

SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA: RIO MADEIRA

Alfredo Ribeiro Neto

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

---

Prof. Rui Carlos Vieira da Silva, D.Sc.

---

Prof. Carlos Eduardo Morelli Tucci, Ph.D.

---

Prof. José Almir Cirilo, D.Sc.

---

Profa. Luciene Pimentel da Silva, Ph.D.

---

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

---

Prof. Benoit Le Guennec, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MAIO DE 2006

RIBEIRO NETO, ALFREDO

Simulação Hidrológica na Amazônia: Rio  
Madeira [Rio de Janeiro] 2006.

XVII, 178 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, D.Sc.,  
Engenharia Civil, 2006)

Tese - Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, COPPE

1. Simulação Hidrológica
2. Bacia Amazônica
3. Dados Hidrológicos
4. Processos Hidrológicos.

I. COPPE/UFRJ II. Título ( série )

A Claudete

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Rui Vieira e ao Prof. Dr. Carlos Tucci pela orientação e apoio durante o desenvolvimento da tese de doutorado, bem como pela confiança em mim depositada.

Aos professores da Área de Recursos Hídricos do Programa de Engenharia Civil Flávio Mascarenhas, Otto Rotunno e José Paulo pelos conhecimentos transmitidos e disponibilidade em ajudar sempre que solicitados.

Pelo agradável convívio, gostaria de agradecer aos companheiros do Laboratório de Hidráulica Computacional, em especial, a Bruno, De Bonis, Edinho, Fabrício, Franklin, Luís Paulo, Marcelo, Maxi, Pedro Ivo, Prodanoff e Wanessa, bem como aos demais colegas da COPPE Benoit, Marcos e Mariela.

Aos técnicos administrativos da Secretaria do PEC Elizabeth, Jairo, Raul, Rita de Cássia e Wilma.

Aos pesquisadores do Instituto de Pesquisas Hidráulicas Walter Collischonn, Daniel Allasia e Benedito Silva pela ajuda prestada durante viagens de estudo para Porto Alegre.

A Gerard Cochonneau pelo fornecimento de dados hidrológicos compilados pelo projeto HiBAm.

Ao CNPq pela ajuda financeira traduzida por meio da concessão da bolsa de estudo.

Em especial, gostaria de agradecer a minha esposa Claudete pelo apoio e incentivo em todos os momentos, a meus pais José Oliveira e Maria Rita e a meus irmãos.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

## SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA AMAZÔNIA: RIO MADEIRA

Alfredo Ribeiro Neto

Maio/2006

Orientadores: Rui Carlos Vieira da Silva

Carlos Eduardo Morelli Tucci

Programa: Engenharia Civil

Realizaram-se simulações com o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias (MGB-IPH) com o objetivo de se estudar os principais processos hidrológicos na Amazônia. O MGB-IPH é um modelo conceitual distribuído por células e tem sua estrutura voltada para a representação da transformação precipitação-vazão em grandes bacias ( $> 10.000 \text{ km}^2$ ). Como estudo de caso, utilizou-se a bacia do rio Madeira, que possui área de  $1.420.000 \text{ km}^2$  e se estende por Brasil, Bolívia e Peru. Uma importante vertente abordada neste trabalho foi o levantamento de bases de dados alternativas para uso em simulação hidrológica. Utilizaram-se dados de precipitação diária da rede hidrometeorológica da ANA e de reanálises do NCEP/NCAR. Para o cálculo da evapotranspiração, utilizaram-se informações climatológicas do ISLSCP. O desempenho do modelo foi satisfatório na maioria das sub-bacias em que a bacia do Madeira foi discretizada, principalmente, na parte brasileira da bacia. Na Bolívia e Peru, houve subestimação da vazão calculada, principalmente, na fase de verificação do modelo. A partir dos resultados do modelo, analisaram-se importantes processos da bacia como a interceptação da precipitação pela vegetação, evapotranspiração, umidade do solo e geração do escoamento. Os resultados obtidos foram comparados com experimentos e estudos realizados na Amazônia. Complementarmente, realizou-se uma avaliação preliminar das conseqüências do desmatamento sobre o escoamento em duas sub-bacias do rio Madeira e uma avaliação da potencialidade do modelo em fornecer informações de vazão em pontos da bacia sem monitoramento.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

## HYDROLOGICAL SIMULATION IN AMAZONIA: MADEIRA RIVER

Alfredo Ribeiro Neto

Maio/2006

Advisors: Rui Carlos Vieira da Silva

Carlos Eduardo Morelli Tucci

Department: Civil Engineering

It was accomplished simulations with Large Basin Hydrological Model (MGB-IPH) with the objective of studying the major hydrological processes in Amazonia. MGB-IPH is a distributed conceptual model and has a structure developed to represent the rainfall-discharge process in large basins ( $> 10.000 \text{ km}^2$ ). The studies were developed in Madeira River basin, which occupies an area of  $1\,420\,000 \text{ km}^2$  and lies in Brazil, Bolivia and Peru. An important characteristic of this work is the search and use of alternative database in the hydrological simulations. We used daily precipitation data from the ANA hydro meteorological network and NCEP/NCAR reanalysis. For evapotranspiration calculation, we used climatological information from ISLSCP. The model performance was satisfactory at the most sub-basins in which Madeira Basin was divided. In Brazilian portion, the results were better than Bolivian and Peruvian portions. In Bolivia and Peru, there was underestimation of the simulated discharge, mainly, in model verification phase. Using model results, hydrological processes in the basin were analyzed: loss interception, evapotranspiration, soil moisture and flow generation. The results obtained were compared with experiments carried out in Amazonia. Finally, a preliminary land use change evaluation was accomplished to measure the consequences over the discharge in sub-basins of Madeira River. Besides, we evaluated the model potential to provide discharge information in ungaged parts of the basin.

## ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA .....	2
1.2. OBJETIVOS .....	3
1.3. ESTRUTURA DO TEXTO .....	4
2. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS.....	6
2.1. CARACTERÍSTICAS DA SIMULAÇÃO DE GRANDES BACIAS.....	7
2.1.1. Escalas hidrológicas .....	7
2.1.2. Balanço hídrico no solo .....	10
2.1.3. Áreas hidrologicamente homogêneas.....	15
2.2. MODELOS DE GRANDES BACIAS .....	16
2.2.1. Modelos SVATS .....	16
2.2.2. Modelos hidrológicos conceituais .....	18
2.2.3. Modelos hidrológicos físicos.....	21
2.3. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA BACIA AMAZÔNICA .....	22
3. O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS (MGB-IPH).....	26
3.1. DESCRIÇÃO DO MODELO .....	26
3.1.1. Componente de balanço hídrico no solo .....	26
3.1.2. Componente de transferência dentro da bacia.....	35
3.2. AVALIAÇÃO DA PARAMETRIZAÇÃO DO MGB-IPH .....	38
3.2.1. Experimentos do ABRACOS .....	38
3.2.2. Resultados da avaliação.....	40
4. A BACIA AMAZÔNICA .....	45
4.1. HIDROLOGIA DE FLORESTAS.....	45
4.1.1. Precipitação .....	45
4.1.2. Evapotranspiração e interceptação .....	46
4.1.3. Geração de escoamento e vazão nos rios.....	47
4.2. DESCRIÇÃO DA BACIA.....	48
4.2.1. Características climáticas .....	48
4.2.2. Regime hidrológico .....	50
4.2.3. Geomorfologia.....	51

4.2.4. Solo e vegetação .....	53
4.3. RIO MADEIRA .....	56
5. BASES DE DADOS .....	60
5.1. DADOS FLUVIOMÉTRICOS .....	60
5.2. PRECIPITAÇÃO .....	61
5.2.1. Reanálises .....	62
5.2.2. Porção brasileira da bacia .....	65
5.2.3. Porções boliviana e peruana da bacia .....	69
5.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL .....	72
5.4. DADOS COMPLEMENTARES .....	74
6. CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO DO MODELO .....	76
6.1. PROCESSAMENTO DOS DADOS .....	76
6.1.1. Discretização da bacia em células .....	76
6.1.2. Blocos de tipo de solo e cobertura vegetal .....	76
6.1.3. Variáveis climatológicas .....	79
6.2. CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS .....	81
6.2.1. Parâmetros fixos .....	82
6.2.2. Parâmetros calibráveis .....	83
6.2.3. Critérios de avaliação das simulações .....	85
6.2.4. Resultados da calibração e verificação .....	85
6.3. INCERTEZAS .....	88
6.3.1. Estrutura do modelo .....	88
6.3.2. Variáveis de entrada .....	88
6.3.3. Estimativa dos parâmetros .....	90
7. ESTUDO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS .....	94
7.1. INTERCEPTAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PELA VEGETAÇÃO .....	94
7.1.1. Resultados de interceptação obtidos com o modelo hidrológico .....	97
7.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	99
7.2.1. Resultados de evapotranspiração obtidos com o modelo hidrológico .....	101
7.2.2. Variabilidade sazonal da evapotranspiração .....	104
7.3. UMIDADE DO SOLO .....	109
7.3.1. Papel das raízes sobre a umidade do solo .....	111

7.3.2. Resultados de umidade do solo obtidos com o modelo hidrológico .....	112
7.4. GERAÇÃO DO ESCOAMENTO .....	115
7.5. BALANÇO HÍDRICO .....	118
7.7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS .....	128
8. MUDANÇA DO USO DO SOLO E REGIONALIZAÇÃO DE VAZÃO .....	131
8.1. MUDANÇA DO USO DO SOLO .....	131
8.1.1. Técnicas de avaliação .....	133
8.1.2. Modificações na vazão .....	135
8.1.3. Simulações com o MGB-IPH .....	136
8.2. REGIONALIZAÇÃO DE VAZÃO NA BACIA .....	141
9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	145
9.1. CONCLUSÕES .....	145
9.1.1. Estrutura do modelo .....	145
9.1.2. Bases de dados alternativas .....	146
9.1.3. Interceptação e evapotranspiração .....	147
9.1.4. Umidade do solo e geração do escoamento .....	148
9.1.5. Mudança de uso do solo e regionalização de vazão .....	150
9.2. RECOMENDAÇÕES .....	152
9.2.1. Dados de entrada .....	152
9.2.2. Estrutura do modelo e parâmetros .....	154
9.2.3. Processos hidrológicos .....	155
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	156
ANEXO A – HIDROGRAMAS NAS SUB-BACIAS .....	169
ANEXO B – VALORES DOS PARÂMETROS .....	177

