	-0,048	0,155	-0,255	0,133	1978	JAS
NOR	1979	Out-Mar	1198,8	106,7	0,267	0,517	0,317	0,057	0,200	0,073	-0,030	0,212	0,361	0,284	0,126	-0,118	1979	JAS
NOR	1980	Out-Mar	1086,3	39,1	-0,267	-0,063	-0,047	0,087	0,030	-0,123	-0,087	-0,198	0,422	0,106	-0,068	0,057	1980	JAS
ACN	1981	Out-Mar	1631,7	34,2	0,533	-0,437	-0,530	-0,283	-0,403	-0,093	-0,163	-0,184	0,106	-0,278	-0,046	-0,574	1981	JAS
ACN	1982	Out-Mar	1411,8	20,1	-2,133	0,997	1,250	0,693	1,240	-0,523	0,150	0,059	0,396	-0,022	-0,425	-0,126	1982	JAS
ABN	1983	Out-Mar	1071,7	91,0	0,000	2,983	0,790	-0,083	-0,130	-0,267	0,237	0,057	0,320	0,045	-0,158	0,180	1983	JAS
ACN	1984	Out-Mar	1507,1	149,8	0,033	-0,417	-0,520	-0,127	-0,303	0,587	-0,103	-0,238	0,198	0,210	0,259	0,325	1984	JAS
NOR	1985	Out-Mar	1131,7	81,2	0,133	-1,287	-0,687	-0,190	-0,323	0,097	-0,207	0,165	-0,211	-0,185	0,001	-0,244	1985	JAS
ABN	1986	Out-Mar	894,9	99,3	-0,500	-0,167	0,203	0,537	0,477	0,187	0,050	-0,038	0,018	-0,112	0,037	-0,020	1986	JAS
NOR	1987	Out-Mar	1096,6	68,7	-1,467	0,973	1,600	0,963	1,787	0,260	0,580	0,410	0,170	0,445	0,462	0,517	1987	JAS
ABN	1988	Out-Mar	1006,4	36,4	1,533	-1,490	-1,557	-0,773	-1,393	0,370	-0,157	0,249	-0,418	0,000	0,398	-0,062	1988	JAS
NOR	1989	Out-Mar	1118,9	107,4	0,200	-0,573	-0,357	-0,310	-0,367	0,293	-0,007	0,095	-0,225	-0,079	0,328	-0,011	1989	JAS
NOR	1990	Out-Mar	1211,4	118,4	-0,300	-0,550	0,000	0,560	0,213	-0,050	0,110	0,321	-0,241	0,204	0,046	0,154	1990	JAS
ACN	1991	Out-Mar	1329,2	60,9	-0,967	0,283	0,577	0,730	0,670	-0,160	0,210	0,130	0,029	-0,062	-0,032	-0,265	1991	JAS
NOR	1992	Out-Mar	1146,6	103,6	-0,267	-0,157	-0,203	0,510	0,077	-0,670	-0,013	0,057	0,061	0,075	-0,447	0,039	1992	JAS
NOR	1993	Out-Mar	1223,4	70,9	-1,133	0,307	0,103	0,567	0,300	0,140	0,067	0,047	0,041	0,067	0,098	-0,173	1993	JAS
ABN	1994	Out-Mar	999,9	3,3	-1,800	-0,653	-0,217	0,860	0,430	-0,227	0,000	0,127	-0,023	0,081	-0,105	-0,128	1994	JAS
ABN	1995	Out-Mar	1046,9	47,4	0,167	-0,537	-0,533	-0,013	-0,377	0,030	0,103	-0,108	0,099	0,154	0,166	0,039	1995	JAS
ACN	1996	Out-Mar	1409,6	66,9	0,533	-1,407	-0,347	-0,017	-0,143	0,367	0,073	-0,343	-0,044	-0,342	0,339	-0,284	1996	JAS
ABN	1997	Out-Mar	1040,9	71,6	-1,567	3,920	2,777	0,853	2,093	-0,293	0,600	0,149	0,610	0,051	-0,209	-0,007	1997	JAS
NOR	1998	Out-Mar	1145,0	40,5	1,167	1,013	-0,440	-0,593	-1,133	0,327	0,333	0,051	0,368	0,097	0,391	0,578	1998	JAS
ACN	1999	Out-Mar	1291,5	30,6	0,167	-1,203	-0,920	-0,677	-0,930	0,313	-0,140	-0,072	-0,249	-0,281	0,294	0,023	1999	JAS
				95,6	0,333	-0,823	-0,473	-0,180	-0,347	0,090	-0,010	0,188	-0,094	0,056	0,016	-0,037	2000	JAS
					-0,400	-0,980	-0,317	0,553	0,107	-0,037	0,147	0,268	0,114	-0,070	0,077	0,239	2001	JAS
					-1,000	-0,757	0,557	0,943	1,057	-0,117	0,327	0,309	0,024	0,311	0,053	0,521	2002	JAS
					-0,067	-0,733	0,130	0,560	0,273	0,477	0,323	-0,002	0,095	0,427	0,352	0,540	2003	JAS
					-0,633	-0,903	0,083	0,927	0,757	0,140	0,207	0,113	-0,013	0,278	0,261	0,226	2004	JAS

40100000		Out-Dez		JAS															
Cat	Ano	Trimestre	Q-OND(m³/s)	Q JAS(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Tri	
ABN	1951	OND	98,2	92,0	-1,1333	1,6167	0,8633	0,0267	0,5100	-0,1200	-0,0200	-0,5193	-0,3865	-0,8801	-0,1345	-1,1615	1951	JAS	
ABN	1952	OND	127,8	99,6	-0,1000	-0,7767	-0,2667	-0,1300	-0,0933	-0,2867	-0,3600	-0,4649	-0,1714	-0,4661	-0,3212	-0,4664	1952	JAS	
NOR	1953	OND	136,3	60,6	-1,1667	0,8300	0,4967	0,2467	0,5033	-0,1433	-0,0933	-0,4996	-0,1049	-0,4953	-0,1730	-0,4010	1953	JAS	
ABN	1954	OND	78,4	42,1	0,4333	-1,4133	-1,1400	-0,6167	-0,9700	-0,7000	-0,6200	-0,6622	-0,6260	-0,4709	-0,6274	-0,4749	1954	JAS	
NOR	1955	OND	139,6	43,0	1,4667	-1,1167	-1,0500	-0,8133	-1,0333	-0,4700	-0,5833	-0,6297	-0,7829	-0,6823	-0,3681	-0,7154	1955	JAS	
NOR	1956	OND	147,0	73,1	0,6667	-0,2900	-0,7767	-0,9433	-0,7800	-0,3467	-0,5833	-0,4533	-0,7010	-0,8794	-0,3315	-0,8810	1956	JAS	
ACN	1957	OND	214,9	97,1	-0,6667	1,6333	0,9567	0,4567	0,7933	-0,4967	0,0067	-0,4593	0,0249	-0,4352	-0,4446	-0,4667	1957	JAS	
ABN	1958	OND	121,0	78,3	0,1667	0,1733	-0,1100	0,2800	0,0900	-0,9133	-0,1667	-0,7384	-0,0283	-0,2248	-0,6744	-0,2391	1958	JAS	
NOR	1959	OND	142,4	52,3	-0,3667	-0,3133	-0,6100	-0,2167	-0,4800	-0,4100	-0,3233	-0,4095	-0,3180	-0,3042	-0,3911	-0,2949	1959	JAS	
NOR	1960	OND	190,5	67,8	0,5333	-0,4067	-0,0967	-0,1633	0,0600	-0,1900	-0,2267	-0,6255	-0,1926	-0,3368	-0,2436	-0,4243	1960	JAS	
ABN	1961	OND	124,4	76,6	0,0000	-0,9600	-0,8900	-0,1833	-0,3867	-0,2867	-0,3700	-0,1608	-0,1978	-0,2723	-0,4693	-0,4202	1961	JAS	
ACN	1962	OND	279,7	78,9	0,2333	-0,6800	-0,3067	-0,2500	-0,1567	-0,0467	-0,1533	-0,1930	-0,3299	-0,5407	-0,2718	-0,6643	1962	JAS	
ABN	1963	OND	58,8	54,1	-0,5000	0,4967	0,7867	0,3800	0,8767	0,3200	0,1767	-0,7165	-0,1585	-0,9012	0,1745	-0,7525	1963	JAS	
NOR	1964	OND	178,6	49,3	1,0333	-1,3333	-0,9100	-0,8067	-0,7933	-0,4967	-0,5567	-1,0209	-0,4912	-0,9713	-0,5486	-0,4926	1964	JAS	
ACN	1965	OND	257,3	102,6	-1,6333	1,2033	1,2033	0,5033	1,2600	-0,4167	-0,0667	-0,8675	0,0183	-0,4901	-0,4696	-0,0712	1965	JAS	
ACN	1966	OND	238,0	86,3	-0,0333	-0,8067	-0,3500	0,3400	0,1067	-0,2033	-0,1467	-0,4304	-0,4359	-0,3497	-0,1233	-0,2808	1966	JAS	
ACN	1967	OND	234,9	93,3	0,3667	-1,0767	-0,7800	-0,1100	-0,3267	-0,6833	-0,4433	-0,5387	-0,6891	-0,6197	-0,7312	-0,2482	1967	JAS	
NOR	1968	OND	166,7	80,1	0,0667	-0,1400	0,2500	0,0767	0,2967	0,0433	-0,0467	-0,6001	-0,2325	-0,7503	-0,0352	-0,8614	1968	JAS	
ACN	1969	OND	244,1	52,9	-0,8333	0,2633	0,4600	0,3833	0,4867	-0,4333	0,0100	-0,1703	-0,1918	-0,1840	-0,2816	0,3061	1969	JAS	
ABN	1970	OND	96,6	70,3	0,3000	-1,5500	-1,4567	-0,4667	-0,9333	-0,3800	-0,4433	-0,3249	-0,5703	-0,4316	-0,2351	-0,3756	1970	JAS	
ACN	1971	OND	205,3	42,3	1,0000	-0,7433	-0,7233	-0,6967	-0,5533	-0,2600	-0,4533	-0,0812	-0,3630	-0,3391	-0,2701	-0,0669	1971	JAS	
ACN	1972	OND	229,0	80,4	-1,5000	2,1067	1,6300	0,5567	1,2467	0,1733	0,2500	-0,0654	0,0997	0,1401	-0,0872	0,3679	1972	JAS	
NOR	1973	OND	194,3	87,3	1,0000	-1,2200	-1,2433	-0,6667	-1,0967	0,4233	-0,3233	-0,3555	-0,2419	0,3571	0,3428	0,4985	1973	JAS	
NOR	1974	OND	148,0	74,9	1,0000	-0,3833	-0,2433	-0,6667	-0,4033	0,1767	-0,3433	-0,3118	-0,2425	-0,1049	-0,0291	0,1418	1974	JAS	
NOR	1975	OND	182,6	60,9	2,1333	-1,1000	-0,9200	-1,2700	-1,1400	-0,2300	-0,6000	-0,5095	-0,6083	-0,2390	-0,2797	-0,3367	1975	JAS	
ACN	1976	OND	307,7	87,7	-1,3000	1,3967	0,8133	-0,2433	0,3533	-0,6067	-0,2433	-0,1289	-0,2206	-0,4037	-0,6974	-0,5914	1976	JAS	
NOR	1977	OND	185,7	75,4	-1,2667	-0,4167	-0,2000	0,3867	0,2533	-0,2667	-0,1267	0,1938	-0,0708	-0,0772	-0,1942	-0,0112	1977	JAS	
ACN	1978	OND	203,0	82,1	0,1333	-0,7133	-0,6067	-0,1500	-0,4733	-0,3600	-0,2733	0,1234	-0,0484	0,1546	-0,2555	0,1335	1978	JAS	
NOR	1979	OND	181,8	109,0	0,2667	0,5167	0,3167	0,0567	0,2000	0,0733	-0,0300	0,2119	0,3606	0,2838	0,1263	-0,1180	1979	JAS	
ABN	1980	OND	132,7	92,2	-0,2667	-0,0633	-0,0467	0,0867	0,0300	-0,1233	-0,0867	-0,1976	0,4222	0,1057	-0,0684	0,0568	1980	JAS	
ACN	1981	OND	406,3	67,2	0,5333	-0,4367	-0,5300	-0,2833	-0,4033	-0,0933	-0,1633	-0,1842	0,1062	-0,2783	-0,0459	-0,5738	1981	JAS	
NOR	1982	OND	181,7	114,6	-2,1333	0,9967	1,2500	0,6933	1,2400	-0,5233	0,1500	0,0591	0,3958	-0,0219	-0,4253	-0,1258	1982	JAS	
ACN	1983	OND	458,0	193,7	0,0000	2,9833	0,7900	-0,0833	-0,1300	-0,2667	0,2367	0,0569	0,3203	0,0446	-0,1575	0,1801	1983	JAS	
NOR	1984	OND	178,2	87,1	0,0333	-0,4167	-0,5200	-0,1267	-0,3033	0,5867	-0,1033	-0,2377	0,1985	0,2099	0,2593	0,3248	1984	JAS	
ABN	1985	OND	135,7	101,9	0,1333	-1,2867	-0,6867	-0,1900	-0,3233	0,0967	-0,2067	0,1646	-0,2113	-0,1848	0,0013	-0,2443	1985	JAS	
ABN	1986	OND	131,8	90,8	-0,5000	-0,1667	0,2033	0,5367	0,4767	0,1867	0,0500	-0,0377	0,0178	-0,1121	0,0367	-0,0199	1986	JAS	
NOR	1987	OND	173,8	83,4	-1,4667	0,9733	1,6000	0,9633	1,7867	0,2600	0,5800	0,4096	0,1703	0,4451	0,4621	0,5166	1987	JAS	
ABN	1988	OND	124,6	64,1	1,5333	-1,4900	-1,5567	-0,7733	-1,3933	0,3700	-0,1567	0,2494	-0,4177	0,0001	0,3976	-0,0617	1988	JAS	
NOR	1989	OND	174,9	65,8	0,2000	-0,5733	-0,3567	-0,3100	-0,3667	0,2933	-0,0067	0,0948	-0,2246	-0,0793	0,3275	-0,0110	1989	JAS	
ABN	1990	OND	69,1	67,4	-0,3000	-0,5500	0,0000	0,5600	0,2133	-0,0500	0,1100	0,3210	-0,2411	0,2038	0,0456	0,1542	1990	JAS	
ABN	1991	OND	125,4	93,3	-0,9667	0,2833	0,5767	0,7300	0,6700	-0,1600	0,2100	0,1301	0,0289	-0,0624	-0,0323	-0,2645	1991	JAS	
ACN	1992	OND	318,0	118,0	-0,2667	-0,1567	-0,2033	0,5100	0,0767	-0,6700	-0,0133	0,0569	0,0610	0,0746	-0,4467	0,0388	1992	JAS	
ABN	1993	OND	110,0	100,0	-1,1333	0,3067	0,1033	0,5667	0,3000	0,1400	0,0667	0,0467	0,0413	0,0672	0,0982	-0,1730	1993	JAS	
ABN	1994	OND	123,8	88,8	-1,8000	-0,6533	-0,2167	0,8600	0,4300	-0,2267	0,0000	0,1268	-0,0230	0,0808	-0,1051	-0,1278	1994	JAS	
NOR	1995	OND	151,3	78,9	0,1667	-0,5367	-0,5333	-0,0133	-0,3767	0,0300	0,1033	-0,1083	0,0989	0,1536	0,1658	0,0386	1995	JAS	
ACN	1996	OND	233,7	68,5	0,5333	-1,4067	-0,3467	-0,0167	-0,1433	0,3667	0,0733	-0,3430	-0,0438	-0,3423	0,3387	-0,2836	1996	JAS	
ACN	1997	OND	231,7	92,9	-1,5667	3,9200	2,7767	0,8533	2,0933	-0,2933	0,6000	0,1489	0,6099	0,0512	-0,2087	-0,0067	1997	JAS	
NOR	1998	OND	164,2	82,7	1,1667	1,0133	-0,4400	-0,5933	-1,1333	0,3267	0,3333	0,0510	0,3684	0,0974	0,3909	0,5779	1998	JAS	
NOR	1999	OND	149,0	74,8	0,1667	-1,2033	-0,9200	-0,6767	-0,9300	0,3133	-0,1400	-0,0719	-0,2489	-0,2807	0,2943	0,0235	1999	JAS	
ABN	2000	OND			0,3333	-0,8233	-0,4733	-0,1800	-0,3467	0,0900	-0,0100	0,1879	-0,0938	0,0565	0,0160	-0,0367	2000	JAS	
ABN	2001	OND			-0,4000	-0,9800	-0,3167	0,5533	0,1067	-0,0367	0,1467	0,2681	0,1145	-0,0701	0,0768	0,2390	2001	JAS	
ABN	2002	OND			-1,0000	-0,7567	0,5567	0,9433	1,0567	-0,1167	0,3267	0,3088	0,0238	0,3114	0,0535	0,5205	2002	JAS	
ABN	2003	OND			-0,0667	-0,7333	0,1300	0,5600	0,2733	0,4767	0,3233	-0,0021	0,0955	0,4270	0,3517	0,5398	2003	JAS	
ABN	2004	OND			-0,6333	-0,9033	0,0833	0,9267	0,7567	0,1400	0,2067	0,1130	-0,0129	0,2780	0,2615	0,2257	2004	JAS	

40100000 Jan-Mar

Cat	Ano	Trimestre	Preditor:		OND													Ano	Tri
			Q-JFM(m³/s)	Q OND(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O			
ACN	1952	JFM	759,7	98,2	-1,133	0,897	0,970	0,230	0,773	-0,187	0,090	-0,631	-0,477	-0,789	-0,164	-0,809	1951	OND	
ABN	1953	JFM	180,3	127,8	-0,533	-0,573	-0,440	-0,087	-0,177	-0,250	-0,340	-0,374	-0,066	-0,152	-0,267	-0,218	1952	OND	
ABN	1954	JFM	156,0	136,3	-0,433	0,063	0,277	-0,153	0,230	-0,357	-0,200	-0,368	-0,411	-0,360	-0,239	-0,375	1953	OND	
ABN	1955	JFM	181,0	78,4	0,567	-1,507	-0,970	-0,903	-0,873	-0,237	-0,623	-0,514	-0,865	-0,438	-0,175	-0,720	1954	OND	
ABN	1956	JFM	270,0	139,6	1,267	-1,663	-1,800	-1,483	-1,793	-0,383	-0,813	-0,832	-0,790	-0,873	-0,217	-0,789	1955	OND	
NOR	1957	JFM	446,3	147,0	1,000	-1,043	-0,743	-0,440	-0,487	-0,473	-0,493	-0,352	-0,371	-1,014	-0,431	-1,013	1956	OND	
ABN	1958	JFM	249,0	214,9	-0,633	0,827	1,183	0,563	1,273	-0,483	0,093	-0,416	-0,377	-0,559	-0,345	-0,486	1957	OND	
ABN	1959	JFM	308,0	121,0	-0,567	-0,117	-0,140	0,537	0,283	-0,487	-0,127	-0,197	-0,329	0,119	-0,496	-0,089	1958	OND	
NOR	1960	JFM	425,7	142,4	0,700	0,053	-0,177	-0,103	-0,087	-0,313	-0,227	-0,366	-0,442	-0,542	-0,367	-0,293	1959	OND	
ACN	1961	JFM	659,3	190,5	0,400	-0,520	-0,633	0,113	-0,297	-0,193	-0,247	-0,400	-0,236	-0,631	-0,127	-0,760	1960	OND	
ACN	1962	JFM	518,0	124,4	0,500	-0,767	-0,580	-0,260	-0,370	-0,160	-0,297	-0,252	-0,624	-0,336	-0,133	-0,355	1961	OND	
NOR	1963	JFM	428,7	279,7	0,400	-0,933	-0,800	-0,377	-0,543	-0,010	-0,187	-0,449	-0,222	-0,445	-0,116	-0,399	1962	OND	
NOR	1964	JFM	338,7	58,8	-1,400	0,107	0,813	0,397	1,013	0,510	0,183	-0,538	-0,375	-0,909	0,137	-0,574	1963	OND	
ACN	1965	JFM	844,0	178,6	0,267	-0,900	-1,073	-0,957	-1,013	-0,813	-0,690	-0,845	-0,069	-0,680	-0,781	-0,610	1964	OND	
ACN	1966	JFM	645,0	257,3	-1,000	0,663	1,423	0,823	1,673	-0,410	0,110	-0,981	-0,359	-0,274	-0,392	0,262	1965	OND	
ACN	1967	JFM	682,3	238,0	-0,367	-0,467	-0,630	0,257	-0,203	-0,003	-0,213	-0,543	-0,397	-0,050	-0,029	-0,061	1966	OND	
NOR	1968	JFM	505,3	234,9	-0,533	-1,503	-0,977	0,033	-0,403	-0,590	-0,453	-0,441	-0,780	-0,741	-0,718	-0,565	1967	OND	
ABN	1969	JFM	234,7	166,7	-0,267	0,027	0,413	0,657	0,657	0,230	0,073	-0,556	0,151	-0,232	0,000	-0,149	1968	OND	
ABN	1970	JFM	328,7	244,1	-0,400	0,713	0,910	0,610	0,910	-0,323	0,150	0,204	-0,077	-0,075	-0,196	0,037	1969	OND	
ABN	1971	JFM	86,4	96,6	1,567	-1,010	-1,477	-1,080	-1,490	-0,460	-0,573	-0,108	-0,285	-0,177	-0,248	-0,225	1970	OND	
NOR	1972	JFM	336,3	205,3	0,733	-0,757	-1,057	-0,627	-0,823	-0,613	-0,583	-0,172	-0,042	-0,228	-0,511	-0,180	1971	OND	
NOR	1973	JFM	360,3	229,0	-1,100	1,740	2,163	0,963	2,010	0,510	0,530	0,222	0,053	0,144	0,169	0,405	1972	OND	
NOR	1974	JFM	376,0	194,3	1,833	-1,140	-1,447	-1,360	-1,667	0,333	-0,547	-0,105	-0,599	-0,043	0,259	0,357	1973	OND	
NOR	1975	JFM	370,3	148,0	0,167	-1,013	-0,830	-0,777	-0,783	-0,020	-0,510	-0,179	-0,348	-0,003	-0,220	0,300	1974	OND	
ABN	1976	JFM	232,3	182,6	1,767	-1,917	-1,477	-1,567	-1,490	-0,423	-0,850	-0,375	-0,730	-0,488	-0,228	-0,473	1975	OND	
NOR	1977	JFM	405,7	307,7	0,100	0,597	0,857	0,360	0,890	-0,577	-0,063	0,203	-0,083	0,050	-0,453	-0,271	1976	OND	
NOR	1978	JFM	361,0	185,7	-1,467	-0,103	0,340	0,623	0,723	-0,207	0,023	0,121	-0,329	-0,042	-0,157	-0,120	1977	OND	
ACN	1979	JFM	562,3	203,0	-0,367	0,070	-0,063	-0,063	-0,077	-0,390	-0,193	0,298	0,129	-0,128	-0,251	-0,238	1978	OND	
ACN	1980	JFM	597,7	181,8	-0,667	0,540	0,357	0,377	0,400	-0,060	0,057	0,300	0,407	0,092	0,189	-0,013	1979	OND	
ABN	1981	JFM	275,7	132,7	-0,367	-0,323	0,137	0,190	0,143	-0,303	-0,040	0,302	0,129	0,071	-0,253	-0,087	1980	OND	
ACN	1982	JFM	720,0	406,3	-0,033	-0,157	0,077	0,093	0,067	0,273	0,063	-0,310	-0,089	-0,157	0,285	-0,345	1981	OND	
ACN	1983	JFM	766,0	181,7	-2,733	2,780	2,730	0,903	2,360	-0,260	0,547	-0,273	0,246	0,243	-0,366	-0,023	1982	OND	
NOR	1984	JFM	343,7	458,0	0,000	0,480	-0,573	-0,573	-0,850	-0,003	-0,073	-0,125	0,213	0,138	-0,085	0,039	1983	OND	
ACN	1985	JFM	684,0	178,2	-0,267	-0,240	-1,080	-0,443	-1,080	0,353	-0,253	-0,078	0,087	0,026	0,153	0,024	1984	OND	
NOR	1986	JFM	460,3	135,7	-0,300	-0,777	-0,733	0,093	-0,367	0,187	-0,140	-0,105	-0,220	-0,285	0,000	-0,245	1985	OND	
NOR	1987	JFM	393,0	131,8	-0,933	0,257	0,820	0,973	1,140	0,000	0,230	0,106	0,087	-0,100	-0,179	-0,125	1986	OND	
ABN	1988	JFM	323,7	173,8	-0,500	1,053	1,200	1,267	1,360	0,390	0,623	0,231	0,357	0,447	0,416	0,545	1987	OND	
ABN	1989	JFM	274,3	124,6	1,533	-1,160	-1,890	-1,493	-2,120	0,177	-0,377	-0,112	-0,324	0,134	0,194	0,050	1988	OND	
ABN	1990	JFM	296,7	174,9	-0,167	-0,503	-0,390	0,030	-0,237	-0,083	0,017	-0,020	-0,216	-0,021	0,118	-0,086	1989	OND	
ACN	1991	JFM	510,7	69,1	-0,367	-0,587	-0,040	0,797	0,340	0,190	0,203	0,361	-0,248	0,170	0,190	0,167	1990	OND	
ACN	1992	JFM	738,0	125,4	-1,533	0,470	1,060	1,097	1,420	-0,260	0,237	-0,021	0,112	-0,051	-0,298	-0,191	1991	OND	
NOR	1993	JFM	488,0	318,0	-1,233	-0,177	-0,173	0,367	-0,007	-0,657	-0,050	-0,089	0,186	0,001	-0,355	-0,301	1992	OND	
NOR	1994	JFM	490,7	110,0	-0,567	0,017	0,257	0,577	0,337	0,590	0,197	-0,100	-0,096	0,232	0,329	0,181	1993	OND	
NOR	1995	JFM	394,7	123,8	-1,300	0,743	0,850	1,177	1,220	-0,007	0,330	0,042	0,222	0,054	0,024	-0,095	1994	OND	
ABN	1996	JFM	325,7	151,3	-0,367	-0,653	-0,900	-0,313	-0,900	-0,083	-0,040	-0,167	0,047	0,057	0,175	-0,023	1995	OND	
ACN	1997	JFM	701,0	233,7	0,333	-1,163	-0,657	0,047	-0,377	-0,133	-0,040	-0,102	0,130	-0,440	0,046	-0,113	1996	OND	
NOR	1998	JFM	381,7	231,7	-1,533	3,937	3,520	1,027	2,740	0,727	0,927	0,143	0,548	0,025	0,373	0,338	1997	OND	
NOR	1999	JFM	393,3	164,2	1,167	-0,060	-0,967	-1,123	-1,427	0,093	0,030	-0,186	0,299	0,052	0,300	0,487	1998	OND	
ABN	2000	JFM		149,0	1,167	-1,017	-1,393	-0,803	-1,307	0,200	-0,237	0,122	-0,028	-0,216	0,241	-0,208	1999	OND	
ABN	2001	JFM			1,233	-0,737	-0,647	-0,393	-0,750	-0,003	-0,013	0,067	0,100	0,266	-0,105	0,243	2000	OND	
ABN	2002	JFM			-0,300	-1,143	-0,513	0,507	-0,123	-0,050	0,140	0,193	-0,046	0,042	0,117	0,109	2001	OND	
ABN	2003	JFM			-0,900	0,483	1,253	1,277	1,610	-0,067	0,543	0,173	0,072	0,382	0,265	0,469	2002	OND	
ABN	2004	JFM			0,133	0,167	0,450	0,837	0,517	0,520	0,453	0,304	0,171	0,219	0,492	0,499	2003	OND	

40450001

Out-Dez

Preditor: JAS

Cat	Ano	Trimestre	Q-OND(m³/s)	Q JAS(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Tri
ABN	1951	OND	93,9	76,1	-1,133	1,617	0,863	0,027	0,510	-0,120	-0,020	-0,519	-0,387	-0,880	-0,135	-1,162	1951	JAS
NOR	1952	OND	121,7	83,1	-0,100	-0,777	-0,267	-0,130	-0,093	-0,287	-0,360	-0,465	-0,171	-0,466	-0,321	-0,466	1952	JAS
NOR	1953	OND	111,4	51,2	-1,167	0,830	0,497	0,247	0,503	-0,143	-0,093	-0,500	-0,105	-0,495	-0,173	-0,401	1953	JAS
ABN	1954	OND	66,9	41,9	0,433	-1,413	-1,140	-0,617	-0,970	-0,700	-0,620	-0,662	-0,626	-0,471	-0,627	-0,475	1954	JAS
NOR	1955	OND	151,4	27,4	1,467	-1,117	-1,050	-0,813	-1,033	-0,470	-0,583	-0,630	-0,783	-0,682	-0,368	-0,715	1955	JAS
NOR	1956	OND	117,1	58,3	0,667	-0,290	-0,777	-0,943	-0,780	-0,347	-0,583	-0,453	-0,701	-0,879	-0,331	-0,881	1956	JAS
ACN	1957	OND	160,0	75,5	-0,667	1,633	0,957	0,457	0,793	-0,497	0,007	-0,459	0,025	-0,435	-0,445	-0,467	1957	JAS
ABN	1958	OND	94,8	56,3	0,167	0,173	-0,110	0,280	0,090	-0,913	-0,167	-0,738	-0,028	-0,225	-0,674	-0,239	1958	JAS
ABN	1959	OND	73,6	29,2	-0,367	-0,313	-0,610	-0,217	-0,480	-0,410	-0,323	-0,409	-0,318	-0,304	-0,391	-0,295	1959	JAS
NOR	1960	OND	108,6	35,8	0,533	-0,407	-0,097	-0,163	0,060	-0,190	-0,227	-0,626	-0,193	-0,337	-0,244	-0,424	1960	JAS
ABN	1961	OND	70,4	65,9	0,000	-0,960	-0,890	-0,183	-0,387	-0,287	-0,370	-0,161	-0,198	-0,272	-0,469	-0,420	1961	JAS
ACN	1962	OND	222,5	49,9	0,233	-0,680	-0,307	-0,250	-0,157	-0,047	-0,153	-0,193	-0,330	-0,541	-0,272	-0,664	1962	JAS
ABN	1963	OND	37,7	39,9	-0,500	0,497	0,787	0,380	0,877	0,320	0,177	-0,716	-0,159	-0,901	0,175	-0,752	1963	JAS
NOR	1964	OND	110,9	39,0	1,033	-1,333	-0,910	-0,807	-0,793	-0,497	-0,557	-1,021	-0,491	-0,971	-0,549	-0,493	1964	JAS
NOR	1965	OND	157,7	79,3	-1,633	1,203	1,203	0,503	1,260	-0,417	-0,067	-0,868	0,018	-0,490	-0,470	-0,071	1965	JAS
ACN	1966	OND	188,1	71,8	-0,033	-0,807	-0,350	0,340	0,107	-0,203	-0,147	-0,430	-0,436	-0,350	-0,123	-0,281	1966	JAS
NOR	1967	OND	141,2	70,8	0,367	-1,077	-0,780	-0,110	-0,327	-0,683	-0,443	-0,539	-0,689	-0,620	-0,731	-0,248	1967	JAS
NOR	1968	OND	150,4	63,2	0,067	-0,140	0,250	0,077	0,297	0,043	-0,047	-0,600	-0,233	-0,750	-0,035	-0,861	1968	JAS
ACN	1969	OND	185,3	43,2	-0,833	0,263	0,460	0,383	0,487	-0,433	0,010	-0,170	-0,192	-0,184	-0,282	0,306	1969	JAS
ABN	1970	OND	98,2	55,3	0,300	-1,550	-1,457	-0,467	-0,933	-0,380	-0,443	-0,325	-0,570	-0,432	-0,235	-0,376	1970	JAS
ACN	1971	OND	197,2	27,2	1,000	-0,743	-0,723	-0,697	-0,553	-0,260	-0,453	-0,081	-0,363	-0,339	-0,270	-0,067	1971	JAS
ACN	1972	OND	214,3	60,8	-1,500	2,107	1,630	0,557	1,247	0,173	0,250	-0,065	0,100	0,140	-0,087	0,368	1972	JAS
ACN	1973	OND	163,4	67,4	1,000	-1,220	-1,243	-0,667	-1,097	0,423	-0,323	-0,355	-0,242	0,357	0,343	0,498	1973	JAS
NOR	1974	OND	104,9	60,1	1,000	-0,383	-0,243	-0,667	-0,403	0,177	-0,343	-0,312	-0,243	-0,105	-0,029	0,142	1974	JAS
NOR	1975	OND	150,3	45,4	2,133	-1,100	-0,920	-1,270	-1,140	-0,230	-0,600	-0,510	-0,608	-0,239	-0,280	-0,337	1975	JAS
ACN	1976	OND	178,2	59,3	-1,300	1,397	0,813	-0,243	0,353	-0,607	-0,243	-0,129	-0,221	-0,404	-0,697	-0,591	1976	JAS
ABN	1977	OND	99,2	46,6	-1,267	-0,417	-0,200	0,387	0,253	-0,267	-0,127	0,194	-0,071	-0,077	-0,194	-0,011	1977	JAS
NOR	1978	OND	139,8	55,9	0,133	-0,713	-0,607	-0,150	-0,473	-0,360	-0,273	0,123	-0,048	0,155	-0,255	0,133	1978	JAS
ACN	1979	OND	159,5	93,6	0,267	0,517	0,317	0,057	0,200	0,073	-0,030	0,212	0,361	0,284	0,126	-0,118	1979	JAS
NOR	1980	OND	153,2	80,7	-0,267	-0,063	-0,047	0,087	0,030	-0,123	-0,087	-0,198	0,422	0,106	-0,068	0,057	1980	JAS
ACN	1981	OND	226,7	57,6	0,533	-0,437	-0,530	-0,283	-0,403	-0,093	-0,163	-0,184	0,106	-0,278	-0,046	-0,574	1981	JAS
NOR	1982	OND	149,3	87,8	-2,133	0,997	1,250	0,693	1,240	-0,523	0,150	0,059	0,396	-0,022	-0,425	-0,126	1982	JAS
ACN	1983	OND	361,0	153,0	0,000	2,983	0,790	-0,083	-0,130	-0,267	0,237	0,057	0,320	0,045	-0,158	0,180	1983	JAS
ACN	1984	OND	178,7	86,5	0,033	-0,417	-0,520	-0,127	-0,303	0,587	-0,103	-0,238	0,198	0,210	0,259	0,325	1984	JAS
NOR	1985	OND	133,7	106,6	0,133	-1,287	-0,687	-0,190	-0,323	0,097	-0,207	0,165	-0,211	-0,185	0,001	-0,244	1985	JAS
NOR	1986	OND	117,5	77,9	-0,500	-0,167	0,203	0,537	0,477	0,187	0,050	-0,038	0,018	-0,112	0,037	-0,020	1986	JAS
NOR	1987	OND	133,8	58,7	-1,467	0,973	1,600	0,963	1,787	0,260	0,580	0,410	0,170	0,445	0,462	0,517	1987	JAS
ABN	1988	OND	88,3	46,8	1,533	-1,490	-1,557	-0,773	-1,393	0,370	-0,157	0,249	-0,418	0,000	0,398	-0,062	1988	JAS
NOR	1989	OND	123,3	48,2	0,200	-0,573	-0,357	-0,310	-0,367	0,293	-0,007	0,095	-0,225	-0,079	0,328	-0,011	1989	JAS
ABN	1990	OND	51,7	49,3	-0,300	-0,550	0,000	0,560	0,213	-0,050	0,110	0,321	-0,241	0,204	0,046	0,154	1990	JAS
ABN	1991	OND	100,4	61,5	-0,967	0,283	0,577	0,730	0,670	-0,160	0,210	0,130	0,029	-0,062	-0,032	-0,265	1991	JAS
ACN	1992	OND	211,9	82,3	-0,267	-0,157	-0,203	0,510	0,077	-0,670	-0,013	0,057	0,061	0,075	-0,447	0,039	1992	JAS
ABN	1993	OND	82,7	70,9	-1,133	0,307	0,103	0,567	0,300	0,140	0,067	0,047	0,041	0,067	0,098	-0,173	1993	JAS
ABN	1994	OND	97,2	66,3	-1,800	-0,653	-0,217	0,860	0,430	-0,227	0,000	0,127	-0,023	0,081	-0,105	-0,128	1994	JAS
ABN	1995	OND			0,167	-0,537	-0,533	-0,013	-0,377	0,030	0,103	-0,108	0,099	0,154	0,166	0,039	1995	JAS
ABN	1996	OND			0,533	-1,407	-0,347	-0,017	-0,143	0,367	0,073	-0,343	-0,044	-0,342	0,339	-0,284	1996	JAS
ABN	1997	OND			-1,567	3,920	2,777	0,853	2,093	-0,293	0,600	0,149	0,051	-0,209	-0,007	1997	JAS	
ABN	1998	OND			1,167	1,013	-0,440	-0,593	-1,133	0,327	0,333	0,051	0,368	0,097	0,391	0,578	1998	JAS
ABN	1999	OND			0,167	-1,203	-0,920	-0,677	-0,930	0,313	-0,140	-0,072	-0,249	-0,281	0,294	0,023	1999	JAS
ABN	2000	OND			0,333	-0,823	-0,473	-0,180	-0,347	0,090	-0,010	0,188	-0,094	0,056	0,016	-0,037	2000	JAS
ABN	2001	OND			-0,400	-0,980	-0,317	0,553	0,107	-0,037	0,147	0,268	0,114	-0,070	0,077	0,239	2001	JAS
ABN	2002	OND			-1,000	-0,757	0,557	0,943	1,057	-0,117	0,327	0,309	0,024	0,311	0,053	0,521	2002	JAS
ABN	2003	OND			-0,067	-0,733	0,130	0,560	0,273	0,477	0,323	-0,002	0,095	0,427	0,352	0,540	2003	JAS
ABN	2004	OND			-0,633	-0,903	0,083	0,927	0,757	0,140	0,207	0,113	-0,013	0,278	0,261	0,226	2004	JAS