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 - Pontos em uma bacia onde se verifica escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui (STEENHUIS <i>et al.</i> , 2004).....	12
Figura 2.2 - Curva que relaciona umidade do solo e proporção de área com solo saturado (ZHAO <i>et al.</i> , 1980).....	12
Figura 2.3 - Variabilidade do estado de umidade do solo e geração de escoamento na bacia (adaptado de BERGSTROM e GRAHAM (1998)).....	13
Figura 2.4 - Fatores intervenientes na entrada e saída de água em um elemento do modelo TOPMODEL (HORNBERGER <i>et al.</i> , 1998) .....	14
Figura 2.5 - Representação do solo no modelo VIC-2L (LIANG <i>et al.</i> , 1994).....	17
Figura 2.6 – Esquema de funcionamento de um modelo conceitual.....	19
Figura 3.1 - Representação da bacia no modelo MGB-IPH.....	27
Figura 3.2 - Distribuição cumulativa da umidade do solo e escoamento superficial em uma área elementar (TODINI, 1996) .....	32
Figura 3.3 - Representação do balanço de água no solo (COLLISCHONN, 2001).....	35
Figura 3.4 - Esquema de geração e propagação da água em uma célula.....	37
Figura 3.5 – Localização dos pontos de monitoramento do projeto ABRACOS.....	39
Figura 3.6 - Umidade do solo observada e calculada em Ji-Paraná (floresta).....	40
Figura 3.7 - Umidade do solo observada e calculada em Ji-Paraná (pastagem) .....	41
Figura 3.8 - Umidade do solo observada e calculada em Marabá (floresta) .....	41
Figura 3.9 - Umidade do solo observada e calculada em Marabá (pastagem) .....	41
Figura 3.10 - Evapotranspiração observada e calculada em Ji-Paraná (floresta) .....	42
Figura 3.11 - Evapotranspiração observada e calculada em Ji-Paraná (pastagem).....	42
Figura 4.1 - Precipitação média mensal da bacia (1920-1980) .....	49
Figura 4.2 - Regimes hidrológicos na bacia Amazônica.....	51
Figura 4.3 - Unidades morfo-estruturais da bacia Amazônica (GUYOT, 1993) .....	52
Figura 4.4 - Planícies de inundação no curso médio do rio Amazonas.....	53
Figura 4.5 - Altimetria da bacia Amazônica (modelo numérico do terreno GTOPO30) .....	54
Figura 4.6 - Vegetação na bacia Amazônica (imagem AVHRR).....	55
Figura 4.7 - Distribuição dos tipos de solo na bacia Amazônica (FAO/UNESCO).....	55
Figura 4.8 - Bacia Amazônica e a área de estudo.....	56
Figura 4.9 - Bacia do rio Madeira e seus principais rios.....	57
Figura 4.10 - Curva hipsométrica da bacia do Madeira .....	57
Figura 4.11 - Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do rio Madeira.....	58

Figura 4.12 - Precipitação média anual na bacia do Madeira (1920-1980).....	58
Figura 5.1 - Estações fluviométricas e as respectivas sub-bacias.....	60
Figura 5.2 - Estações pluviométricas na bacia do rio Madeira utilizadas nas simulações .....	62
Figura 5.3 – Bacia do rio Madeira e a parte brasileira da bacia utilizada na comparação.....	65
Figura 5.4 – Variação da precipitação média mensal na área de estudo de 1979 a 1999.....	66
Figura 5.5 – Precipitação média mensal de longo período na área de estudo (1979- 1990).....	66
Figura 5.6 – Precipitação média mensal de longo período na área de estudo (1991- 1999).....	67
Figura 5.7 – Variação espacial da precipitação média anual no período de 1979-1990	67
Figura 5.8 – Hidrogramas observado e calculado em Faz. Vista Alegre .....	68
Figura 5.9 – Estações pluviométricas compiladas pelo HiBAm na bacia do rio Madeira.....	69
Figura 5.10 – Precipitação média anual nas sub-bacias da Bolívia e do Peru.....	70
Figura 5.11 – Estações da base de dados COLA corrigidas (em cinza).....	71
Figura 5.12 - Variação da evapotranspiração potencial média mensal entre Porto Velho e Faz. Vista Alegre (1986-1990) .....	73
Figura 6.1 - Bacia discretizada em células e rede de drenagem.....	77
Figura 6.2 – Distribuição dos tipos de solo agrupados.....	78
Figura 6.3 – Distribuição das classes de cobertura vegetal .....	80
Figura 6.4 - Blocos de tipo de solo e vegetação .....	80
Figura 6.5 - Pontos com informações climatológicas.....	81
Figura 6.6 – Vazão calculada e observada em Abunã.....	87
Figura 6.7 - Hidrogramas observado e calculado em Faz. Vista Alegre.....	87
Figura 6.8 – Variação do coeficiente de Nash ( $R^2$ ).....	91
Figura 6.9 – Variação do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{log}$ ).....	91
Figura 6.10 – Variação do erro no volume.....	92
Figura 7.1 – Locais de experimentos realizados na Amazônia .....	96
Figura 7.2 - Variação da interceptação mensal na bacia .....	98
Figura 7.3 – Parcela de participação da cobertura vegetal sobre a interceptação média calculada com o MGB-IPH .....	98
Figura 7.4 – Interceptação acumulada calculada com o MGB-IPH .....	99
Figura 7.5 - Variação da evapotranspiração real mensal na bacia do Madeira .....	101
Figura 7.6 – Distribuição espacial da evapotranspiração média anual no período 1986-1990 calculada com o MGB-IPH.....	104

Figura 7.7 – Variação da transpiração mensal (ET) e umidade do solo diária (W) (ambas calculadas com o MGB-IPH).....	106
Figura 7.8 – Variação mensal na bacia do Madeira da evapotranspiração (E), evaporação (EI), transpiração da vegetação (ET) (calculadas com o MGB-IPH), radiação líquida em mm equivalente ( $R_n$ ) e precipitação (P).....	107
Figura 7.9 – Valor médio diário de E (calculada com o MGB-IPH), P e $R_n$ na bacia do Madeira.....	107
Figura 7.10 – Variação da umidade mensal do solo na bacia.....	113
Figura 7.11 – Variação diária da umidade do solo (calculada com o MGB-IPH) e precipitação mensal na bacia.....	114
Figura 7.12 – Distribuição espacial da umidade média do solo na cheia e na estiagem no período de 1983 a 1990 (calculada com o MGB-IPH).....	115
Figura 7.13 – Variação temporal da porcentagem de área com solo saturado (calculada com o MGB-IPH).....	116
Figura 7.14 – Distribuição espacial de solo saturado na bacia do Madeira (calculada com o MGB-IPH).....	117
Figura 7.15 – Variação da vazão em Faz. Vista Alegre conforme sua origem (calculada com o MGB-IPH).....	117
Figura 7.16 – Estações fluviométricas e sub-bacias utilizadas no cálculo do balanço hídrico.....	119
Figura 7.17 - Variação da interceptação mensal na bacia Amazônica.....	121
Figura 7.18 - Variação da evapotranspiração mensal na bacia Amazônica.....	121
Figura 7.19 - Variação da umidade mensal do solo na bacia Amazônica.....	122
Figura 7.20 - Variação da interceptação mensal na bacia do rio Madeira.....	123
Figura 7.21 - Variação da evapotranspiração mensal na bacia do rio Madeira.....	124
Figura 7.22 - Variação da umidade do solo mensal na bacia do rio Madeira.....	124
Figura 7.23 - Variação da interceptação mensal na porção brasileira da bacia do Madeira.....	124
Figura 7.24 - Variação da evapotransp. mensal na porção brasileira da bacia do Madeira.....	125
Figura 7.25 - Variação da umidade do solo mensal na porção brasileira da bacia do Madeira.....	125
Figura 7.26 – Distribuição espacial da umidade do solo na bacia Amazônica (calculada com o balanço hídrico).....	127
Figura 7.27 – Distribuição espacial da evapotranspiração na bacia Amazônica (calculada com o balanço hídrico).....	127
Figura 7.28 – Variação média mensal da umidade do solo (BH: balanço hídrico, Madeira – Br: parte brasileira da bacia do Madeira).....	128
Figura 8.1 – Variação anual do desmatamento na bacia Amazônica (Fonte: INPE) ...	132
Figura 8.2 – Região desmatada na bacia do rio Ji-Paraná (imagem Landsat).....	133

Figura 8.3 – Localização das bacias dos rios Ji-Paraná e Aripuanã.....	138
Figura 8.4 - Estações fluviométricas utilizadas na avaliação da qualidade da regionalização de vazão realizada pelo modelo .....	142
Figura 8.5 - Hidrogramas observado e calculado em Bom Destino.....	143

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 - Locais de experimento do projeto ABRACOS .....	39
Tabela 3.2 - Valores das estatísticas das simulações.....	42
Tabela 3.3 – Comparação da evapotranspiração em Ji-Paraná obtida com o MGB- IPH e por FISCH <i>et al.</i> (2000) (F-2000: FISCH <i>et al.</i> (2000)).....	43
Tabela 5.1 - Características das estações fluviométricas da área de estudo .....	61
Tabela 5.2 – Valores dos critérios estatísticos de avaliação.....	68
Tabela 6.1 - Tipos de solo presentes na bacia modelada.....	77
Tabela 6.2 - Grupos de solo criados a partir de características de profundidade e textura.....	78
Tabela 6.3 - Proporção de cobertura vegetal .....	79
Tabela 6.4 - Blocos de tipo de solo e cobertura vegetal .....	79
Tabela 6.5 - Valores dos parâmetros fixos .....	82
Tabela 6.6 – Limites dos parâmetros para a calibração automática .....	86
Tabela 6.7 - Valores dos critérios de avaliação da calibração e verificação .....	86
Tabela 7.1 – Interceptação medida em trabalhos de pesquisa na Amazônia.....	96
Tabela 7.2 – Evapotranspiração medida em pesquisas na Amazônia (E em mm.ano <sup>-1</sup> ).....	103
Tabela 7.3 – Evapotranspiração por bloco de tipo de solo e cobertura vegetal .....	103
Tabela 7.4 – Variação sazonal da evapotranspiração em regiões de floresta (ET – transpiração da vegetação) .....	108
Tabela 7.5 - Variação máxima do armazenamento do solo (adaptado de HODNETT <i>et al.</i> , 1996).....	110
Tabela 7.6 – Armazenamento médio e variação máxima do armazenamento do solo. ....	113
Tabela 7.7 – Descrição das sub-bacias utilizadas no cálculo do balanço hídrico .....	120
Tabela 7.8 – Proporção dos blocos e valor de $W_m$ .....	121
Tabela 7.9 – Valores médios anuais (BH: balanço hídrico, MGB: MGB-IPH).....	122
Tabela 7.10 – Balanço hídrico na bacia Amazônica .....	126
Tabela 8.1 – Desmatamento nos Estados brasileiros que compõem a bacia Amazônica (km <sup>2</sup> .ano <sup>-1</sup> ) – Fonte: INPE.....	132
Tabela 8.2 – Proporções de cobertura vegetal nas bacias Ji-Paraná e Aripuanã (%)... ..	139
Tabela 8.3 – Mudanças da vazão na bacia do rio Ji-Paraná .....	139
Tabela 8.4 – Mudanças da vazão na bacia do rio Aripuanã .....	139
Tabela 8.5 - Valores dos critérios de avaliação de estações não utilizadas na calibração.....	143