40450001 Jan-Mar

Cat	Ano	Trimestre	OND		SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Tri
			Q-JFM(m³/s)	Q OND(m³/s)														
ACN	1952	JFM	416,0	93,9	-1,133	0,897	0,970	0,230	0,773	-0,187	0,090	-0,631	-0,477	-0,789	-0,164	-0,809	1951	OND
ABN	1953	JFM	150,7	121,7	-0,533	-0,573	-0,440	-0,087	-0,177	-0,250	-0,340	-0,374	-0,066	-0,152	-0,267	-0,218	1952	OND
ABN	1954	JFM	95,5	111,4	-0,433	0,063	0,277	-0,153	0,230	-0,357	-0,200	-0,368	-0,411	-0,360	-0,239	-0,375	1953	OND
ABN	1955	JFM	161,0	66,9	0,567	-1,507	-0,970	-0,903	-0,873	-0,237	-0,623	-0,514	-0,865	-0,438	-0,175	-0,720	1954	OND
ABN	1956	JFM	183,0	151,4	1,267	-1,663	-1,800	-1,483	-1,793	-0,383	-0,813	-0,832	-0,790	-0,873	-0,217	-0,789	1955	OND
NOR	1957	JFM	218,7	117,1	1,000	-1,043	-0,743	-0,440	-0,487	-0,473	-0,493	-0,352	-0,371	-1,014	-0,431	-1,013	1956	OND
ABN	1958	JFM	147,7	160,0	-0,633	0,827	1,183	0,563	1,273	-0,483	0,093	-0,416	-0,377	-0,559	-0,345	-0,486	1957	OND
ABN	1959	JFM	153,0	94,8	-0,567	-0,117	-0,140	0,537	0,283	-0,487	-0,127	-0,197	-0,329	0,119	-0,496	-0,089	1958	OND
NOR	1960	JFM	239,3	73,6	0,700	0,053	-0,177	-0,103	-0,087	-0,313	-0,227	-0,366	-0,442	-0,542	-0,367	-0,293	1959	OND
ACN	1961	JFM	467,3	108,6	0,400	-0,520	-0,633	0,113	-0,297	-0,193	-0,247	-0,400	-0,236	-0,631	-0,127	-0,760	1960	OND
NOR	1962	JFM	248,7	70,4	0,500	-0,767	-0,580	-0,260	-0,370	-0,160	-0,297	-0,252	-0,624	-0,336	-0,133	-0,355	1961	OND
NOR	1963	JFM	212,0	222,5	0,400	-0,933	-0,800	-0,377	-0,543	-0,010	-0,187	-0,449	-0,222	-0,445	-0,116	-0,399	1962	OND
NOR	1964	JFM	247,7	37,7	-1,400	0,107	0,813	0,397	1,013	0,510	0,183	-0,538	-0,375	-0,909	0,137	-0,574	1963	OND
ACN	1965	JFM	495,0	110,9	0,267	-0,900	-1,073	-0,957	-1,013	-0,813	-0,690	-0,845	-0,069	-0,680	-0,781	-0,610	1964	OND
ACN	1966	JFM	392,0	157,7	-1,000	0,663	1,423	0,823	1,673	-0,410	0,110	-0,981	-0,359	-0,274	-0,392	0,262	1965	OND
ACN	1967	JFM	342,0	188,1	-0,367	-0,467	-0,630	0,257	-0,203	-0,003	-0,213	-0,543	-0,397	-0,050	-0,029	-0,061	1966	OND
NOR	1968	JFM	226,0	141,2	-0,533	-1,503	-0,977	0,033	-0,403	-0,590	-0,453	-0,441	-0,780	-0,741	-0,718	-0,565	1967	OND
ABN	1969	JFM	163,7	150,4	-0,267	0,027	0,413	0,657	0,657	0,230	0,073	-0,556	0,151	-0,232	0,000	-0,149	1968	OND
ABN	1970	JFM	189,7	185,3	-0,400	0,713	0,910	0,610	0,910	-0,323	0,150	0,204	-0,077	-0,075	-0,196	0,037	1969	OND
ABN	1971	JFM	55,0	98,2	1,567	-1,010	-1,477	-1,080	-1,490	-0,460	-0,573	-0,108	-0,285	-0,177	-0,248	-0,225	1970	OND
NOR	1972	JFM	193,3	197,2	0,733	-0,757	-1,057	-0,627	-0,823	-0,613	-0,583	-0,172	-0,042	-0,228	-0,511	-0,180	1971	OND
NOR	1973	JFM	266,0	214,3	-1,100	1,740	2,163	0,963	2,010	0,510	0,530	0,222	0,053	0,144	0,169	0,405	1972	OND
NOR	1974	JFM	207,0	163,4	1,833	-1,140	-1,447	-1,360	-1,667	0,333	-0,547	-0,105	-0,599	-0,043	0,259	0,357	1973	OND
ABN	1975	JFM	187,0	104,9	0,167	-1,013	-0,830	-0,777	-0,783	-0,020	-0,510	-0,179	-0,348	-0,003	-0,220	0,300	1974	OND
ABN	1976	JFM	102,2	150,3	1,767	-1,917	-1,477	-1,567	-1,490	-0,423	-0,850	-0,375	-0,730	-0,488	-0,228	-0,473	1975	OND
NOR	1977	JFM	209,0	178,2	0,100	0,597	0,857	0,360	0,890	-0,577	-0,063	0,203	-0,083	0,050	-0,453	-0,271	1976	OND
NOR	1978	JFM	197,0	99,2	-1,467	-0,103	0,340	0,623	0,723	-0,207	0,023	0,121	-0,329	-0,042	-0,157	-0,120	1977	OND
ACN	1979	JFM	506,0	139,8	-0,367	0,070	-0,063	-0,063	-0,077	-0,390	-0,193	0,298	0,129	-0,128	-0,251	-0,238	1978	OND
ACN	1980	JFM	351,0	159,5	-0,667	0,540	0,357	0,377	0,400	-0,060	0,057	0,300	0,407	0,092	0,189	-0,013	1979	OND
NOR	1981	JFM	201,0	153,2	-0,367	-0,323	0,137	0,190	0,143	-0,303	-0,040	0,302	0,129	0,071	-0,253	-0,087	1980	OND
ACN	1982	JFM	401,3	226,7	-0,033	-0,157	0,077	0,093	0,067	0,273	0,063	-0,310	-0,089	-0,157	0,285	-0,345	1981	OND
ACN	1983	JFM	573,3	149,3	-2,733	2,780	2,730	0,903	2,360	-0,260	0,547	-0,273	0,246	0,243	0,366	-0,023	1982	OND
NOR	1984	JFM	210,3	361,0	0,000	0,480	-0,573	-0,573	-0,850	-0,003	-0,073	-0,125	0,213	0,138	-0,085	0,039	1983	OND
ACN	1985	JFM	513,3	178,7	-0,267	-0,240	-1,080	-0,443	-1,080	0,353	-0,253	-0,078	0,087	0,026	0,153	0,024	1984	OND
NOR	1986	JFM	294,0	133,7	-0,300	-0,777	-0,733	0,093	-0,367	0,187	-0,140	-0,105	-0,220	-0,285	0,000	-0,245	1985	OND
NOR	1987	JFM	222,0	117,5	-0,933	0,257	0,820	0,973	1,140	0,000	0,230	0,106	0,087	-0,100	-0,179	-0,125	1986	OND
NOR	1988	JFM	213,0	133,8	-0,500	1,053	1,200	1,267	1,360	0,390	0,623	0,231	0,357	0,447	0,416	0,545	1987	OND
ABN	1989	JFM	193,0	88,3	1,533	-1,160	-1,890	-1,493	-2,120	0,177	-0,377	-0,112	-0,324	0,134	0,194	0,050	1988	OND
ABN	1990	JFM	160,3	123,3	-0,167	-0,503	-0,390	0,030	-0,237	-0,083	0,017	-0,020	-0,216	-0,021	0,118	-0,086	1989	OND
ACN	1991	JFM	311,8	51,7	-0,367	-0,587	-0,040	0,797	0,340	0,190	0,203	0,361	-0,248	0,170	0,190	0,167	1990	OND
ACN	1992	JFM	425,0	100,4	-1,533	0,470	1,060	1,097	1,420	-0,260	0,237	-0,021	0,112	-0,051	-0,298	-0,191	1991	OND
NOR	1993	JFM	228,1	211,9	-1,233	-0,177	-0,173	0,367	-0,007	-0,657	-0,050	-0,089	0,186	0,001	-0,355	-0,301	1992	OND
NOR	1994	JFM	287,4	82,7	-0,567	0,017	0,257	0,577	0,337	0,590	0,197	-0,100	-0,096	0,232	0,329	0,181	1993	OND
ABN	1995	JFM			-1,300	0,743	0,850	1,177	1,220	-0,007	0,330	0,042	0,222	0,054	0,024	-0,095	1994	OND
ABN	1996	JFM			-0,367	-0,653	-0,900	-0,313	-0,900	-0,083	-0,040	-0,167	0,047	0,057	0,175	-0,023	1995	OND
ABN	1997	JFM			0,333	-1,163	-0,657	0,047	-0,377	-0,133	-0,040	-0,102	0,130	-0,440	0,046	-0,113	1996	OND
ABN	1998	JFM			-1,533	3,937	3,520	1,027	2,740	0,727	0,927	0,143	0,548	0,025	0,373	0,338	1997	OND
ABN	1999	JFM			1,167	-0,060	-0,967	-1,123	-1,427	0,093	0,030	-0,186	0,299	0,052	0,300	0,487	1998	OND
ABN	2000	JFM			1,167	-1,017	-1,393	-0,803	-1,307	0,200	-0,237	0,122	-0,028	-0,216	0,241	-0,208	1999	OND
ABN	2001	JFM			1,233	-0,737	-0,647	-0,393	-0,750	-0,003	-0,013	0,067	0,100	0,266	-0,105	0,243	2000	OND
ABN	2002	JFM			-0,300	-1,143	-0,513	0,507	-0,123	-0,050	0,140	0,193	-0,046	0,042	0,117	0,109	2001	OND
ABN	2003	JFM			-0,900	0,483	1,253	1,277	1,610	-0,067	0,543	0,173	0,072	0,382	0,265	0,469	2002	OND
ABN	2004	JFM			0,133	0,167	0,450	0,837	0,517	0,520	0,453	0,304	0,171	0,219	0,492	0,499	2003	OND

40800001

Out-Dez

JAS

Cat	Ano	Trimestre	Q-OND(m³/s)	Q JAS(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Tri
ABN	1951	OND	58,2	53,3	-1,133	1,617	0,863	0,027	0,510	-0,120	-0,020	-0,519	-0,387	-0,880	-0,135	-1,162	1951	JAS
NOR	1952	OND	68,3	46,4	-0,100	-0,777	-0,267	-0,130	-0,093	-0,287	-0,360	-0,465	-0,171	-0,466	-0,321	-0,466	1952	JAS
NOR	1953	OND	69,9	31,2	-1,167	0,830	0,497	0,247	0,503	-0,143	-0,093	-0,500	-0,105	-0,495	-0,173	-0,401	1953	JAS
ABN	1954	OND	55,3	22,4	0,433	-1,413	-1,140	-0,617	-0,970	-0,700	-0,620	-0,662	-0,626	-0,471	-0,627	-0,475	1954	JAS
NOR	1955	OND	72,8	20,9	1,467	-1,117	-1,050	-0,813	-1,033	-0,470	-0,583	-0,630	-0,783	-0,682	-0,368	-0,715	1955	JAS
NOR	1956	OND	96,5	31,9	0,667	-0,290	-0,777	-0,943	-0,780	-0,347	-0,583	-0,453	-0,701	-0,879	-0,331	-0,881	1956	JAS
NOR	1957	OND	87,0	43,3	-0,667	1,633	0,957	0,457	0,793	-0,497	0,007	-0,459	0,025	-0,435	-0,445	-0,467	1957	JAS
ABN	1958	OND	58,1	39,4	0,167	0,173	-0,110	0,280	0,090	-0,913	-0,167	-0,738	-0,028	-0,225	-0,674	-0,239	1958	JAS
ABN	1959	OND	48,6	23,8	-0,367	-0,313	-0,610	-0,217	-0,480	-0,410	-0,323	-0,409	-0,318	-0,304	-0,391	-0,295	1959	JAS
ABN	1960	OND	65,0	29,5	0,533	-0,407	-0,097	-0,163	0,060	-0,190	-0,227	-0,626	-0,193	-0,337	-0,244	-0,424	1960	JAS
ABN	1961	OND	45,1	43,9	0,000	-0,960	-0,890	-0,183	-0,387	-0,287	-0,370	-0,161	-0,198	-0,272	-0,469	-0,420	1961	JAS
ACN	1962	OND	106,9	31,9	0,233	-0,680	-0,307	-0,250	-0,157	-0,047	-0,153	-0,193	-0,330	-0,541	-0,272	-0,664	1962	JAS
ABN	1963	OND	27,4	23,7	-0,500	0,497	0,787	0,380	0,877	0,320	0,177	-0,716	-0,159	-0,901	0,175	-0,752	1963	JAS
NOR	1964	OND	78,0	26,8	1,033	-1,333	-0,910	-0,807	-0,793	-0,497	-0,557	-1,021	-0,491	-0,971	-0,549	-0,493	1964	JAS
ACN	1965	OND	101,4	48,1	-1,633	1,203	1,203	0,503	1,260	-0,417	-0,067	-0,868	0,018	-0,490	-0,470	-0,071	1965	JAS
ACN	1966	OND	104,1	40,9	-0,033	-0,807	-0,350	0,340	0,107	-0,203	-0,147	-0,430	-0,436	-0,350	-0,123	-0,281	1966	JAS
NOR	1967	OND	92,7	37,8	0,367	-1,077	-0,780	-0,110	-0,327	-0,683	-0,443	-0,539	-0,689	-0,620	-0,731	-0,248	1967	JAS
NOR	1968	OND	82,7	35,0	0,067	-0,140	0,250	0,077	0,297	0,043	-0,047	-0,600	-0,233	-0,750	-0,035	-0,861	1968	JAS
ACN	1969	OND	107,7	27,5	-0,833	0,263	0,460	0,383	0,487	-0,433	0,010	-0,170	-0,192	-0,184	-0,282	0,306	1969	JAS
ABN	1970	OND	62,0	31,9	0,300	-1,550	-1,457	-0,467	-0,933	-0,380	-0,443	-0,325	-0,570	-0,432	-0,235	-0,376	1970	JAS
ACN	1971	OND	111,1	17,2	1,000	-0,743	-0,723	-0,697	-0,553	-0,260	-0,453	-0,081	-0,363	-0,339	-0,270	-0,067	1971	JAS
ACN	1972	OND	107,1	35,6	-1,500	2,107	1,630	0,557	1,247	0,173	0,250	-0,065	0,100	0,140	-0,087	0,368	1972	JAS
ACN	1973	OND	103,1	40,8	1,000	-1,220	-1,243	-0,667	-1,097	0,423	-0,323	-0,355	-0,242	0,357	0,343	0,498	1973	JAS
ABN	1974	OND	66,2	37,5	1,000	-0,383	-0,243	-0,667	-0,403	0,177	-0,343	-0,312	-0,243	-0,105	-0,029	0,142	1974	JAS
NOR	1975	OND	73,1	31,4	2,133	-1,100	-0,920	-1,270	-1,140	-0,230	-0,600	-0,510	-0,608	-0,239	-0,280	-0,337	1975	JAS
ACN	1976	OND	123,3	44,1	-1,300	1,397	0,813	-0,243	0,353	-0,607	-0,243	-0,129	-0,221	-0,404	-0,697	-0,591	1976	JAS
ABN	1977	OND	60,0	35,8	-1,267	-0,417	-0,200	0,387	0,253	-0,267	-0,127	0,194	-0,071	-0,077	-0,194	-0,011	1977	JAS
NOR	1978	OND	77,6	41,7	0,133	-0,713	-0,607	-0,150	-0,473	-0,360	-0,273	0,123	-0,048	0,155	-0,255	0,133	1978	JAS
ACN	1979	OND	110,7	59,2	0,267	0,517	0,317	0,057	0,200	0,073	-0,030	0,212	0,361	0,284	0,126	-0,118	1979	JAS
ACN	1980	OND	98,0	45,5	-0,267	-0,063	-0,047	0,087	0,030	-0,123	-0,087	-0,198	0,422	0,106	-0,068	0,057	1980	JAS
ACN	1981	OND	125,1	37,7	0,533	-0,437	-0,530	-0,283	-0,403	-0,093	-0,163	-0,184	0,106	-0,278	-0,046	-0,574	1981	JAS
NOR	1982	OND	89,4	45,1	-2,133	0,997	1,250	0,693	1,240	-0,523	0,150	0,059	0,396	-0,022	-0,425	-0,126	1982	JAS
ACN	1983	OND	166,7	81,4	0,000	2,983	0,790	-0,083	-0,130	-0,267	0,237	0,057	0,320	0,045	-0,158	0,180	1983	JAS
NOR	1984	OND	94,5	47,1	0,033	-0,417	-0,520	-0,127	-0,303	0,587	-0,103	-0,238	0,198	0,210	0,259	0,325	1984	JAS
NOR	1985	OND	93,1	59,3	0,133	-1,287	-0,687	-0,190	-0,323	0,097	-0,207	0,165	-0,211	-0,185	0,001	-0,244	1985	JAS
NOR	1986	OND	81,0	46,3	-0,500	-0,167	0,203	0,537	0,477	0,187	0,050	-0,038	0,018	-0,112	0,037	-0,020	1986	JAS
NOR	1987	OND	79,1	41,0	-1,467	0,973	1,600	0,963	1,787	0,260	0,580	0,410	0,170	0,445	0,462	0,517	1987	JAS
ABN	1988	OND	66,6	32,9	1,533	-1,490	-1,557	-0,773	-1,393	0,370	-0,157	0,249	-0,418	0,000	0,398	-0,062	1988	JAS
NOR	1989	OND	90,1	34,6	0,200	-0,573	-0,357	-0,310	-0,367	0,293	-0,007	0,095	-0,225	-0,079	0,328	-0,011	1989	JAS
ABN	1990	OND	43,4	34,4	-0,300	-0,550	0,000	0,560	0,213	-0,050	0,110	0,321	-0,241	0,204	0,046	0,154	1990	JAS
NOR	1991	OND	73,1	43,1	-0,967	0,283	0,577	0,730	0,670	-0,160	0,210	0,130	0,029	-0,062	-0,032	-0,265	1991	JAS
ACN	1992	OND	118,1	47,0	-0,267	-0,157	-0,203	0,510	0,077	-0,670	-0,013	0,057	0,061	0,075	-0,447	0,039	1992	JAS
ABN	1993	OND	64,2	40,5	-1,133	0,307	0,103	0,567	0,300	0,140	0,067	0,047	0,041	0,067	0,098	-0,173	1993	JAS
NOR	1994	OND	72,1	39,9	-1,800	-0,653	-0,217	0,860	0,430	-0,227	0,000	0,127	-0,023	0,081	-0,105	-0,128	1994	JAS
ACN	1995	OND	108,3	32,6	0,167	-0,537	-0,533	-0,013	-0,377	0,030	0,103	-0,108	0,099	0,154	0,166	0,039	1995	JAS
ACN	1996	OND	122,6	37,7	0,533	-1,407	-0,347	-0,017	-0,143	0,367	0,073	-0,343	-0,044	-0,342	0,339	-0,284	1996	JAS
NOR	1997	OND	75,9	45,4	-1,567	3,920	2,777	0,853	2,093	-0,293	0,600	0,149	0,610	0,051	-0,209	-0,007	1997	JAS
ABN	1998	OND	65,2	24,9	1,167	1,013	-0,440	-0,593	-1,133	0,327	0,333	0,051	0,368	0,097	0,391	0,578	1998	JAS
ABN	1999	OND	58,6	21,0	0,167	-1,203	-0,920	-0,677	-0,930	0,313	-0,140	-0,072	-0,249	-0,281	0,294	0,023	1999	JAS
ABN	2000	OND			0,333	-0,823	-0,473	-0,180	-0,347	0,090	-0,010	0,188	-0,094	0,056	0,016	-0,037	2000	JAS
ABN	2001	OND			-0,400	-0,980	-0,317	0,553	0,107	-0,037	0,147	0,268	0,114	-0,070	0,077	0,239	2001	JAS
ABN	2002	OND			-1,000	-0,757	0,557	0,943	1,057	-0,117	0,327	0,309	0,024	0,311	0,053	0,521	2002	JAS
ABN	2003	OND			-0,067	-0,733	0,130	0,560	0,273	0,477	0,323	-0,002	0,095	0,427	0,352	0,540	2003	JAS
ABN	2004	OND			-0,633	-0,903	0,083	0,927	0,757	0,140	0,207	0,113	-0,013	0,278	0,261	0,226	2004	JAS

40800001 Jan-Mar

Cat	Ano	Trimestre	OND															Ano	Tri
			Q-JFM(m³/s)	Q OND(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O			
ACN	1952	JFM	192,7	58,200	-1,133	0,897	0,970	0,230	0,773	-0,187	0,090	-0,631	-0,477	-0,789	-0,164	-0,809	1951	OND	
ABN	1953	JFM	77,6	68,300	-0,533	-0,573	-0,440	-0,087	-0,177	-0,250	-0,340	-0,374	-0,066	-0,152	-0,267	-0,218	1952	OND	
ABN	1954	JFM	69,7	69,933	-0,433	0,063	0,277	-0,153	0,230	-0,357	-0,200	-0,368	-0,411	-0,360	-0,239	-0,375	1953	OND	
ABN	1955	JFM	91,2	55,300	0,567	-1,507	-0,970	-0,903	-0,873	-0,237	-0,623	-0,514	-0,865	-0,438	-0,175	-0,720	1954	OND	
ABN	1956	JFM	97,3	72,800	1,267	-1,663	-1,800	-1,483	-1,793	-0,383	-0,813	-0,832	-0,790	-0,873	-0,217	-0,789	1955	OND	
NOR	1957	JFM	122,3	96,533	1,000	-1,043	-0,743	-0,440	-0,487	-0,473	-0,493	-0,352	-0,371	-1,014	-0,431	-1,013	1956	OND	
ABN	1958	JFM	90,6	87,033	-0,633	0,827	1,183	0,563	1,273	-0,483	0,093	-0,416	-0,377	-0,559	-0,345	-0,486	1957	OND	
ABN	1959	JFM	87,1	58,133	-0,567	-0,117	-0,140	0,537	0,283	-0,487	-0,127	-0,197	-0,329	0,119	-0,496	-0,089	1958	OND	
NOR	1960	JFM	129,0	48,633	0,700	0,053	-0,177	-0,103	-0,087	-0,313	-0,227	-0,366	-0,442	-0,542	-0,367	-0,293	1959	OND	
ACN	1961	JFM	290,0	64,967	0,400	-0,520	-0,633	0,113	-0,297	-0,193	-0,247	-0,400	-0,236	-0,631	-0,127	-0,760	1960	OND	
NOR	1962	JFM	132,9	45,067	0,500	-0,767	-0,580	-0,260	-0,370	-0,160	-0,297	-0,252	-0,624	-0,336	-0,133	-0,355	1961	OND	
ABN	1963	JFM	89,4	106,867	0,400	-0,933	-0,800	-0,377	-0,543	-0,010	-0,187	-0,449	-0,222	-0,445	-0,116	-0,399	1962	OND	
NOR	1964	JFM	123,7	27,433	-1,400	0,107	0,813	0,397	1,013	0,510	0,183	-0,538	-0,375	-0,909	0,137	-0,574	1963	OND	
ACN	1965	JFM	239,0	77,967	0,267	-0,900	-1,073	-0,957	-1,013	-0,813	-0,690	-0,845	-0,069	-0,680	-0,781	-0,610	1964	OND	
ACN	1966	JFM	225,0	101,433	-1,000	0,663	1,423	0,823	1,673	-0,410	0,110	-0,981	-0,359	-0,274	-0,392	0,262	1965	OND	
ACN	1967	JFM	197,7	104,100	-0,367	-0,467	-0,630	0,257	-0,203	-0,003	-0,213	-0,543	-0,397	-0,050	-0,029	-0,061	1966	OND	
NOR	1968	JFM	115,7	92,733	-0,533	-1,503	-0,977	0,033	-0,403	-0,590	-0,453	-0,441	-0,780	-0,741	-0,718	-0,565	1967	OND	
ABN	1969	JFM	75,4	82,667	-0,267	0,027	0,413	0,657	0,657	0,230	0,073	-0,556	0,151	-0,232	0,000	-0,149	1968	OND	
ABN	1970	JFM	106,2	107,733	-0,400	0,713	0,910	0,610	0,910	-0,323	0,150	0,204	-0,077	-0,075	-0,196	0,037	1969	OND	
ABN	1971	JFM	34,9	62,000	1,567	-1,010	-1,477	-1,080	-1,490	-0,460	-0,573	-0,108	-0,285	-0,177	-0,248	-0,225	1970	OND	
NOR	1972	JFM	115,1	111,133	0,733	-0,757	-1,057	-0,627	-0,823	-0,613	-0,583	-0,172	-0,042	-0,228	-0,511	-0,180	1971	OND	
ACN	1973	JFM	170,3	107,067	-1,100	1,740	2,163	0,963	2,010	0,510	0,530	0,222	0,053	0,144	0,169	0,405	1972	OND	
NOR	1974	JFM	137,0	103,133	1,833	-1,140	-1,447	-1,360	-1,667	0,333	-0,547	-0,105	-0,599	-0,043	0,259	0,357	1973	OND	
NOR	1975	JFM	122,3	66,233	0,167	-1,013	-0,830	-0,777	-0,783	-0,020	-0,510	-0,179	-0,348	-0,003	-0,220	0,300	1974	OND	
ABN	1976	JFM	64,8	73,100	1,767	-1,917	-1,477	-1,567	-1,490	-0,423	-0,850	-0,375	-0,730	-0,488	-0,228	-0,473	1975	OND	
NOR	1977	JFM	134,3	123,267	0,100	0,597	0,857	0,360	0,890	-0,577	-0,063	0,203	-0,083	0,050	-0,453	-0,271	1976	OND	
NOR	1978	JFM	128,0	60,000	-1,467	-0,103	0,340	0,623	0,723	-0,207	0,023	0,121	-0,329	-0,042	-0,157	-0,120	1977	OND	
ACN	1979	JFM	305,0	77,567	-0,367	0,070	-0,063	-0,063	-0,077	-0,390	-0,193	0,298	0,129	-0,128	-0,251	-0,238	1978	OND	
ACN	1980	JFM	177,1	110,667	-0,667	0,540	0,357	0,377	0,400	-0,060	0,057	0,300	0,407	0,092	0,189	-0,013	1979	OND	
NOR	1981	JFM	128,0	98,000	-0,367	-0,323	0,137	0,190	0,143	-0,303	-0,040	0,302	0,129	0,071	-0,253	-0,087	1980	OND	
ACN	1982	JFM	177,3	125,133	-0,033	-0,157	0,077	0,093	0,067	0,273	0,063	-0,310	-0,089	-0,157	0,285	-0,345	1981	OND	
ACN	1983	JFM	275,0	89,400	-2,733	2,780	2,730	0,903	2,360	-0,260	0,547	-0,273	0,246	0,243	-0,366	-0,023	1982	OND	
ABN	1984	JFM	98,1	166,667	0,000	0,480	-0,573	-0,573	-0,850	-0,003	-0,073	-0,125	0,213	0,138	-0,085	0,039	1983	OND	
ACN	1985	JFM	271,3	94,467	-0,267	-0,240	-1,080	-0,443	-1,080	0,353	-0,253	-0,078	0,087	0,026	0,153	0,024	1984	OND	
NOR	1986	JFM	151,3	93,100	-0,300	-0,777	-0,733	0,093	-0,367	0,187	-0,140	-0,105	-0,220	-0,285	0,000	-0,245	1985	OND	
NOR	1987	JFM	125,3	81,033	-0,933	0,257	0,820	0,973	1,140	0,000	0,230	0,106	0,087	-0,100	-0,179	-0,125	1986	OND	
NOR	1988	JFM	143,0	79,133	-0,500	1,053	1,200	1,267	1,360	0,390	0,623	0,231	0,357	0,447	0,416	0,545	1987	OND	
ABN	1989	JFM	90,5	66,633	1,533	-1,160	-1,890	-1,493	-2,120	0,177	-0,377	-0,112	-0,324	0,134	0,194	0,050	1988	OND	
ABN	1990	JFM	84,4	90,067	-0,167	-0,503	-0,390	0,030	-0,237	-0,083	0,017	-0,020	-0,216	-0,021	0,118	-0,086	1989	OND	
ACN	1991	JFM	243,0	43,367	-0,367	-0,587	-0,040	0,797	0,340	0,190	0,203	0,361	-0,248	0,170	0,190	0,167	1990	OND	
ACN	1992	JFM	203,3	73,100	-1,533	0,470	1,060	1,097	1,420	-0,260	0,237	-0,021	0,112	-0,051	-0,298	-0,191	1991	OND	
NOR	1993	JFM	146,7	118,100	-1,233	-0,177	-0,173	0,367	-0,007	-0,657	-0,050	-0,089	0,186	0,001	-0,355	-0,301	1992	OND	
NOR	1994	JFM	165,7	64,200	-0,567	0,017	0,257	0,577	0,337	0,590	0,197	-0,100	-0,096	0,232	0,329	0,181	1993	OND	
NOR	1995	JFM	118,7	72,100	-1,300	0,743	0,850	1,177	1,220	-0,007	0,330	0,042	0,222	0,054	0,024	-0,095	1994	OND	
NOR	1996	JFM	142,0	108,300	-0,367	-0,653	-0,900	-0,313	-0,900	-0,083	-0,040	-0,167	0,047	0,057	0,175	-0,023	1995	OND	
ACN	1997	JFM	251,0	122,633	0,333	-1,163	-0,657	0,047	-0,377	-0,133	-0,040	-0,102	0,130	-0,440	0,046	-0,113	1996	OND	
NOR	1998	JFM	119,4	75,933	-1,533	3,937	3,520	1,027	2,740	0,727	0,927	0,143	0,548	0,025	0,373	0,338	1997	OND	
ABN	1999	JFM	109,3	65,233	1,167	-0,060	-0,967	-1,123	-1,427	0,093	0,030	-0,186	0,299	0,052	0,300	0,487	1998	OND	
ABN	2000	JFM			1,167	-1,017	-1,393	-0,803	-1,307	0,200	-0,237	0,122	-0,028	-0,216	0,241	-0,208	1999	OND	
ABN	2001	JFM			1,233	-0,737	-0,647	-0,393	-0,750	-0,003	-0,013	0,067	0,100	0,266	-0,105	0,243	2000	OND	
ABN	2002	JFM			-0,300	-1,143	-0,513	0,507	-0,123	-0,050	0,140	0,193	-0,046	0,042	0,117	0,109	2001	OND	
ABN	2003	JFM			-0,900	0,483	1,253	1,277	1,610	-0,067	0,543	0,173	0,072	0,382	0,265	0,469	2002	OND	
ABN	2004	JFM			0,133	0,167	0,450	0,837	0,517	0,520	0,453	0,304	0,171	0,219	0,492	0,499	2003	OND	
					-0,767	0,123	0,540	1,160	0,810	0,080	0,480						2004	OND	

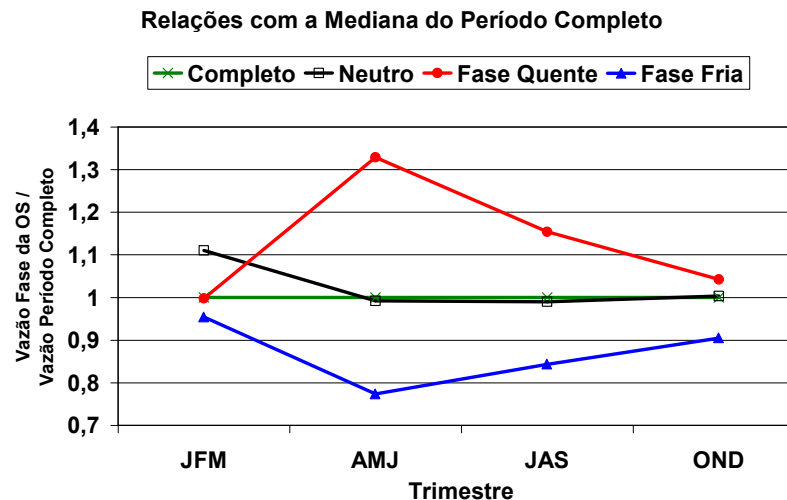
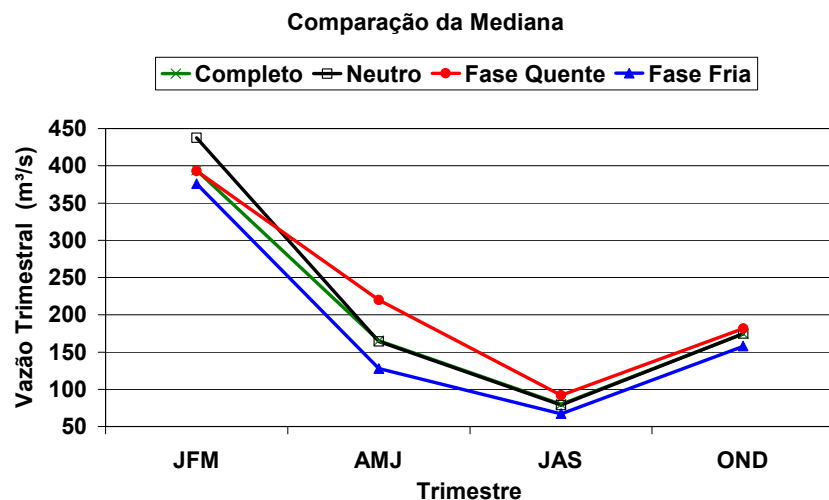
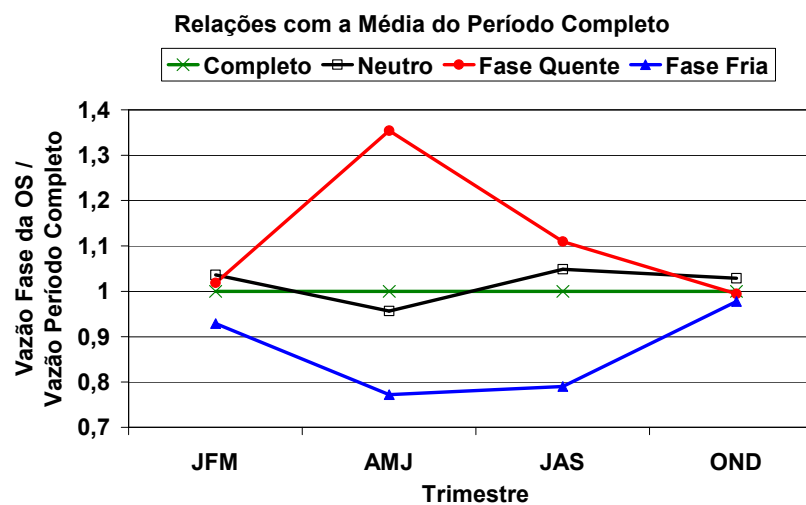
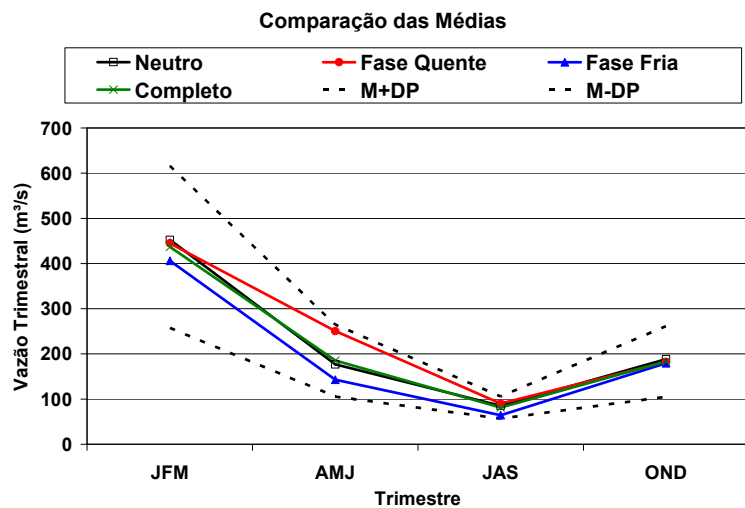
40865001		Out-Dez		Preditor: JAS														Ano	Tri
Cat	Ano	Trimestre	Q-OND(m³/s)	Q JAS(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O	Ano	Tri	
ABN	1951	OND	82,8	76,3	-1,133	1,617	0,863	0,027	0,510	-0,120	-0,020	-0,519	-0,387	-0,880	-0,135	-1,162	1951	JAS	
NOR	1952	OND	111,7	71,3	-0,100	-0,777	-0,267	-0,130	-0,093	-0,287	-0,360	-0,465	-0,171	-0,466	-0,321	-0,466	1952	JAS	
NOR	1953	OND	117,2	46,1	-1,167	0,830	0,497	0,503	-0,143	-0,093	-0,500	-0,105	-0,495	-0,173	-0,401	-0,401	1953	JAS	
ABN	1954	OND	70,9	31,7	0,433	-1,413	-1,140	-0,617	-0,970	-0,700	-0,620	-0,662	-0,626	-0,471	-0,627	-0,475	1954	JAS	
NOR	1955	OND	123,5	29,1	1,467	-1,117	-1,050	-0,813	-1,033	-0,470	-0,583	-0,630	-0,783	-0,682	-0,368	-0,715	1955	JAS	
ACN	1956	OND	165,5	47,2	0,667	-0,290	-0,777	-0,943	-0,780	-0,347	-0,583	-0,453	-0,701	-0,879	-0,331	-0,881	1956	JAS	
NOR	1957	OND	145,1	67,0	-0,667	1,633	0,957	0,457	0,793	-0,497	0,007	-0,459	0,025	-0,435	-0,445	-0,467	1957	JAS	
ABN	1958	OND	93,7	60,3	0,167	0,173	-0,110	0,280	0,090	-0,913	-0,167	-0,738	-0,028	-0,225	-0,674	-0,239	1958	JAS	
ABN	1959	OND	76,7	34,0	-0,367	-0,313	-0,610	-0,217	-0,480	-0,410	-0,323	-0,409	-0,318	-0,304	-0,391	-0,295	1959	JAS	
NOR	1960	OND	118,1	52,4	0,533	-0,407	-0,097	-0,163	0,060	-0,190	-0,227	-0,626	-0,193	-0,337	-0,244	-0,424	1960	JAS	
ABN	1961	OND	70,5	68,8	0,000	-0,960	-0,890	-0,183	-0,387	-0,287	-0,370	-0,161	-0,198	-0,272	-0,469	-0,420	1961	JAS	
ACN	1962	OND	210,6	52,7	0,233	-0,680	-0,307	-0,250	-0,157	-0,047	-0,153	-0,193	-0,330	-0,541	-0,272	-0,664	1962	JAS	
ABN	1963	OND	42,2	42,7	-0,500	0,497	0,787	0,380	0,877	0,320	0,177	-0,716	-0,159	-0,901	0,175	-0,752	1963	JAS	
NOR	1964	OND	150,1	44,8	1,033	-1,333	-0,910	-0,807	-0,793	-0,497	-0,557	-1,021	-0,491	-0,971	-0,549	-0,493	1964	JAS	
ACN	1965	OND	184,3	71,0	-1,633	1,203	1,203	0,503	1,260	-0,417	-0,067	-0,868	0,018	-0,490	-0,470	-0,071	1965	JAS	
ACN	1966	OND	170,3	68,8	-0,033	-0,807	-0,350	0,340	0,107	-0,203	-0,147	-0,430	-0,436	-0,350	-0,123	-0,281	1966	JAS	
ACN	1967	OND	166,0	64,1	0,367	-1,077	-0,780	-0,110	-0,327	-0,683	-0,443	-0,539	-0,689	-0,620	-0,731	-0,248	1967	JAS	
NOR	1968	OND	140,3	62,3	0,067	-0,140	0,250	0,077	0,297	0,043	-0,047	-0,600	-0,233	-0,750	-0,035	-0,861	1968	JAS	
NOR	1969	OND	163,7	44,2	-0,833	0,263	0,460	0,383	0,487	-0,433	0,010	-0,170	-0,192	-0,184	-0,282	0,306	1969	JAS	
NOR	1970	OND	103,3	52,0	0,300	-1,550	-1,457	-0,467	-0,933	-0,380	-0,443	-0,325	-0,570	-0,432	-0,235	-0,376	1970	JAS	
ACN	1971	OND	198,3	29,0	1,000	-0,743	-0,723	-0,697	-0,553	-0,260	-0,453	-0,081	-0,363	-0,339	-0,270	-0,067	1971	JAS	
ACN	1972	OND	168,9	58,4	-1,500	2,107	1,630	0,557	1,247	0,173	0,250	-0,065	0,100	0,140	-0,087	0,368	1972	JAS	
ACN	1973	OND	168,0	63,0	1,000	-1,220	-1,243	-0,667	-1,097	0,423	-0,323	-0,355	-0,242	0,357	0,343	0,498	1973	JAS	
NOR	1974	OND	103,2	57,1	1,000	-0,383	-0,243	-0,667	-0,403	0,177	-0,343	-0,312	-0,243	-0,105	-0,029	0,142	1974	JAS	
NOR	1975	OND	114,5	48,0	2,133	-1,100	-0,920	-1,270	-1,140	-0,230	-0,600	-0,510	-0,608	-0,239	-0,280	-0,337	1975	JAS	
ACN	1976	OND	181,0	62,2	-1,300	1,397	0,813	-0,243	0,353	-0,607	-0,243	-0,129	-0,221	-0,404	-0,697	-0,591	1976	JAS	
ABN	1977	OND	88,0	48,9	-1,267	-0,417	-0,200	0,387	0,253	-0,267	-0,127	0,194	-0,071	-0,077	-0,194	-0,011	1977	JAS	
NOR	1978	OND	134,0	61,4	0,133	-0,713	-0,607	-0,150	-0,473	-0,360	-0,273	0,123	-0,048	0,155	-0,255	0,133	1978	JAS	
ACN	1979	OND	173,5	97,8	0,267	0,517	0,317	0,057	0,200	0,073	-0,030	0,212	0,361	0,284	0,126	-0,118	1979	JAS	
NOR	1980	OND	144,3	71,0	-0,267	-0,063	-0,047	0,087	0,030	-0,123	-0,087	-0,198	0,422	0,106	-0,068	0,057	1980	JAS	
ACN	1981	OND	238,1	58,1	0,533	-0,437	-0,530	-0,283	-0,403	-0,093	-0,163	-0,184	0,106	-0,278	-0,046	-0,574	1981	JAS	
NOR	1982	OND	116,7	79,0	-2,133	0,997	1,250	0,693	1,240	-0,523	0,150	0,059	0,396	-0,022	-0,425	-0,126	1982	JAS	
ACN	1983	OND	296,3	125,7	0,000	2,983	0,790	-0,083	-0,130	-0,267	0,237	0,057	0,320	0,045	-0,158	0,180	1983	JAS	
NOR	1984	OND	146,4	67,7	0,033	-0,417	-0,520	-0,127	-0,303	0,587	-0,103	-0,238	0,198	0,210	0,259	0,325	1984	JAS	
NOR	1985	OND	125,3	92,1	0,133	-1,287	-0,687	-0,190	-0,323	0,097	-0,207	0,165	-0,211	-0,185	0,001	-0,244	1985	JAS	
ABN	1986	OND	92,3	67,9	-0,500	-0,167	0,203	0,537	0,477	0,187	0,050	-0,038	0,018	-0,112	0,037	-0,020	1986	JAS	
NOR	1987	OND	134,7	55,8	-1,467	0,973	1,600	0,963	1,787	0,260	0,580	0,410	0,170	0,445	0,462	0,517	1987	JAS	
ABN	1988	OND	101,6	52,0	1,533	-1,490	-1,557	-0,773	-1,393	0,370	-0,157	0,249	-0,418	0,000	0,398	-0,062	1988	JAS	
NOR	1989	OND	151,0	51,3	0,200	-0,573	-0,357	-0,310	-0,367	0,293	-0,007	0,095	-0,225	-0,079	0,328	-0,011	1989	JAS	
ABN	1990	OND	58,5	49,2	-0,300	-0,550	0,000	0,560	0,213	-0,050	0,110	0,321	-0,241	0,204	0,046	0,154	1990	JAS	
ABN	1991	OND	99,9	62,8	-0,967	0,283	0,577	0,730	0,670	-0,160	0,210	0,130	0,029	-0,062	-0,032	-0,265	1991	JAS	
ACN	1992	OND	192,2	67,8	-0,267	-0,157	-0,203	0,510	0,077	-0,670	-0,013	0,057	0,061	0,075	-0,447	0,039	1992	JAS	
ABN	1993	OND	87,1	60,8	-1,133	0,307	0,103	0,567	0,300	0,140	0,067	0,047	0,041	0,067	0,098	-0,173	1993	JAS	
ABN	1994	OND	92,5	54,7	-1,800	-0,653	-0,217	0,860	0,430	-0,227	0,000	0,127	-0,023	0,081	-0,105	-0,128	1994	JAS	
ACN	1995	OND	182,6	57,4	0,167	-0,537	-0,533	-0,013	-0,377	0,030	0,103	-0,108	0,099	0,154	0,166	0,039	1995	JAS	
ACN	1996	OND	206,4	57,4	0,533	-1,407	-0,347	-0,017	-0,143	0,367	0,073	-0,343	-0,044	-0,342	0,339	-0,284	1996	JAS	
NOR	1997	OND	130,8	67,8	-1,567	3,920	2,777	0,853	2,093	-0,293	0,600	0,149	0,610	0,051	-0,209	-0,007	1997	JAS	
ABN	1998	OND	92,0	42,9	1,167	1,013	-0,440	-0,593	-1,133	0,327	0,333	0,051	0,368	0,097	0,391	0,578	1998	JAS	
ABN	1999	OND	82,6	36,7	0,167	-1,203	-0,920	-0,677	-0,930	0,313	-0,140	-0,072	-0,249	-0,281	0,294	0,023	1999	JAS	
ABN	2000	OND			0,333	-0,823	-0,473	-0,180	-0,347	0,090	-0,010	0,188	-0,094	0,056	0,016	-0,037	2000	JAS	
ABN	2001	OND			-0,400	-0,980	-0,317	0,553	0,107	-0,037	0,147	0,268	0,114	-0,070	0,077	0,239	2001	JAS	
ABN	2002	OND			-1,000	-0,757	0,557	0,943	1,057	-0,117	0,327	0,309	0,024	0,311	0,053	0,521	2002	JAS	
ABN	2003	OND			-0,067	-0,733	0,130	0,560	0,273	0,477	0,323	-0,002	0,095	0,427	0,352	0,540	2003	JAS	
ABN	2004	OND			-0,633	-0,903	0,083	0,927	0,757	0,140	0,207	0,113	-0,013	0,278	0,261	0,226	2004	JAS	

40865001 Jan-Mar

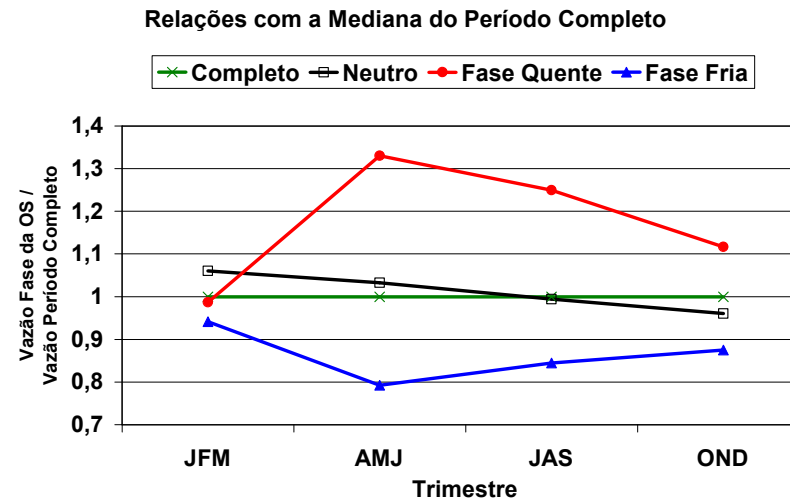
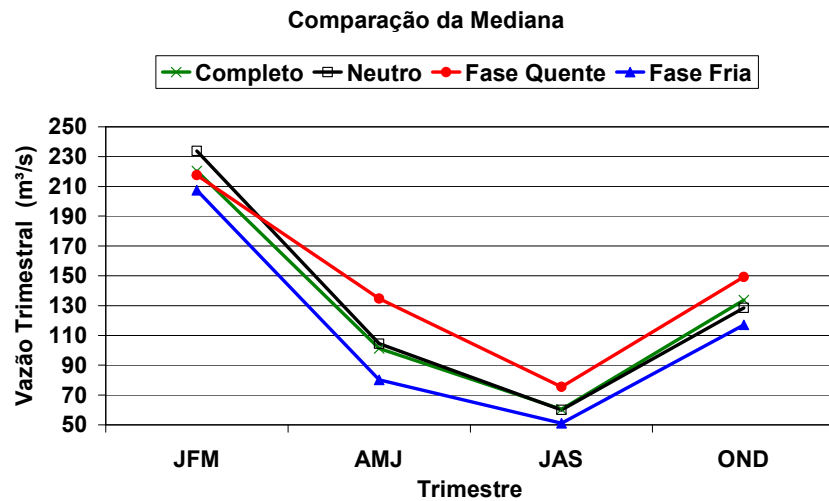
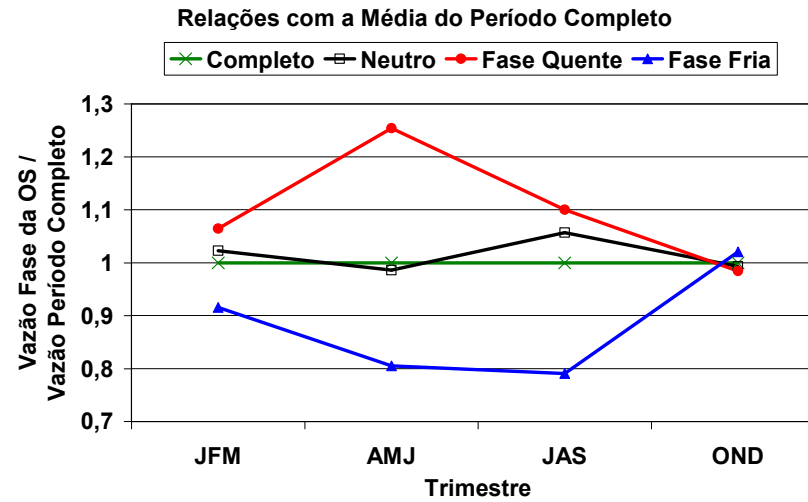
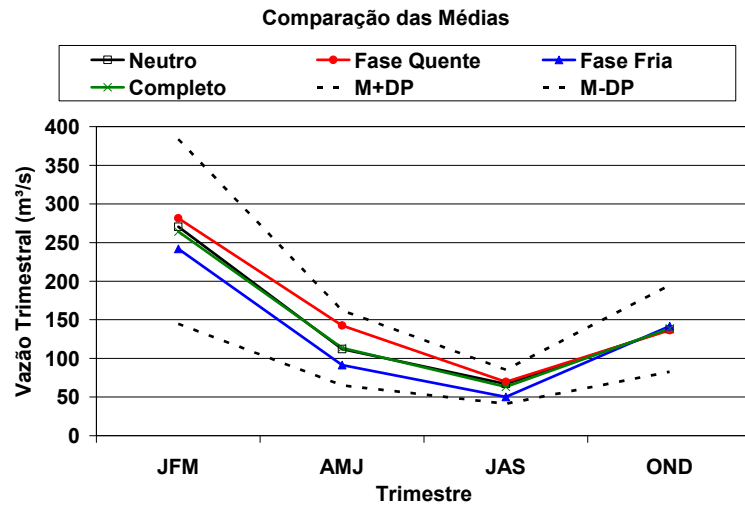
Cat	Ano	Preditor: Trimestre	OND															Ano	Tri
			Q-JFM(m³/s)	Q OND(m³/s)	SOI	AN-NINO1+2	AN-NINO3	AN-NINO4	AN-NINO3.4	AN-ATL	AN-TROP	AN-IS	AN-PS	AN-ATL-S	AN-ZCIT	AN-ATL-O			
ACN	1952	JFM	347,0	82,8	-1,133	0,897	0,970	0,230	0,773	-0,187	0,090	-0,631	-0,477	-0,789	-0,164	-0,809	1951	OND	
ABN	1953	JFM	128,8	111,7	-0,533	-0,573	-0,440	-0,087	-0,177	-0,250	-0,340	-0,374	-0,066	-0,152	-0,267	-0,218	1952	OND	
ABN	1954	JFM	113,0	117,2	-0,433	0,063	0,277	-0,153	0,230	-0,357	-0,200	-0,368	-0,411	-0,360	-0,239	-0,375	1953	OND	
ABN	1955	JFM	159,6	70,9	0,567	-1,507	-0,970	-0,903	-0,873	-0,237	-0,623	-0,514	-0,865	-0,438	-0,175	-0,720	1954	OND	
ABN	1956	JFM	161,7	123,5	1,267	-1,663	-1,800	-1,483	-1,793	-0,383	-0,813	-0,832	-0,790	-0,873	-0,217	-0,789	1955	OND	
NOR	1957	JFM	217,3	165,5	1,000	-1,043	-0,743	-0,440	-0,487	-0,473	-0,493	-0,352	-0,371	-1,014	-0,431	-1,013	1956	OND	
ABN	1958	JFM	154,7	145,1	-0,633	0,827	1,183	0,563	1,273	-0,483	0,093	-0,416	-0,377	-0,559	-0,345	-0,486	1957	OND	
ABN	1959	JFM	149,0	93,7	-0,567	-0,117	-0,140	0,537	0,283	-0,487	-0,127	-0,197	-0,329	0,119	-0,496	-0,089	1958	OND	
NOR	1960	JFM	228,3	76,7	0,700	0,053	-0,177	-0,103	-0,087	-0,313	-0,227	-0,366	-0,442	-0,542	-0,367	-0,293	1959	OND	
ACN	1961	JFM	496,0	118,1	0,400	-0,520	-0,633	0,113	-0,297	-0,193	-0,247	-0,400	-0,236	-0,631	-0,127	-0,760	1960	OND	
NOR	1962	JFM	239,7	70,5	0,500	-0,767	-0,580	-0,260	-0,370	-0,160	-0,297	-0,252	-0,624	-0,336	-0,133	-0,355	1961	OND	
ABN	1963	JFM	179,0	210,6	0,400	-0,933	-0,800	-0,377	-0,543	-0,010	-0,187	-0,449	-0,222	-0,445	-0,116	-0,399	1962	OND	
NOR	1964	JFM	260,3	42,2	-1,400	0,107	0,813	0,397	1,013	0,510	0,183	-0,538	-0,375	-0,909	0,137	-0,574	1963	OND	
ACN	1965	JFM	429,3	150,1	0,267	-0,900	-1,073	-0,957	-1,013	-0,813	-0,690	-0,845	-0,069	-0,680	-0,781	-0,610	1964	OND	
ACN	1966	JFM	399,0	184,3	-1,000	0,663	1,423	0,823	1,673	-0,410	0,110	-0,981	-0,359	-0,274	-0,392	0,262	1965	OND	
ACN	1967	JFM	313,7	170,3	-0,367	-0,467	-0,630	0,257	-0,203	-0,003	-0,213	-0,543	-0,397	-0,050	-0,029	-0,061	1966	OND	
NOR	1968	JFM	202,0	166,0	-0,533	-1,503	-0,977	0,033	-0,403	-0,590	-0,453	-0,441	-0,780	-0,741	-0,718	-0,565	1967	OND	
ABN	1969	JFM	132,7	140,3	-0,267	0,027	0,413	0,657	0,657	0,230	0,073	-0,556	0,151	-0,232	0,000	-0,149	1968	OND	
ABN	1970	JFM	176,7	163,7	-0,400	0,713	0,910	0,610	0,910	-0,323	0,150	0,204	-0,077	-0,075	-0,196	0,037	1969	OND	
ABN	1971	JFM	58,3	103,3	1,567	-1,010	-1,477	-1,080	-1,490	-0,460	-0,573	-0,108	-0,285	-0,177	-0,248	-0,225	1970	OND	
NOR	1972	JFM	183,7	198,3	0,733	-0,757	-1,057	-0,627	-0,823	-0,613	-0,583	-0,172	-0,042	-0,228	-0,511	-0,180	1971	OND	
ACN	1973	JFM	281,0	168,9	-1,100	1,740	2,163	0,963	2,010	0,510	0,530	0,222	0,053	0,144	0,169	0,405	1972	OND	
NOR	1974	JFM	234,7	168,0	1,833	-1,140	-1,447	-1,360	-1,667	0,333	-0,547	-0,105	-0,599	-0,043	0,259	0,357	1973	OND	
NOR	1975	JFM	189,9	103,2	0,167	-1,013	-0,830	-0,777	-0,783	-0,020	-0,510	-0,179	-0,348	-0,003	-0,220	0,300	1974	OND	
ABN	1976	JFM	99,6	114,5	1,767	-1,917	-1,477	-1,567	-1,490	-0,423	-0,850	-0,375	-0,730	-0,488	-0,228	-0,473	1975	OND	
NOR	1977	JFM	243,3	181,0	0,100	0,597	0,857	0,360	0,890	-0,577	-0,063	0,203	-0,083	0,050	-0,453	-0,271	1976	OND	
NOR	1978	JFM	210,3	88,0	-1,467	-0,103	0,340	0,623	0,230	-0,207	0,023	0,121	-0,329	-0,042	-0,157	-0,120	1977	OND	
ACN	1979	JFM	611,3	134,0	-0,367	0,070	-0,063	-0,063	-0,077	-0,390	-0,193	0,298	0,129	-0,128	-0,251	-0,238	1978	OND	
ACN	1980	JFM	292,0	173,5	-0,667	0,540	0,357	0,377	0,400	-0,060	0,057	0,300	0,407	0,092	0,189	-0,013	1979	OND	
NOR	1981	JFM	220,0	144,3	-0,367	-0,323	0,137	0,190	0,143	-0,303	-0,040	0,302	0,129	0,071	-0,253	-0,087	1980	OND	
ACN	1982	JFM	316,7	238,1	-0,033	-0,157	0,077	0,093	0,067	0,273	0,063	-0,310	-0,089	-0,157	0,285	-0,345	1981	OND	
ACN	1983	JFM	482,0	116,7	-2,733	2,780	2,730	0,903	2,360	-0,260	0,547	-0,273	0,246	0,243	-0,366	-0,023	1982	OND	
ABN	1984	JFM	174,0	296,3	0,000	0,480	-0,573	-0,573	-0,850	-0,003	-0,073	-0,125	0,213	0,138	-0,085	0,039	1983	OND	
ACN	1985	JFM	492,0	146,4	-0,267	-0,240	-1,080	-0,443	-1,080	0,353	-0,253	-0,078	0,087	0,026	0,153	0,024	1984	OND	
NOR	1986	JFM	267,0	125,3	-0,300	-0,777	-0,733	0,093	-0,367	0,187	-0,140	-0,105	-0,220	-0,285	0,000	-0,245	1985	OND	
NOR	1987	JFM	181,3	92,3	-0,933	0,257	0,820	0,973	1,140	0,000	0,230	0,106	0,087	-0,100	-0,179	-0,125	1986	OND	
NOR	1988	JFM	257,3	134,7	-0,500	1,053	1,200	1,267	1,360	0,390	0,623	0,231	0,357	0,447	0,416	0,545	1987	OND	
ABN	1989	JFM	150,7	101,6	1,533	-1,160	-1,890	-1,493	-2,120	0,177	-0,377	-0,112	-0,324	0,134	0,194	0,050	1988	OND	
ABN	1990	JFM	140,3	151,0	-0,167	-0,503	-0,390	0,030	-0,237	-0,083	0,017	-0,020	-0,216	-0,021	0,118	-0,086	1989	OND	
ACN	1991	JFM	353,3	58,5	-0,367	-0,587	-0,040	0,797	0,340	0,190	0,203	0,361	-0,248	0,170	0,190	0,167	1990	OND	
ACN	1992	JFM	348,9	99,9	-1,533	0,470	1,060	1,097	1,420	-0,260	0,237	-0,021	0,112	-0,051	-0,298	-0,191	1991	OND	
NOR	1993	JFM	227,9	192,2	-1,233	-0,177	-0,173	0,367	-0,007	-0,657	-0,050	-0,089	0,186	0,001	-0,355	-0,301	1992	OND	
NOR	1994	JFM	260,3	87,1	-0,567	0,017	0,257	0,577	0,337	0,590	0,197	-0,100	-0,096	0,232	0,329	0,181	1993	OND	
NOR	1995	JFM	208,3	92,5	-1,300	0,743	0,850	1,177	1,220	-0,007	0,330	0,042	0,222	0,054	0,024	-0,095	1994	OND	
NOR	1996	JFM	241,4	182,6	-0,367	-0,653	-0,900	-0,313	-0,900	-0,083	-0,040	-0,167	0,047	0,057	0,175	-0,023	1995	OND	
ACN	1997	JFM	416,7	206,4	0,333	-1,163	-0,657	0,047	-0,377	-0,133	-0,040	-0,102	0,130	-0,440	0,046	-0,113	1996	OND	
NOR	1998	JFM	190,2	130,8	-1,533	3,937	3,520	1,027	2,740	0,727	0,927	0,143	0,548	0,025	0,373	0,338	1997	OND	
ABN	1999	JFM	166,8	92,0	1,167	-0,060	-0,967	-1,123	-1,427	0,093	0,030	-0,186	0,299	0,052	0,300	0,487	1998	OND	
ABN	2000	JFM			1,167	-1,017	-1,393	-0,803	-1,307	0,200	-0,237	0,122	-0,028	-0,216	0,241	-0,208	1999	OND	
ABN	2001	JFM			1,233	-0,737	-0,647	-0,393	-0,750	-0,003	-0,013	0,067	0,100	0,266	-0,105	0,243	2000	OND	
ABN	2002	JFM			-0,300	-1,143	-0,513	0,507	-0,123	-0,050	0,140	0,193	-0,046	0,042	0,117	0,109	2001	OND	
ABN	2003	JFM			-0,900	0,483	1,253	1,277	1,610	-0,067	0,543	0,173	0,072	0,382	0,265	0,469	2002	OND	
ABN	2004	JFM			0,133	0,167	0,450	0,837	0,517	0,520	0,453	0,304	0,171	0,219	0,492	0,499	2003	OND	

ANEXO D

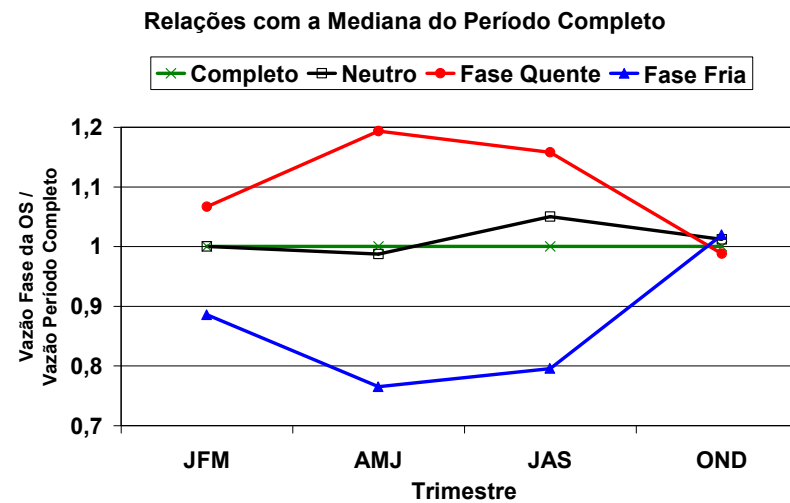
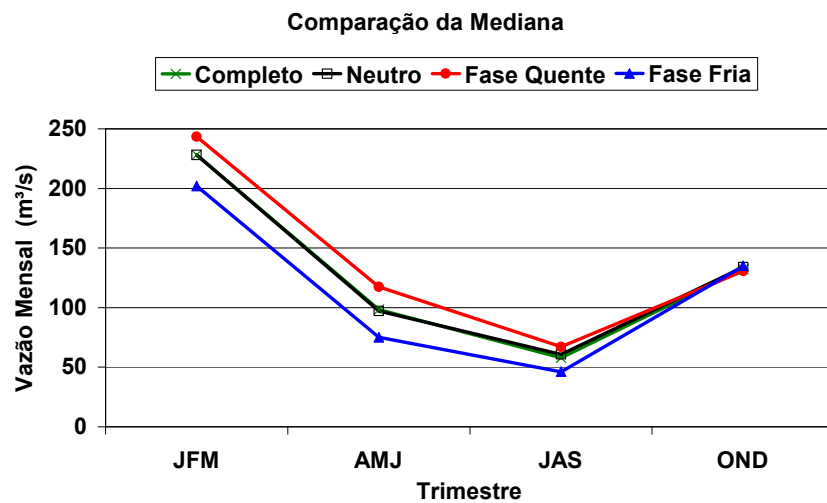
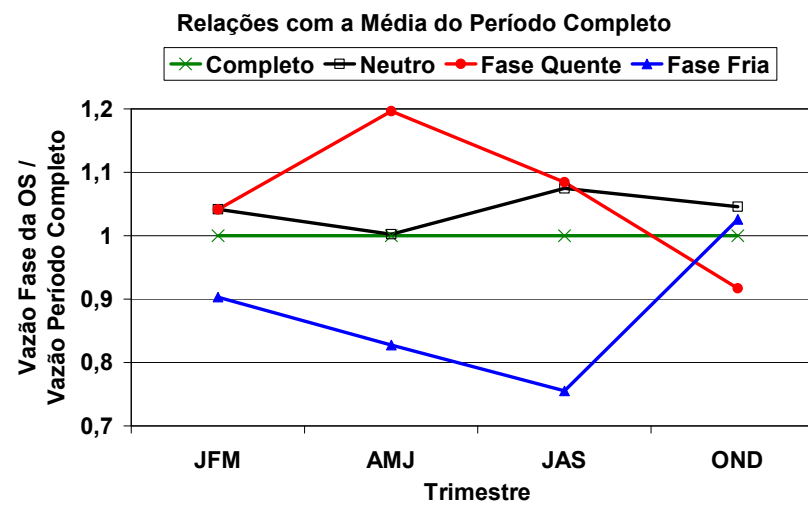
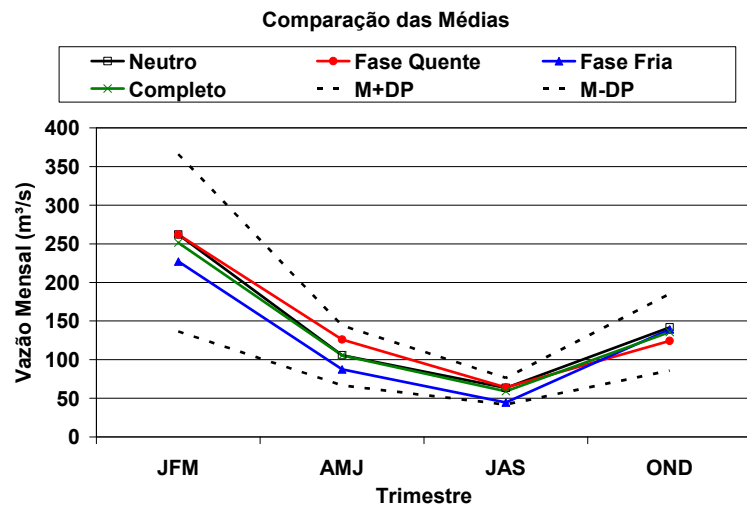
ANÁLISE DAS VAZÕES TRIMESTRAIS



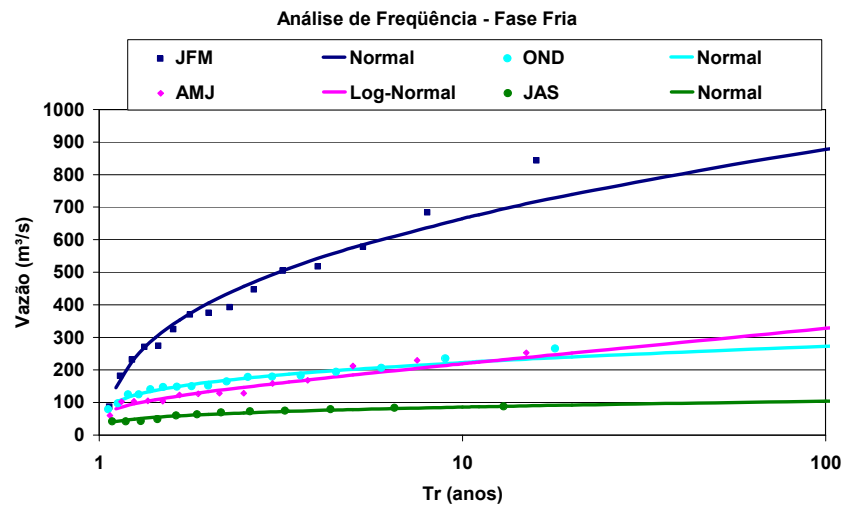
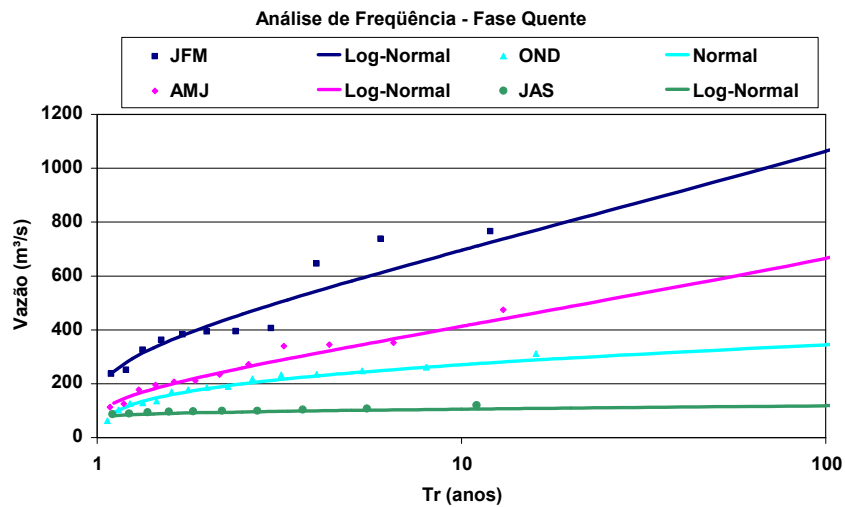
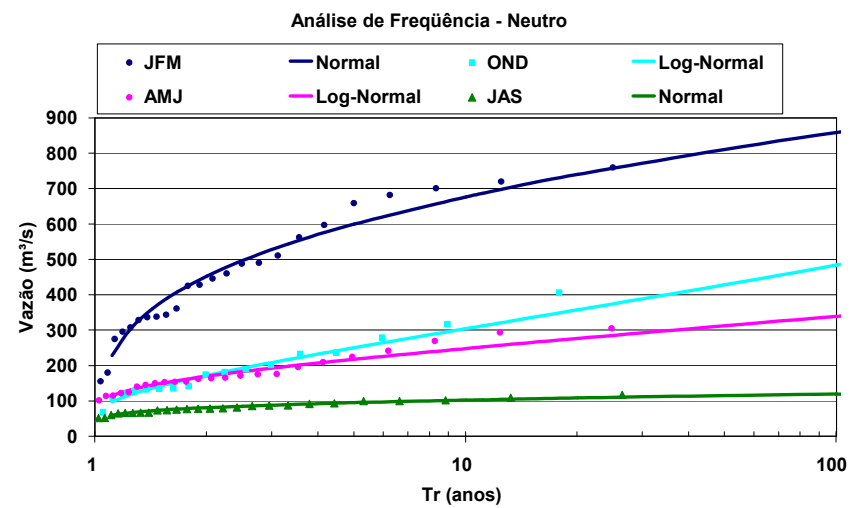
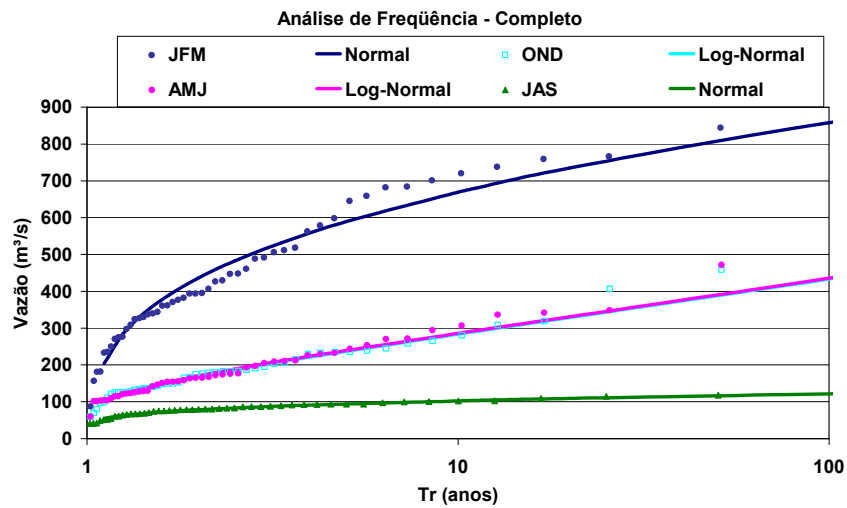
Comparação entre as vazões trimestrais médias e medianas de Porto Andorinhas, código 40100000, nas diferentes fases da OS