## LISTA DE ABREVIATURAS

- ABRACOS - *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*
- ANA - Agência Nacional de Águas
- ARME - *Amazon Region Micrometeorological*
- $B_0$  - Largura do rio (modelo de Muskingum-Cunge)
- b - parâmetro do MGB-IPH que define a relação entre a umidade do solo e a proporção de área saturada
- BH - Balanço hídrico
- $C_S$  - Parâmetro de propagação superficial nas células
- $C_I$  - Parâmetro de propagação sub-superficial nas células
- $C_B$  - Parâmetro de propagação subterrâneo nas células
- CMAP - *Climate Monitoring, Analysis and Prediction*
- COLA - *Center for Ocean Land Atmosphere*
- CRU - *Climatic Research Unit*
- DAO - *Data Assimilation Office (NASA)*
- DHSVM - *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*
- $D_{SUP}$  - Escoamento superficial
- $D_{INT}$  - Escoamento sub-superficial
- $D_{BAS}$  - Escoamento de base
- E – Evapotranspiração real
- $E_p$  – Evapotranspiração potencial
- EI - Evaporação real da lâmina interceptada
- $E_{Ip}$  - Evaporação potencial da lâmina interceptada
- ET - Transpiração real da água presente no solo
- $ET_p$  - Transpiração potencial da água presente no solo
- ENSO - *El Niño Southern Oscillation*
- EV – Erro de volume no cálculo do balanço hídrico na bacia Amazônica
- $F_4$  - Coeficiente de ajuste da resistência superficial em função da umidade do solo
- FDE - Fração de demanda da evapotranspiração
- GCM - *Global Circulation Model*
- GEOS-1 - *Goddard Earth Observing System*
- GEWEX - *Global Energy and Water Cycle Experiment*
- GHCN - *Global Historical Climatology Network*

GPCP - *Global Precipitation Climatology Project*  
GRU - *Grouped Response Units*  
GSWP - *Global Soil Wetness Project*  
h - Altura média da vegetação  
HiBAm - Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica  
IAF - Índice de Área Foliar  
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
IPH – Instituto de Pesquisas Hidráulicas  
ISBA - *Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere*  
ISLSCP - *International Satellite Land Surface Climatology Project*  
 $K_{INT}$  - Parâmetro do escoamento sub-superficial  
 $K_{BAS}$  - Parâmetro do escoamento de base  
LBA - Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia  
LC - *Land Cover dataset*  
MCG - Modelo de Circulação Global  
MCG GEOS – Modelo de Circulação Global *Goddard Earth Observing System*  
MCG GISS - Modelo de Circulação Global *Goddard Institute for Space Studies*  
Météo-France - *Centre National de Recherche Météorologique*  
MGB-IPH - Modelo Hidrológico de Grandes Bacias  
MNT – Modelo numérico do terreno  
n – Coeficiente de rugosidade de Manning  
NCAR - *National Center for Atmospheric Research*  
NCEP - *National Centers for Environmental Prediction*  
NWP - *Numerical Weather Prediction*  
P - Precipitação descontada a interceptação  
PC - Precipitação sobre a cobertura vegetal  
Q – Vazão no cálculo do balanço hídrico na bacia Amazônica (em  $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ )  
 $Q_0$  - Vazão de referência (modelo de Muskingum-Cunge)  
 $Q_{CEL}$  - vazão total da célula  
 $Q_{SUP}$  – Vazão de saída do reservatório superficial  
 $Q_{INT}$  – Vazão de saída do reservatório sub-superficial  
 $Q_{BAS}$  – Vazão de saída do reservatório subterrâneo  
 $R^2$  - Coeficiente de Nash  
RFE - *NWP Regional Finite Element*

$R_{\log}$  - Coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões  
 $R_n$  – Radiação líquida  
 $r_a$  - Resistência aerodinâmica  
 $r_s$  - Resistência superficial  
 $S_0$  - Declividade do rio principal da célula  
SIL - Reservatório de interceptação  
SRB - *Surface Radiation Budget*  
SSiB - *Simplified Simple Biosphere*  
SVATS - *Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme*  
TKS - Tempo de retardo do reservatório superficial  
TKI - Tempo de retardo do reservatório sub-superficial  
TKB - Tempo de retardo do reservatório subterrâneo  
TRMM - *Tropical Rain Measuring Mission*  
 $u_{m,10}$  - Velocidade do vento a 10 m de altura  
UP - *Upscaled Physically-based*  
VIC-2L - *Variable Infiltration Capacity - 2 Layers*  
VSA - *Variable source area*  
x - Proporção de área saturada  
XL - Índice de porosidade do solo  
W – Armazenamento médio do solo  
WASA - *Water Availability in Semi-Arid Environments*  
WaSiM - *Water flow and balance Simulation Model*  
 $W_C$  - Limite de armazenamento para que ocorra escoamento de base  
 $W_L$  - Armazenamento em que se inicia o efeito sobre a resistência superficial ( $r_s$ )  
 $W_m$  - Capacidade de armazenamento do solo  
 $W_{PM}$  - Armazenamento do solo no ponto de murcha  
 $W_Z$  – Limite de armazenamento para que ocorra escoamento sub-superficial  
 $z_0$  - Rugosidade da superfície  
 $\alpha$  - Coeficiente de interceptação  
 $\Delta V$  - Relação entre volumes medidos e calculados pelo modelo

## 1. INTRODUÇÃO

Desde a primeira metade do século XIX, têm-se feito estudos hidrológicos na bacia do rio Amazonas para se tentar compreender, quanti e qualitativamente, os processos envolvidos no ciclo hidrológico da bacia. Mais recentemente, projetos como o PHICAB (*Programa Climatológico e Hidrológico de la Cuenca Amazónica de Bolivia*), HiBAm (Hidrologia e Geoquímica da Bacia Amazônica), ABRACOS (*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*), ARME (*Amazon Region Micrometeorological Experiment*) e LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) têm investido em pesquisas que visam alcançar esse objetivo. Esses projetos contribuem ao agregar esforços aos estudos e monitoramento já rotineiramente realizados pela Agência Nacional de Águas (ANA). Algumas das medições realizadas por esses projetos são precipitação, interceptação, umidade no solo, evapotranspiração, variáveis climatológicas e vazão nos rios. A partir dessas medições é possível realizar a análise do funcionamento hidrológico da bacia. Até o momento, as informações obtidas foram levantadas de forma localizada, com experimentos em pequenas bacias hidrográficas, ou de forma pontual. Entretanto, a maioria dos processos hidrológicos não são lineares e, portanto, não é possível a interpolação ou extrapolação espacial das variáveis medidas.

Uma forma de se obter a variação temporal e espacial dos processos hidrológicos em grandes bacias é por meio do uso de modelos matemáticos, que utilizam equações físicas e empíricas para a representação desses processos. No caso da Hidrologia, o modelo matemático utiliza precipitação, variáveis climatológicas, vazão, cobertura vegetal, tipo de solo, altimetria, dentre outras informações, como dado de entrada para a representação das fases que compõem o ciclo hidrológico.

A bacia Amazônica, em virtude de suas dimensões e características próprias, necessita de maior atenção em alguns aspectos da modelagem matemática. Um aspecto importante é o conjunto de elementos próprios de grandes bacias e que devem ser representados no modelo hidrológico. Alguns desses elementos são a variabilidade espacial das características físicas da bacia e dos parâmetros do modelo, o balanço de água no solo e a interceptação da precipitação. Os dois últimos elementos possuem importância maior em regiões florestadas como a Amazônia.

Utilizou-se, neste trabalho, o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias (MGB-IPH) desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal

do Rio Grande do Sul. A utilização do modelo permitiu avaliar se a sua parametrização é adequada o suficiente para ser utilizada na bacia Amazônica. Dessa forma, este trabalho se junta a outros que visam o aprimoramento do MGB-IPH.

Esse trabalho insere-se, também, nos objetivos previstos pelo projeto HiBAm. A modelagem hidrológica da bacia do rio Amazonas, assim como o estudo dos seus processos hidrológicos fazem parte dos objetivos desse projeto e, portanto, este trabalho pode contribuir para o alcance dessas metas.

## **1.1. JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA**

Cada vez mais, as pesquisas realizadas na Amazônia têm demonstrado como essa região tem influência sobre o equilíbrio do meio ambiente na América do Sul e, em alguns casos, até mesmo, sobre o planeta. A dinâmica das áreas de inundação na planície Amazônica, por exemplo, é um fenômeno importante em virtude da alta fertilidade e do grande potencial para a agricultura dessas regiões. Mais um exemplo é o seqüestro de carbono da atmosfera pela floresta, o qual interfere na concentração de CO<sub>2</sub>, que, por sua vez, influencia diretamente o processo de aquecimento global do planeta, haja vista que esse gás é um dos que mais contribuem para o aumento do efeito estufa. Outro fenômeno relevante que ocorre na Amazônia são os fluxos de energia entre solo-vegetação-atmosfera, que interferem na dinâmica do clima.

Outras questões importantes estão relacionadas à Amazônia. A região, por exemplo, detém cerca de 68% da disponibilidade de recursos hídricos do Brasil, possui uma das maiores biodiversidades do planeta e seus rios são utilizados como importantes vias de transporte.

Em todos os fenômenos e questões citados, a água possui papel central, justificando, assim, a busca pelo entendimento dos processos hidrológicos que ocorrem na bacia. Pode-se alcançar esse objetivo por meio de estudos envolvendo levantamentos pontuais ou por meio do uso de modelos matemáticos, em que se tem uma visão mais abrangente a depender da escala adotada.

Particularmente no que diz respeito aos seus recursos hídricos, os rios e a hidrologia da Amazônia são responsáveis por processos de interesse de várias pesquisas desenvolvidas por diversos grupos nacionais e internacionais. Este trabalho junta-se a essas pesquisas no sentido de melhorar o entendimento dos processos hidrológicos da bacia Amazônica. Esse entendimento ajudará na previsão das conseqüências sobre os recursos hídricos de eventuais modificações no ambiente da região como, por exemplo,

mudança no uso do solo e mudança no clima. A preocupação com as modificações no equilíbrio do ambiente da Amazônia se justifica pela crescente pressão exercida pelas diversas formas de exploração da região como, por exemplo, o avanço da fronteira agrícola, a extração de madeira da floresta, a construção de usinas hidrelétricas e a exploração das riquezas minerais e biológicas.

A partir da metodologia desenvolvida neste trabalho, será possível estender o uso do modelo para toda a bacia e, assim, analisar o funcionamento hidrológico de todo o sistema Amazônico. Isso será possível graças à busca que se procedeu por bases de dados alternativas para a alimentação do modelo. Dessa forma, sub-bacias localizadas fora do Brasil poderão ser modeladas sem a dependência da disponibilidade de informações hidrológicas de instituições estrangeiras.

A modelagem desenvolvida trará como diferencial a representação do escoamento horizontal do volume d'água resultante do balanço hídrico na interface solo/vegetação. Os trabalhos já realizados na bacia Amazônica contemplam apenas o balanço vertical e fornecem o escoamento resultante sem realizar a sua propagação na superfície da bacia. Além disso, as simulações foram realizadas com passo de tempo diário, diferentemente da maioria dos trabalhos já realizados, em que se utilizou intervalo mensal ou anual.