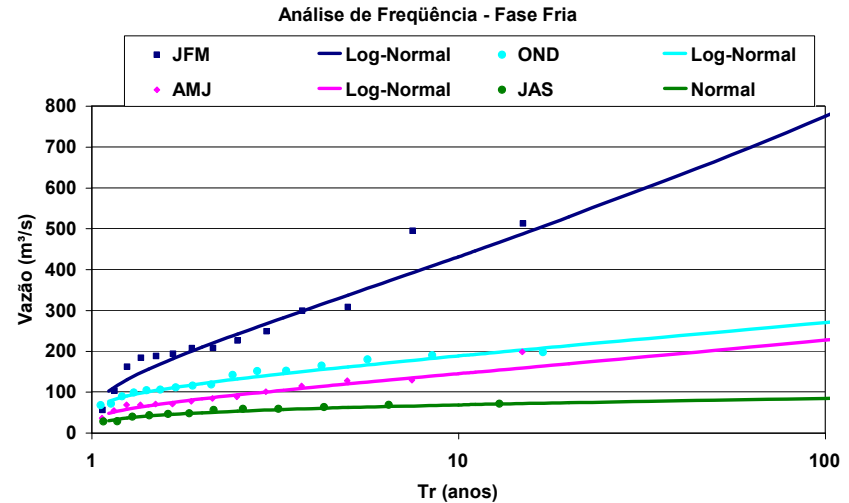
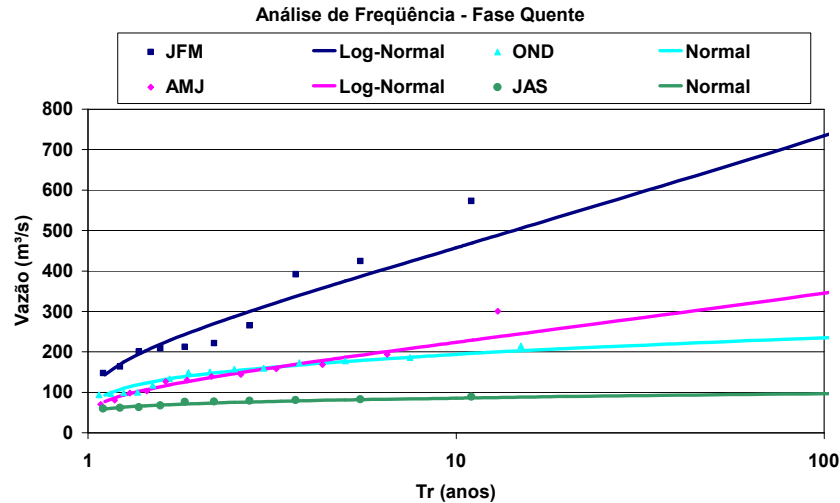
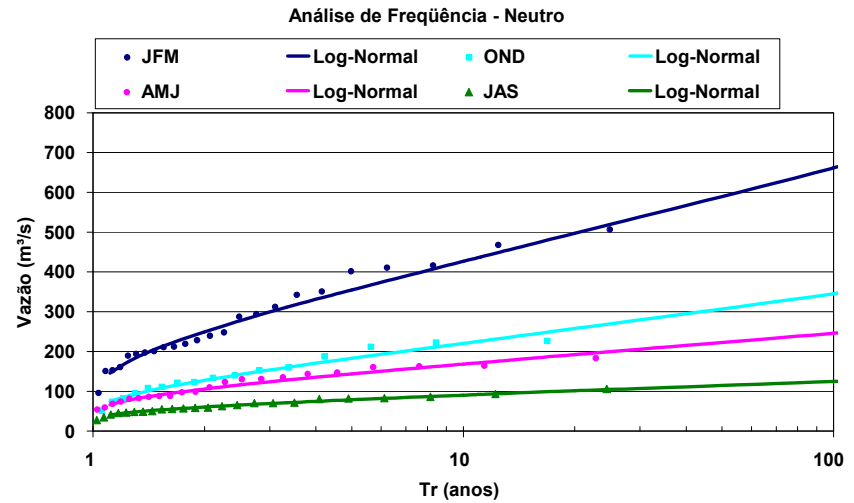
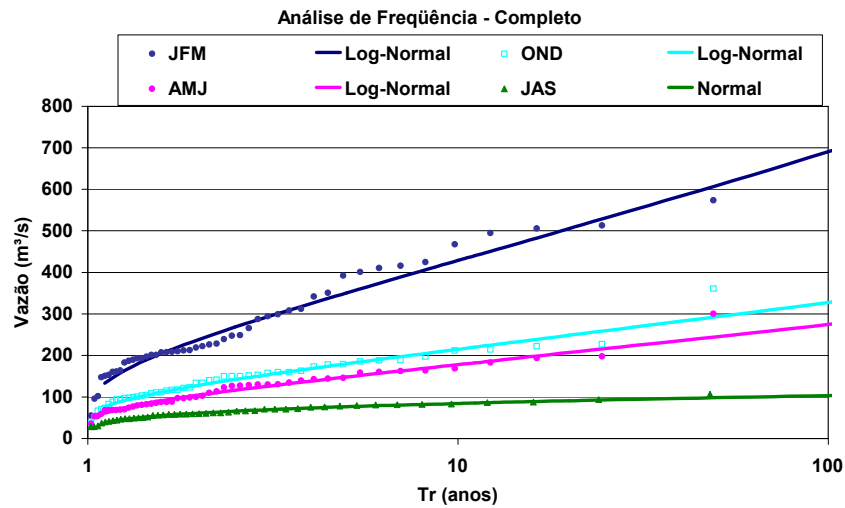
Comparação entre as vazões trimestrais médias e medianas de Porto Pará, código 40450001, nas diferentes fases da OS



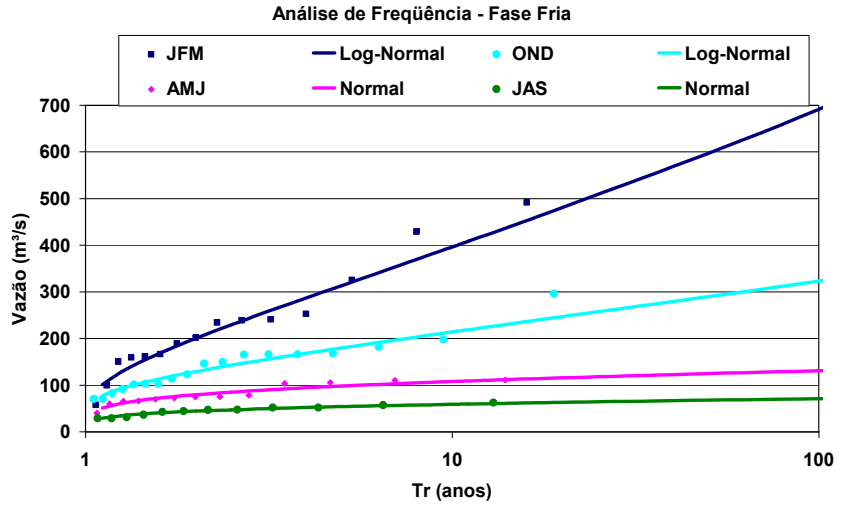
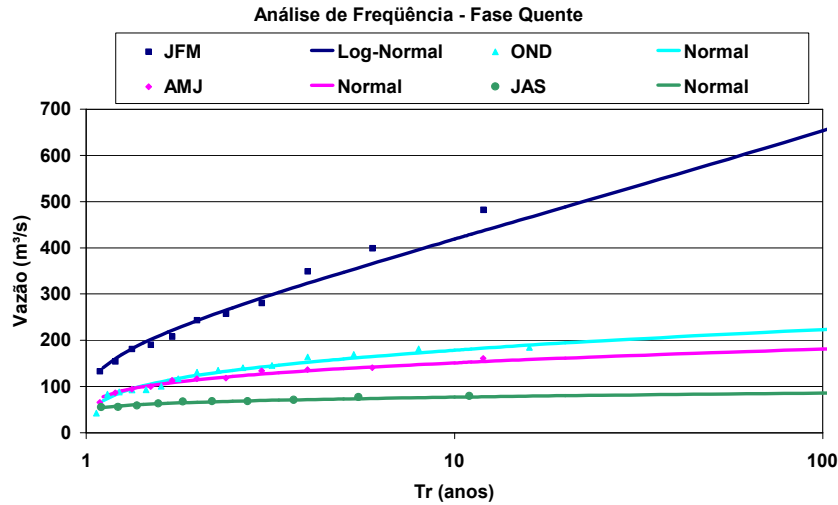
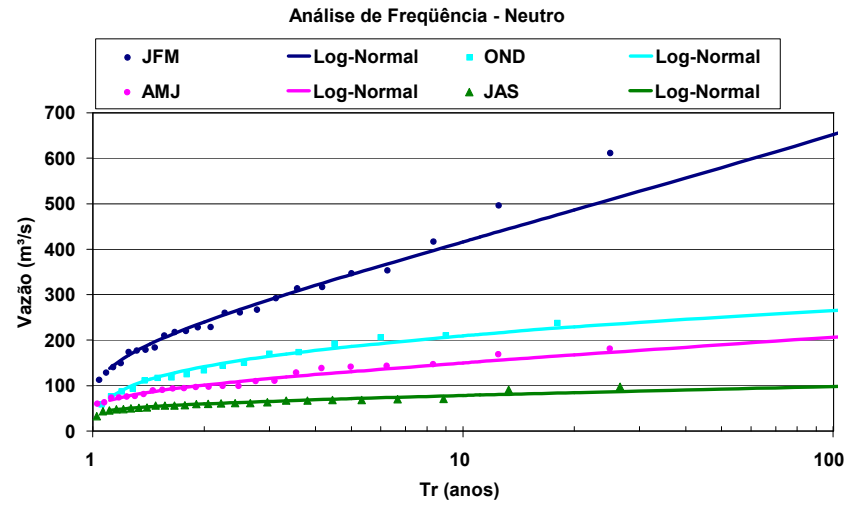
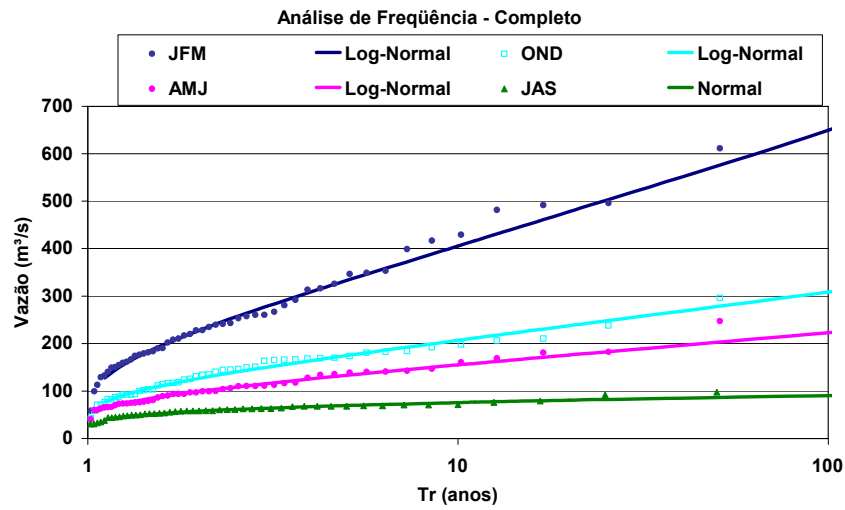
Comparação entre as vazões trimestrais médias e medianas de Porto Mesquita, código 40865001, nas diferentes fases da OS



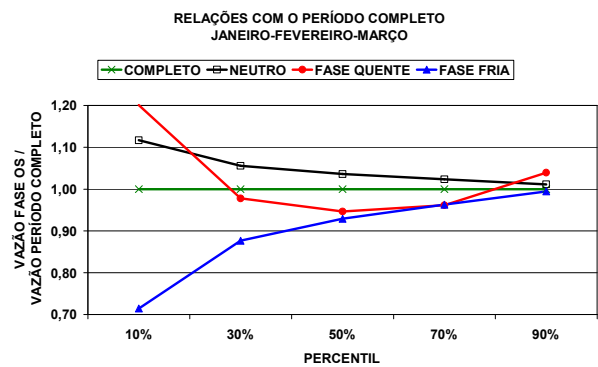
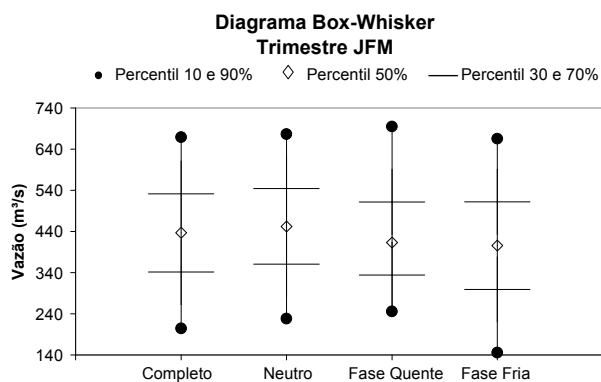
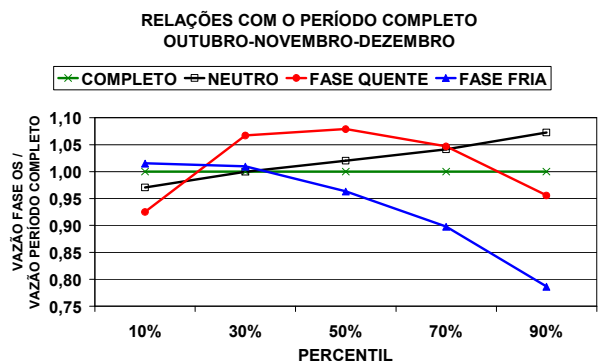
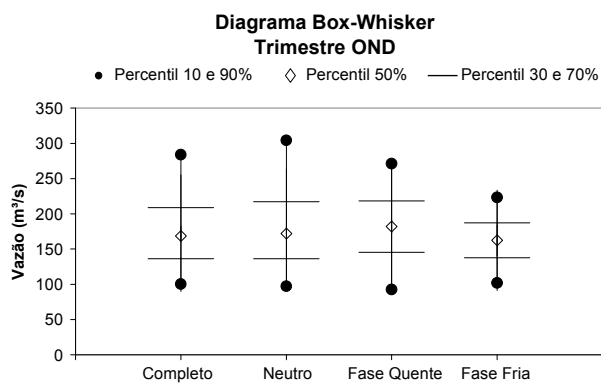
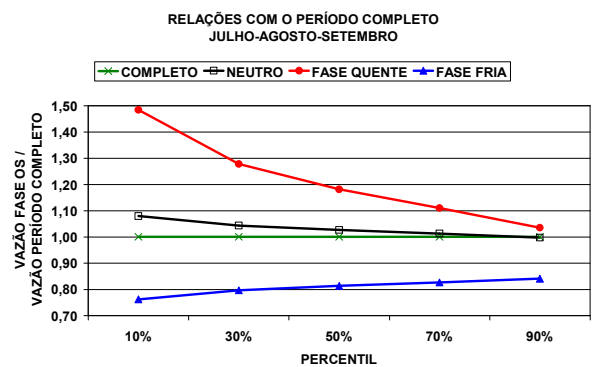
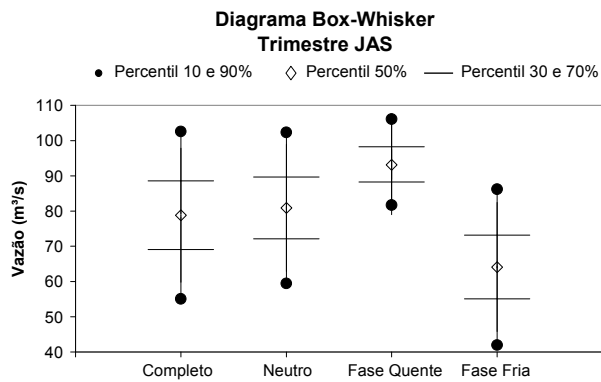
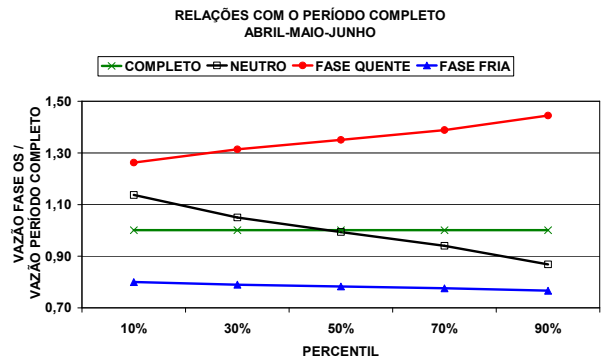
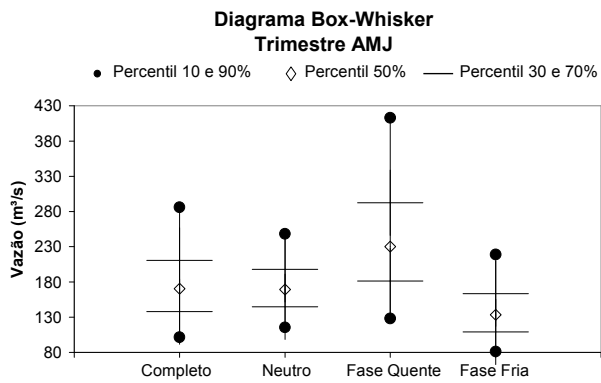
Análise de Frequência das vazões trimestrais de Porto das Andorinhas, código 40100000



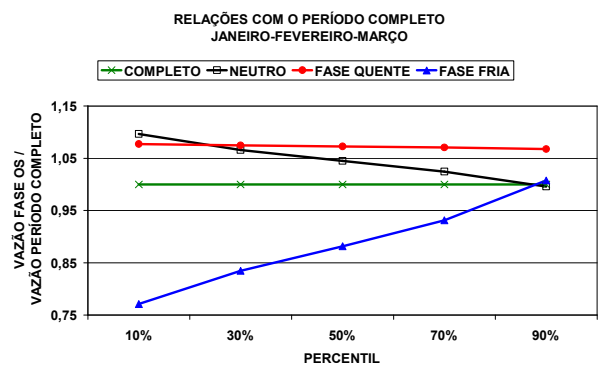
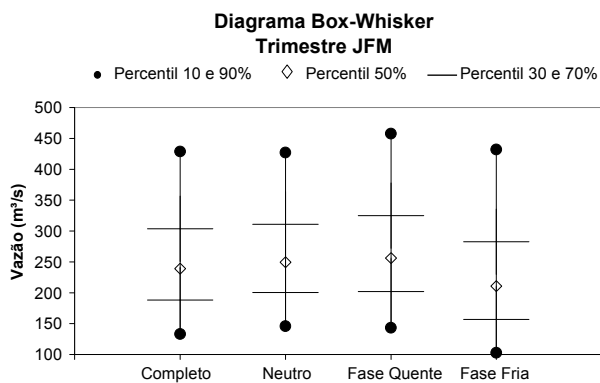
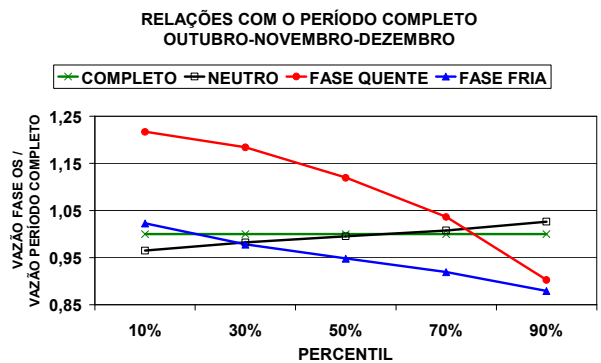
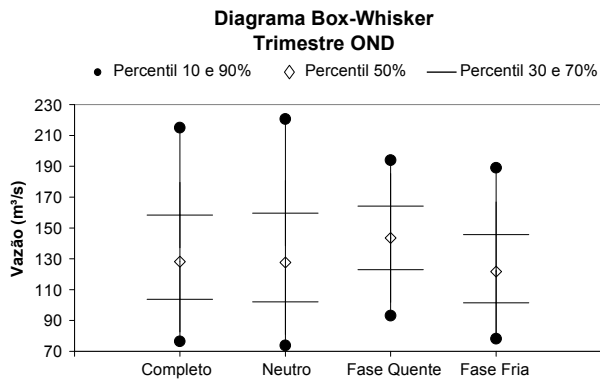
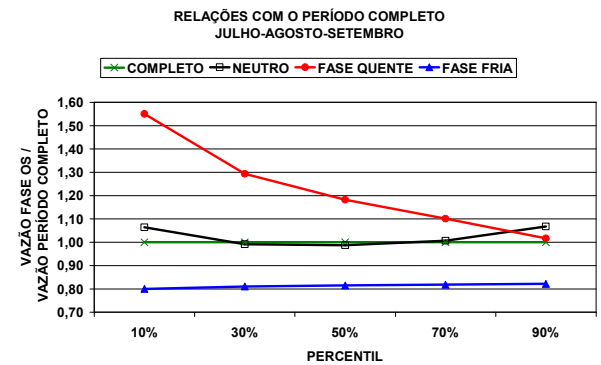
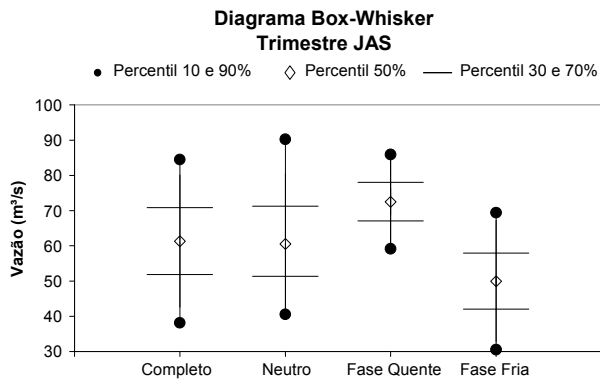
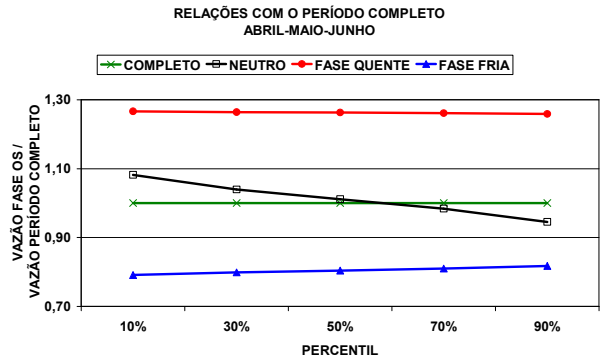
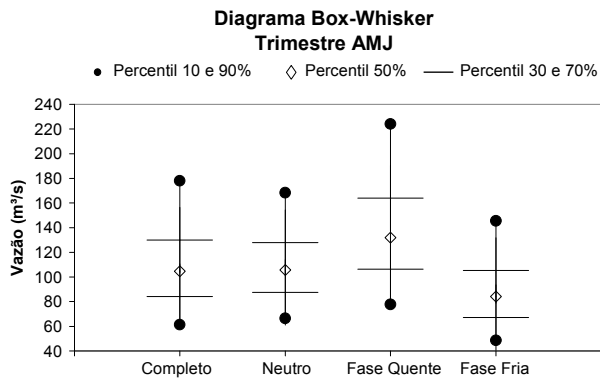
Análise de Frequência das vazões trimestrais de Porto Pará, código 40450001



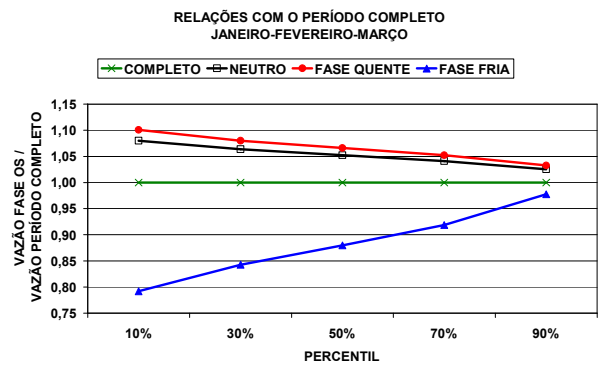
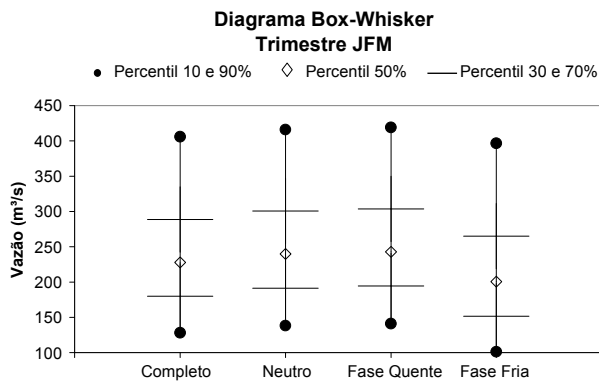
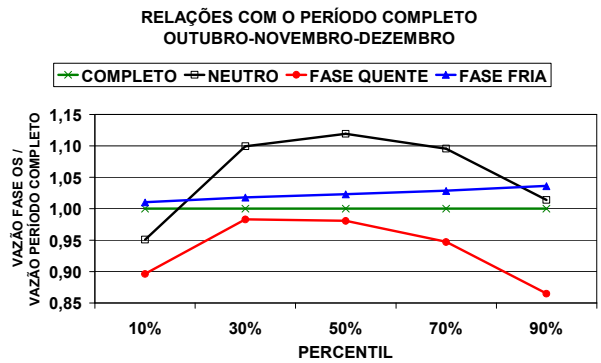
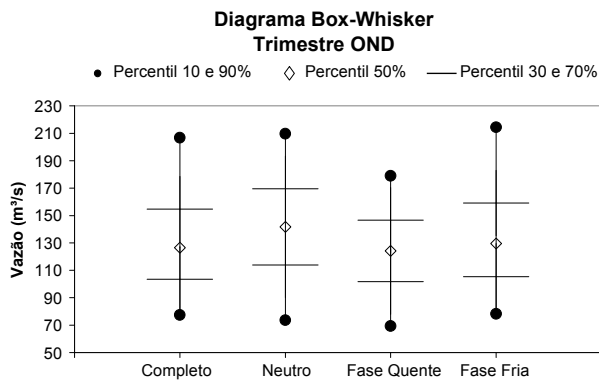
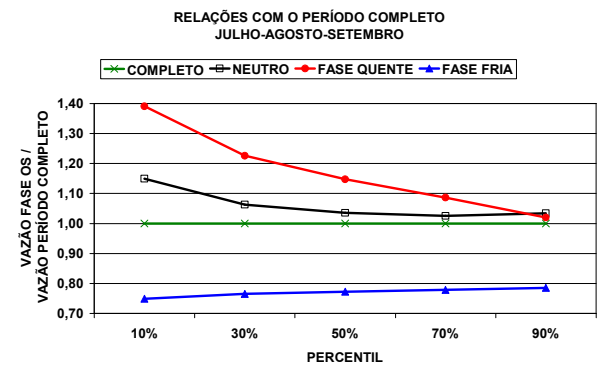
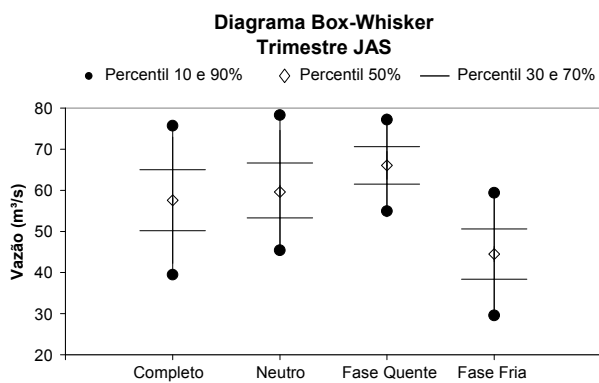
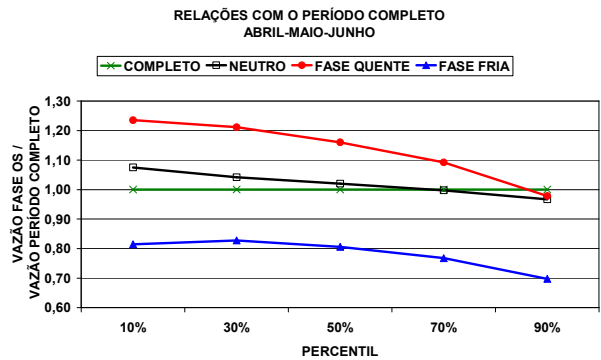
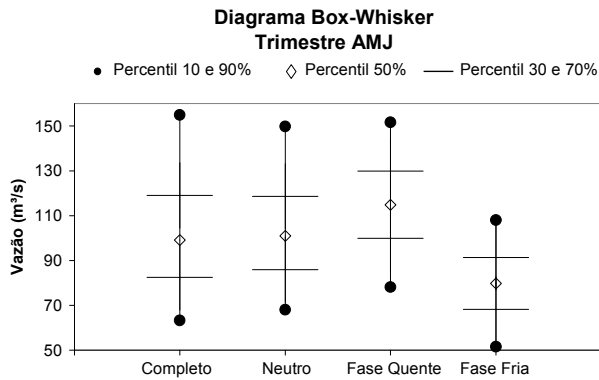
Análise de Frequência das vazões trimestrais de Porto Mesquita, código 40865001



Comparação dos diferentes percentis de vazões trimestrais de Porto das Andorinhas, Código 4010000



Comparação dos diferentes percentis de vazões trimestrais de Porto Pará, Código 40450001



Comparação dos diferentes percentis de vazões trimestrais de Porto Mesquita, Código 40865001

ANEXO E

RESULTADOS DOS MODELOS DE PREVISÃO CONSENSUAL

Precipitação de outubro a março

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,5988 AN-ZCIT
Modelo 2	0,5999 AN-NINO3.4
Modelo 3	0,6124 AN-NINO1+2

Previsão Consensual 0,5844

	AN-ZCIT	AN-NINO3.4	AN-NINO1+2
Pesos	0,46	0,41	0,13

n	Ano	PSE(mm)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1959	1342	ACN	0,24	0,39	0,38	1,0	
2	1960	1444	ACN	0,31	0,40	0,29	1,0	
3	1961	1135	NOR	0,18	0,42	0,40	1,0	
4	1962	1134	NOR	0,30	0,39	0,30	1,0	
5	1963	993	ABN	0,34	0,38	0,28	1,0	
6	1964	1499	ACN	0,16	0,41	0,42	1,0	PSDC
7	1965	1239	ACN	0,22	0,31	0,46	1,0	
8	1966	1196	NOR	0,34	0,41	0,25	1,0	
9	1967	1149	NOR	0,13	0,55	0,33	1,0	PSDC
10	1968	1001	ABN	0,34	0,42	0,24	1,0	
11	1969	1206	NOR	0,33	0,39	0,28	1,0	
12	1970	766	ABN	0,36	0,31	0,34	1,0	
13	1971	1308	ACN	0,31	0,35	0,34	1,0	
14	1972	1303	ACN	0,39	0,23	0,38	1,0	PSDC
15	1973	1157	NOR	0,28	0,40	0,31	1,0	
16	1974	981	ABN	0,33	0,38	0,29	1,0	
17	1975	972	ABN	0,35	0,32	0,34	1,0	
18	1976	1120	NOR	0,14	0,56	0,30	1,0	PSDC
19	1977	1066	ABN	0,34	0,40	0,26	1,0	
20	1978	1519	ACN	0,31	0,36	0,33	1,0	
21	1979	1199	NOR	0,30	0,46	0,23	1,0	
22	1980	1086	NOR	0,33	0,41	0,25	1,0	
23	1981	1632	ACN	0,33	0,38	0,29	1,0	
24	1982	1412	ACN	0,25	0,30	0,45	1,0	
25	1983	1072	ABN	0,39	0,33	0,27	1,0	
26	1984	1507	ACN	0,26	0,45	0,29	1,0	
27	1985	1132	NOR	0,33	0,40	0,28	1,0	
28	1986	895	ABN	0,34	0,42	0,24	1,0	
29	1987	1097	NOR	0,25	0,43	0,32	1,0	
30	1988	1006	ABN	0,31	0,41	0,28	1,0	
31	1989	1119	NOR	0,24	0,46	0,30	1,0	
32	1990	1211	NOR	0,32	0,44	0,24	1,0	
33	1991	1329	ACN	0,37	0,38	0,26	1,0	
34	1992	1147	NOR	0,20	0,46	0,34	1,0	
35	1993	1223	NOR	0,31	0,45	0,23	1,0	
36	1994	1000	ABN	0,36	0,40	0,25	1,0	
37	1995	1047	ABN	0,29	0,43	0,28	1,0	
38	1996	1410	ACN	0,24	0,47	0,28	1,0	
39	1997	1041	ABN	0,49	0,27	0,25	1,0	PSDC
40	1998	1145	NOR	0,27	0,42	0,30	1,0	
41	1999	1292	ACN	0,28	0,40	0,32	1,0	
42	2000			0,32	0,40	0,28	1,0	
43	2001			0,31	0,45	0,24	1,0	
44	2002			0,37	0,31	0,33	1,0	
45	2003			0,25	0,50	0,25	1,0	
46	2004			0,30	0,42	0,28	1,0	

40100000 - Vazão trimestral de outubro a dezembro

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,5888	AN-NINO1+2
Modelo 2	0,5917	AN-ZCIT
Modelo 3	0,6030	AN-NINO4

Previsão Consensual 0,5698

	AN-NINO1+2	AN-ZCIT-ER	AN-NINO4
Pesos	0,44	0,35	0,21

n	Ano	Q OND (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1951	98,2	ABN	0,27	0,32	0,41	1,0	
2	1952	127,8	ABN	0,28	0,42	0,30	1,0	
3	1953	136,3	NOR	0,29	0,39	0,33	1,0	
4	1954	78,4	ABN	0,32	0,40	0,28	1,0	
5	1955	139,6	NOR	0,27	0,47	0,26	1,0	
6	1956	147,0	NOR	0,26	0,50	0,24	1,0	
7	1957	214,9	ACN	0,25	0,32	0,44	1,0	
8	1958	121,0	ABN	0,34	0,33	0,33	1,0	
9	1959	142,4	NOR	0,27	0,43	0,30	1,0	
10	1960	190,5	NOR	0,28	0,42	0,30	1,0	
11	1961	124,4	ABN	0,28	0,42	0,30	1,0	
12	1962	279,7	ACN	0,27	0,43	0,30	1,0	
13	1963	58,8	ABN	0,36	0,41	0,23	1,0	
14	1964	178,6	NOR	0,30	0,44	0,26	1,0	
15	1965	257,3	ACN	0,24	0,39	0,37	1,0	
16	1966	238,0	ACN	0,33	0,39	0,28	1,0	
17	1967	234,9	ACN	0,32	0,36	0,33	1,0	
18	1968	166,7	NOR	0,34	0,40	0,26	1,0	
19	1969	244,1	ACN	0,32	0,36	0,33	1,0	
20	1970	96,6	ABN	0,32	0,38	0,30	1,0	
21	1971	205,3	ACN	0,27	0,46	0,26	1,0	
22	1972	229,0	ACN	0,29	0,19	0,52	1,0	PSDC
23	1973	194,3	NOR	0,30	0,53	0,17	1,0	PSDC
24	1974	148,0	NOR	0,32	0,46	0,22	1,0	
25	1975	182,6	NOR	0,26	0,50	0,24	1,0	
26	1976	307,7	ACN	0,26	0,35	0,39	1,0	
27	1977	185,7	NOR	0,30	0,39	0,30	1,0	
28	1978	203,0	ACN	0,28	0,42	0,30	1,0	
29	1979	181,8	NOR	0,36	0,41	0,24	1,0	
30	1980	132,7	ABN	0,34	0,39	0,27	1,0	
31	1981	406,3	ACN	0,32	0,42	0,26	1,0	
32	1982	181,7	NOR	0,26	0,39	0,35	1,0	
33	1983	458,0	ACN	0,18	0,19	0,63	1,0	PSDC
34	1984	178,2	NOR	0,30	0,50	0,20	1,0	
35	1985	135,7	ABN	0,36	0,39	0,26	1,0	
36	1986	131,8	ABN	0,37	0,39	0,25	1,0	
37	1987	173,8	NOR	0,26	0,51	0,23	1,0	
38	1988	124,6	ABN	0,30	0,53	0,17	1,0	PSDC
39	1989	174,9	NOR	0,28	0,53	0,19	1,0	PSDC
40	1990	69,1	ABN	0,36	0,40	0,24	1,0	
41	1991	125,4	ABN	0,38	0,34	0,28	1,0	
42	1992	318,0	ACN	0,30	0,39	0,31	1,0	
43	1993	110,0	ABN	0,38	0,37	0,25	1,0	
44	1994	123,8	ABN	0,34	0,39	0,27	1,0	
45	1995	151,3	NOR	0,33	0,47	0,20	1,0	
46	1996	233,7	ACN	0,31	0,47	0,21	1,0	
47	1997	231,7	ACN	0,19	0,17	0,64	1,0	PSDC
48	1998	164,2	NOR	0,24	0,56	0,21	1,0	PSDC
49	1999	149,0	NOR	0,31	0,53	0,16	1,0	PSDC
50	2000			0,34	0,42	0,24	1,0	
51	2001			0,37	0,40	0,24	1,0	
52	2002			0,37	0,41	0,22	1,0	
53	2003			0,30	0,49	0,21	1,0	
54	2004			0,34	0,47	0,19	1,0	

40100000 - Vazão trimestral de janeiro a março

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,576162928 SOI
Modelo 2	0,587269091 AN-ATL
Modelo 3	0,61170608 AN-IS

Previsão Consensual 0,567648973

Pesos	SOI	AN-ATL	AN-IS
	0,58	0,38	0,04

n	Ano	Q JFM (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1952	759,7	ACN	0,29	0,37	0,34	1,0	
2	1953	180,3	ABN	0,37	0,29	0,33	1,0	
3	1954	156,0	ABN	0,40	0,29	0,31	1,0	
4	1955	181,0	ABN	0,30	0,36	0,35	1,0	
5	1956	270,0	ABN	0,42	0,36	0,22	1,0	
6	1957	446,3	NOR	0,36	0,40	0,24	1,0	
7	1958	249,0	ABN	0,40	0,32	0,29	1,0	
8	1959	308,0	ABN	0,40	0,32	0,29	1,0	
9	1960	425,7	NOR	0,31	0,37	0,32	1,0	
10	1961	659,3	ACN	0,29	0,34	0,36	1,0	
11	1962	518,0	ACN	0,28	0,37	0,36	1,0	
12	1963	428,7	NOR	0,25	0,38	0,36	1,0	
13	1964	338,7	NOR	0,18	0,56	0,27	1,0	PSDC
14	1965	844,0	ACN	0,23	0,43	0,34	1,0	
15	1966	645,0	ACN	0,35	0,34	0,31	1,0	
16	1967	682,3	ACN	0,32	0,33	0,35	1,0	
17	1968	505,3	NOR	0,38	0,34	0,28	1,0	
18	1969	234,7	ABN	0,31	0,36	0,33	1,0	
19	1970	328,7	ABN	0,39	0,29	0,32	1,0	
20	1971	86,4	ABN	0,49	0,37	0,14	1,0	PSDC
21	1972	336,3	NOR	0,30	0,43	0,26	1,0	
22	1973	360,3	NOR	0,23	0,51	0,26	1,0	
23	1974	376,0	NOR	0,44	0,43	0,14	1,0	PSDC
24	1975	370,3	NOR	0,27	0,35	0,37	1,0	
25	1976	232,3	ABN	0,52	0,35	0,13	1,0	PSDC
26	1977	405,7	NOR	0,35	0,35	0,30	1,0	
27	1978	361,0	NOR	0,23	0,45	0,32	1,0	
28	1979	562,3	ACN	0,40	0,29	0,31	1,0	
29	1980	597,7	ACN	0,32	0,34	0,35	1,0	
30	1981	275,7	ABN	0,39	0,29	0,33	1,0	
31	1982	720,0	ACN	0,30	0,38	0,33	1,0	
32	1983	766,0	ACN	0,16	0,27	0,57	1,0	PSDC
33	1984	343,7	NOR	0,29	0,35	0,36	1,0	
34	1985	684,0	ACN	0,31	0,38	0,31	1,0	
35	1986	460,3	NOR	0,31	0,36	0,33	1,0	
36	1987	393,0	NOR	0,28	0,39	0,33	1,0	
37	1988	323,7	ABN	0,31	0,39	0,30	1,0	
38	1989	274,3	ABN	0,39	0,44	0,17	1,0	PSDC
39	1990	296,7	ABN	0,32	0,32	0,36	1,0	
40	1991	510,7	ACN	0,32	0,35	0,33	1,0	
41	1992	738,0	ACN	0,23	0,45	0,31	1,0	
42	1993	488,0	NOR	0,26	0,48	0,26	1,0	
43	1994	490,7	NOR	0,27	0,48	0,25	1,0	
44	1995	394,7	NOR	0,22	0,46	0,33	1,0	
45	1996	325,7	ABN	0,33	0,32	0,35	1,0	
46	1997	701,0	ACN	0,28	0,35	0,37	1,0	
47	1998	381,7	NOR	0,10	0,69	0,20	1,0	PSDC
48	1999	393,3	NOR	0,31	0,45	0,24	1,0	
49	2000			0,31	0,46	0,23	1,0	
50	2001			0,33	0,43	0,23	1,0	
51	2002			0,32	0,32	0,36	1,0	
52	2003			0,29	0,37	0,34	1,0	
53	2004			0,25	0,45	0,30	1,0	

40450001 - Vazão trimestral de outubro a dezembro

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,5733	AN-IS
Modelo 2	0,6021	AN-NINO1+2
Modelo 3	0,5982	AN-PS

Previsão Consensual 0,5669

	AN-IS	AN-NINO1+2	AN-PS
Pesos	0,67	0,2	0,13

n	Ano	Q OND (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1951	93,9	ABN	0,28	0,44	0,28	1,0	
2	1952	121,7	NOR	0,28	0,45	0,27	1,0	
3	1953	111,4	NOR	0,29	0,45	0,26	1,0	
4	1954	66,9	ABN	0,34	0,55	0,11	1,0	PSDC
5	1955	151,4	NOR	0,31	0,57	0,12	1,0	PSDC
6	1956	117,1	NOR	0,27	0,46	0,27	1,0	
7	1957	160,0	ACN	0,26	0,41	0,33	1,0	
8	1958	94,8	ABN	0,37	0,53	0,11	1,0	PSDC
9	1959	73,6	ABN	0,27	0,41	0,32	1,0	
10	1960	108,6	NOR	0,33	0,52	0,15	1,0	PSDC
11	1961	70,4	ABN	0,24	0,33	0,43	1,0	
12	1962	222,5	ACN	0,24	0,33	0,43	1,0	
13	1963	37,7	ABN	0,36	0,53	0,11	1,0	PSDC
14	1964	110,9	NOR	0,34	0,58	0,08	1,0	PSDC
15	1965	157,7	NOR	0,35	0,55	0,11	1,0	PSDC
16	1966	188,1	ACN	0,27	0,43	0,29	1,0	
17	1967	141,2	NOR	0,30	0,51	0,19	1,0	
18	1968	150,4	NOR	0,33	0,50	0,17	1,0	PSDC
19	1969	185,3	ACN	0,25	0,30	0,45	1,0	
20	1970	98,2	ABN	0,27	0,38	0,36	1,0	
21	1971	197,2	ACN	0,25	0,32	0,43	1,0	
22	1972	214,3	ACN	0,24	0,24	0,53	1,0	PSDC
23	1973	163,4	ACN	0,26	0,39	0,34	1,0	
24	1974	104,9	NOR	0,25	0,37	0,38	1,0	
25	1975	150,3	NOR	0,29	0,49	0,23	1,0	
26	1976	178,2	ACN	0,23	0,30	0,47	1,0	PSDC
27	1977	99,2	ABN	0,36	0,37	0,27	1,0	
28	1978	139,8	NOR	0,33	0,36	0,31	1,0	
29	1979	159,5	ACN	0,33	0,35	0,31	1,0	
30	1980	153,2	NOR	0,20	0,33	0,47	1,0	PSDC
31	1981	226,7	ACN	0,23	0,32	0,45	1,0	
32	1982	149,3	NOR	0,25	0,35	0,41	1,0	
33	1983	361,0	ACN	0,21	0,25	0,54	1,0	PSDC
34	1984	178,7	ACN	0,22	0,34	0,44	1,0	
35	1985	133,7	NOR	0,35	0,36	0,29	1,0	
36	1986	117,5	NOR	0,27	0,31	0,42	1,0	
37	1987	133,8	NOR	0,43	0,40	0,17	1,0	PSDC
38	1988	88,3	ABN	0,39	0,37	0,24	1,0	
39	1989	123,3	NOR	0,31	0,35	0,34	1,0	
40	1990	51,7	ABN	0,41	0,39	0,20	1,0	
41	1991	100,4	ABN	0,34	0,33	0,33	1,0	
42	1992	211,9	ACN	0,30	0,33	0,37	1,0	
43	1993	82,7	ABN	0,31	0,31	0,38	1,0	
44	1994	97,2	ABN	0,33	0,36	0,32	1,0	
45	1995			0,24	0,31	0,45	1,0	
46	1996			0,27	0,38	0,35	1,0	
47	1997			0,23	0,30	0,47	1,0	
48	1998			0,25	0,34	0,41	1,0	
49	1999			0,26	0,32	0,42	1,0	
50	2000			0,36	0,37	0,27	1,0	
51	2001			0,38	0,38	0,24	1,0	
52	2002			0,41	0,39	0,21	1,0	
53	2003			0,27	0,33	0,40	1,0	
54	2004			0,33	0,35	0,32	1,0	

40450001 - Vazão trimestral de janeiro a março

Resultados do Índice de Half-Brier

Modelo 1	0,5842 SOI
Modelo 2	0,5948 AN-IS
Modelo 3	0,5956 AN-ATL

Previsão Consensual 0,5675

	SOI	AN-IS	AN-ATL
Pesos	0,45	0,34	0,21

n	Ano	Q JFM (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1952	416,0	ACN	0,30	0,35	0,35	1,0	
2	1953	150,7	ABN	0,35	0,36	0,30	1,0	
3	1954	95,5	ABN	0,36	0,35	0,29	1,0	
4	1955	161,0	ABN	0,35	0,38	0,27	1,0	
5	1956	183,0	ABN	0,44	0,27	0,29	1,0	PSDC
6	1957	218,7	NOR	0,40	0,41	0,18	1,0	
7	1958	147,7	ABN	0,36	0,36	0,28	1,0	
8	1959	153,0	ABN	0,35	0,38	0,27	1,0	
9	1960	239,3	NOR	0,36	0,40	0,24	1,0	
10	1961	467,3	ACN	0,34	0,39	0,27	1,0	
11	1962	248,7	NOR	0,33	0,41	0,26	1,0	
12	1963	212,0	NOR	0,33	0,39	0,28	1,0	
13	1964	247,7	NOR	0,22	0,47	0,31	1,0	
14	1965	495,0	ACN	0,27	0,33	0,40	1,0	
15	1966	392,0	ACN	0,30	0,25	0,45	1,0	PSDC
16	1967	342,0	ACN	0,33	0,34	0,33	1,0	
17	1968	226,0	NOR	0,35	0,37	0,28	1,0	
18	1969	163,7	ABN	0,32	0,36	0,32	1,0	
19	1970	189,7	ABN	0,29	0,41	0,30	1,0	
20	1971	55,0	ABN	0,48	0,39	0,13	1,0	PSDC
21	1972	193,3	NOR	0,33	0,45	0,21	1,0	
22	1973	266,0	NOR	0,17	0,53	0,30	1,0	PSDC
23	1974	207,0	NOR	0,45	0,41	0,14	1,0	PSDC
24	1975	187,0	ABN	0,31	0,41	0,29	1,0	
25	1976	102,2	ABN	0,53	0,34	0,13	1,0	PSDC
26	1977	209,0	NOR	0,27	0,44	0,29	1,0	
27	1978	197,0	NOR	0,21	0,47	0,32	1,0	
28	1979	506,0	ACN	0,28	0,41	0,31	1,0	
29	1980	351,0	ACN	0,23	0,43	0,33	1,0	
30	1981	201,0	NOR	0,27	0,41	0,32	1,0	
31	1982	401,3	ACN	0,31	0,40	0,29	1,0	
32	1983	573,3	ACN	0,22	0,25	0,53	1,0	PSDC
33	1984	210,3	NOR	0,31	0,40	0,29	1,0	
34	1985	513,3	ACN	0,28	0,43	0,29	1,0	
35	1986	294,0	NOR	0,30	0,41	0,29	1,0	
36	1987	222,0	NOR	0,25	0,44	0,31	1,0	
37	1988	213,0	NOR	0,22	0,47	0,31	1,0	
38	1989	193,0	ABN	0,44	0,41	0,15	1,0	PSDC
39	1990	160,3	ABN	0,30	0,40	0,30	1,0	
40	1991	311,8	ACN	0,22	0,43	0,35	1,0	
41	1992	425,0	ACN	0,24	0,45	0,30	1,0	
42	1993	228,1	NOR	0,26	0,47	0,27	1,0	
43	1994	287,4	NOR	0,25	0,49	0,27	1,0	
44	1995			0,23	0,46	0,31	1,0	
45	1996			0,32	0,39	0,30	1,0	
46	1997			0,31	0,41	0,28	1,0	
47	1998			0,13	0,60	0,28	1,0	
48	1999			0,38	0,43	0,19	1,0	
49	2000			0,33	0,47	0,20	1,0	
50	2001			0,36	0,45	0,20	1,0	
51	2002			0,25	0,43	0,32	1,0	
52	2003			0,24	0,45	0,32	1,0	
53	2004			0,19	0,51	0,31	1,0	

40800001 - Vazão trimestral de outubro a dezembro

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,5936	AN-IS
Modelo 2	0,6080	Q JAS(m³/s)
Modelo 3	0,5990	AN-PS

Previsão Consensual 0,5817

	AN-IS	Q JAS(m³/s)	AN-PS
Pesos	0,48	0,31	0,21

n	Ano	Q OND (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1951	58,2	ABN	0,31	0,41	0,28	1,0	
2	1952	68,3	NOR	0,29	0,44	0,27	1,0	
3	1953	69,9	NOR	0,36	0,41	0,24	1,0	
4	1954	55,3	ABN	0,44	0,42	0,15	1,0	PSDC
5	1955	72,8	NOR	0,41	0,46	0,13	1,0	PSDC
6	1956	96,5	NOR	0,34	0,45	0,22	1,0	
7	1957	87,0	NOR	0,27	0,45	0,28	1,0	
8	1958	58,1	ABN	0,35	0,45	0,20	1,0	
9	1959	48,6	ABN	0,39	0,33	0,28	1,0	
10	1960	65,0	ABN	0,40	0,41	0,19	1,0	PSDC
11	1961	45,1	ABN	0,26	0,37	0,38	1,0	
12	1962	106,9	ACN	0,32	0,32	0,37	1,0	
13	1963	27,4	ABN	0,44	0,38	0,18	1,0	PSDC
14	1964	78,0	NOR	0,39	0,39	0,22	1,0	
15	1965	101,4	ACN	0,30	0,45	0,25	1,0	
16	1966	104,1	ACN	0,31	0,42	0,27	1,0	
17	1967	92,7	NOR	0,34	0,49	0,18	1,0	PSDC
18	1968	82,7	NOR	0,38	0,43	0,19	1,0	
19	1969	107,7	ACN	0,33	0,30	0,37	1,0	
20	1970	62,0	ABN	0,33	0,37	0,30	1,0	
21	1971	111,1	ACN	0,37	0,27	0,36	1,0	
22	1972	107,1	ACN	0,25	0,36	0,39	1,0	
23	1973	103,1	ACN	0,30	0,39	0,31	1,0	
24	1974	66,2	ABN	0,31	0,35	0,34	1,0	
25	1975	73,1	NOR	0,36	0,44	0,20	1,0	
26	1976	123,3	ACN	0,26	0,37	0,38	1,0	
27	1977	60,0	ABN	0,31	0,42	0,27	1,0	
28	1978	77,6	NOR	0,27	0,43	0,30	1,0	
29	1979	110,7	ACN	0,22	0,42	0,36	1,0	
30	1980	98,0	ACN	0,20	0,39	0,41	1,0	
31	1981	125,1	ACN	0,24	0,36	0,40	1,0	
32	1982	89,4	NOR	0,21	0,43	0,36	1,0	
33	1983	166,7	ACN	0,15	0,26	0,59	1,0	PSDC
34	1984	94,5	NOR	0,19	0,39	0,41	1,0	
35	1985	93,1	NOR	0,27	0,39	0,34	1,0	
36	1986	81,0	NOR	0,22	0,41	0,38	1,0	
37	1987	79,1	NOR	0,28	0,50	0,22	1,0	
38	1988	66,6	ABN	0,35	0,42	0,23	1,0	
39	1989	90,1	NOR	0,32	0,38	0,30	1,0	
40	1990	43,4	ABN	0,35	0,43	0,21	1,0	
41	1991	73,1	NOR	0,25	0,45	0,31	1,0	
42	1992	118,1	ACN	0,22	0,43	0,35	1,0	
43	1993	64,2	ABN	0,25	0,41	0,34	1,0	
44	1994	72,1	NOR	0,27	0,43	0,30	1,0	
45	1995	108,3	ACN	0,26	0,35	0,39	1,0	
46	1996	122,6	ACN	0,29	0,38	0,33	1,0	
47	1997	75,9	NOR	0,21	0,49	0,30	1,0	
48	1998	65,2	ABN	0,30	0,35	0,35	1,0	
49	1999	58,6	ABN	0,37	0,28	0,36	1,0	
50	2000			0,22	0,29	0,49	1,0	
51	2001			0,19	0,32	0,49	1,0	
52	2002			0,22	0,32	0,46	1,0	
53	2003			0,16	0,25	0,59	1,0	
54	2004			0,19	0,28	0,53	1,0	

40800001 - Vazão trimestral de janeiro a março

Resultados do Índice de Half-Brier

Modelo 1 0,5830 SOI
 Modelo 2 0,5928 AN-IS

Previsão Consensual 0,5677

Pesos SOI 0,55 AN-IS 0,45

n	Ano	Q JFM (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1952	192,7	ACN	0,29	0,35	0,35	1,0	
2	1953	77,6	ABN	0,35	0,37	0,29	1,0	
3	1954	69,7	ABN	0,35	0,37	0,28	1,0	
4	1955	91,2	ABN	0,38	0,35	0,27	1,0	
5	1956	97,3	ABN	0,47	0,22	0,31	1,0	PSDC
6	1957	122,3	NOR	0,43	0,39	0,18	1,0	
7	1958	90,6	ABN	0,35	0,36	0,29	1,0	
8	1959	87,1	ABN	0,31	0,42	0,27	1,0	
9	1960	129,0	NOR	0,38	0,39	0,23	1,0	
10	1961	290,0	ACN	0,36	0,37	0,27	1,0	
11	1962	132,9	NOR	0,34	0,41	0,25	1,0	
12	1963	89,4	ABN	0,37	0,35	0,27	1,0	
13	1964	123,7	NOR	0,27	0,41	0,32	1,0	
14	1965	239,0	ACN	0,33	0,22	0,45	1,0	PSDC
15	1966	225,0	ACN	0,24	0,24	0,52	1,0	PSDC
16	1967	197,7	ACN	0,37	0,32	0,31	1,0	
17	1968	115,7	NOR	0,36	0,35	0,30	1,0	
18	1969	75,4	ABN	0,37	0,32	0,31	1,0	
19	1970	106,2	ABN	0,23	0,45	0,32	1,0	
20	1971	34,9	ABN	0,50	0,40	0,10	1,0	PSDC
21	1972	115,1	NOR	0,34	0,44	0,22	1,0	
22	1973	170,3	ACN	0,16	0,51	0,33	1,0	PSDC
23	1974	137,0	NOR	0,52	0,39	0,09	1,0	PSDC
24	1975	122,3	NOR	0,32	0,41	0,27	1,0	
25	1976	64,8	ABN	0,56	0,33	0,11	1,0	PSDC
26	1977	134,3	NOR	0,23	0,45	0,31	1,0	
27	1978	128,0	NOR	0,14	0,55	0,32	1,0	PSDC
28	1979	305,0	ACN	0,21	0,44	0,34	1,0	
29	1980	177,1	ACN	0,20	0,45	0,35	1,0	
30	1981	128,0	NOR	0,21	0,44	0,35	1,0	
31	1982	177,3	ACN	0,35	0,38	0,28	1,0	
32	1983	275,0	ACN	0,17	0,30	0,53	1,0	PSDC
33	1984	98,1	ABN	0,31	0,42	0,27	1,0	
34	1985	271,3	ACN	0,31	0,42	0,27	1,0	
35	1986	151,3	NOR	0,30	0,42	0,27	1,0	
36	1987	125,3	NOR	0,21	0,49	0,31	1,0	
37	1988	143,0	NOR	0,22	0,46	0,32	1,0	
38	1989	90,5	ABN	0,49	0,41	0,10	1,0	PSDC
39	1990	84,4	ABN	0,29	0,43	0,28	1,0	
40	1991	243,0	ACN	0,21	0,41	0,38	1,0	
41	1992	203,3	ACN	0,17	0,54	0,29	1,0	PSDC
42	1993	146,7	NOR	0,22	0,49	0,29	1,0	
43	1994	165,7	NOR	0,29	0,43	0,27	1,0	
44	1995	118,7	NOR	0,18	0,52	0,30	1,0	PSDC
45	1996	142,0	NOR	0,31	0,41	0,27	1,0	
46	1997	251,0	ACN	0,31	0,43	0,26	1,0	
47	1998	119,4	NOR	0,13	0,56	0,32	1,0	PSDC
48	1999	109,3	ABN	0,43	0,42	0,15	1,0	PSDC
49	2000			0,36	0,46	0,18	1,0	
50	2001			0,39	0,45	0,17	1,0	
51	2002			0,23	0,45	0,31	1,0	
52	2003			0,19	0,49	0,32	1,0	
53	2004			0,22	0,44	0,34	1,0	

40865001 - Vazão trimestral de outubro a dezembro

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1	0,6055	AN-NINO3.4
Modelo 2	0,6236	Q JAS(m³/s)
Modelo 3	0,6223	AN-IS

Previsão Consensual 0,6011

	AN-NINO3.4	Q JAS(m³/s)	AN-IS
Pesos	0,6	0,24	0,16

n	Ano	Q OND (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1951	82,8	ABN	0,34	0,38	0,28	1,0	
2	1952	111,7	NOR	0,25	0,39	0,36	1,0	
3	1953	117,2	NOR	0,37	0,38	0,25	1,0	
4	1954	70,9	ABN	0,35	0,40	0,25	1,0	
5	1955	123,5	NOR	0,36	0,40	0,25	1,0	
6	1956	165,5	ACN	0,27	0,42	0,31	1,0	
7	1957	145,1	NOR	0,36	0,39	0,25	1,0	
8	1958	93,7	ABN	0,30	0,38	0,32	1,0	
9	1959	76,7	ABN	0,28	0,38	0,34	1,0	
10	1960	118,1	NOR	0,29	0,39	0,32	1,0	
11	1961	70,5	ABN	0,24	0,39	0,38	1,0	
12	1962	210,6	ACN	0,26	0,38	0,37	1,0	
13	1963	42,2	ABN	0,40	0,40	0,21	1,0	
14	1964	150,1	NOR	0,29	0,42	0,29	1,0	
15	1965	184,3	ACN	0,27	0,43	0,29	1,0	
16	1966	170,3	ACN	0,28	0,38	0,34	1,0	
17	1967	166,0	ACN	0,24	0,40	0,36	1,0	
18	1968	140,3	NOR	0,33	0,38	0,29	1,0	
19	1969	163,7	NOR	0,37	0,36	0,27	1,0	
20	1970	103,3	NOR	0,29	0,42	0,29	1,0	
21	1971	198,3	ACN	0,30	0,36	0,34	1,0	
22	1972	168,9	ACN	0,28	0,41	0,31	1,0	
23	1973	168,0	ACN	0,30	0,42	0,28	1,0	
24	1974	103,2	NOR	0,24	0,40	0,37	1,0	
25	1975	114,5	NOR	0,33	0,43	0,24	1,0	
26	1976	181,0	ACN	0,34	0,36	0,30	1,0	
27	1977	88,0	ABN	0,35	0,36	0,28	1,0	
28	1978	134,0	NOR	0,26	0,39	0,35	1,0	
29	1979	173,5	ACN	0,27	0,37	0,36	1,0	
30	1980	144,3	NOR	0,27	0,36	0,37	1,0	
31	1981	238,1	ACN	0,24	0,39	0,37	1,0	
32	1982	116,7	NOR	0,27	0,41	0,32	1,0	
33	1983	296,3	ACN	0,21	0,27	0,53	1,0	PSDC
34	1984	146,4	NOR	0,24	0,38	0,38	1,0	
35	1985	125,3	NOR	0,21	0,39	0,39	1,0	
36	1986	92,3	ABN	0,36	0,36	0,28	1,0	
37	1987	134,7	NOR	0,18	0,58	0,24	1,0	PSDC
38	1988	101,6	ABN	0,39	0,41	0,20	1,0	
39	1989	151,0	NOR	0,27	0,38	0,35	1,0	
40	1990	58,5	ABN	0,36	0,37	0,28	1,0	
41	1991	99,9	ABN	0,39	0,36	0,25	1,0	
42	1992	192,2	ACN	0,30	0,36	0,34	1,0	
43	1993	87,1	ABN	0,34	0,36	0,30	1,0	
44	1994	92,5	ABN	0,38	0,36	0,26	1,0	
45	1995	182,6	ACN	0,25	0,38	0,37	1,0	
46	1996	206,4	ACN	0,25	0,39	0,36	1,0	
47	1997	130,8	NOR	0,14	0,68	0,18	1,0	PSDC
48	1998	92,0	ABN	0,35	0,40	0,25	1,0	
49	1999	82,6	ABN	0,34	0,38	0,28	1,0	
50	2000			0,20	0,29	0,51	1,0	
51	2001			0,25	0,27	0,48	1,0	
52	2002			0,29	0,30	0,41	1,0	
53	2003			0,26	0,26	0,47	1,0	
54	2004			0,32	0,28	0,40	1,0	

40865001 - Vazão trimestral de janeiro a março

Resultados do Índice de *Half-Brier*

Modelo 1 0,5830 SOI
 Modelo 2 0,5928 AN-IS

Previsão Consensual 0,5677

Pesos SOI 0,55 AN-IS 0,45

n	Ano	Q JFM (m³/s)	Cat Obs	Previsões por Categorias			Soma	
				ABN	NOR	ACN		
1	1952	347,0	ACN	0,29	0,35	0,35	1,0	
2	1953	128,8	ABN	0,35	0,37	0,29	1,0	
3	1954	113,0	ABN	0,35	0,37	0,28	1,0	
4	1955	159,6	ABN	0,38	0,35	0,27	1,0	
5	1956	161,7	ABN	0,47	0,22	0,31	1,0	PSDC
6	1957	217,3	NOR	0,43	0,39	0,18	1,0	
7	1958	154,7	ABN	0,35	0,36	0,29	1,0	
8	1959	149,0	ABN	0,31	0,42	0,27	1,0	
9	1960	228,3	NOR	0,38	0,39	0,23	1,0	
10	1961	496,0	ACN	0,36	0,37	0,27	1,0	
11	1962	239,7	NOR	0,34	0,41	0,25	1,0	
12	1963	179,0	ABN	0,37	0,35	0,27	1,0	
13	1964	260,3	NOR	0,27	0,41	0,32	1,0	
14	1965	429,3	ACN	0,33	0,22	0,45	1,0	PSDC
15	1966	399,0	ACN	0,24	0,24	0,52	1,0	PSDC
16	1967	313,7	ACN	0,37	0,32	0,31	1,0	
17	1968	202,0	NOR	0,36	0,35	0,30	1,0	
18	1969	132,7	ABN	0,37	0,32	0,31	1,0	
19	1970	176,7	ABN	0,23	0,45	0,32	1,0	
20	1971	58,3	ABN	0,50	0,40	0,10	1,0	PSDC
21	1972	183,7	NOR	0,34	0,44	0,22	1,0	
22	1973	281,0	ACN	0,16	0,51	0,33	1,0	PSDC
23	1974	234,7	NOR	0,52	0,39	0,09	1,0	PSDC
24	1975	189,9	NOR	0,32	0,41	0,27	1,0	
25	1976	99,6	ABN	0,56	0,33	0,11	1,0	PSDC
26	1977	243,3	NOR	0,23	0,45	0,31	1,0	
27	1978	210,3	NOR	0,14	0,55	0,32	1,0	PSDC
28	1979	611,3	ACN	0,21	0,44	0,34	1,0	
29	1980	292,0	ACN	0,20	0,45	0,35	1,0	
30	1981	220,0	NOR	0,21	0,44	0,35	1,0	
31	1982	316,7	ACN	0,35	0,38	0,28	1,0	
32	1983	482,0	ACN	0,17	0,30	0,53	1,0	PSDC
33	1984	174,0	ABN	0,31	0,42	0,27	1,0	
34	1985	492,0	ACN	0,31	0,42	0,27	1,0	
35	1986	267,0	NOR	0,30	0,42	0,27	1,0	
36	1987	181,3	NOR	0,21	0,49	0,31	1,0	
37	1988	257,3	NOR	0,22	0,46	0,32	1,0	
38	1989	150,7	ABN	0,49	0,41	0,10	1,0	PSDC
39	1990	140,3	ABN	0,29	0,43	0,28	1,0	
40	1991	353,3	ACN	0,21	0,41	0,38	1,0	
41	1992	348,9	ACN	0,17	0,54	0,29	1,0	PSDC
42	1993	227,9	NOR	0,22	0,49	0,29	1,0	
43	1994	260,3	NOR	0,29	0,43	0,27	1,0	
44	1995	208,3	NOR	0,18	0,52	0,30	1,0	PSDC
45	1996	241,4	NOR	0,31	0,41	0,27	1,0	
46	1997	416,7	ACN	0,31	0,43	0,26	1,0	
47	1998	190,2	NOR	0,13	0,56	0,32	1,0	PSDC
48	1999	166,8	ABN	0,43	0,42	0,15	1,0	PSDC
49	2000			0,36	0,46	0,18	1,0	
50	2001			0,39	0,45	0,17	1,0	
51	2002			0,23	0,45	0,31	1,0	
52	2003			0,19	0,49	0,32	1,0	
53	2004			0,22	0,44	0,34	1,0	

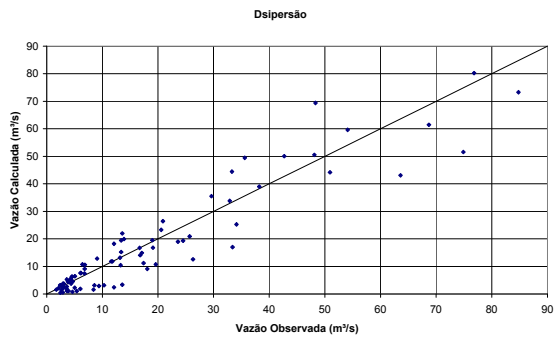
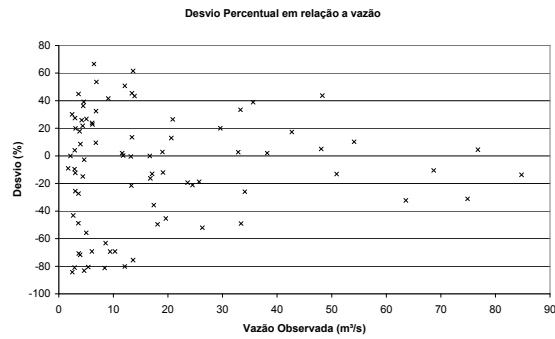
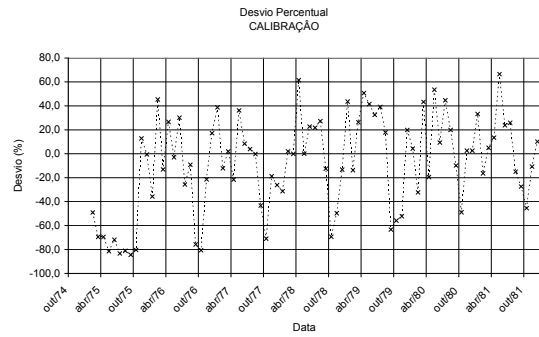
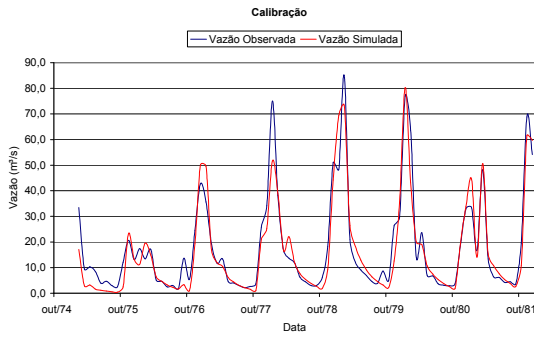
ANEXO F

RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DO MODELO MSD-30

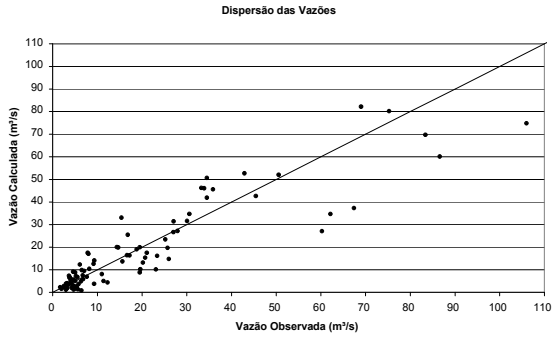
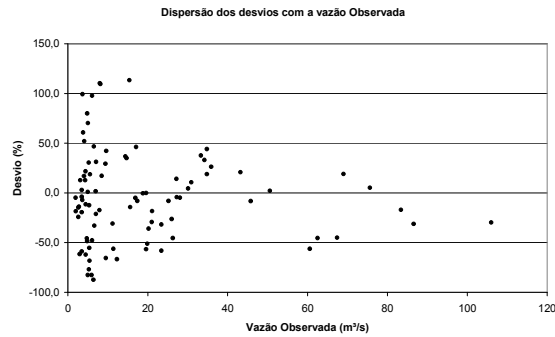
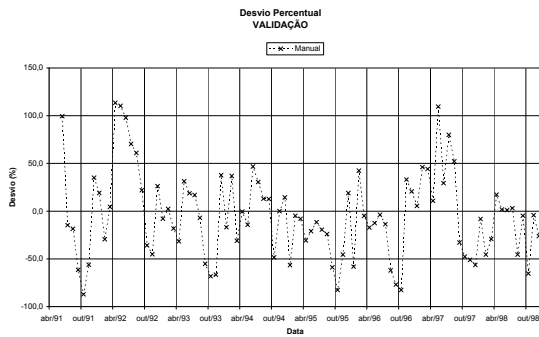
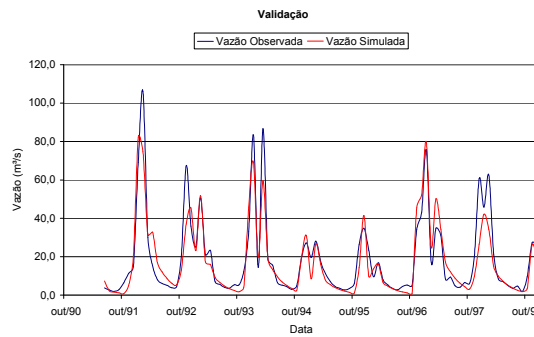
Estações Pluviométricas Utilizadas na Calibração e Validação do Modelo MSD-30

Estação Fluviométrica	AD (km²)	Bacia	Código	Estação Pluviométrica
Fazenda São Felix	964,3	Borrachudo	01845002	FAZENDA SAO FELIX
			01845004	LAGOA DO GOUVEIA
			01845014	TIROS
			01946009	SAO GOTARDO
Porto Indaiá	2.234,40	Indaia	01845002	FAZENDA SAO FELIX
			01845004	LAGOA DO GOUVEIA
			01845014	TIROS
			01945002	BARRA DO FUNCHAL
			01946000	TAPIRAI-JUSANTE
Porto das Andorinhas	13.882	SF	01945002	BARRA DO FUNCHAL
			01945008	BOM DESPACHO
			01945019	DORES DO INDAIA (CVSF)
			01945035	ABAETE
			01946000	TAPIRAI-JUSANTE
			02045001	BAMBUI
			02045002	IGUATAMA
			02045010	ARCOS (COPASA)
			02045011	LAGOA DA PRATA
			02045012	PIUM-I
			02045013	SANTO ANTONIO DO MONTE
			02046007	FAZENDA AJUDAS
Porto Pará	11.301,2	Para	01944011	JAGUARUNA-JUSANTE (ONÇA)
			01944021	VELHO DA TAIPA
			01944032	PITANGUI
			01944049	PAPAGAIOS
			01945008	BOM DESPACHO
			02044002	ITAUNA-MONTANTE
			02044003	CARMO DO CAJURU
			02044006	DIVINOPOLIS
			02044009	FAZENDA CAMPO GRANDE
			02044016	FAZENDA BENEDITO CHAVES
Porto Mesquita	10.170	Paraopeba	01944004	PONTE NOVA DO PARAOPEBA
			01944007	FAZENDA ESCOLA FLORESTAL
			01944010	HORTO FLORESTAL
			01944026	BARRO PRETO
			01944031	PONTE DA TAQUARA
			01944049	PAPAGAIOS
			02043013	CONGONHAS-MONTANTE
			02044007	ENTRE RIOS DE MINAS
			02044008	MELO FRANCO
			02044012	IBIRITE
			02044019	FAZENDA VISTA ALEGRE
			02044020	CALAMBAU
			02044021	ALTO DA BOA VISTA
02044024	FAZENDA CURRALINHO			
02044040	USINA JOAO RIBEIRO			

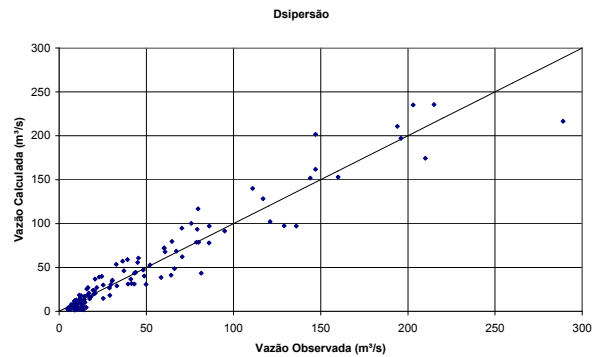
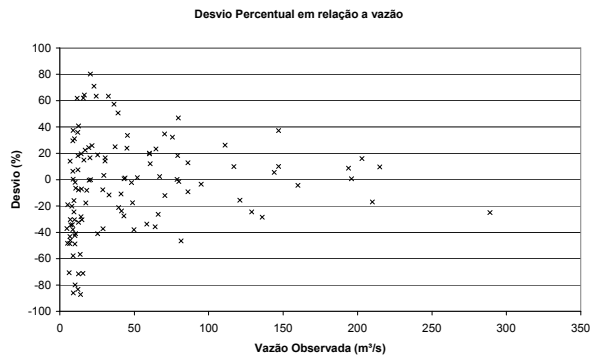
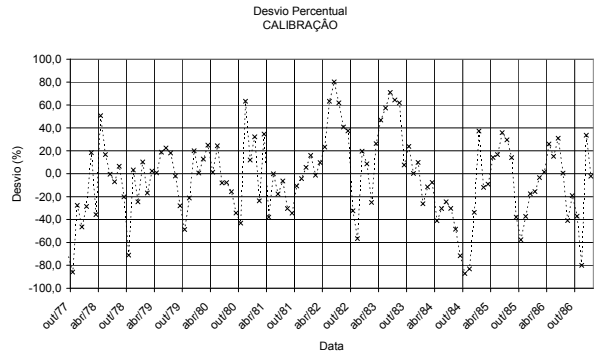
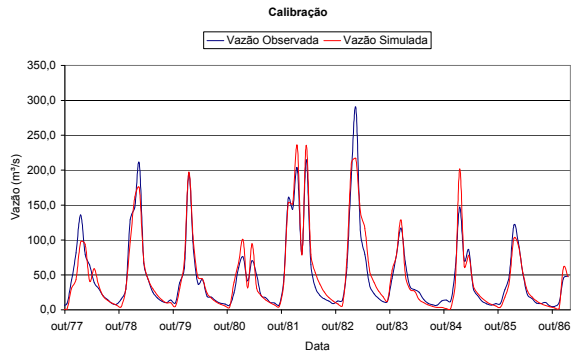
CALIBRAÇÃO RIO BORRACHUDO ATÉ FAZENDA SÃO FELIX, 40975000 (964,3 km²)