A modelagem matemática apresenta algumas vantagens como, por exemplo, baixo custo para a análise dos processos e a capacidade de realizar previsão do comportamento desses mesmos processos diante de modificações no meio ambiente.

## **1.2. OBJETIVOS**

Este trabalho tem como objetivo geral aprimorar o entendimento dos processos hidrológicos na bacia do rio Amazonas por meio do uso de modelagem matemática. Os processos estudados são interceptação da precipitação pela vegetação, evapotranspiração, umidade do solo e os mecanismos de geração do escoamento.

Os objetivos específicos são:

- ✓ Testar bases de dados alternativas para serem utilizadas na modelagem hidrológica da bacia Amazônica;
- ✓ Avaliar a potencialidade do modelo na geração de informações de vazão na bacia em locais não monitorados.
- ✓ Avaliar as conseqüências da mudança de cobertura vegetal sobre o escoamento.

Ao fim do trabalho, o modelo hidrológico deverá ter sido avaliado de tal forma que possa ser utilizado em toda a bacia Amazônica. Para isso, deve-se verificar se a parametrização do modelo é adequada para a bacia e se os dados disponíveis atualmente são suficientes para a calibração e verificação do modelo.

Como estudo de caso, realizaram-se os estudos propostos na bacia do rio Madeira, a qual se estende por Bolívia, Brasil e Peru e possui área de drenagem de 1.324.727 km<sup>2</sup>.

### **1.3. ESTRUTURA DO TEXTO**

O segundo capítulo do trabalho discute, primeiramente, sobre a modelagem matemática do ciclo hidrológico e os principais fatores que a caracterizam. Relacionam-se, em seguida, os principais modelos voltados para a simulação de grandes bacias e que podem ser utilizados na bacia Amazônica. O capítulo é finalizado descrevendo-se trabalhos de modelagem já desenvolvidos na bacia.

O capítulo 3 descreve o funcionamento do modelo MGB-IPH, bem como as equações utilizadas para representar os processos que compõem o ciclo hidrológico. A parte final do capítulo apresenta a avaliação da parametrização adotada pelo modelo. Essa avaliação foi realizada utilizando-se os dados monitorados durante o projeto ABRACOS.

No quarto capítulo, discute-se, inicialmente, sobre os fatores que caracterizam a hidrologia de florestas. Em seguida, descrevem-se as características da bacia Amazônica relacionadas aos processos hidrológicos tais como clima e variáveis hidrometeorológicas, geomorfologia da bacia, tipo solo e cobertura vegetal. Ainda nesse capítulo, apresenta-se a área de estudo escolhida para o estudo de caso (características e localização).

O uso de bases de dados alternativas é tratado no Capítulo 5. Dados de precipitação provenientes de reanálises e informações climatológicas para o cálculo da evapotranspiração foram testados e analisados para serem utilizados na simulação hidrológica da bacia Amazônica. Os demais dados de entrada do modelo também são descritos nesse capítulo.

O sexto capítulo apresenta, primeiramente, o pré-processamento dos dados de entrada do modelo. Em seguida, descreve-se o processo de calibração dos parâmetros e a posterior verificação do modelo. Uma breve discussão é realizada a respeito das incertezas associadas à modelagem hidrológica.

O sétimo capítulo apresenta a discussão sobre os processos hidrológicos na bacia estudada. Os resultados obtidos com o MGB-IPH são analisados face os valores obtidos por experimentos de campo e simulações de outros modelos. Ainda nesse Capítulo, são apresentados os resultados do balanço hídrico de toda a bacia Amazônica.

No oitavo capítulo, apresenta-se a avaliação das conseqüências da mudança de cobertura vegetal sobre o escoamento de duas sub-bacias do rio Madeira. Além disso, avalia-se o potencial do modelo em gerar informações de vazão, ou seja, uso do modelo como ferramenta para a regionalização de vazões.

Finalmente, o Capítulo 9 apresenta as conclusões da tese e as recomendações para trabalhos futuros.

## 2. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS

O interesse sobre a modelagem hidrológica de grandes áreas tem levado à elaboração de novas ferramentas computacionais para a melhor representação dos fenômenos hidrológicos que se passam nessas regiões. SOLOMON *et al.* (1968) apresentam uma das primeiras abordagens voltadas para a simulação hidrológica em grandes áreas. Nessas simulações, o cálculo da precipitação, temperatura e escoamento superficial são realizados em nível anual em uma área de 111.000 km<sup>2</sup> representada em uma malha com grade de 10 km.

O interesse pela simulação hidrológica de grandes bacias por meio de modelos matemáticos surge com a necessidade de se representar os fenômenos hidrológicos importantes para os Modelos de Circulação Global (MCG), assim como de simular os efeitos das mudanças climáticas e do uso do solo sobre os recursos hídricos. O modelo Budyko foi um dos primeiros a ser usado com esse intuito em escala global. O Budyko representava os processos de infiltração e evaporação de maneira muito simples e considerava que os parâmetros eram constantes para todo o globo (LIANG *et al.*, 1994).

Com o objetivo de melhorar a representação da fase hidrológica dos MCG's, surgem na década de 80 os SVATS (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme*), que buscam simular as interações da vegetação com a coluna de solo e a atmosfera. Essa interação afeta os fluxos superficiais de energia, especialmente o calor latente.

Outros modelos surgiram para outros objetivos, mas apresentaram potencialidade de uso em grandes áreas. O modelo Xinanjiang, por exemplo, foi desenvolvido na China em 1973 e largamente utilizado em previsões de cheia a partir do início da década de 80 (ZHAO *et al.*, 1980).

Uma questão particularmente importante referente à modelagem de grandes bacias diz respeito à incorporação de parâmetros e funções que possuem um sentido físico. As parametrizações físicas são indicadas para a avaliação dos efeitos de mudanças no uso do solo e extrapolação dos valores dos parâmetros de uma bacia para outra. PIMENTEL DA SILVA e EWEN (2000) discutem a incorporação de parametrizações físicas em modelos de grandes bacias e destacam que esses modelos devem incorporar o realismo dos modelos físicos com a simplicidade dos modelos conceituais. Essa ação conduzirá a modelos que utilizam parâmetros que podem ser determinados por meio de levantamento no campo ou sensoriamento remoto.

As contribuições e pesquisas para essa parte da hidrologia somaram-se ao longo dos anos 80 e 90. O item a seguir relaciona algumas dessas contribuições que auxiliaram o desenvolvimento de ferramentas para a modelagem hidrológica de grandes bacias.

## **2.1. CARACTERÍSTICAS DA SIMULAÇÃO DE GRANDES BACIAS**

PIMENTEL DA SILVA e EWEN (2000) afirmam que a hidrologia de pequenas bacias difere da hidrologia de grandes bacias nos seguintes aspectos: variedade do relevo, diferentes usos e tipos de solo, diversidade de vegetação e representação da rede de drenagem. Os autores destacam, ainda, que, no caso das bacias da região Amazônica, observa-se que a representação do reservatório subterrâneo é muito importante. Por outro lado, COLLISCHONN e TUCCI (2001) indicam que a chave principal da representação de uma bacia em determinada escala está no balanço hídrico do solo e no cálculo do escoamento superficial. A seguir, apresentam-se alguns fatores que caracterizam a modelagem de grandes bacias como a escala, balanço hídrico do solo e áreas hidrologicamente homogêneas.

### **2.1.1. Escalas hidrológicas**

Os processos hidrológicos estão diretamente relacionados às escalas temporal e espacial. A análise do comportamento de uma variável hidrológica deve levar em conta esses fatores. A escala temporal dos processos hidrológicos podem ser de curto prazo (de minutos a poucos dias), sazonal (dentro do ano), interanual de curto prazo (2 a 3 anos) e variabilidade decadal (dezenas de anos) (TUCCI, 2003). Quanto à variabilidade espacial, os processos hidrológicos podem ser avaliados em cinco níveis diferentes: micro ( $<10^4 \text{ km}^2$ ), transição  $\gamma$  ( $10^4 - 10^5 \text{ km}^2$ ), meso ( $10^5 - 10^6 \text{ km}^2$ ), transição  $\alpha$  ( $10^6 - 10^7 \text{ km}^2$ ) e macro ( $>10^7 \text{ km}^2$ ) (TUCCI, 2003).

Uma das grandes dificuldades do estudo da hidrologia de grandes bacias está na questão da escala. Segundo MENDIONDO e TUCCI (1997), os fatores intervenientes na representação dos processos hidrológicos em diferentes escalas são: a) a heterogeneidade espacial dos sistemas hídricos e a incerteza com a qual os parâmetros e processos são medidos em diferentes escalas; b) a dificuldade de representar os processos caracterizados e analisados na microescala para outras escalas da bacia hidrográfica e; c) a falta de relação entre os parâmetros de modelos matemáticos com as

diferentes configurações espaciais encontradas na natureza. Ainda para MENDIONDO e TUCCI (1997), o problema da escala reside em conhecer como variáveis e parâmetros são representados em escalas diferentes e como estabelecer as funções de transferência entre essas escalas, pois, normalmente, a equação para representar um determinado fenômeno é levantada a partir de experimentos de campo em uma área limitada. Um exemplo conhecido é a equação de infiltração obtida por meio de experimentos de campo para uma área de poucos  $\text{cm}^2$ . Quando utilizada em uma área de muitos  $\text{m}^2$  ou  $\text{km}^2$ , os parâmetros da equação devem ser modificados. Em outros casos, no entanto, a transferência entre escalas pode não ter sentido físico como, por exemplo, o parâmetro de condutividade hidráulica dos solos, pois sua definição está associada à escala de observação (PIMENTEL DA SILVA e EWEN, 2000).

A abordagem para tratar a transferência dos processos de escalas menores para escalas maiores é denominada de *upscaling*, ou integração, e de escalas maiores para escalas menores chama-se *downscaling*. BLÖSCHL e SIVAPALAN (1995) citam como exemplos de processo de integração a determinação da condutividade hidráulica em uma área a partir de sondagens e a determinação da cheia com período de retorno de 100 anos a partir de uma série de 10 anos. Por outro lado, o uso de coeficiente de escoamento derivado de uma grande bacia em uma pequena bacia é considerado um processo de *downscaling*.

PIMENTEL DA SILVA e EWEN (2000) afirmam que o problema da escala na modelagem hidrológica está relacionado ao fato de que muitos modelos foram desenvolvidos a partir da generalização de relações estabelecidas com base em análises pontuais. A utilização desses modelos em macrobacias pode ser inviável na medida em que os fenômenos observados na pequena escala não são lineares e, conseqüentemente, a sua extrapolação para áreas maiores por meio da generalização da aplicação das equações do modelo não é correta do ponto de vista teórico. A questão está em como realizar a transferência de uma escala para outra.

Para superar esse problema, algumas soluções são possíveis. PIMENTEL DA SILVA e EWEN (2000) destacam que se pode adotar uma abordagem estocástica, em que se utilizam funções de distribuição de probabilidade, ou uma abordagem determinística, que é mais complexa, mas possui maior potencial em capturar as características físicas da bacia.