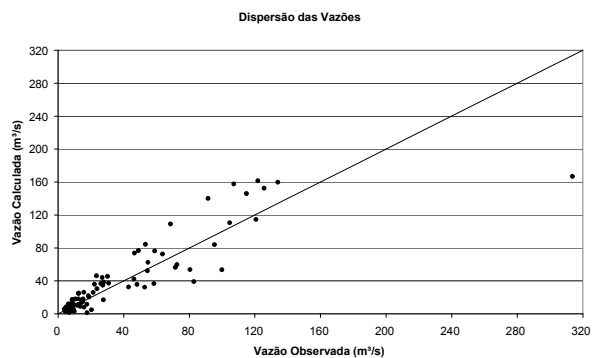
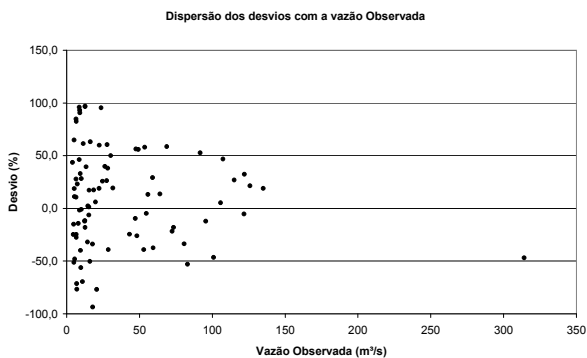
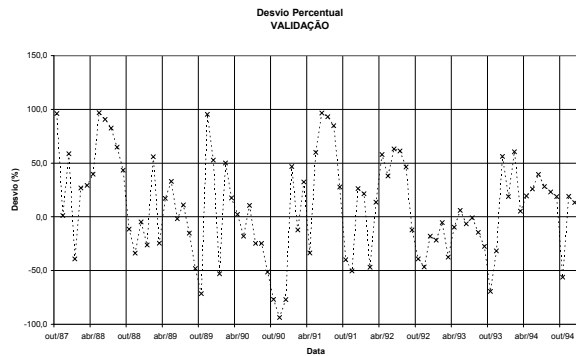
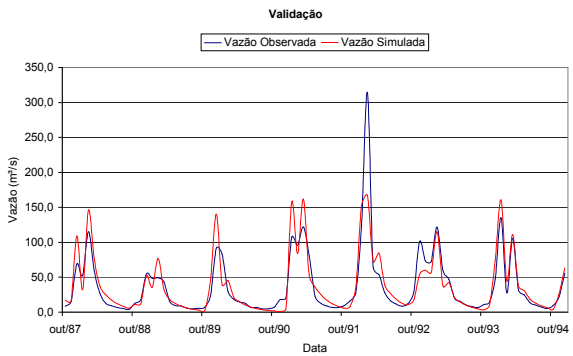
VALIDAÇÃO RIO BORRACHUDO ATÉ FAZENDA SÃO FELIX, 40975000 (964,3 km²)



CALIBRAÇÃO RIO INDAIÁ ATÉ PORTO INDAIÁ, 40963000 (2.234,4 km²)

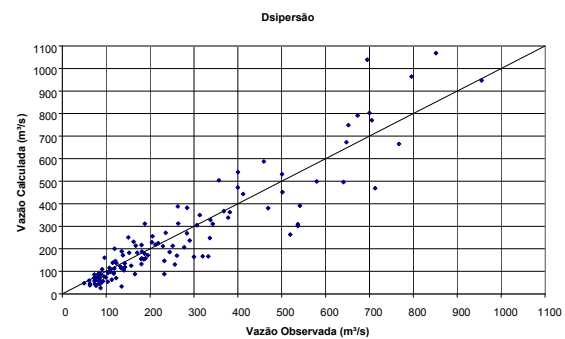
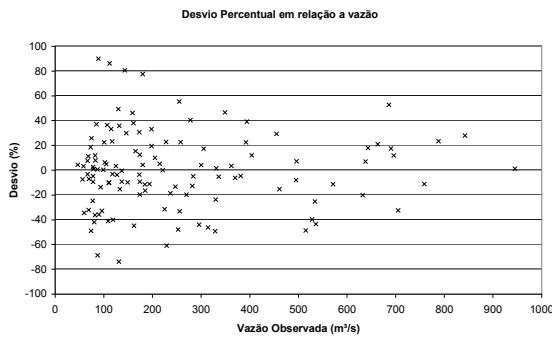
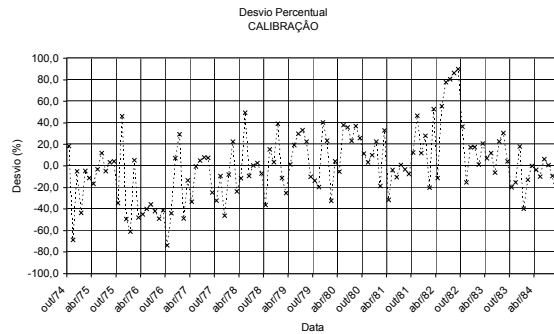
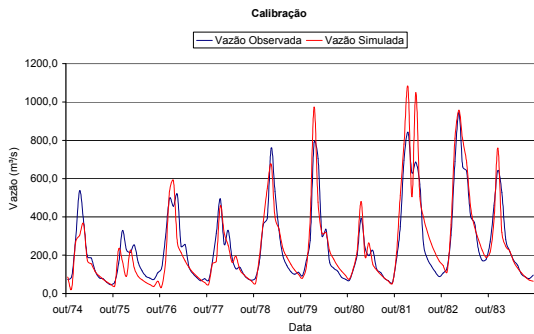


VALIDAÇÃO RIO INDAIÁ ATÉ PORTO INDAIÁ, 40963000 (2.234,4 km²)



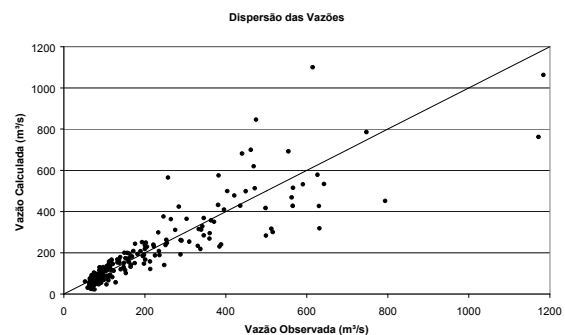
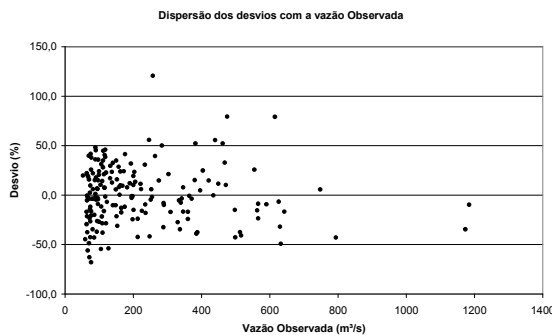
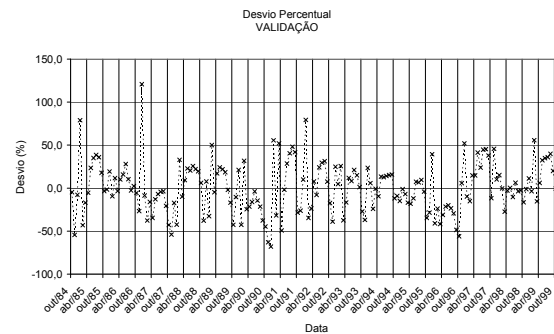
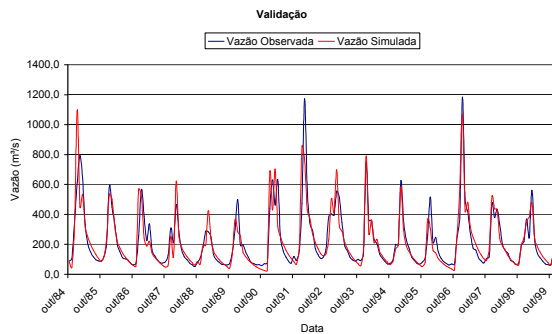
CALIBRAÇÃO

RIO SÃO FRANCISCO ATÉ PORTO DAS ANDORINHAS, 4010000 (13.882 km²)



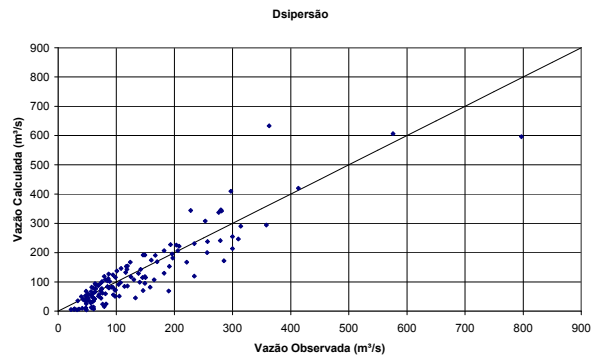
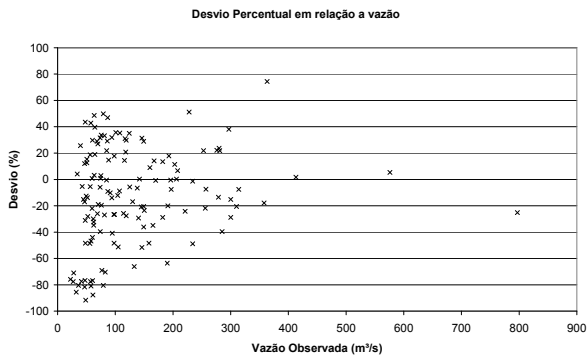
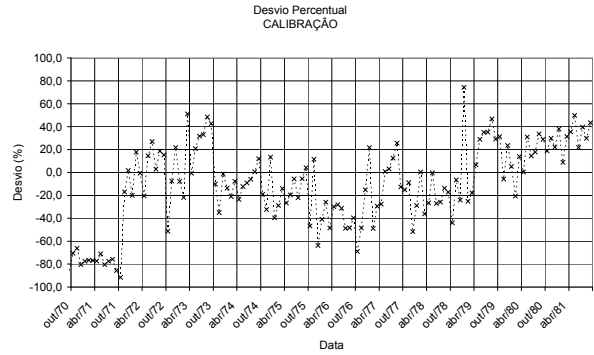
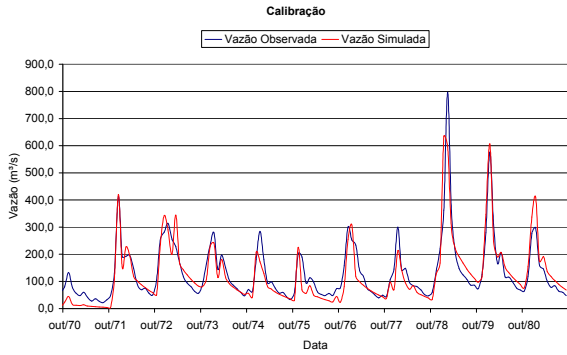
VALIDAÇÃO

RIO SÃO FRANCISCO ATÉ PORTO DAS ANDORINHAS, 4010000 (13.882 km²)



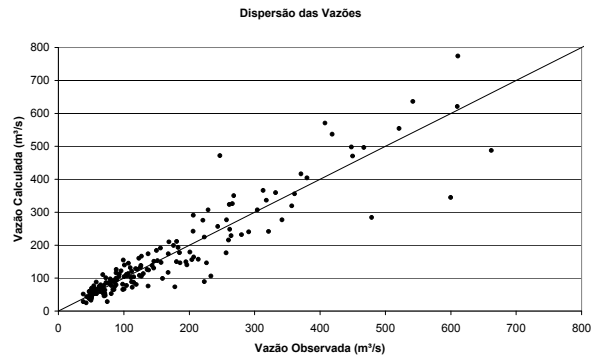
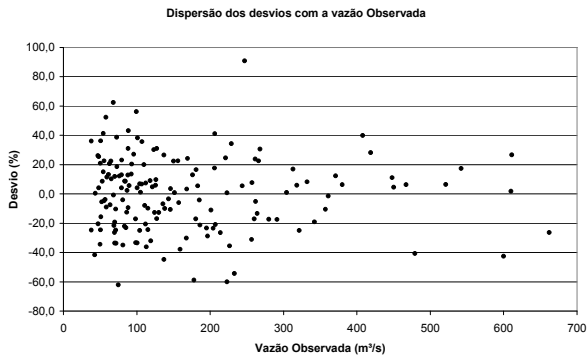
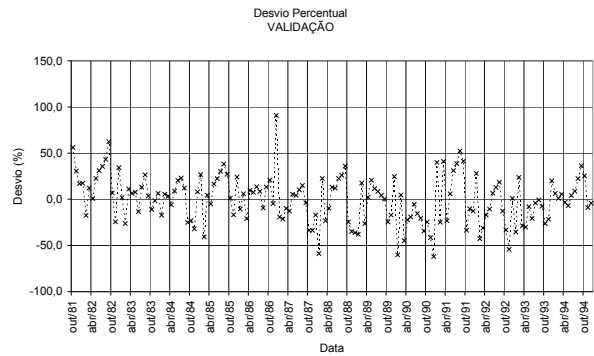
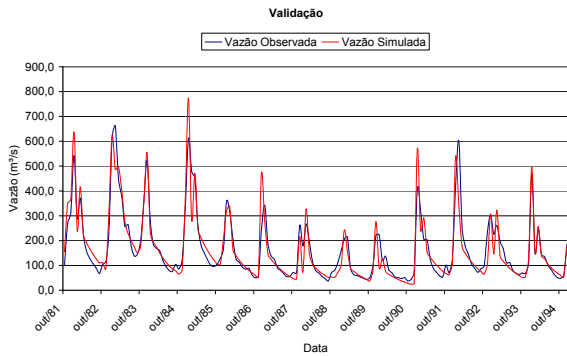
CALIBRAÇÃO

RIO PARÁ ATÉ PORTO PARÁ, 40450001 (11301,2 km²)

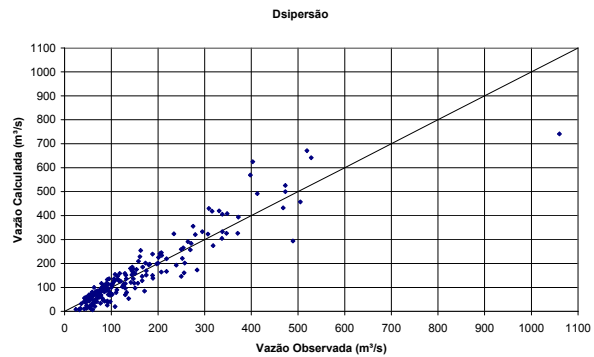
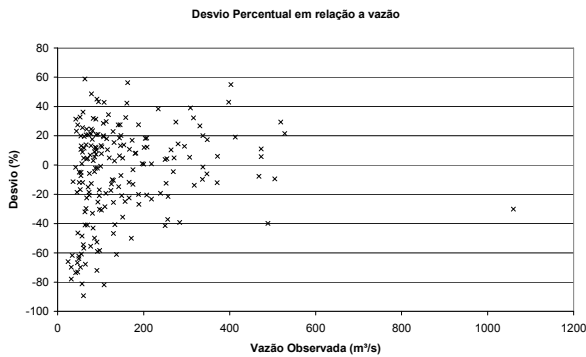
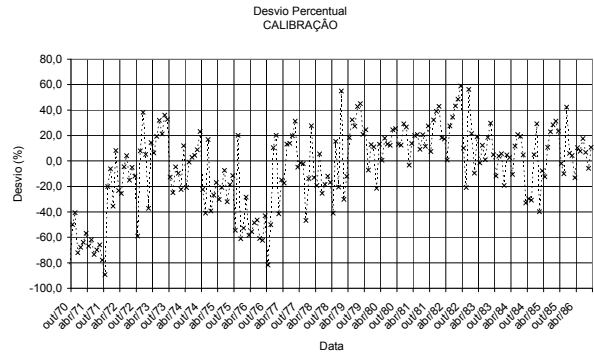
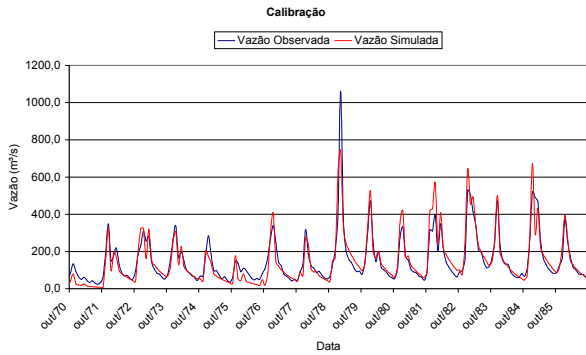


VALIDAÇÃO

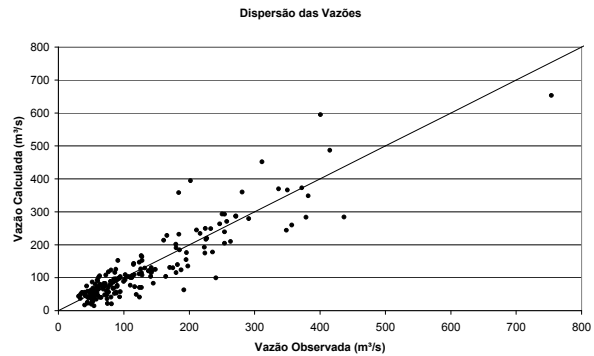
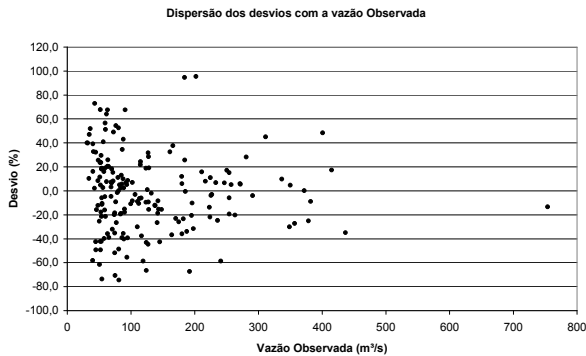
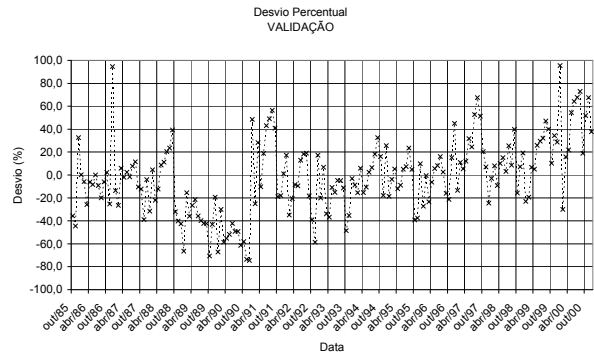
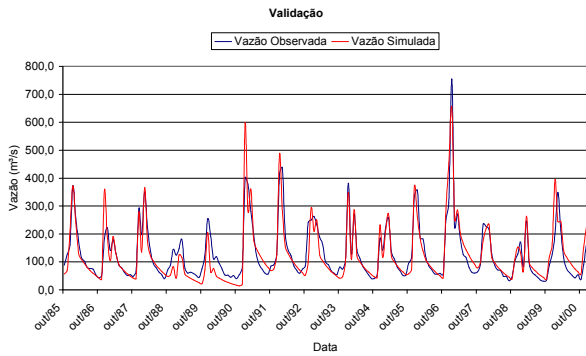
RIO PARÁ ATÉ PORTO PARÁ, 40450001 (11301,2 km²)



CALIBRAÇÃO RIO PARAPEBA ATÉ PORTO MESQUITA, 408650001 (10.170 km²)



VALIDAÇÃO RIO PARAPEBA ATÉ PORTO MESQUITA, 408650001 (10.170 km²)



ANEXO G

QUANTIS DE PRECIPITAÇÕES SEMESTRAIS

Quantis de Precipitação de Out-Mar (mm)
Bacia do rio Borrachudo até Faz. São Felix 40975000 (964,3 km²)

AH	OS	P (P<=p)									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,98
1959	FN	1036	1142	1208	1268	1333	1399	1457	1564	1715	1949
1960	FN	1000	1092	1168	1219	1278	1342	1405	1496	1669	1965
1961	FF	1073	1182	1235	1292	1353	1408	1473	1580	1732	1984
1962	FN	1004	1098	1173	1226	1287	1353	1413	1509	1672	1924
1963	FQ	992	1082	1151	1208	1270	1336	1403	1489	1650	1889
1964	FF	1087	1191	1246	1305	1369	1417	1489	1591	1736	1961
1965	FQ	1043	1153	1226	1303	1390	1434	1513	1613	1752	1970
1966	FN	991	1081	1149	1204	1260	1321	1389	1457	1631	1901
1967	FF	1129	1201	1243	1287	1334	1385	1425	1529	1687	1933
1968	FQ	991	1080	1149	1203	1258	1317	1383	1446	1622	1896
1969	FQ	996	1087	1158	1213	1272	1336	1401	1484	1648	1893
1970	FF	986	1074	1140	1203	1279	1364	1428	1536	1693	1936
1971	FF	1001	1093	1170	1227	1295	1371	1428	1534	1687	1916
1972	FQ	975	1062	1124	1183	1284	1395	1463	1573	1730	2003
1973	FF	1013	1109	1181	1236	1296	1361	1418	1518	1678	1928
1974	FF	995	1086	1157	1213	1275	1341	1406	1497	1660	1912
1975	FF	989	1078	1146	1209	1283	1366	1428	1537	1694	1943
1976	FQ	1111	1195	1236	1278	1323	1372	1415	1505	1664	1903
1977	FQ	992	1082	1152	1206	1264	1325	1393	1466	1636	1898
1978	FN	1001	1093	1170	1226	1292	1365	1424	1529	1687	1933
1979	FN	1004	1097	1173	1217	1268	1321	1381	1434	1613	1891
1980	FN	993	1083	1153	1206	1263	1323	1390	1458	1632	1902
1981	FN	994	1084	1155	1211	1273	1339	1405	1492	1654	1894
1982	FQ	1028	1130	1207	1286	1373	1427	1506	1609	1754	1996
1983	FF	973	1059	1121	1178	1242	1315	1395	1477	1646	1906
1984	FF	1024	1124	1191	1241	1294	1352	1407	1494	1658	1911
1985	FN	996	1087	1159	1213	1272	1336	1402	1486	1654	1914
1986	FQ	991	1081	1150	1203	1258	1316	1380	1440	1618	1894
1987	FQ	1029	1130	1197	1250	1307	1369	1420	1522	1681	1930
1988	FF	1003	1096	1172	1222	1280	1342	1405	1491	1657	1914
1989	FN	1034	1138	1200	1250	1304	1361	1413	1507	1670	1923
1990	FN	998	1089	1162	1211	1264	1320	1383	1442	1619	1895
1991	FQ	982	1070	1135	1191	1252	1317	1391	1466	1642	1930
1992	FN	1059	1174	1220	1272	1326	1387	1430	1535	1684	1898
1993	FN	1000	1092	1168	1213	1265	1320	1380	1435	1614	1892
1994	FQ	985	1074	1140	1195	1253	1315	1385	1452	1627	1899
1995	FF	1012	1108	1180	1231	1286	1346	1405	1488	1651	1892
1996	FN	1031	1134	1197	1245	1296	1351	1405	1488	1655	1915
1997	FQ	950	1032	1088	1136	1183	1269	1365	1452	1627	1899
1998	FF	1017	1114	1184	1239	1296	1358	1414	1510	1674	1932
1999	FF	1014	1111	1182	1238	1298	1364	1419	1521	1680	1929
2000	FF	999	1091	1165	1217	1275	1338	1402	1486	1654	1914
2001	FN	1003	1096	1172	1217	1269	1324	1386	1447	1624	1905
2002	FQ	982	1070	1135	1195	1271	1356	1423	1529	1687	1933
2003	FN	1028	1129	1192	1238	1286	1337	1392	1451	1617	1856
2004	FQ	1005	1098	1173	1223	1279	1339	1401	1482	1647	1896
2005	FQ										

Quantis de Precipitação de Out-Mar (mm)
Bacia do rio Indaiá até Porto Indaiá 40963000 (2.234,4 km²)

Ano	OS	P (P<=p)									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,98
1959	FN	1054	1161	1223	1284	1350	1415	1472	1580	1732	1968
1960	FN	1017	1111	1186	1234	1294	1358	1421	1511	1686	1985
1961	FF	1091	1198	1251	1308	1370	1424	1488	1596	1750	2005
1962	FN	1021	1116	1190	1241	1303	1370	1429	1525	1689	1944
1963	FQ	1009	1100	1171	1223	1286	1353	1419	1504	1667	1908
1964	FF	1105	1205	1262	1321	1386	1433	1504	1608	1754	1981
1965	FQ	1061	1172	1241	1319	1405	1449	1529	1629	1770	1990
1966	FN	1008	1099	1169	1219	1276	1338	1406	1472	1648	1921
1967	FF	1149	1216	1259	1303	1351	1403	1442	1545	1704	1953
1968	FQ	1007	1099	1169	1218	1274	1334	1400	1460	1638	1916
1969	FQ	1013	1105	1178	1228	1288	1353	1418	1500	1665	1912
1970	FF	1002	1092	1160	1218	1295	1381	1444	1552	1710	1956
1971	FF	1018	1112	1187	1243	1312	1388	1444	1549	1704	1935
1972	FQ	992	1080	1143	1200	1300	1410	1478	1589	1748	2024
1973	FF	1030	1128	1197	1252	1312	1378	1434	1533	1695	1948
1974	FF	1012	1104	1177	1228	1291	1358	1423	1512	1677	1932
1975	FF	1006	1097	1165	1224	1300	1383	1444	1553	1712	1963
1976	FQ	1130	1210	1251	1294	1340	1389	1432	1521	1681	1922
1977	FQ	1009	1101	1171	1221	1279	1342	1409	1481	1653	1918
1978	FN	1018	1112	1187	1241	1308	1382	1440	1545	1704	1953
1979	FN	1021	1116	1189	1232	1284	1338	1398	1449	1629	1910
1980	FN	1010	1102	1173	1222	1279	1339	1406	1473	1648	1921
1981	FN	1011	1103	1175	1226	1288	1356	1421	1507	1670	1914
1982	FQ	1045	1149	1222	1302	1391	1443	1522	1625	1772	2016
1983	FF	990	1077	1140	1195	1258	1331	1411	1492	1663	1926
1984	FF	1041	1143	1206	1257	1311	1369	1424	1509	1675	1930
1985	FN	1013	1105	1178	1228	1288	1353	1418	1501	1670	1934
1986	FQ	1008	1099	1170	1218	1273	1332	1397	1455	1634	1913
1987	FQ	1046	1150	1212	1266	1323	1386	1436	1537	1698	1949
1988	FF	1020	1114	1188	1237	1296	1359	1421	1507	1674	1933
1989	FN	1051	1158	1215	1266	1320	1378	1430	1522	1687	1943
1990	FN	1014	1108	1182	1226	1280	1337	1400	1456	1635	1914
1991	FQ	999	1088	1154	1206	1268	1334	1407	1481	1659	1950
1992	FN	1077	1190	1236	1288	1343	1404	1446	1551	1701	1917
1993	FN	1017	1111	1186	1228	1281	1336	1398	1450	1630	1911
1994	FQ	1002	1092	1159	1210	1269	1332	1402	1467	1644	1919
1995	FF	1029	1126	1196	1246	1302	1362	1421	1504	1667	1912
1996	FN	1049	1154	1212	1261	1312	1368	1422	1503	1672	1935
1997	FQ	966	1050	1106	1155	1201	1285	1383	1467	1643	1919
1998	FF	1034	1133	1200	1254	1312	1375	1430	1526	1691	1952
1999	FF	1031	1130	1199	1254	1315	1381	1435	1536	1698	1949
2000	FF	1016	1109	1185	1232	1291	1355	1418	1501	1670	1934
2001	FN	1020	1114	1188	1232	1285	1341	1404	1462	1641	1924
2002	FQ	999	1088	1154	1210	1287	1373	1439	1545	1704	1953
2003	FN	1045	1148	1207	1253	1302	1353	1409	1466	1633	1875
2004	FQ	1022	1117	1190	1238	1295	1356	1417	1497	1664	1915

Quantis de Precipitação de Out-Mar (mm)
Bacia do rio São Francisco até Porto da Andorinhas 4010000 (13.882 km²)

Ano	OS	P (P<=p)									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,98
1959	FN	1019	1123	1167	1225	1288	1357	1419	1523	1669	1897
1960	FN	984	1074	1138	1177	1234	1296	1361	1456	1625	1913
1961	FF	1055	1146	1193	1248	1307	1365	1434	1538	1686	1932
1962	FN	988	1079	1141	1184	1243	1306	1370	1469	1627	1873
1963	FQ	975	1064	1131	1167	1226	1290	1360	1449	1606	1839
1964	FF	1069	1152	1203	1260	1322	1375	1449	1549	1690	1908
1965	FQ	1026	1132	1184	1258	1342	1396	1473	1570	1706	1917
1966	FN	974	1063	1130	1163	1217	1276	1341	1418	1588	1851
1967	FF	1111	1160	1201	1243	1288	1338	1381	1489	1642	1882
1968	FQ	974	1063	1130	1162	1215	1272	1335	1407	1579	1846
1969	FQ	979	1069	1134	1171	1228	1290	1358	1445	1604	1843
1970	FF	969	1056	1121	1163	1235	1317	1387	1495	1648	1885
1971	FF	984	1075	1139	1185	1251	1324	1386	1493	1642	1865
1972	FQ	959	1044	1105	1153	1240	1354	1424	1531	1684	1950
1973	FF	996	1090	1147	1194	1252	1315	1374	1477	1633	1877
1974	FF	978	1068	1134	1171	1231	1295	1363	1457	1616	1861
1975	FF	972	1060	1127	1168	1239	1319	1387	1496	1649	1892
1976	FQ	1093	1155	1193	1234	1278	1325	1371	1465	1620	1852
1977	FQ	976	1064	1131	1165	1220	1280	1347	1427	1593	1848
1978	FN	984	1075	1139	1184	1248	1318	1381	1488	1642	1882
1979	FN	987	1079	1140	1175	1224	1276	1333	1395	1570	1841
1980	FN	976	1065	1132	1165	1219	1277	1343	1419	1588	1851
1981	FN	977	1066	1133	1169	1229	1293	1361	1452	1610	1844
1982	FQ	1011	1111	1166	1241	1326	1387	1466	1566	1708	1943
1983	FF	957	1042	1102	1147	1199	1270	1351	1438	1602	1855
1984	FF	1007	1105	1153	1199	1250	1305	1363	1454	1614	1860
1985	FN	979	1069	1134	1171	1228	1290	1358	1447	1610	1863
1986	FQ	975	1063	1131	1162	1214	1270	1333	1402	1575	1844
1987	FQ	1011	1112	1158	1207	1262	1322	1377	1481	1637	1878
1988	FF	986	1077	1139	1180	1236	1296	1361	1452	1613	1863
1989	FN	1017	1119	1160	1207	1259	1314	1369	1467	1625	1872
1990	FN	981	1071	1135	1169	1220	1275	1335	1403	1576	1844
1991	FQ	966	1052	1116	1155	1209	1272	1344	1427	1599	1879
1992	FN	1041	1139	1178	1228	1281	1339	1390	1494	1639	1848
1993	FN	984	1074	1137	1172	1221	1274	1333	1397	1571	1842
1994	FQ	969	1056	1121	1157	1210	1270	1337	1414	1584	1849
1995	FF	995	1089	1146	1188	1242	1299	1361	1449	1607	1842
1996	FN	1014	1115	1157	1202	1252	1305	1361	1449	1611	1864
1997	FQ	934	1015	1070	1117	1153	1225	1319	1413	1583	1849
1998	FF	1000	1096	1150	1196	1251	1311	1370	1470	1629	1880
1999	FF	997	1092	1148	1196	1254	1317	1376	1480	1636	1878
2000	FF	982	1073	1137	1175	1231	1292	1358	1447	1610	1863
2001	FN	986	1077	1139	1175	1225	1279	1339	1408	1581	1854
2002	FQ	966	1052	1116	1158	1228	1309	1381	1489	1642	1882
2003	FN	1010	1110	1154	1195	1242	1291	1346	1412	1574	1807
2004	FQ	988	1080	1141	1181	1235	1293	1357	1442	1603	1845

Quantis de Precipitação de Out-Mar (mm)
Bacia do rio Pará até Porto Pará 40450001 (11.301,2 km²)

Ano	OS	P (P<=p)									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,98
1959	1	1000	1102	1142	1199	1260	1315	1363	1463	1603	1822
1960	1	966	1055	1115	1152	1208	1268	1322	1399	1561	1837
1961	3	1036	1123	1168	1221	1279	1324	1377	1477	1620	1855
1962	1	970	1060	1118	1159	1216	1279	1329	1411	1563	1799
1963	2	958	1045	1109	1142	1200	1263	1320	1392	1543	1766
1964	3	1049	1129	1178	1233	1294	1332	1392	1488	1623	1833
1965	2	1007	1109	1159	1231	1305	1345	1415	1508	1638	1842
1966	1	957	1043	1108	1139	1191	1249	1308	1362	1525	1778
1967	3	1090	1136	1175	1217	1261	1306	1341	1430	1578	1807
1968	2	956	1043	1108	1139	1189	1245	1304	1353	1516	1773
1969	2	961	1049	1112	1146	1202	1263	1319	1388	1541	1770
1970	3	952	1037	1101	1139	1209	1289	1341	1436	1582	1810
1971	3	966	1056	1116	1160	1225	1296	1341	1434	1577	1791
1972	2	942	1025	1085	1130	1214	1310	1368	1471	1618	1873
1973	3	978	1071	1124	1169	1225	1287	1333	1419	1569	1803
1974	3	961	1048	1111	1147	1205	1268	1323	1399	1552	1788
1975	3	955	1041	1106	1143	1213	1291	1341	1437	1584	1817
1976	2	1073	1131	1168	1208	1251	1297	1332	1407	1556	1779
1977	2	958	1045	1109	1141	1195	1253	1311	1371	1530	1775
1978	1	966	1055	1116	1159	1221	1291	1338	1430	1577	1807
1979	1	969	1060	1117	1151	1198	1249	1303	1348	1508	1768
1980	1	959	1046	1109	1141	1194	1250	1309	1363	1526	1778
1981	1	959	1047	1110	1145	1203	1266	1322	1395	1546	1771
1982	2	992	1090	1142	1215	1298	1339	1408	1504	1640	1866
1983	3	940	1023	1082	1124	1174	1243	1312	1381	1539	1782
1984	3	988	1085	1130	1173	1224	1278	1324	1397	1550	1787
1985	1	961	1049	1112	1146	1203	1263	1319	1390	1546	1790
1986	2	957	1044	1108	1139	1189	1244	1303	1351	1512	1771
1987	2	993	1091	1134	1182	1235	1294	1336	1423	1572	1804
1988	3	968	1058	1117	1155	1210	1269	1322	1394	1549	1789
1989	1	998	1099	1136	1182	1232	1287	1330	1409	1561	1798
1990	1	963	1051	1113	1145	1195	1248	1304	1351	1514	1771
1991	2	948	1033	1095	1132	1183	1245	1309	1370	1535	1805
1992	1	1022	1116	1154	1202	1254	1306	1344	1435	1574	1775
1993	1	966	1055	1114	1147	1196	1248	1303	1349	1509	1769
1994	2	951	1037	1100	1134	1185	1244	1305	1358	1521	1776
1995	3	977	1069	1123	1163	1216	1272	1322	1392	1543	1769
1996	1	996	1095	1134	1177	1225	1277	1323	1391	1547	1791
1997	2	917	996	1050	1096	1131	1199	1291	1357	1521	1776
1998	3	982	1076	1126	1171	1225	1284	1330	1412	1565	1806
1999	3	979	1072	1125	1171	1227	1289	1335	1422	1571	1804
2000	3	964	1053	1114	1150	1205	1265	1319	1390	1546	1790
2001	1	968	1058	1116	1150	1199	1252	1307	1354	1519	1781
2002	2	948	1033	1095	1135	1202	1281	1337	1430	1577	1807
2003	1	992	1090	1131	1170	1215	1264	1311	1356	1512	1736
2004	2	970	1060	1118	1156	1209	1266	1319	1386	1540	1772

Quantis de Precipitação de Out-Mar (mm)
Bacia do rio Paraopeba até Porto Mesquita 408650001 (10.170 km²)

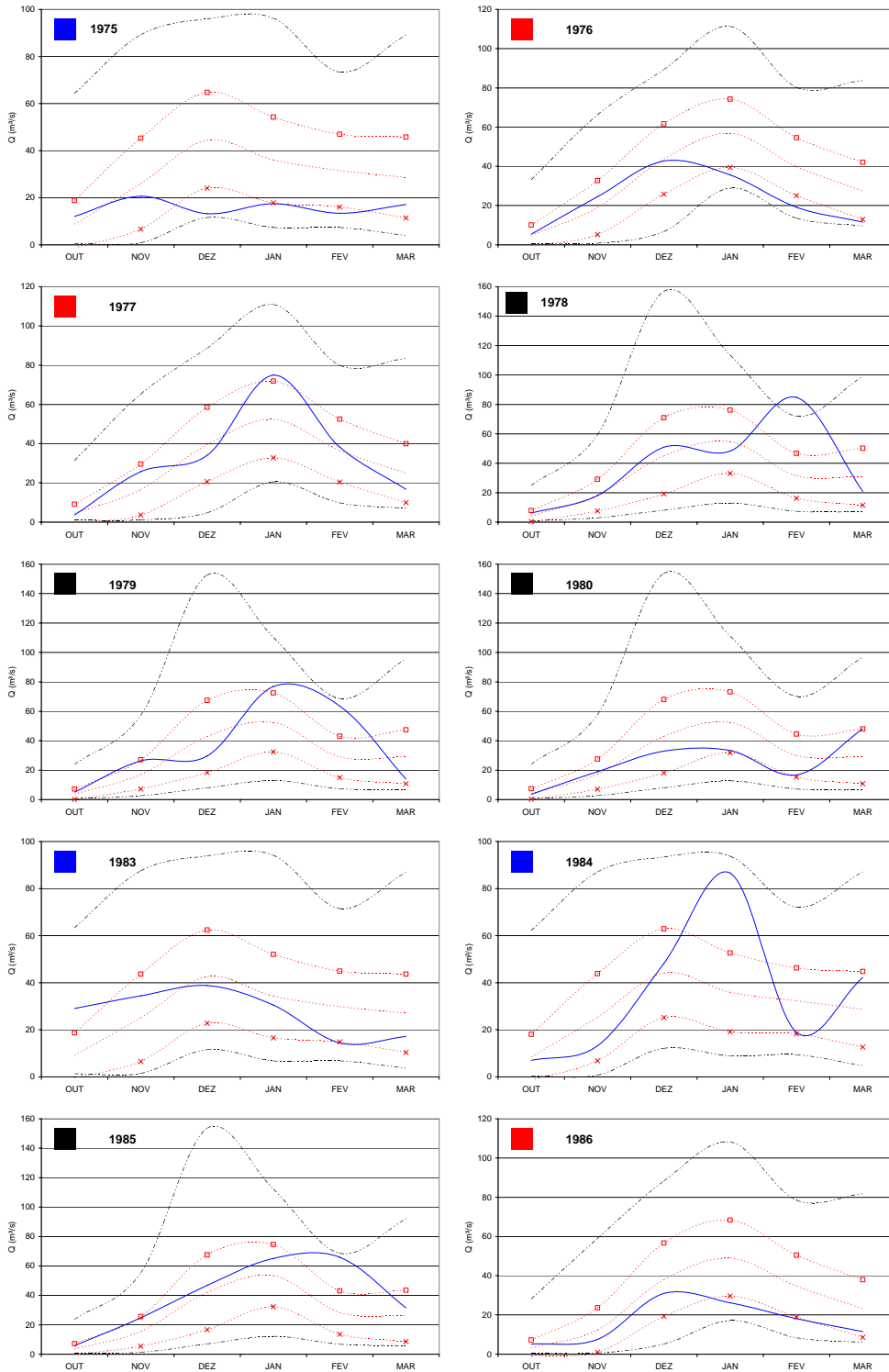
Ano	OS	P (P<=p)									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,98
1959	1	977	1077	1117	1172	1232	1297	1354	1453	1593	1811
1960	1	943	1030	1090	1126	1181	1240	1302	1390	1551	1826
1961	3	1012	1097	1142	1194	1251	1305	1369	1468	1610	1844
1962	1	947	1035	1093	1133	1189	1250	1309	1402	1553	1788
1963	2	936	1021	1084	1117	1173	1235	1300	1383	1533	1755
1964	3	1025	1103	1151	1206	1265	1314	1383	1479	1613	1822
1965	2	984	1084	1133	1204	1285	1332	1406	1498	1628	1830
1966	1	935	1019	1083	1114	1165	1221	1284	1354	1515	1767
1967	3	1065	1111	1149	1190	1233	1280	1320	1421	1568	1796
1968	2	934	1019	1083	1113	1163	1217	1278	1343	1507	1762
1969	2	939	1025	1086	1121	1175	1235	1298	1379	1531	1759
1970	3	930	1013	1076	1114	1182	1261	1324	1427	1573	1799
1971	3	944	1031	1091	1134	1197	1267	1324	1425	1567	1780
1972	2	920	1002	1060	1105	1187	1293	1360	1462	1608	1862
1973	3	955	1046	1099	1143	1198	1258	1313	1410	1559	1792
1974	3	939	1024	1086	1121	1178	1240	1303	1391	1543	1777
1975	3	933	1017	1081	1118	1186	1262	1324	1428	1574	1806
1976	2	1048	1106	1142	1181	1223	1268	1310	1399	1547	1768
1977	2	936	1021	1084	1115	1168	1225	1289	1362	1521	1764
1978	1	944	1031	1091	1133	1194	1262	1320	1421	1568	1796
1979	1	947	1035	1092	1125	1171	1221	1276	1332	1498	1757
1980	1	937	1022	1084	1115	1167	1222	1285	1355	1516	1767
1981	1	937	1023	1085	1119	1176	1237	1301	1386	1536	1760
1982	2	970	1065	1116	1188	1269	1324	1400	1495	1630	1854
1983	3	918	999	1057	1099	1148	1215	1292	1373	1529	1771
1984	3	966	1060	1105	1147	1196	1249	1303	1388	1541	1775
1985	1	939	1025	1086	1121	1176	1235	1298	1381	1536	1779
1986	2	935	1020	1083	1113	1162	1216	1275	1338	1503	1760
1987	2	970	1066	1109	1155	1207	1265	1316	1414	1562	1793
1988	3	946	1033	1091	1129	1183	1241	1301	1386	1540	1778
1989	1	975	1074	1111	1156	1205	1258	1309	1400	1552	1787
1990	1	941	1027	1087	1119	1168	1220	1278	1339	1504	1760
1991	2	926	1009	1070	1106	1157	1217	1286	1362	1526	1793
1992	1	998	1090	1128	1175	1226	1282	1327	1427	1564	1764
1993	1	943	1030	1089	1121	1169	1220	1276	1334	1500	1758
1994	2	929	1013	1075	1109	1158	1216	1280	1350	1512	1765
1995	3	954	1045	1097	1137	1188	1244	1301	1383	1534	1758
1996	1	973	1070	1108	1151	1198	1249	1301	1383	1538	1779
1997	2	896	973	1026	1071	1105	1173	1262	1349	1512	1765
1998	3	959	1051	1101	1145	1197	1255	1310	1403	1555	1795
1999	3	957	1048	1100	1144	1200	1260	1315	1413	1561	1793
2000	3	942	1029	1089	1124	1178	1236	1299	1381	1536	1779
2001	1	946	1033	1091	1124	1173	1224	1281	1344	1509	1770
2002	2	926	1009	1070	1109	1175	1253	1319	1421	1568	1796
2003	1	969	1065	1105	1144	1188	1235	1288	1348	1502	1725
2004	2	948	1036	1092	1130	1182	1238	1298	1377	1530	1761

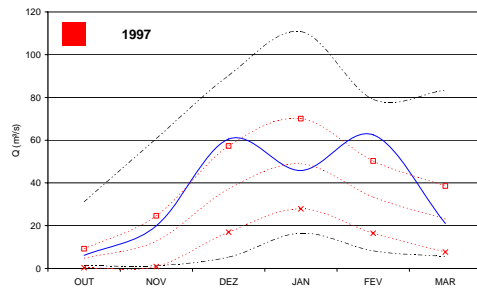
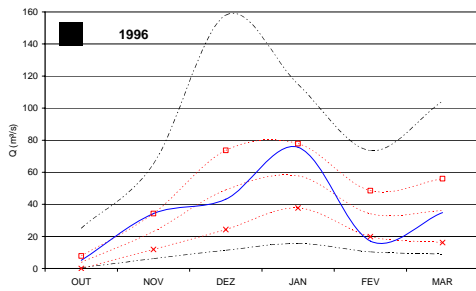
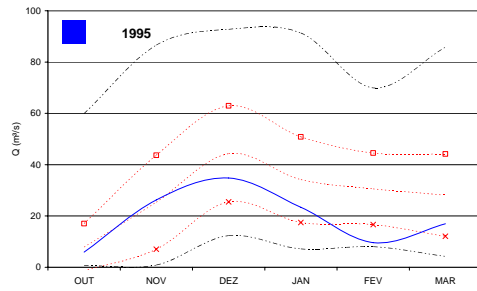
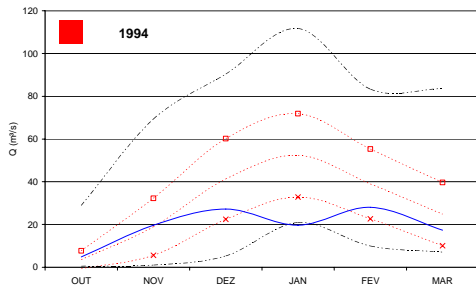
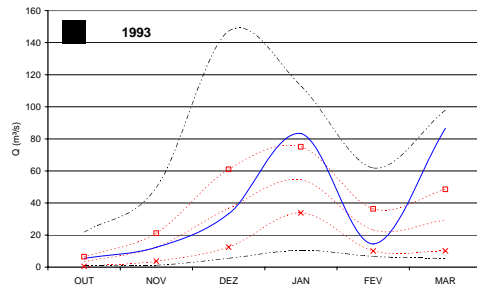
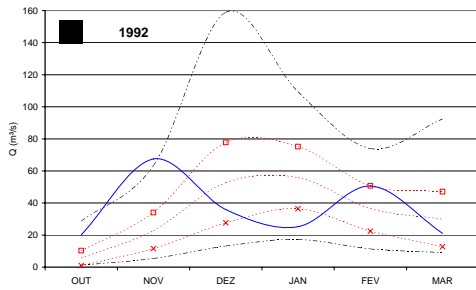
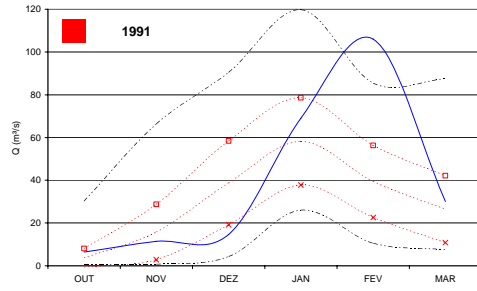
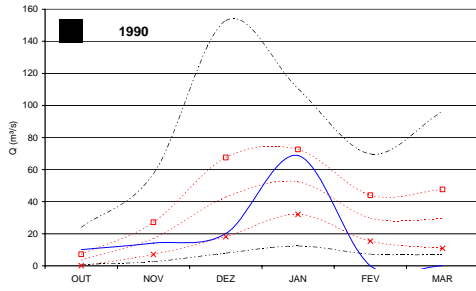
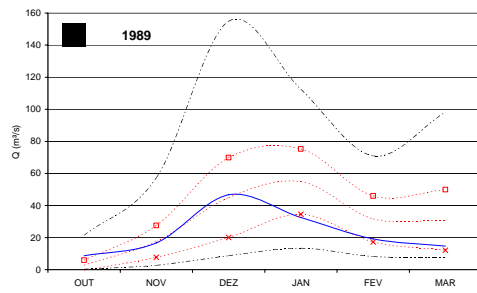
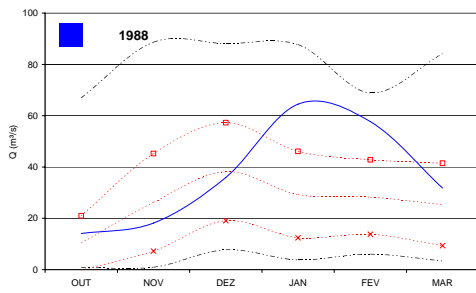
ANEXO H

VAZÕES MENSAS PREVISTAS

RIO BORRACHUDO ATÉ FAZENDA SÃO FELIX, 40975000 (964,3 km²)

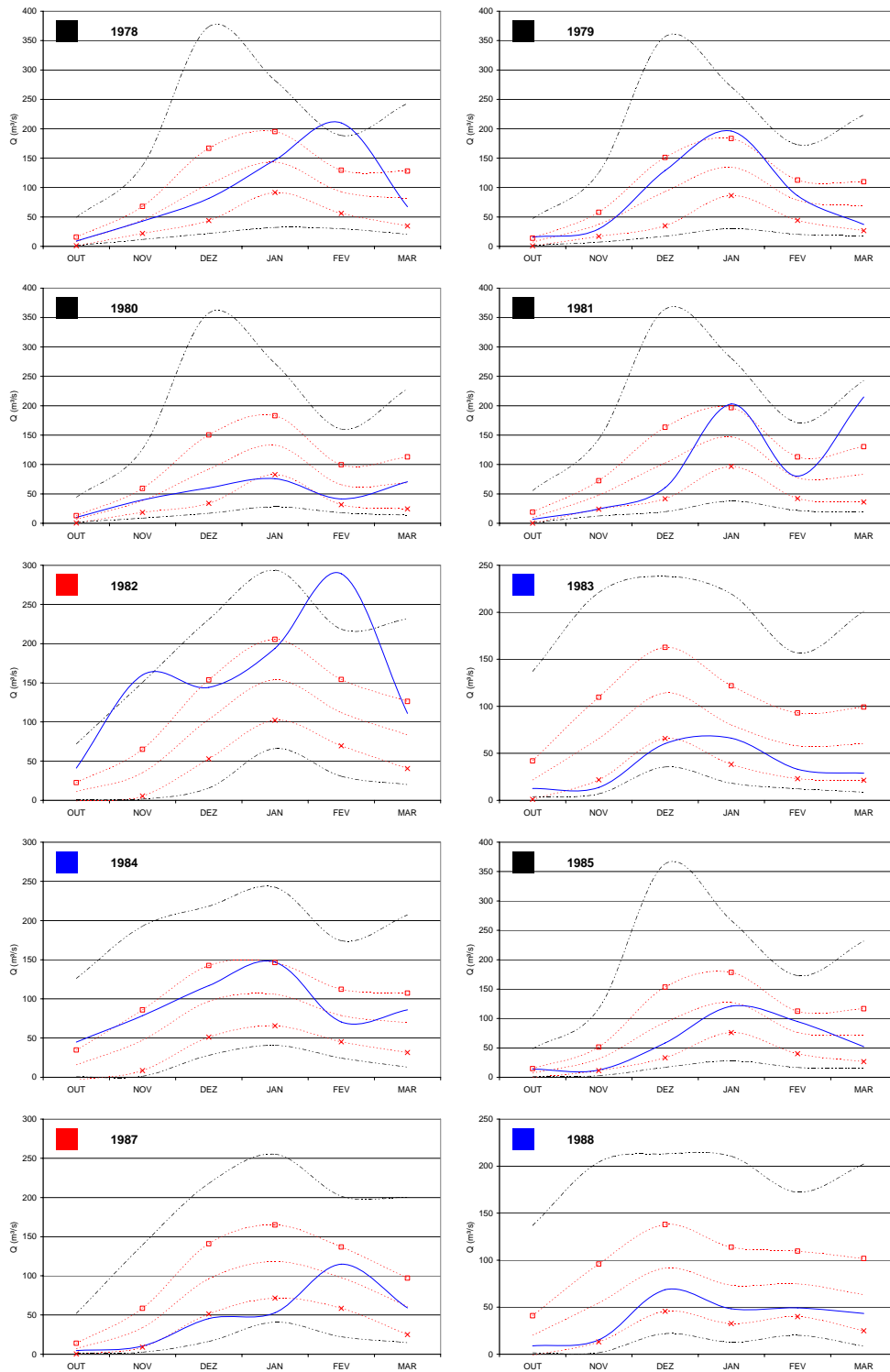
- - - Média das Previsões - - - □ - Méd + DP - - - x - Méd - DP
 — Vazões Observadas - - - Mínimos e Máximos Previstos
 ■ Fase Quente ■ Período Neutro ■ Fase Fria

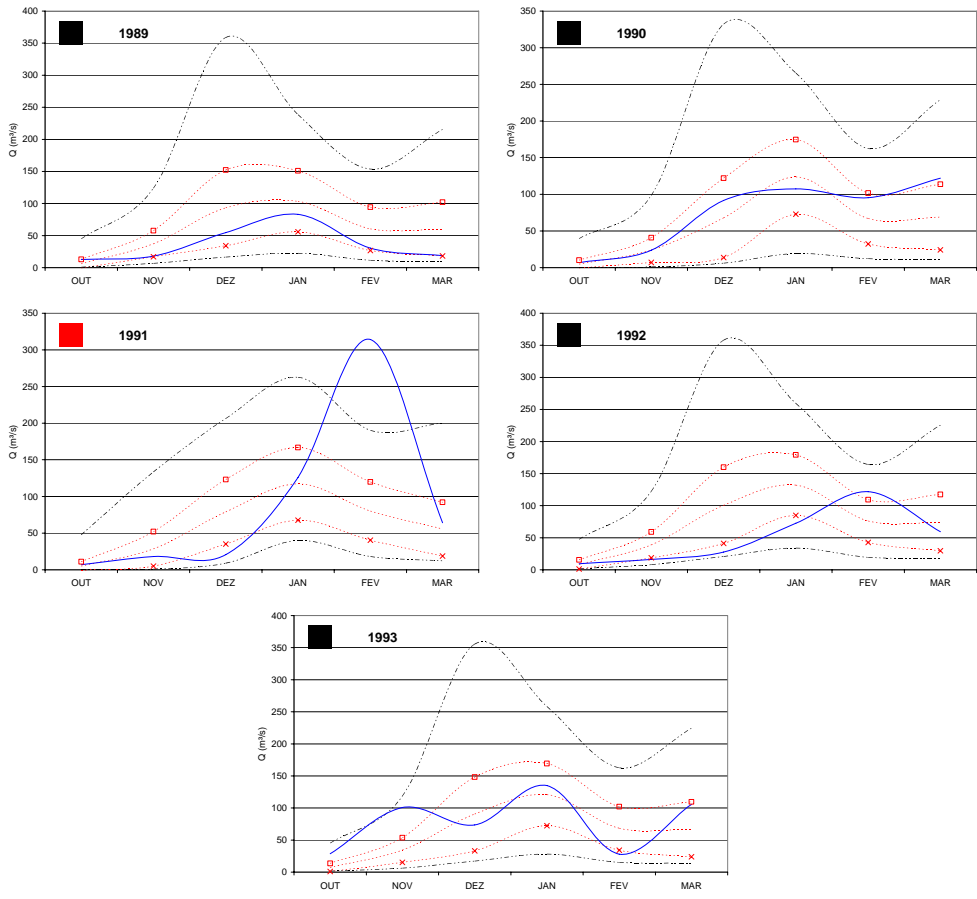




RIO INDAIÁ ATÉ PORTO INDAIÁ, 40963000 (2.234,4 km²)

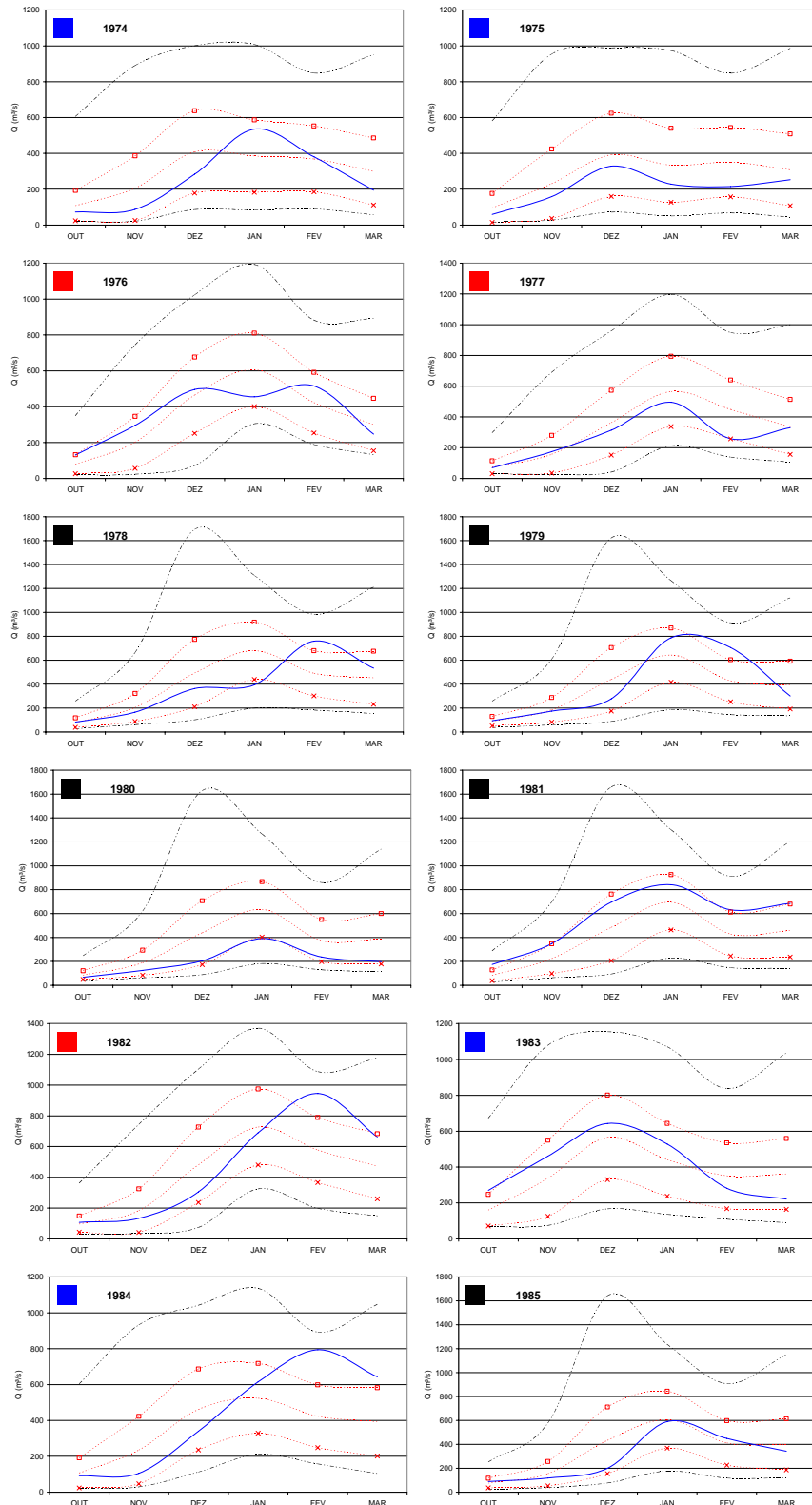
- - - Média das Previsões - - - □ - Méd + DP - - - × - Méd - DP
 — Vazões Observadas - - - Mínimos e Máximos Previstos
 ■ Fase Quente ■ Período Neutro ■ Fase Fria

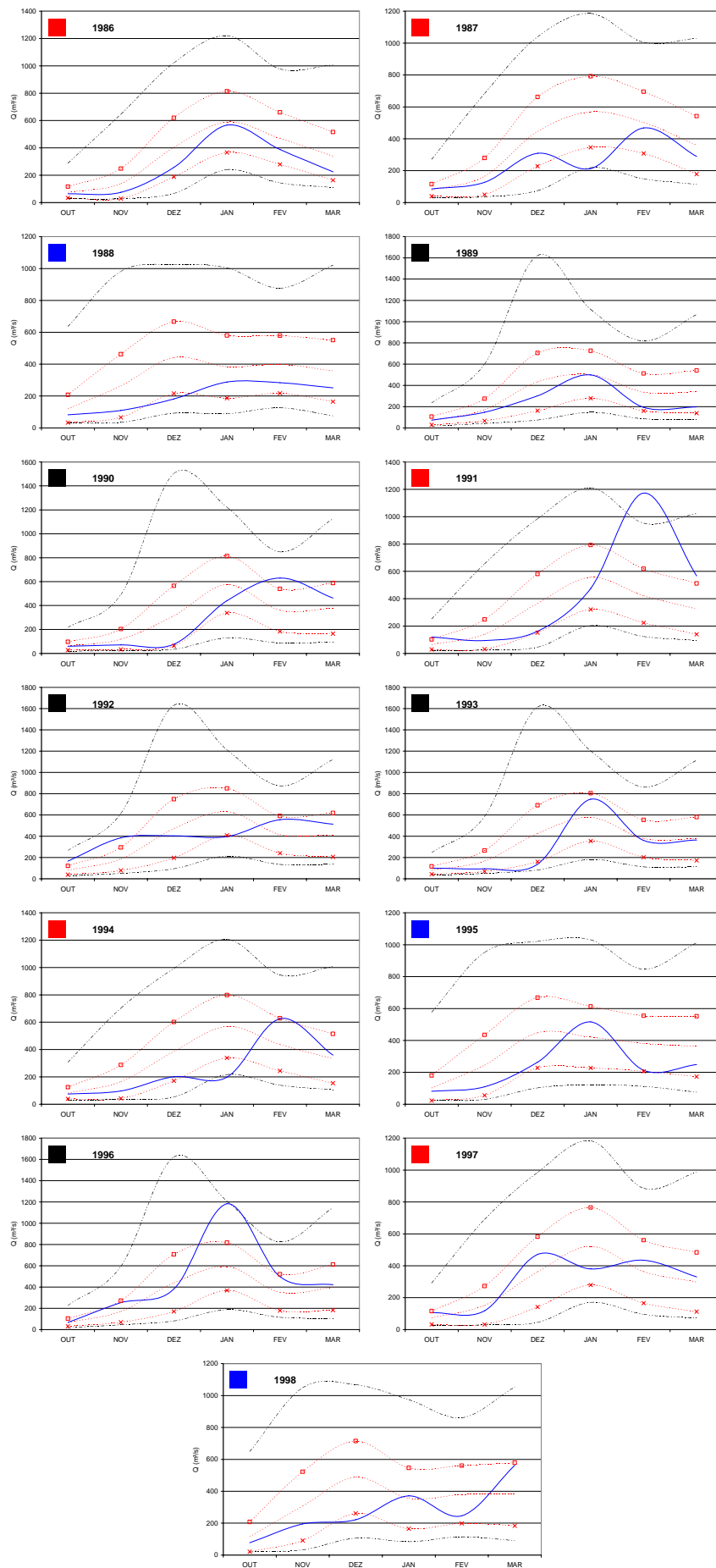




RIO SÃO FRANCISCO ATÉ PORTO DAS ANDORINHAS, 40100000 (13.882 km²)

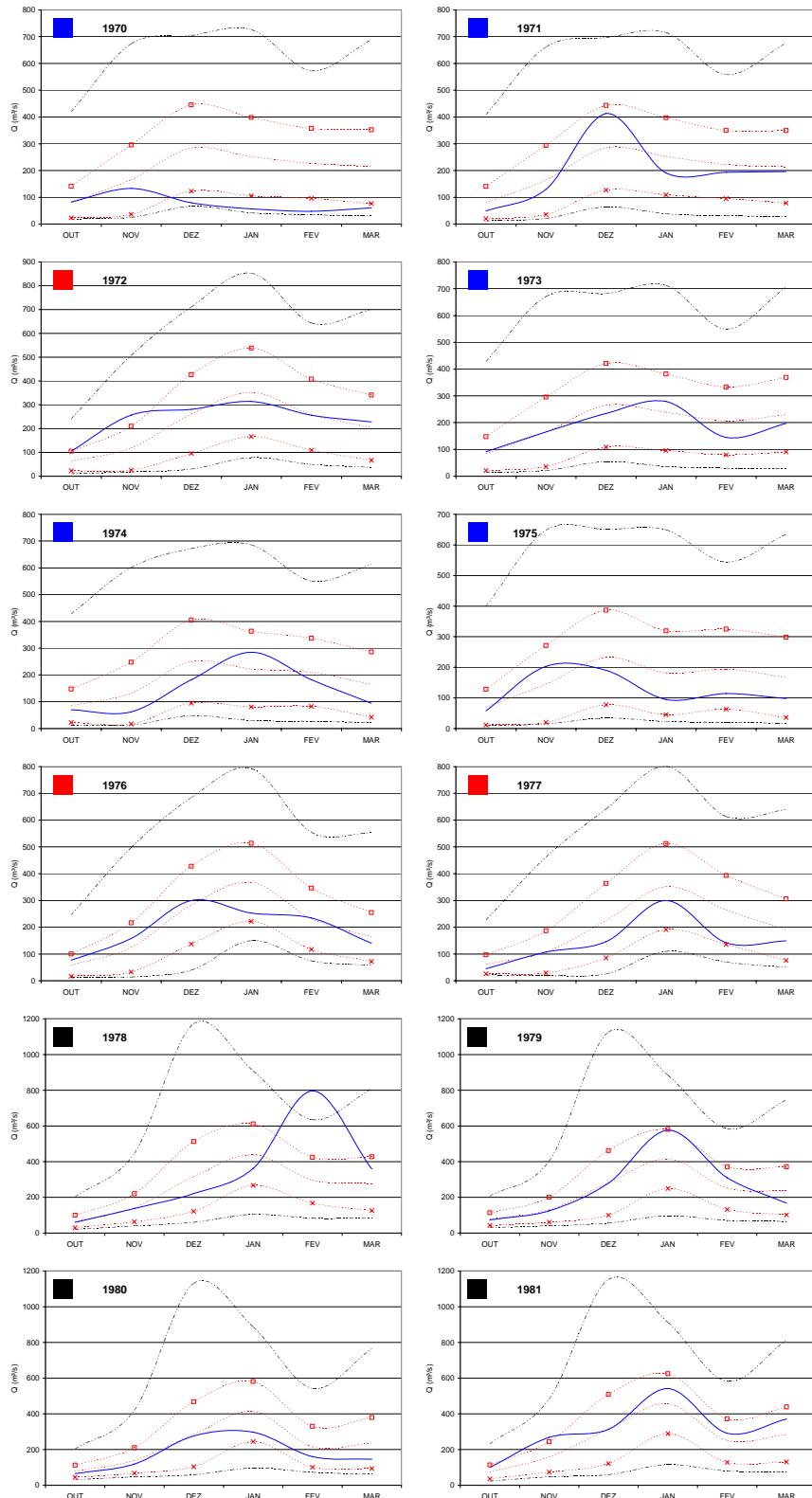
- - - - - Média das Previsões - - - □ - - - Méd + DP - - - X - - - Méd - DP
— — — — — Vazões Observadas - - - - - Mínimos e Máximos Previstos
■ Fase Quente ■ Período Neutro ■ Fase Fria

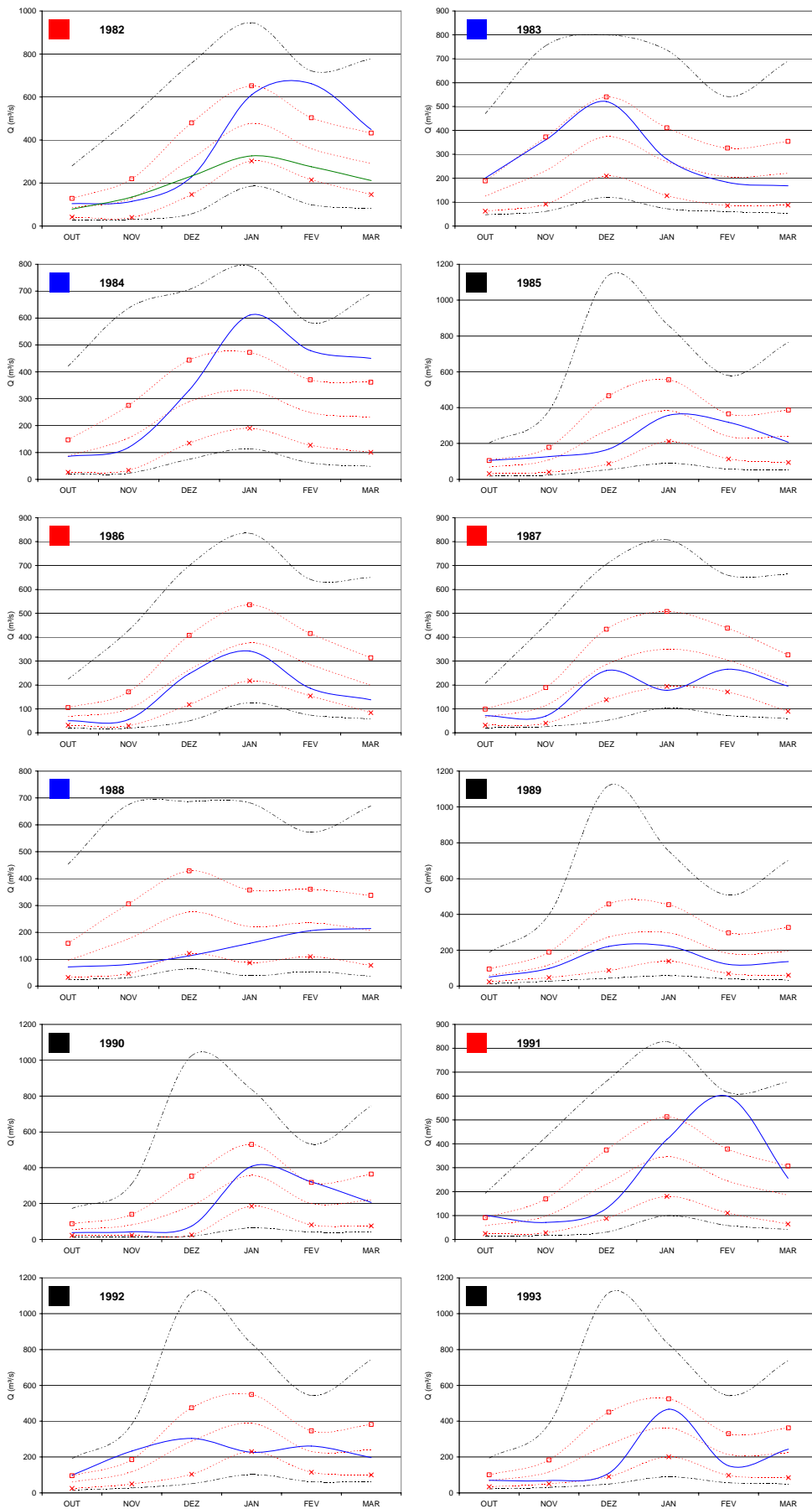




RIO PARÁ ATÉ PORTO PARÁ, 40450001 (11,301,2 km²)

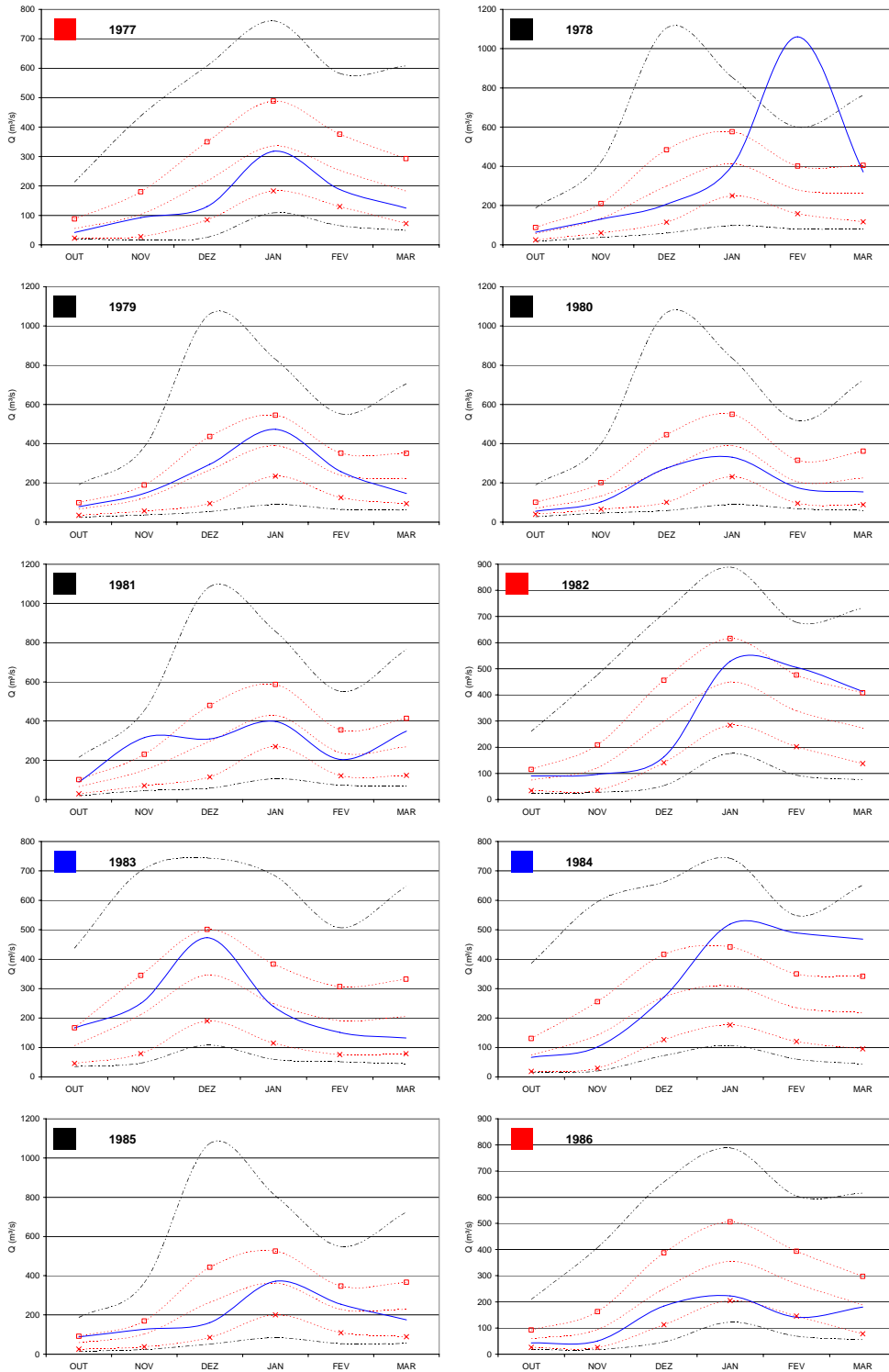
- - - - - Média das Previsões - - - - - □ - - - - - Méd + DP - - - - - × - - - - - Méd - DP
— — — — — Vazões Observadas - - - - - Mínimos e Máximos Previstos
■ Fase Quente ■ Período Neutro ■ Fase Fria