BERGSTRÖM e GRAHAM (1998) chamam a atenção para o problema da escala no que se refere à parametrização a ser adotada. Nos modelos conceituais,

quando o objetivo é o cálculo do balanço hídrico e a representação do hidrograma da bacia, não há grande dificuldade em se passar de uma escala menor para uma escala maior. Nos modelos físicos, que são voltados para um maior detalhamento dos processos, a passagem para escalas maiores é mais difícil em virtude da grande heterogeneidade da bacia, ou seja, a variabilidade das características da bacia. Segundo os autores, o balanço hídrico no solo adotado pelo modelo conceitual HBV (semelhante ao do modelo Xinanjiang) é um exemplo de formulação cujos parâmetros não sofrem grande alteração ao passar de uma escala menor para outra maior. Como exemplo tem-se o trabalho de LINDSTRÖM *et al.* (1997), que utilizaram o HBV em uma grande variedade de escalas sem modificação de sua estrutura. A área modelada foi dividida em sub-bacias cujas superfícies, em média, eram de 40 km<sup>2</sup>. Segundo os autores, o bom desempenho do modelo se explica pelo fato de que uma grande bacia é a soma de várias pequenas bacias. Apesar dessa afirmação, deve-se deixar claro que alguns componentes dos modelos devem sofrer modificações para melhor representar os fenômenos hidrológicos em escalas maiores.

Na modelagem hidrológica, a transferência de processos é função de variáveis de estado, dos parâmetros, dos dados de entrada e da parametrização. Em uma abordagem de integração, variáveis de estado, como a umidade do solo, e dados de entrada, como a precipitação, podem ser tratadas de forma mais simples. As transferências de informações dos parâmetros e da parametrização do modelo, no entanto, possuem maior complexidade.

Os modelos distribuídos são uma tentativa de integração espacial, pois utilizam células que são integradas até a dimensão da bacia hidrográfica. Em cada célula, os processos são tratados de forma uniforme e a resposta na escala superior seria dada pela soma dos valores das células (MENDIONDO e TUCCI, 1997). Por outro lado, BLÖSCHL e SIVAPALAN (1995) afirmam que os processos que ocorrem em uma escala menor que a célula do modelo são representados implicitamente ou parametrizados. Os processos que ocorrem em uma escala maior que a célula devem ser representados explicitamente, ou seja, elemento por elemento. A representação no interior da célula pode ser realizada assumindo-se que os parâmetros e os processos são uniformes ou por meio do uso de funções de distribuição. Para representar os processos elemento por elemento, pode-se utilizar informações auxiliares como, por exemplo, a topografia para determinar a umidade do solo ou tipo de solo para determinar propriedades hidráulicas do solo.

Com o intuito de refinar a representação dos processos hidrológicos nos modelos para grandes bacias, BECKER (1995) sugere, ainda, a divisão da bacia em zonas onde as variáveis climatológicas, como a precipitação, por exemplo, possuem valores uniformes. Após a delimitação dessas zonas, proceder-se-ia com a determinação das regiões da bacia que podem ter comportamento hidrológico semelhante como áreas impermeáveis, vertentes e regiões planas.

### **2.1.2. Balanço hídrico no solo**

Dada uma precipitação “P” já descontada a interceptação e a evaporação, a separação de volumes ou balanço hídrico no solo consiste na determinação da quantidade de água que contribui para o escoamento superficial, o volume de água que é infiltrado e formará o escoamento sub-superficial, a quantidade de água percolada que contribuirá para o escoamento de base ou subterrâneo e o volume evapotranspirado. Em geral, os escoamentos sub-superficial e subterrâneo são calculados em função da umidade do solo. A evapotranspiração é determinada por meio de equações que podem ter boa base física. O escoamento superficial é o componente mais importante e de difícil determinação em virtude dos inúmeros fatores intervenientes como tipo de solo da bacia, cobertura vegetal, estado de umidade do solo e topografia do terreno. Em virtude de sua importância, o escoamento superficial é discutido em maior detalhe a seguir.

Há dois tipos de mecanismos que governam a geração de escoamento superficial: excesso de infiltração e excesso de saturação. No escoamento gerado por excesso de infiltração, denominado de hortoniano, o escoamento ocorre sempre que a intensidade da precipitação for superior à capacidade de infiltração do solo. O escoamento hortoniano está associado a eventos de precipitação intensa e, geralmente, é aplicável em superfícies impermeáveis em áreas urbanas e superfícies naturais com finas camadas de solo e baixa capacidade de infiltração como em regiões áridas e semi-áridas, nas quais a cobertura vegetal é escassa para reter umidade por longo período (CHOW *et al.*, 1988 e ASCE, 1996). Exemplos de modelos que utilizam essa abordagem são o IPH II (TUCCI, 1998), o SCS desenvolvido pelo USDA *Soil Conservation Service* dos Estados Unidos e o SMAP (LOPES *et al.*, 1981), cujo equacionamento de separação do escoamento é baseado no modelo SCS. Esses modelos, além de utilizarem conceitos hortonianos, possuem em comum o fato de tratarem o problema da separação de volumes de modo concentrado no espaço, ou seja,

determina-se um único valor de percolação, infiltração e volume superficial para toda a bacia. Para as grandes bacias, esse tipo de formulação não é satisfatória, pois a variabilidade espacial do balanço hídrico no solo não é desprezível.

Particularmente no caso da região Amazônica há outro fator complicador para a admissão do escoamento hortoniano. HODNETT *et al.* (1995) afirmam que, em regiões florestadas, em geral, o escoamento superficial tipo hortoniano não é observado. De acordo com STEENHUIS *et al.* (2004), o escoamento hortoniano também não é verificado em regiões úmidas, onde a capacidade de infiltração do solo é muito maior que a intensidade das chuvas.

No mecanismo de geração de escoamento superficial por excesso de saturação, o segundo mecanismo citado anteriormente, o escoamento é gerado em pontos onde a camada superficial do solo alcançou a saturação. Esse mecanismo está relacionado a fatores como profundidade do solo, área da bacia a montante do ponto considerado e a topografia local.

Segundo STEENHUIS *et al.* (2004), o escoamento por excesso de saturação pode ser observado de duas formas: a precipitação incidente diretamente sobre áreas saturadas ou o escoamento sub-superficial que retorna à superfície. Esse último ocorre se o escoamento sub-superficial que entra em uma área saturada é superior à capacidade desse escoamento de sair da área saturada. Enquanto a primeira forma ocorre durante e logo após os eventos de chuva, a segunda forma pode ser observada tanto quanto se prolongue o estado de saturação do solo onde se verifica o escoamento sub-superficial. Em virtude de haver uma variação espacial e temporal das fontes geradoras de escoamento superficial, essa abordagem é denominada de *variable source area* (VSA). A Figura 2.1 mostra os pontos onde, com maior frequência, verifica-se a geração de escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui.

Xinjiang, ARNO (TODINI, 1996) e TOPMODEL (BEVEN *et al.*, 1995) são modelos bastante difundidos no meio científico e que utilizam o conceito de VSA. Os modelos Xinjiang e ARNO utilizaram uma função de distribuição exponencial, que faz uso de conceitos estatísticos para o cálculo do escoamento superficial e do armazenamento no solo. Esse conceito permitiu uma melhor representação do balanço hídrico no solo de grandes áreas, pois leva em consideração a heterogeneidade do sistema. A proporção de área saturada, a partir da qual é determinada o volume do escoamento superficial, é função da umidade média do solo em um dado elemento, que

pode ser uma sub-bacia, uma célula em que a bacia foi discretizada ou, ainda, um bloco definido a partir de características da área de estudo. A Figura 2.2 mostra a função que relaciona a proporção de área saturada ( $x$ ) e a umidade do solo ( $w$ ). A integração dessa função permite obter a umidade do solo média da bacia ( $W$ ), o escoamento superficial ( $R$ ) e a variação do armazenamento no solo ( $\Delta W$ ). A função da Figura 2.2 mostra que a bacia responde de forma não-linear à precipitação incidente. O equacionamento da curva da Figura 2.2 é apresentado no Capítulo 3.

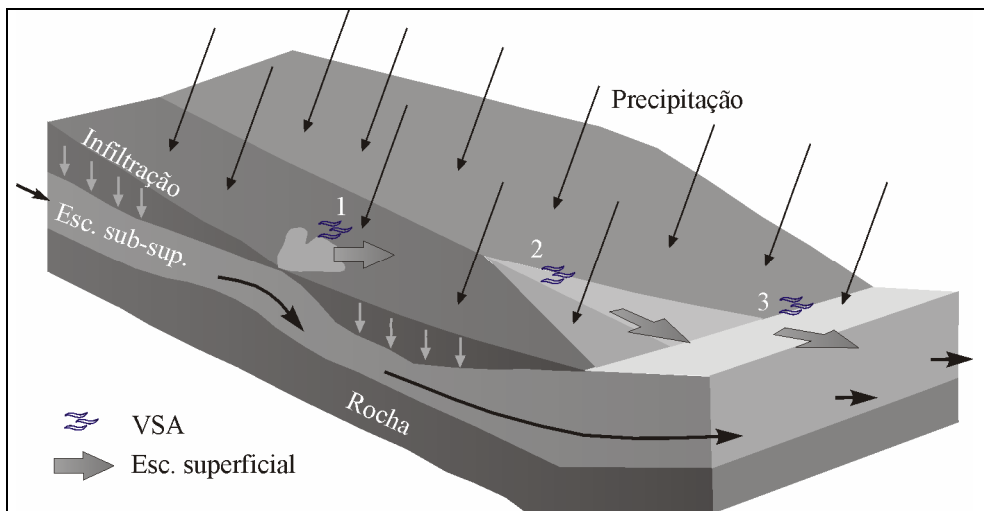


Figura 2.1 - Pontos em uma bacia onde se verifica escoamento superficial por excesso de saturação: 1) solo pouco profundo; 2) área de convergência da topografia e; 3) locais onde a declividade do terreno diminui (STEENHUIS *et al.*, 2004)

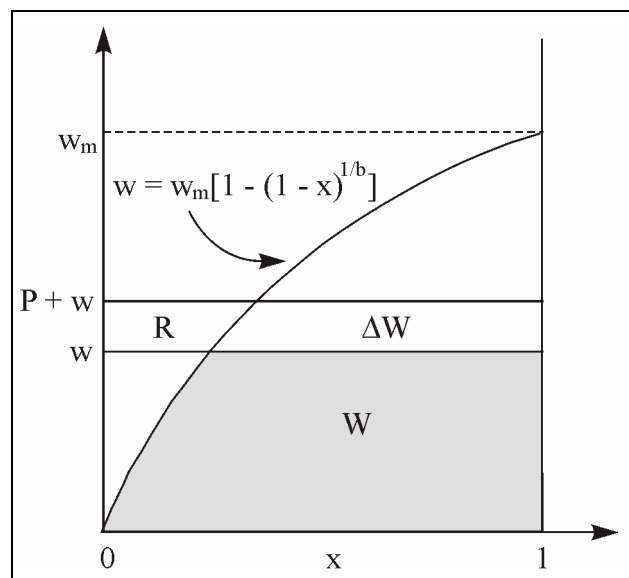


Figura 2.2 - Curva que relaciona umidade do solo e proporção de área com solo saturado (ZHAO *et al.*, 1980)

BERGSTROM e GRAHAM (1998) fazem uma analogia para o melhor entendimento do processo de geração de escoamento superficial por meio da curva mostrada na Figura 2.2. O estado de umidade do solo na bacia é representado pelo estado de uma planta em um vaso (parte superior da Figura 2.3). Essa representação dá uma idéia da heterogeneidade da bacia no que diz respeito ao estado de umidade do solo. Na parte inferior da Figura 2.3, pode-se visualizar como se dá a relação entre a umidade do solo e a geração de escoamento superficial traduzida por meio da função de distribuição exponencial do modelo Xinanjiang.

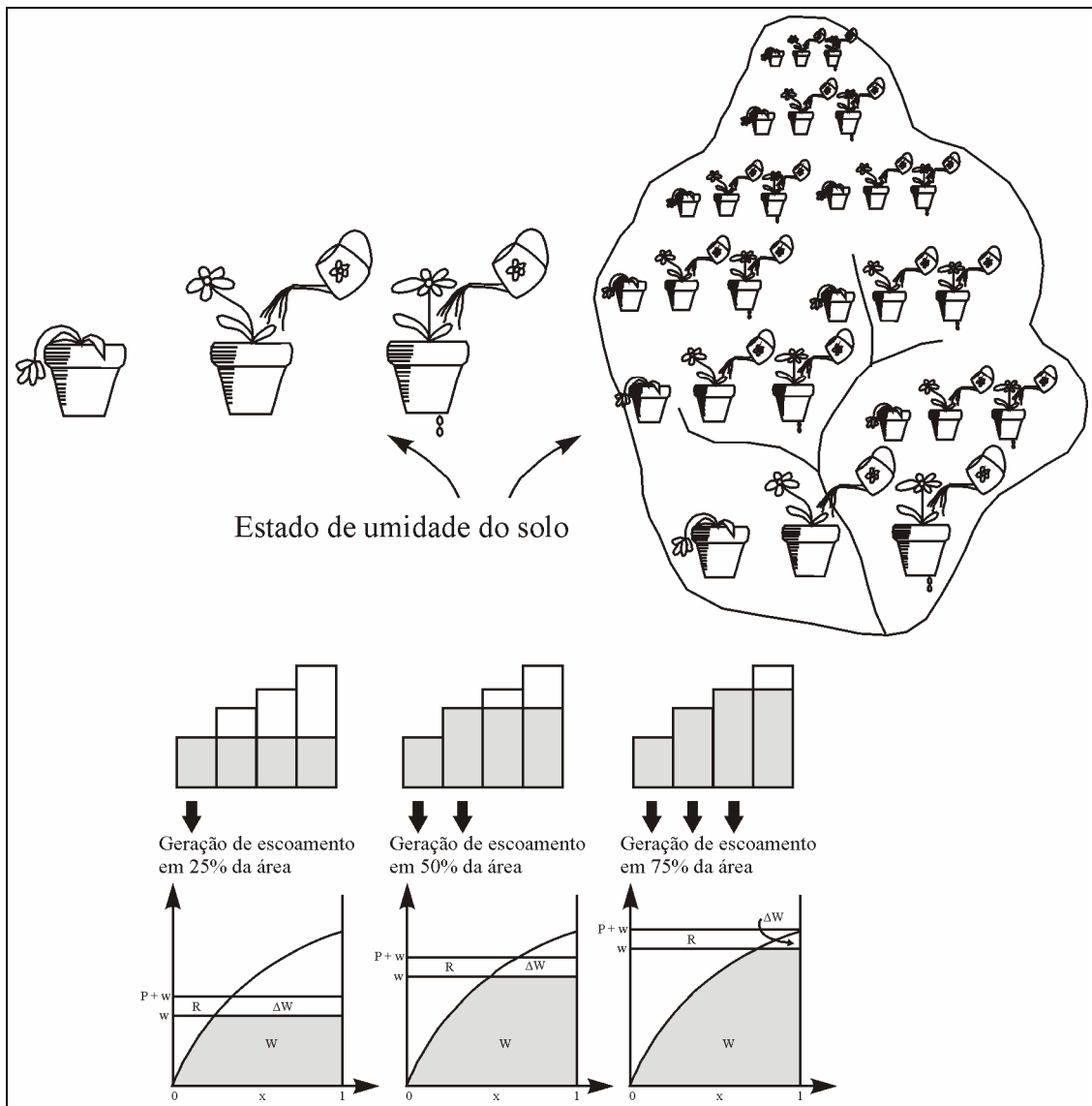


Figura 2.3 - Variabilidade do estado de umidade do solo e geração de escoamento na bacia (adaptado de BERGSTROM e GRAHAM (1998))

O TOPMODEL é outro modelo que utiliza o conceito de VSA. Seu desenvolvimento teve início no final da década de 1970 e a partir disso sofreu várias

modificações conforme as necessidades e objetivos dos usuários, bem como as características das bacias modeladas. No que diz respeito à geração de escoamento superficial, o TOPMODEL utiliza tanto o conceito de excesso de infiltração como de excesso de saturação. Para determinar esse último, o modelo utiliza o conceito de índice topográfico para calcular o potencial de um ponto em se saturar e, por consequência, gerar escoamento. O índice topográfico é dado por  $\ln(a/tg\beta)$ , onde  $a$  é a área acumulada a montante que drena para um ponto e  $\beta$  é a declividade local do terreno, utilizada como uma aproximação do gradiente hidráulico do lençol freático. A elevação ou o rebaixamento da zona saturada no ponto depende da relação entre o fluxo que entra e o fluxo que sai do mesmo.

O índice topográfico indicará os pontos onde o fluxo de entrada é maior que o de saída, ou seja, onde há maior tendência para atingir a saturação. HORNBERGER *et al.* (1998) apresentam um esquema que deixa mais claro os principais fatores intervenientes no conceito de índice topográfico, o qual é mostrado na Figura 2.4.

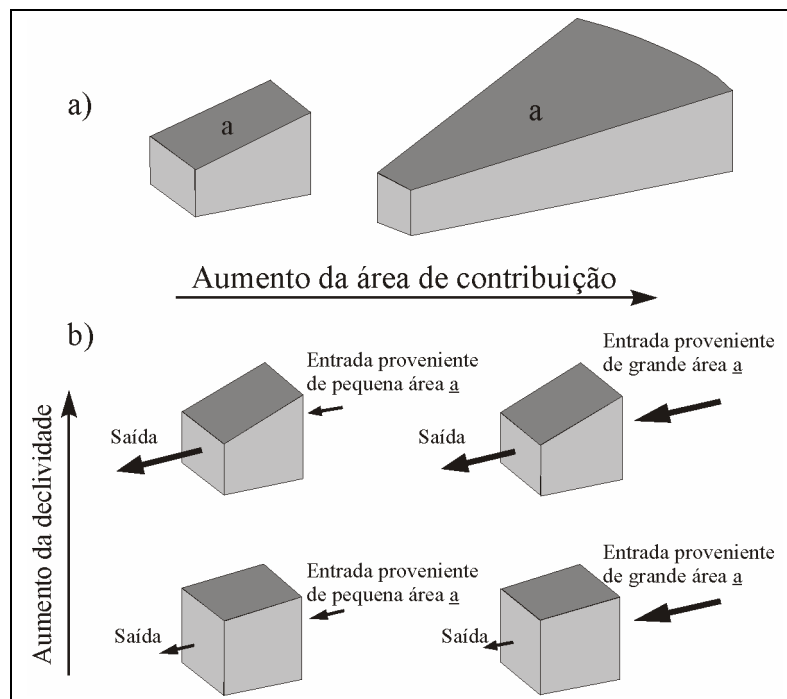


Figura 2.4 - Fatores intervenientes na entrada e saída de água em um elemento do modelo TOPMODEL (HORNBERGER *et al.*, 1998)

Segundo esse esquema, o fluxo que entra em um ponto é função da área de contribuição  $a$  e de características topográficas do terreno (se é convergente, divergente ou plano) (Figura 2.4-a). Do outro lado, o fluxo de saída é função da declividade do elemento (Figura 2.4-b). De acordo com a Figura 2.4, os pontos que possuem maior

potencial de saturação ou, em outras palavras, geração de escoamento são os que possuem maior área acumulada a montante e menor declividade.

O escoamento superficial é proveniente da precipitação que cai sobre a porção da bacia que está saturada e do escoamento sub-superficial que retorna para a superfície. Ambas as fontes geradoras de escoamento superficial estão relacionadas ao déficit médio de armazenamento no solo da bacia, que é função, dentre outras variáveis, do índice topográfico.

### **2.1.3. Áreas hidrologicamente homogêneas**

O conceito de Áreas Hidrologicamente Homogêneas (do inglês *Grouped Response Units* - GRU) surgiu no final da década de 80 e contribuiu significativamente para a modelagem de grandes bacias (KOUWEN *et al.*, 1993 e KITE e KOUWEN, 1992). A aplicação do conceito de GRU's consiste na divisão da bacia hidrográfica em áreas de acordo com as características de tipo de solo, uso do solo, cobertura vegetal ou topografia do terreno. As áreas homogêneas podem ser descontínuas e são representadas no modelo em termos percentuais com relação à área total analisada. A grande vantagem dessa ferramenta está na capacidade de auxiliar na representação da distribuição espacial do balanço hídrico do solo, ou seja, as equações podem ser utilizadas em cada GRU.

KOUWEN *et al.* (1993) utilizou essa ferramenta na modelagem de quatro bacias no Canadá com área variando de 125 km<sup>2</sup> a 4.000 km<sup>2</sup>. A mesma técnica foi aplicada em uma bacia de 1.260 km<sup>2</sup> na Austrália por WOOLDRIDGE e KALMA (2001), que utilizaram quatro diferentes informações para delimitação das GRU's: profundidade do solo, tipo de uso do solo, combinação de profundidade do solo e tipo de uso e, por último, um índice de umidade determinado em função da precipitação e da evapotranspiração. Verificou-se que a informação sobre o tipo de uso do solo foi a característica que mais influenciou o resultado do modelo.

Nas aplicações realizadas por KOUWEN *et al.* (1993) e WOOLDRIDGE e KALMA (2001), considerou-se a bacia inteira na subdivisão em GRU's. Uma forma mais sofisticada de utilizar essa ferramenta é subdividindo-se a bacia em uma malha com elementos quadrados, onde em cada elemento determinam-se as GRU's. Essa maneira de implementar o conceito de Áreas Hidrologicamente Homogêneas é mais indicada para grandes bacias e pode ser observada nos trabalhos de COLLISCHONN e TUCCI (2001), KRYSANOVA *et al.* (1998) e KITE e KOUWEN (1992).