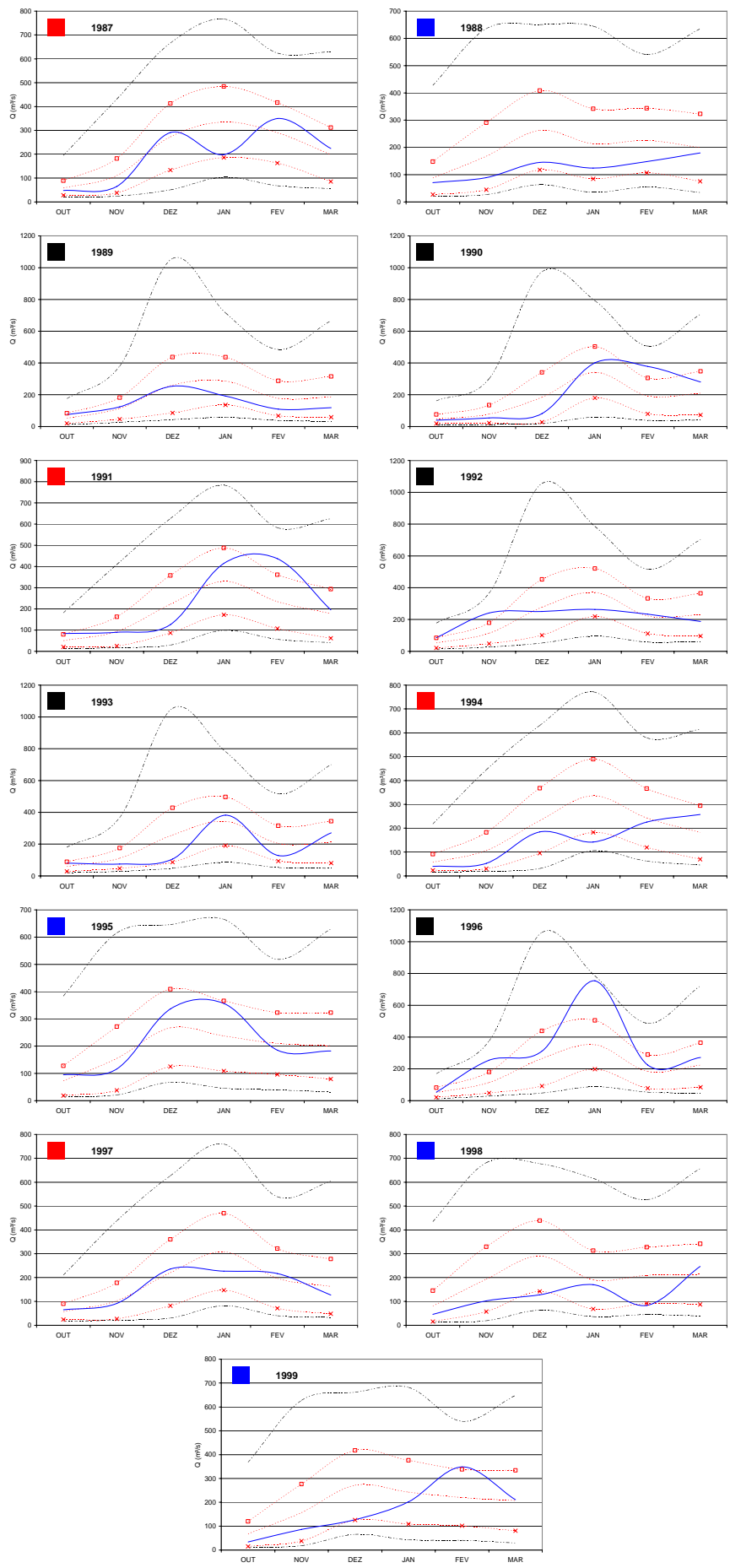




RIO PARAPEBA ATÉ PORTO MESQUITA, 408650001 (10.170 km²)

- - - Média das Previsões - - - □ - - Méd + DP - - - x - - Méd - DP
 — Vazões Observadas - - - Mínimos e Máximos Previstos
 ■ Fase Quente ■ Período Neutro ■ Fase Fria





ANEXO I
MODELO MSD-30

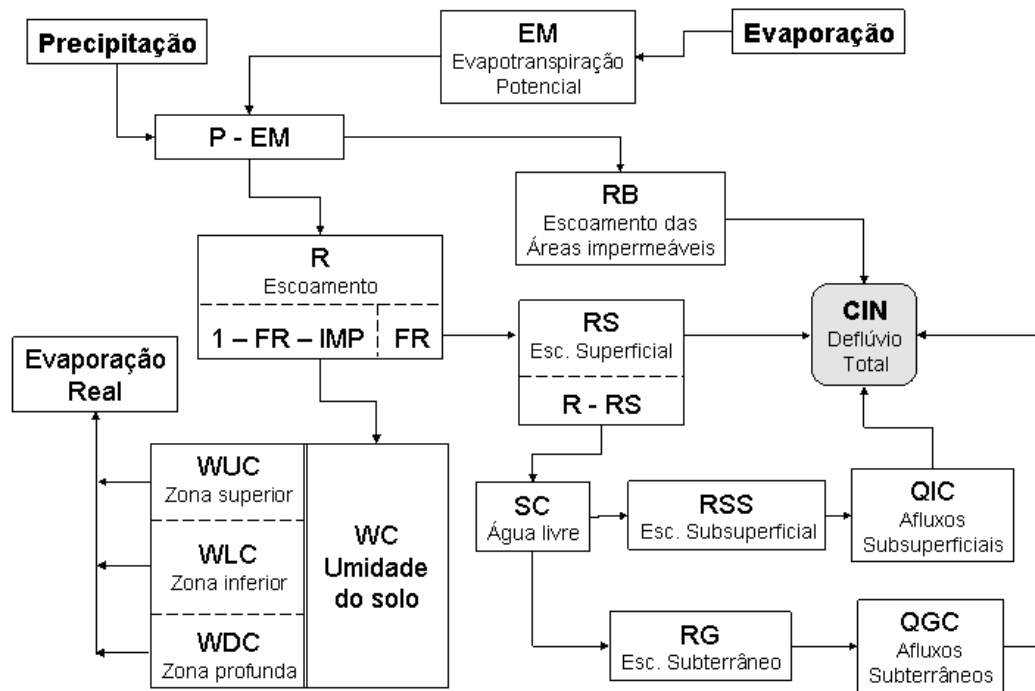
MODELO MSD-30

A técnica ESP (*Extended Streamflow prediction*) foi aplicada às sub-bacias do Alto São Francisco empregando o modelo de simulação mensal MSD-30, que é uma simplificação do modelo chuva-vazão distribuído e contínuo, denominado RIO GRANDE.

O sistema computacional do modelo MSD-30 foi desenvolvido por Fernandes *et al.* (2003) na linguagem Microsoft Visual Basic 6.0 (Brown, 1999; Microsoft, 1998; Wang, 1999) utilizando o sistema de planilhas eletrônicas do Microsoft Excel. O *software* está disponível na URL: www.ehr.ufmg.br.

O modelo RIO GRANDE foi elaborado por Naghettini *et al.* (2002) e é constituído por três módulos interdependentes, denominados módulos de Produção, Concentração e Propagação. O módulo de produção é responsável pela transformação da chuva em escoamento superficial em toda a área da sub-bacia ($\text{mm}/\Delta t.\text{km}^2$) e emprega o balanço de umidade tal como a conceituação do modelo Xinanjiang, inicialmente descrito por Zhao *et al.* (1980), cuja estrutura também é usada no modelo ARNO (Todini, 1996). O módulo de concentração tem a finalidade de concentrar o escoamento no exutório de cada sub-bacia, para o que se emprega o modelo do hidrograma unitário de Clark, tal como na formulação original do Hydrologic Engineering Center do U. S. Army Corps of Engineers (HEC, 1981), enquanto o módulo de propagação é responsável pela propagação do escoamento através dos cursos d'água, para o que se emprega o modelo de Muskingum-Cunge, em sua formulação linear (Ponce, 1989). Detalhes sobre a formulação do modelo RIO GRANDE são apresentados em Naghettini *et al.* (2002).

A simplificação do modelo RIO GRANDE para gerar o modelo MSD-30 refere-se ao fato de que apenas o módulo de produção é levado em consideração, e de modo concentrado sobre toda a bacia hidrográfica. Em síntese, faz-se o balanço de umidade a partir de totais mensais de precipitação e evaporação, obtendo-se ao final de cada intervalo de simulação uma lâmina de escoamento uniformemente distribuída sobre a bacia em análise. Ao se multiplicar essa lâmina pela área de drenagem da bacia, obtém-se a descarga média mensal na seção exutória. O fluxograma mostrado na Figura I.1 sintetiza todas as etapas do balanço de umidade do modelo MSD-30, seguindo-se o equacionamento de cada fase do balanço.



FR: fração da área total que gera escoamento superficial
 IMP: fração correspondente a área impermeável

Figura I.1 – Fluxograma do modelo MSD-30 (Modificado de Fernandes *et al.*, 2003)

I.1 Formação do escoamento

Em áreas úmidas e semi-úmidas, é plausível admitir-se que a intensidade de uma precipitação não representa o fator mais importante para se determinar o volume de escoamento superficial. Esse irá depender particularmente da umidade inicial presente no solo e do volume de precipitação. Assim, a formação do escoamento se limita às situações em que é superado o volume máximo de armazenamento de umidade do solo, ou seja, não haverá escoamento antes que a umidade do solo da zona aerada alcance a denominada capacidade de campo ou retenção específica. Na presente formulação, o escoamento só terá início quando a umidade da zona aerada do solo atingir a capacidade de campo ou retenção específica. Depois de alcançá-la, todo o volume precipitado, a menos da evapotranspiração, converte-se em escoamento.

Para uma dada amostra de solo, pode-se escrever o balanço hídrico da seguinte forma:

- antes de atingir a capacidade de campo

$$P - E = WC_2 - WC_1 \tag{I.1}$$

- depois de atingir a capacidade de campo

$$P - E - R = WM - WC_1 \quad (I.2)$$

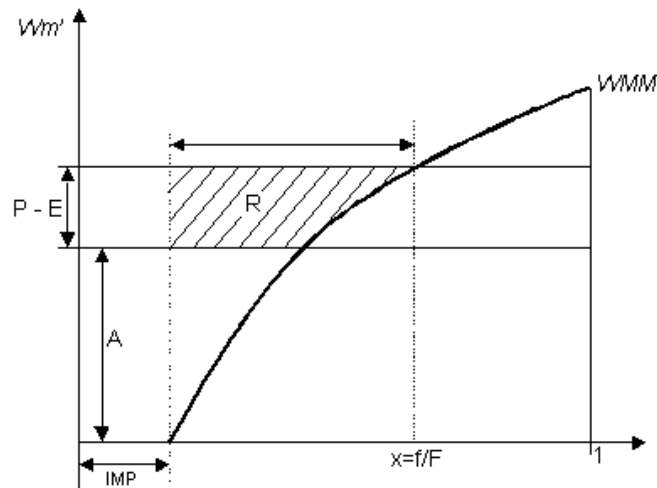
sendo,

P : precipitação; E : evapotranspiração; R : escoamento; WM : capacidade de campo; WC_2 e WC_1 : conteúdo de umidade do solo, respectivamente, no início e no final do intervalo de tempo.

A capacidade de campo é definida como o conteúdo de umidade que uma dada amostra de solo teria depois de haver sido completada a drenagem do excesso de água gravitacional. A capacidade de campo denota um nível relativamente baixo de umidade presente no solo, representando um limite inferior do ponto de vista de formação do escoamento e da perda por evapotranspiração. Dentro da estrutura conceitual do modelo, a parte da capacidade de campo que se pode eliminar por meio da evapotranspiração é denominada de *capacidade de retenção específica da água* ou simplesmente *capacidade de tensão capilar da água do solo*, ou seja, representa o teor máximo da umidade do solo disponível para a evapotranspiração.

I.2 Volume de escoamento

As Equações I.1 e I.2 representam os balanços de umidade em um ponto. Ao modelar uma bacia, deve-se ter em conta a distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água, uma vez que ela não é uniforme. Utiliza-se aqui uma curva paramétrica para a distribuição espacial da capacidade de tensão capilar da água, tal como a da Figura I.2. Nesta figura, as ordenadas representam a capacidade de tensão capilar pontual Wm' e as abscissas denotam a fração da área total da sub-bacia (f/F), em que a capacidade de tensão capilar é menor ou igual a Wm' , sendo IMP a fração correspondente à área impermeável.



Legenda:
 A - umidade inicial; P - precipitação; E - evaporação; R - escoamento; Wm' - capacidade de tensão capilar pontual;
 WMM - máxima capacidade de tensão capilar; IMP - fração correspondente a área impermeável; e
 X - fração da área da sub-bacia com capacidade de tensão capilar inferior ou igual a Wm'

Figura I.2 – Distribuição espacial da capacidade de tensão da água no solo (Modificado de Fernandes *et al.*, 2003)

Quando a umidade do solo alcança a capacidade de campo, a equação do balanço hídrico torna-se:

$$P - E - R = WC_2 - WC_1 \quad (I.3)$$

na qual,

WC1 e WC2 são os conteúdos médios espaciais de umidade no início e ao final do intervalo de tempo.

Pode-se ilustrar o emprego da curva de capacidade de tensão capilar a partir da Figura I.2.

Essa curva pode ser representada por uma função do B-ésimo grau:

$$\frac{f}{F} = (1 - IMP) \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] + IMP \quad (I.4)$$

Caso a razão de área impermeável seja nula (IMP=0), a equação I.4 torna-se:

$$\frac{f}{F} = \left[1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B \right] \quad (I.5)$$

sendo,

WMM a máxima capacidade de tensão capilar na bacia em análise e B o expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar, o qual é uma medida da não-uniformidade espacial.

Seguindo esse raciocínio, a capacidade de *tensão média espacial* pode ser dada por:

$$WM = \int_0^1 Wm' \cdot d\left(\frac{f}{F}\right) = \frac{WMM(1-IMP)}{1+B} \quad (I.6)$$

A ordenada correspondente à umidade inicial do solo WC_1 é dada por:

$$A = WM \left[1 - \left(1 - \frac{WC_1}{WM} \right)^{\frac{1}{1+B}} \right] \quad (I.7)$$

Se a precipitação for menor do que a evapotranspiração, $P - E \leq 0$, não ocorrerá nenhum escoamento, ou seja, $R = 0$. Caso contrário, se $P - E + A \leq WMM$, então

$$R = P - E - WM + WM \left[1 - \left(\frac{P - E + A}{WMM} \right) \right]^{1+B} \quad (I.8)$$

ou, se $P - E + A > WMM$, então

$$R = P - E - WM + WC_1 \quad (I.9)$$

A partir das equações anteriores, obtém-se uma característica importante do modelo, que é dada por:

$$\frac{dR}{d(P - E)} = 1 - \left(1 - \frac{Wm'}{WMM} \right)^B = \frac{f}{F} \quad (I.10)$$

Dessa forma, torna-se fácil compreender que a área geradora do escoamento (f/F) é igual a $(P - E)$, não havendo escoamento adicional no resto da área.

Os parâmetros que compõem o modelo até o momento são:

- WM : capacidade de tensão média espacial, a qual é uma medida da aridez da bacia e varia de 80 mm em áreas úmidas até 180 mm em áreas semi-úmidas.

- B : expoente da curva de distribuição em área da tensão capilar, o qual é uma medida da não-uniformidade espacial. De acordo com Zhao (1984), o expoente B pode ser tomado como função do tamanho da bacia: de 0,1 para áreas de drenagem até 10 km², a 0,4, para áreas de alguns milhares de km².
- IMP: fração de área impermeável da bacia – para bacias rurais, em geral, $IMP > 0,02$.

1.3 Escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo

O escoamento ocorre em pontos da bacia onde a umidade do solo atinge a capacidade de tensão capilar. Analogamente aos conceitos da hidrologia de vertentes (*hillslope hydrology*), o escoamento divide-se em três tipos: superficial, sub-superficial e subterrâneo. O primeiro ocorre depois que a umidade do solo atinge o *máximo armazenamento de água gravitacional ou livre*. A denominada água livre é definida como qualquer suprimento adicional, acima da capacidade de campo. Evidentemente, o escoamento proveniente das áreas impermeáveis é sempre superficial e é calculado com o uso da seguinte equação:

$$RB = IMP(P - E) \quad (I.11)$$

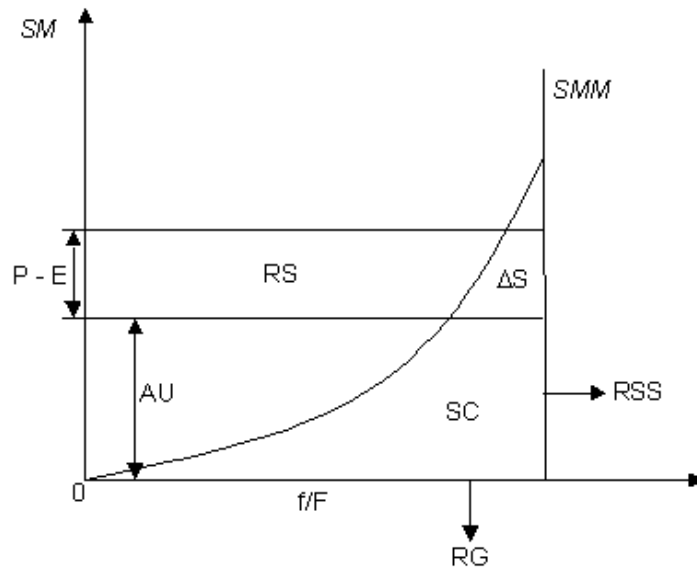
sendo,

RB : escoamento das áreas impermeáveis para $P - E > 0$.

Para as áreas permeáveis, o cálculo do escoamento superficial é realizado por meio da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre. De modo similar à água capilar, a curva de distribuição da capacidade de água livre pode ser expressa por:

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{SM}{SMM} \right)^{EX} \quad (I.12)$$

em que EX denota o seu grau de não uniformidade, SM a capacidade de água livre média espacial, SMM a máxima capacidade de água livre pontual e f/F a fração da área da sub-bacia que gera escoamento. A Figura I.3 ilustra a forma dada pela equação I.12.



Legenda:
 AU - conteúdo inicial de água livre; P - precipitação; E - evaporação; RS - escoamento superficial;
 SM - capacidade de água livre média espacial; SMM - máxima capacidade de água livre pontual;
 SC - conteúdo de água livre; ΔS - variação no conteúdo de água livre; RSS - escoamento subsuperficial;
 RG - escoamento subterrâneo; f/F - fração da área da sub-bacia que gera escoamento

Figura I.3 – Distribuição espacial da capacidade de água livre (Modificado de Fernandes *et al.*, 2003)

A ordenada da umidade livre inicial é dada por:

$$AU = SMM \left[1 - \left(1 - \frac{SC}{SM} \right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (I.13)$$

sendo SC o conteúdo de água livre ou gravitacional, EX o expoente da curva de distribuição espacial da capacidade de água gravitacional e é válida a seguinte relação entre a capacidade máxima pontual SMM e a média espacial SM :

$$SMM = SM(1 + EX) \quad (I.14)$$

Segundo Fernandes *et al.* (2003), de acordo com as equações I.12 a I.14, o volume de escoamento superficial pode ser calculado pelas seguintes expressões:

- se $P - E + A < SMM$,

$$RS = \left\{ P - E - SM + SC + SM \left[1 - \frac{(P - E + AU)}{SMM} \right]^{1+EX} \right\} FRC \quad (I.15)$$

- se $P - E + A \geq WMM$,

$$RS = \{P - E - SM + SC + SM\}FRC \quad (I.16)$$

sendo,

RS: escoamento superficial;

SC: conteúdo de água livre ou gravitacional;

FRC: área geradora do escoamento superficial (existe água livre somente nessa área);

SM: capacidade de água livre média espacial;

SMM: capacidade máxima de água livre no ponto;

EX: expoente da curva de distribuição espacial da capacidade de água livre; e

AU: coordenada relativa ao conteúdo inicial de água livre *SC*.

As contribuições de água gravitacional para os escoamentos sub-superficial e subterrâneo são especificadas pelos coeficientes *KSS* e *KG*. Essas contribuições podem ser calculadas por meio das seguintes equações:

$$RSS = SC \times FRC \times KSS \quad (I.17)$$

$$RG = SC \times FRC \times KG \quad (I.18)$$

onde,

RSS: escoamento sub-superficial;

RG: escoamento subterrâneo;

KSS: coeficiente do escoamento sub-superficial; e

KG: coeficiente do escoamento subterrâneo.

Os parâmetros dessa fase do modelo são:

- *SM*: capacidade média espacial de água livre ou gravitacional, a qual controla a magnitude do escoamento superficial. O valor de *SM* depende da profundidade da camada superficial de maior condutividade hidráulica, podendo ter valores desde 10 mm para solos rasos até 50 mm ou mais para solos espessos e porosos;
- *EX*: expoente da curva de distribuição espacial da curva de capacidade de água livre. Em geral, é tomado entre os valores de 0,5 a 2, com maior frequência entre 1,0 e 1,5;
- *KSS*: coeficiente do fluxo diário do escoamento sub-superficial; e
- *KG*: coeficiente do fluxo diário do escoamento subterrâneo.

A relação KSS/KG representa a proporção entre os fluxos sub-superficial e subterrâneo. A soma $KSS+KG$ indica a velocidade de drenagem da água gravitacional. De acordo com Zhao (1984), para uma bacia de cerca de 1000 km², $KSS+KG \approx 0,7$.

1.4 Afluxos à rede de drenagem

Esta fase representa o movimento da água proveniente das colunas de solo em direção ao sistema de drenagem. Os escoamentos superficial e das áreas impermeáveis fluem diretamente até os elementos do sistema de drenagem e de forma muito mais rápida do que 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 com uso de um *reservatório linear*.

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

$$QIC_t = QIC_{t-1}.CI + RSS(1 - CI) \quad (I.19)$$

sendo,

CI : coeficiente de recessão do escoamento sub-superficial para o intervalo de tempo utilizado $[t-1, t]$.

Por sua vez, os afluxos subterrâneos à rede de drenagem, representados por QGC , são calculados por:

$$QGC_t = QGC_{t-1}.CG + RG(1 - CG) \quad (I.20)$$

sendo,

CG : coeficiente de recessão do escoamento subterrâneo para o intervalo de tempo utilizado $[t-1, t]$.

Os termos RS , RB , QIC e QGC , todos expressos em mm/km², são somados para que se possa obter o deflúvio total CIN afluente à rede de drenagem durante o intervalo de tempo em questão. Formalmente,

$$CIN = RS + RB + QIC + QGC \quad (I.21)$$

Os parâmetros dessa fase são:

- *CID*: coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial *diário*, o qual pode ser facilmente obtido por análise de hidrogramas observados. O valor *CI*, correspondente ao intervalo de tempo de cálculo, pode ser obtido por exponenciação de *CID* à razão entre os intervalos sub-diário e diário. Os valores usuais estão entre 0,5 e 0,9.
- *CGD*: coeficiente de recessão do fluxo sub-superficial *diário*, igualmente passível de determinação por análise de hidrogramas observados. O valor *CG*, correspondente ao intervalo de tempo de cálculo, pode ser obtido por exponenciação de *CGD* à razão entre os intervalos sub-diário e diário. Os valores usuais estão entre 0,960 e 0,998.

1.5 Evapotranspiração

À medida que a coluna de solo é submetida à ação da evapotranspiração, inicia-se a depleção da umidade armazenada sob forma de água sob tensão capilar. Pode-se dividir a região aerada do solo em zonas superior, inferior e profunda, com *capacidades de tensão capilar médias espaciais* dadas respectivamente por *WUM*, *WLM* e *WDM*. Tanto o armazenamento quanto a depleção da umidade da região aerada do solo ocorrem na seguinte ordem: zona superior, depois inferior e, em seguida, profunda.

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

Na zona superior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial. Em conseqüência, se $WUC > EM$, pode-se escrever

$$EU = EM \quad (I.22)$$

sendo,

WUC: conteúdo de água capilar na zona superior;

EM: ETP potencial; e

EU: ETP real ou efetiva na zona superior.

Na zona inferior, a evapotranspiração é igual à ETP potencial multiplicada pela razão entre o conteúdo e a capacidade de água de tensão capilar na zona inferior. Logo, se $WUC = 0$,

$$EL = EM \frac{WLC}{WLM} \quad (I.23)$$

sendo,

WLC: conteúdo de água capilar na zona inferior;

EM: ETP potencial; e

EL: ETP real ou efetiva na zona inferior.

Na zona profunda, a evapotranspiração é uma fração da ETP potencial, a qual é proporcional à área da bacia com vegetação de raízes profundas ou freatófitas. Logo, se $WUC=0$ e $WLC=0$,

$$ED = C.EM \quad (I.24)$$

sendo,

C: coeficiente de evapotranspiração da zona profunda;

EM: ETP potencial; e

ED: ETP real ou efetiva na zona profunda.

Se a evapotranspiração real da zona inferior é menor do que $ED = C.EM$, ou seja, se $WLC/WLM < C$, então:

$$EL = C.EM \quad (I.25)$$

Finalmente, a evapotranspiração efetiva total, denotada por *E*, é calculada somando-se os termos correspondentes às zonas superior, inferior e profunda, ou seja

$$E = EU + EL + ED \quad (I.26)$$

Os parâmetros dessa fase são:

- *K*: coeficiente de ajuste da ETP potencial;
- *WUM*: capacidade média espacial da tensão na zona superior, compreendida entre 5 mm para áreas desnudas até 25 mm para bacias com densa vegetação;
- *WLM*: capacidade média espacial da tensão na zona inferior, compreendida entre 60 e 90 mm. Recorde-se aqui que $WM = WUM+WLM+WDM$ representa a capacidade de tensão média espacial total e é uma medida da aridez da bacia (*WM* varia de 80 mm em áreas úmidas até 180 mm em áreas semi-úmidas);
- *WDM*: capacidade média espacial da tensão na zona profunda; e

- *C*: coeficiente de evapotranspiração profunda, com valores entre 0,08 até 0,2 para regiões muito úmidas. Esse parâmetro, apesar de inativo durante os períodos de cheia, é importante durante os períodos secos.

1.6 Os parâmetros do modelo MSD-30

De acordo com Fernandes *et al.* (2003), após uma análise da variação do modelo com os parâmetros, verificou-se que os mais significativos são *K*, *WU*, *WL*, *WD*, *SM*, *EX*, *B*, *KSS* e *KG*. A seguir descreve-se como esses parâmetros afetam o resultado final quando alterados única e isoladamente:

- *K*: afeta diretamente a evaporação. Assim, afeta diretamente o total de água no solo;
- *WU+WL+WD*: a variação conjunta desses parâmetros afeta o pico do fluviograma final. Basicamente, o aumento desses parâmetros diminui o pico do fluviograma ocorrendo o contrário quando se diminuem os parâmetros;
- *SM*: esse parâmetro afeta sensivelmente o pico do fluviograma. Da mesma maneira que ocorre com os parâmetros *WU*, *WL* e *WD*, um aumento em *SM* provoca uma diminuição no pico do fluviograma, sendo verdadeira a alternativa contrária;
- *EX*: esse parâmetro também interfere no pico do fluviograma. No entanto, uma diminuição do mesmo provoca uma diminuição do pico;
- *B*: o parâmetro *B* altera o volume final do fluviograma. Seu aumento provoca uma elevação no fluviograma, maior volume escoado para o sistema de drenagem; e
- *KSS* e *KG*: esses parâmetros afetam a recessão do fluviograma. Um aumento do parâmetro provoca uma diminuição da recessão. Ou seja, há um volume final maior de água no sistema de drenagem.

1.7 Calibração dos parâmetros

Essa é uma etapa extremamente importante para o modelo. É aqui que são definidos os parâmetros que melhor representam a bacia. O programa com modelo MSD-30 oferece duas opções de calibração: a calibração manual e a calibração automática.

Basicamente a calibração manual é um método de tentativa-erro. O usuário fornece um primeiro conjunto de parâmetros e observa os resultados. Constatam-se as eventuais anomalias e modificam-se os parâmetros. Esse processo é realizado até que se obtenha um resultado satisfatório.

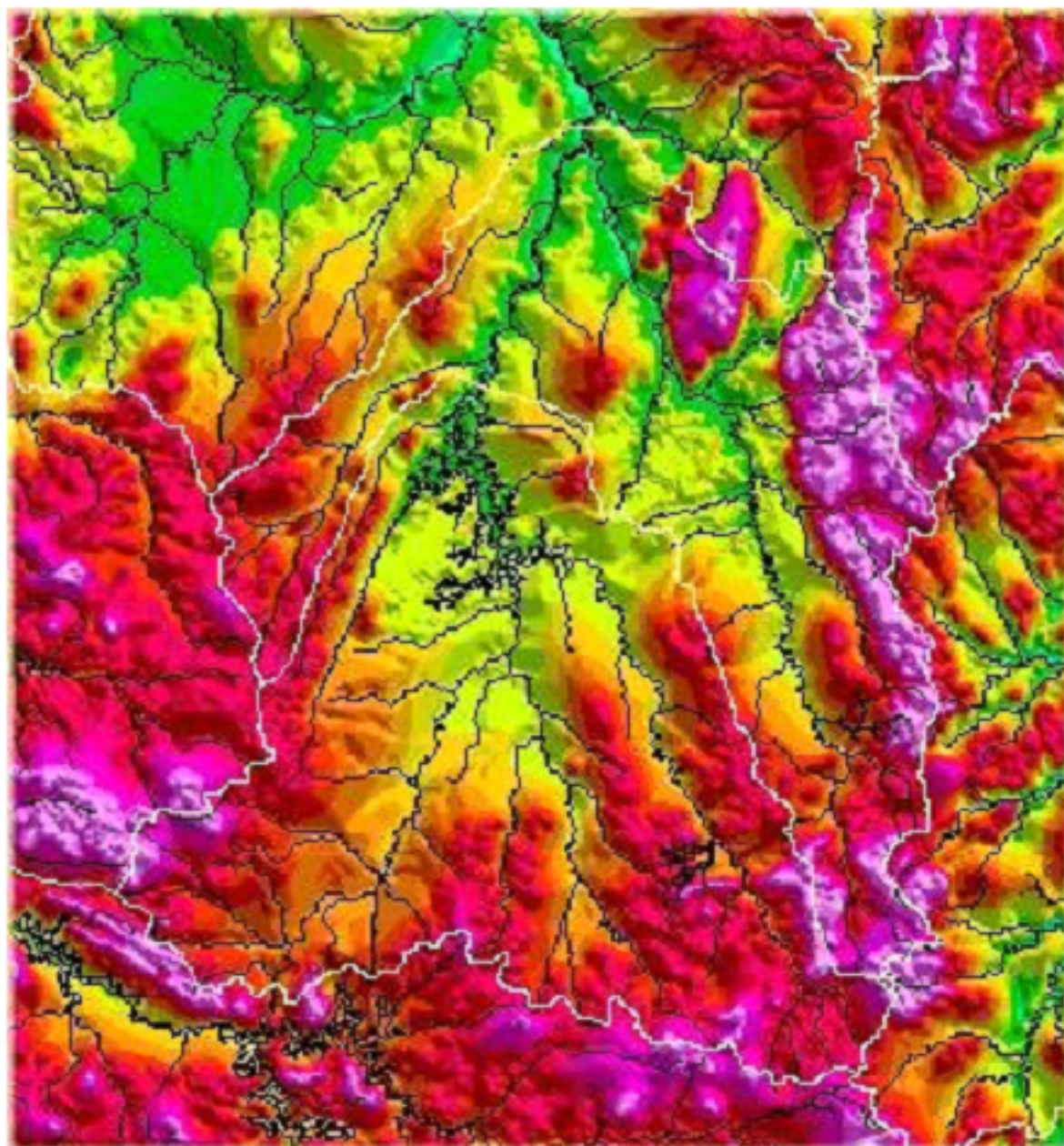
A calibração automática pode ser realizada pelos métodos de Rosenbrock (1960) ou do SCE-UA (*Shuffled Complex Evolutionary Algorithm - University of Arizona*). O método proposto por Rosenbrock (1960) é uma técnica de otimização cujo objetivo é o de minimizar uma função-objetivo de n variáveis, obedecendo-se ou não a determinadas restrições. No MSD-30, a função-objetivo a ser minimizada é representada pela soma relativa das diferenças quadráticas entre as vazões observadas e as simuladas pelo modelo. A determinação dos parâmetros ótimos do modelo é realizada iterativamente, considerando os seus respectivos intervalos de variação. O processo começa com um valor inicial proposto pelo modelador, e o algoritmo realiza a pesquisa do parâmetro até que seja alcançado o critério de aceitação.

O método SCE-UA, foi inicialmente proposto por Duan (1991). Segundo o autor é um método de calibração global que incorpora ao processo de busca uma reprodução do processo de evolução natural (seleção natural) de forma a aumentar sua efetividade. O processo de pesquisa é realizado a partir de uma população inicial de parâmetros (indivíduos) e das probabilidades de sobrevivência, eliminação, mutação, cruzamento e duplicação de indivíduos. A geração de indivíduos, bem como das mutações, cruzamentos e duplicações, ocorrem de forma aleatória. Assim, é verificado um maior número de parâmetros, tendendo a tornar o resultado mais confiável (Duan, 1991).

O método SCE-UA apresenta uma vantagem sobre o método de calibração de Rosenbrock, pois, quando os parâmetros iniciais estão relativamente distantes do ponto ideal, ele não se fixa a máximos locais.

A precisão da calibração é avaliada com base no coeficiente de Nash ou simplesmente Nash, como está descrito no item 3.4.5 e é calculado pela equação 3.10. Na calibração deve-se buscar Nash próximo de 1 (um). Quanto mais próximo da unidade for o Nash, melhor o modelo representa a bacia estudada.

ANEXO DE MAPAS



Altitudes (m)

1220

1090

910

880

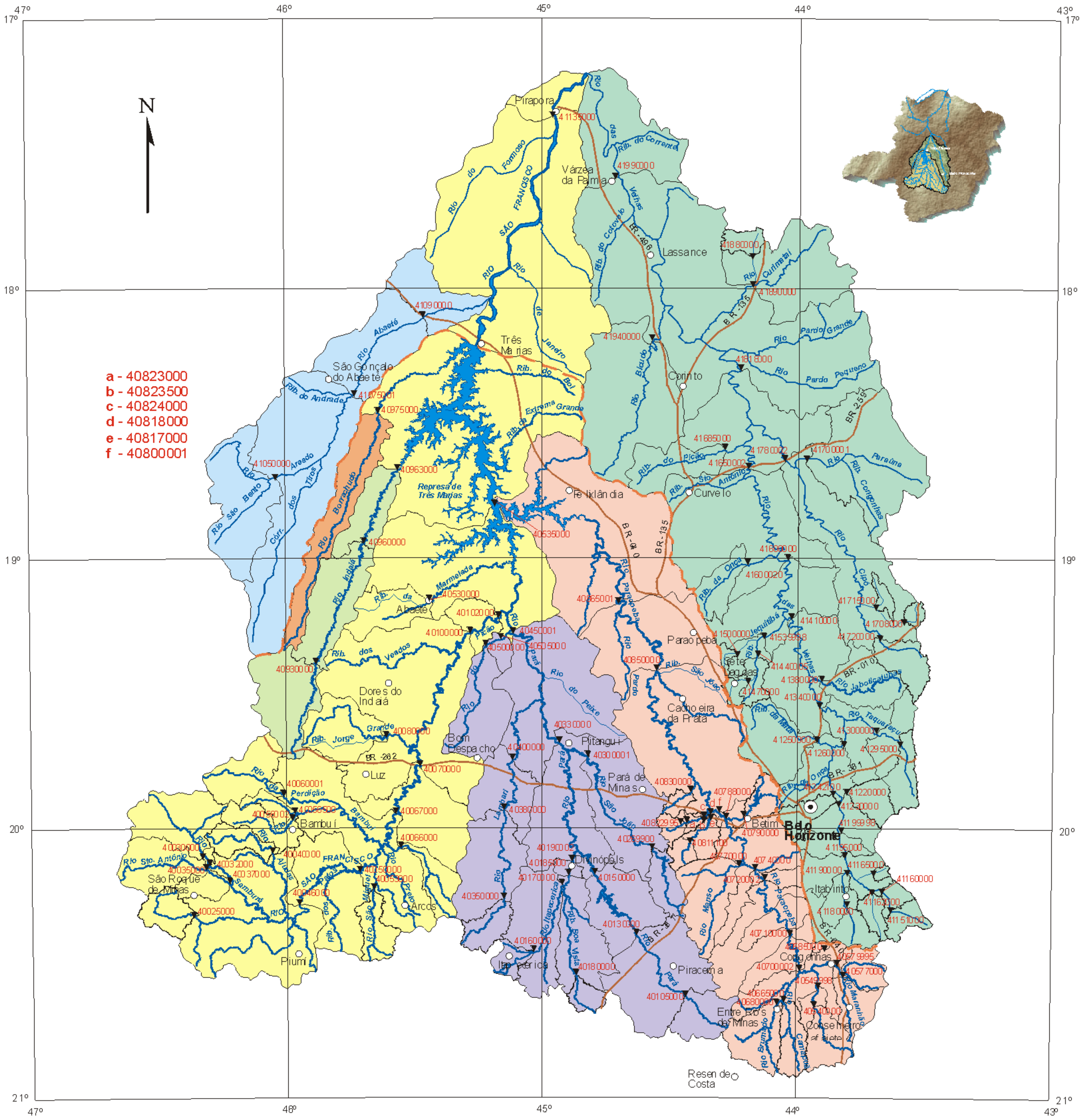
840

720

620

580

RELEVO DA BACIA DO ALTO SÃO FRANCISCO



- a - 40823000
- b - 40823500
- c - 40824000
- d - 40818000
- e - 40817000
- f - 40800001

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS

ESCALA



- Curso d'água
- Divisor de bacia
- Divisor de sub-bacia
- Estrada
- Cidade

- Bacia do rio das Velhas
- Bacia do rio Paraopeba
- Parcela da Bacia do rio Pará
- Bacia do rio Abaeté
- Parcela da Bacia do rio Indaiá
- Parcela da Bacia do rio Borrachudo
- Parcela da Bacia do rio São Francisco
- Estações Fluviométricas
- Código de Estação Fluviométrica

JUN/2005