Nos trabalhos citados anteriormente, as GRU's foram utilizadas para a simulação dos processos verticais como, por exemplo, os fluxos de infiltração, percolação e evapotranspiração. Processos horizontais tais como a propagação lateral do escoamento não são contemplados nesses modelos. Uma tentativa de representar os processos horizontais entre GRU's é apresentada por KARVONEN *et al.* (1999) e GÜNTNER e BRONSTERT (2004), que utilizam a equação de Darcy para calcular o movimento da água entre as GRU's.

## **2.2. MODELOS DE GRANDES BACIAS**

Serão apresentados alguns modelos hidrológicos voltados para a simulação de grandes bacias. Procuraram-se, na medida do possível, aqueles modelos que possuíssem as características relacionadas anteriormente.

### **2.2.1. Modelos SVATS**

Como dito anteriormente, os SVATS surgiram com a necessidade de representar a fase terrestre do ciclo hidrológico nos MCG's. Por esse motivo, a rigor, os SVATS não surgiram como modelos hidrológicos, mas como esquemas de representação dos processos que ocorrem na superfície ou no interior do solo. Entretanto, cada vez mais, esses modelos têm sido aplicados, também, em estudos hidrológicos. A característica marcante dos SVATS refere-se ao alto nível de complexidade e detalhamento na representação dos processos que ocorrem no sentido vertical, mas um baixo nível de detalhamento horizontal. Em outras palavras, significa que o balanço hídrico no solo, juntamente com o escoamento resultante, é bem representado, enquanto que a propagação do escoamento não é contemplada. Esses modelos simulam a dinâmica da água entre o solo, a vegetação e a atmosfera.

Dois dos principais modelos SVATS são o VIC-2L (*Variable Infiltration Capacity - 2 Layers*) desenvolvido na Universidade de Washington, EUA (LIANG *et al.*, 1994) e o ISBA (*Interactions Soil-Biosphere-Atmosphere*) desenvolvido pelo Météo-France (*Centre National de Recherche Météorologique*) da França (NOILHAN e MAHFOUF, 1996 e HABETS *et al.*, 1999). Ambos são distribuídos por células e o algoritmo de umidade do solo é baseado nos modelos ARNO e Xinanjiang.

O solo no VIC-2L é representado em sua superfície pelos diversos tipos de cobertura vegetal e a parte inferior é dividida em duas camadas. A Figura 2.5 mostra a

representação vertical e horizontal das partes que compõem o solo no VIC-2L. A superfície do solo é representada por  $N + 1$  tipos de vegetação, onde  $n = 1, 2, \dots, N$  representa  $N$  tipos de vegetação e  $n = N + 1$  representa o solo exposto. A camada 1 representa o comportamento da coluna de solo responsável pela resposta à eventos de chuva. A camada 2 é utilizada para representar a variação da umidade no solo no período entre chuvas.

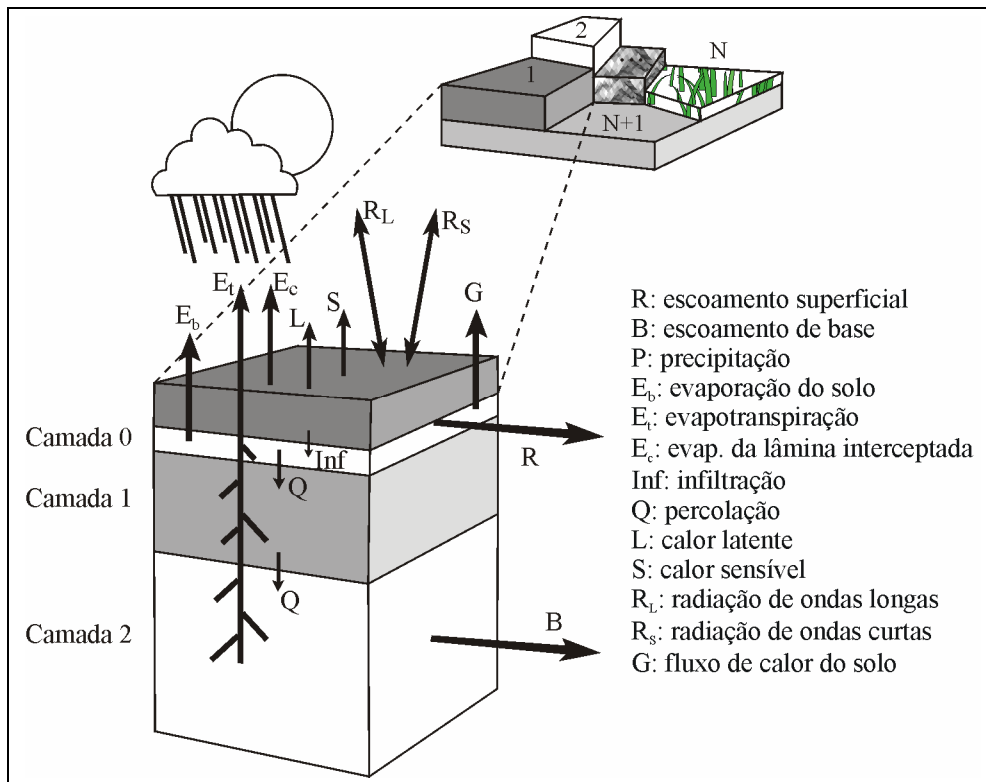


Figura 2.5 - Representação do solo no modelo VIC-2L (LIANG *et al.*, 1994)

O modelo VIC-2L considera três tipos de evaporação: evaporação da água interceptada pela cobertura vegetal ( $E_c$ ), transpiração devida a cada classe de vegetação ( $E_t$ ) e evaporação no solo exposto ( $E_b$ ). Os dois primeiros tipos de evaporação são determinados multiplicando-se a evapotranspiração potencial por uma expressão que é função da água interceptada. O terceiro tipo de evaporação, que acontece no solo exposto, ocorre somente na camada 1. Quando essa camada está saturada, a evaporação é igual à evapotranspiração potencial. Quando não está saturada, a evaporação é calculada considerando-se a fração de solo exposto não-saturado, que é calculada pela função de distribuição do modelo Xinanjiang. A evapotranspiração potencial é calculada com a equação de Penman-Monteith. As mais recentes versões do VIC-2L contemplam a propagação do escoamento gerado. Na célula, a propagação é feita com o

Hidrograma Unitário e na rede de drenagem utiliza-se a equação de Saint Venant linearizada (LOHMANN *et al.*, 1998).

No ISBA, a representação do perfil do solo é feita de forma semelhante ao VIC-2L, mas utilizando três camadas. Nas duas camadas superiores, ocorrem a transpiração da vegetação e a geração do escoamento superficial. A terceira camada é responsável pelo escoamento subterrâneo e pela transferência de água para as camadas superiores por capilaridade. A evaporação no modelo é calculada de três maneiras diferentes: evapotranspiração da vegetação, evaporação no solo exposto e evaporação da água interceptada. Cada parte da evapotranspiração é calculada considerando-se elementos como parcela de cobertura vegetal, resistência aerodinâmica e superficial, umidade atmosférica, velocidade do vento e parcela da folhagem utilizada na interceptação da água. Para o cálculo da propagação do escoamento gerado, HABETS *et al.* (1999) utilizaram o modelo MODCOU na aplicação do ISBA na bacia do rio Rhone, França.

Nos modelos SVATS, os fluxos de energia como o calor latente, calor sensível e o fluxo de calor do solo, bem como os saldos de radiação são bem representados conforme mostrado na Figura 2.5.

### **2.2.2. Modelos hidrológicos conceituais**

Os modelos hidrológicos diferenciam-se dos modelos SVATS em virtude de contemplarem em suas parametrizações a propagação do escoamento gerado pelo balanço hídrico no solo e por não simularem os fluxos de energia na interface solo-vegetação-atmosfera conforme pode ser visto no esquema da Figura 2.6. A seguir, apresentam-se os principais modelos hidrológicos utilizados em grandes bacias.

O Xinanjiang é um modelo distribuído por sub-bacia indicado para ser usado em regiões úmidas e semi-úmidas (ZHAO *et al.*, 1980). Desenvolvido na China na década de 70, esse modelo foi largamente utilizado em previsões de cheia a partir da década de 80. Mais recentemente têm sido empregado com sucesso em grandes áreas com diferentes tipos de cobertura como agricultura, pasto e floresta na China. A principal contribuição desse modelo está na forma de cálculo do balanço hídrico no solo, a qual, posteriormente, foi adotada por outros modelos como o VIC-2L, ISBA, MGB-IPH e ARNO.

O modelo ARNO, descrito em TODINI (1996), foi desenvolvido na Itália, é distribuído por sub-bacia e apresenta um aprimoramento da função de distribuição da capacidade de armazenamento do solo presente no modelo Xinanjiang: consideração da

depleção da água no solo devido à drenagem. O modelo utiliza uma função não linear para o cálculo do escoamento subterrâneo, a qual, posteriormente, foi utilizada pelo modelo VIC-2L.

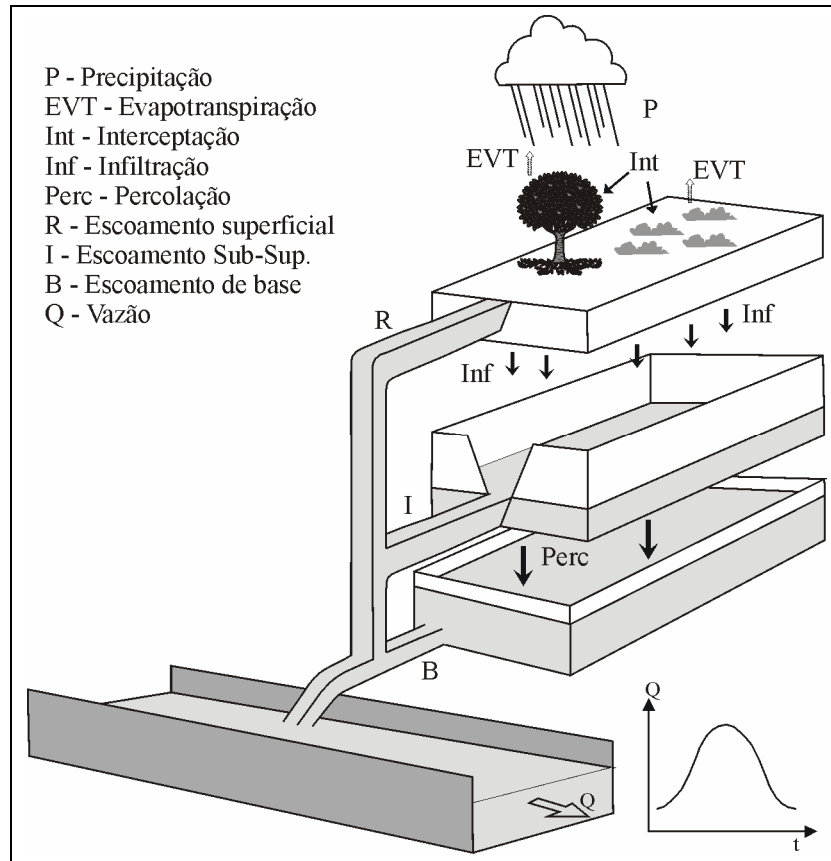


Figura 2.6 – Esquema de funcionamento de um modelo conceitual

Outro modelo europeu é o HBV, desenvolvido no *Swedish Meteorological and Hydrological Institute* (SMHI) no início da década de 70 (BERGSTRÖM e GRAHAM, 1998). Nos últimos 10 anos, o HBV tem sofrido algumas modificações que permitiram sua aplicação em grandes bacias. O modelo é do tipo distribuído por sub-bacias, que são divididas em elementos de acordo com a altitude e tipo de vegetação. O balanço de água no solo e a geração do escoamento são realizados de forma a considerar a heterogeneidade das sub-bacias (semelhante ao modelo Xinanjiang). O cálculo da propagação no rio utiliza uma função do tipo hidrograma unitário. KRYSANOVA *et al.* (1999) utilizou três versões diferentes do HBV para avaliar o desempenho das modelagens concentrada e distribuída. Observou-se que a versão distribuída do modelo apresenta melhores resultados, principalmente, em grandes e heterogêneas bacias.

O modelo SLURP (KITE e KOUEWN, 1992) foi um dos primeiros a incorporar o conceito de GRU em um modelo para grandes bacias. Esse modelo é semi-distribuído,

em que cada sub-bacia é dividida em GRU's, que são delimitadas levando-se em conta a altitude. A infiltração é calculada com a equação de Philip, a propagação entre GRU's é realizada com reservatórios lineares e a propagação no canal é feita com uma fórmula baseada na equação de Manning.

No sentido de melhorar a representação da redistribuição espacial da umidade do solo nos modelos hidrológicos, WIGMOSTA *et al.* (1994) apresentam o modelo DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*), em que a propagação do escoamento de base é realizado célula por célula. A vazão no solo em cada célula é função da declividade do terreno, da condutividade hidráulica, da espessura da camada de solo e do nível do lençol freático. O fluxo entre células pode ser realizado em oito direções diferentes simultaneamente. O DHSVM é particularmente indicado para bacias localizadas em regiões montanhosas, onde características como relevo e precipitação possuem alta variação espacial. Nessas bacias, há uma grande relação entre o escoamento subterrâneo e características como a distribuição da vegetação, a umidade do solo, a produção de escoamento superficial e os fluxos de calor sensível e latente (WIGMOSTA e LETTENMAIER, 1999).

Alguns modelos foram desenvolvidos com objetivos bem definidos como o WaSiM (*Water flow and balance Simulation Model*) aplicado em bacias localizadas em regiões alpinas, onde a geração de escoamento está fortemente relacionada ao derretimento de geleiras e da neve e ao acúmulo de neve (VERBUNT *et al.*, 2003). O WaSiM foi aplicado em bacias que variam de 3 a 40.000 km<sup>2</sup> localizadas, principalmente, na Suíça. Outro exemplo é o modelo WASA (*Water Availability in Semi-Arid Environments*) aplicado em bacias localizadas em regiões com clima semi-árido, onde se verificam particularidades nos processos de infiltração e geração do escoamento (GÜNTNER e BRONSTER, 2004). Para representar adequadamente esses processos, o modelo WASA permite a troca e a propagação da água entre as “unidades” em que cada célula é dividida. Essas “unidades” são divididas de acordo com características fisiográficas da bacia e tipo de solo e cobertura vegetal.

O MGB-IPH foi desenvolvido por COLLISCHONN (2001) e é fortemente baseado nos modelos LARSIM (BREMICKER, 1998) e VIC-2L. Esse foi o modelo escolhido para a modelagem hidrológica realizada neste trabalho. Isso se deve em virtude do MGB-IPH incorporar as características apresentadas na seção 2.1 necessárias para a simulação hidrológica adequada de grandes bacias, inclusive a representação da propagação do escoamento na bacia e na rede de drenagem. Além disso, o seu código

fonte e os profissionais que o desenvolveram são mais acessíveis se comparados com os outros modelos descritos. A descrição detalhada do MGB-IPH é apresentada no Capítulo 3.

### **2.2.3. Modelos hidrológicos físicos**

Modelos hidrológicos de base física foram aplicados, inicialmente, em pequenas bacias. Os modelos mais importantes nessa categoria são SHE (ABBOTT *et al.*, 1986) e IHDM (CALVER, 1988). As principais características são o uso de equações que representam a física dos processos envolvidos, a determinação dos valores dos parâmetros com auxílio de levantamentos de campo e a necessidade de um grande número de informações. PIMENTEL DA SILVA e EWEN (2000) afirmam que uma parametrização de base física é importante em estudos que visem estudar problemas como mudanças nas bacias hidrográficas, a representação espacial das variáveis de entrada e saída, o transporte de poluentes e sedimentos e a previsão do comportamento de bacias sem dados.

Apenas a partir da década de 90 é que surge a preocupação com o desenvolvimento de modelos físicos voltados para grandes bacias. EWEN (1997) apresenta o modelo hidrológico de grande escala UP (*Upscaled Physically-based*), cuja formulação possui forte base física. A sua parametrização abrange uma larga faixa de variação da escala, permitindo, inclusive o acoplamento a um modelo atmosférico. No UP, a bacia é dividida em elementos (semelhantes a células) que possuem compartimentos de armazenamento da água. O compartimento de água subterrânea é representado com a equação de Boussinesq, enquanto o compartimento referente à zona de raízes (percolação para o aquífero) é representado pela equação de Richards. Uma importante característica do UP é a possibilidade de simular o escoamento lateral da água superficial e subterrânea. EWEN *et al.* (1999) e KILSBY *et al.* (1999) mostraram o potencial do modelo ao aplicá-lo na bacia do rio Arkansas-Red, em que os parâmetros foram obtidos a partir de informações topográficas e físicas da bacia, ou seja, sem o uso de vazão observada.

A utilização de um modelo como o UP na Amazônia é bastante interessante haja vista a possibilidade de usá-lo para avaliação de impactos de mudanças do clima e da cobertura vegetal. Entretanto, deve-se lembrar que o UP necessita de um grande número de informações, as quais, na maioria das vezes, não estão disponíveis para grande parte da bacia.

### 2.3. SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA BACIA AMAZÔNICA

Assim como em outras grandes bacias, a modelagem hidrológica na Amazônia está diretamente relacionada a estudos de mudanças climáticas e da cobertura vegetal e o respectivo impacto sobre o clima da região e sobre os ciclos biogeoquímicos na bacia. No caso de modelos climáticos, as informações hidrológicas são utilizadas como condição de contorno, tendo a umidade do solo como a principal variável interveniente. Por esse motivo, a maioria dos trabalhos de modelagem hidrológica de grande escala na Amazônia possuem características relacionadas a esses estudos como, por exemplo, simulações com passo de tempo mensal. Além disso, a modelagem em nível mensal é útil para se avaliar o balanço hídrico global da bacia.

VOROSMARTY *et al.* (1989) apresentam um dos primeiros trabalhos nessa categoria, cujo objetivo era a obtenção de informações hidrológicas necessárias para a modelagem de fenômenos como produção primária, decaimento de matéria orgânica e fluxo de nutrientes nos rios. Dois modelos foram utilizados: *Water Balance Model* (WBM) e *Water Transport Model* (WTM). A bacia foi discretizada em uma malha com células de 0,5°. O modelo de balanço de água (WBM) utiliza informações de precipitação, evapotranspiração potencial, tipo de solo e cobertura vegetal para o cálculo da umidade do solo, da evapotranspiração real e do escoamento gerado em cada célula. O modelo de propagação (WTM) hierarquiza as células de modo que se represente a rede de drenagem da bacia. A propagação é feita por meio de um reservatório linear em cada célula. O modelo é capaz de simular o efeito do armazenamento de parte do volume d'água nas áreas de inundação por meio de equação da continuidade aplicada a reservatórios. Os resultados gerados pelo modelo foram comparados com as séries de vazão das estações de Óbidos no rio Amazonas, no rio Madeira e no rio Xingu. Esse trabalho é interessante sob o aspecto de se tentar avaliar o papel das áreas de inundação sobre a propagação do escoamento e sobre o valor da vazão de pico.

Também em nível mensal há outros exemplos de modelagem, entretanto, utilizando-se MCG's. MARENGO *et al.* (1994) simularam toda a bacia do Amazonas e do rio Tocantins com duas versões do Modelo de Circulação Global *Goddard Institute for Space Studies* (MCG GISS) da NASA. MANZI e PLANTON (1996) utilizaram o modelo ISBA juntamente com o MCG EMERAUDE para simular o impacto da substituição da floresta por pastagem.

No âmbito do projeto HiBAm, há os trabalhos de ESCARIÃO (2001), que utilizou o modelo conceitual IPHMEN e EID e CAMPANA (1999), que utilizaram Sistemas de Informações Geográficas para o cálculo do balanço hídrico, ambos em sub-bacias do rio Negro.

Um interessante trabalho de modelagem hidrológica foi realizado no âmbito do projeto GEWEX (*Global Energy and Water Cycle Experiment*), em que as simulações foram realizadas com diferentes modelos. O GEWEX é um programa mantido por instituições de pesquisa internacionais como o *International Council for Science (ICSU)* e o *World Meteorological Organization (WMO)*. Seus objetivos são observar, entender e modelar o ciclo hidrológico e os fluxos de energia na atmosfera, na superfície terrestre e sobre os oceanos. Dentre outras atividades, o GEWEX realiza o levantamento de informações necessárias para o uso de modelos como, por exemplo, SVATS. O *Global Soil Wetness Project (GSWP)*, inserido no GEWEX, tem como um de seus objetivos incentivar o uso de modelos SVATS em grandes bacias em todo o globo, inclusive a bacia do rio Amazonas. Os dados utilizados são levantados por outro projeto inserido no GEWEX, o *International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP)*. Ao todo, 10 modelos de diferentes instituições utilizaram informações de umidade e profundidade do solo, tipo de vegetação, temperatura, escoamento e fluxos de energia para o período de 1987-88 (DIRMEYER *et al.*, 1999). Na maioria das bacias simuladas, inclusive a bacia Amazônica, todos os modelos subestimaram o valor do escoamento dado em  $\text{mm.ano}^{-1}$ .

CHAPELON *et al.* (2002) sugerem que a subestimação do escoamento nas simulações realizadas na bacia Amazônica pelo projeto GSWP se deve às informações de precipitação, solo e vegetação levantadas pelo ISLSCP. A precipitação levantada pelo projeto HiBAm para o ano de 1998, por exemplo, é  $5,98 \text{ mm.dia}^{-1}$  enquanto a apresentada pelo ISLSCP é de  $5,02 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A base de dados mantida pelo Météo-France e denominada de *Land Cover dataset (LC)* apresenta valores de profundidade do solo superiores aos apresentados pelo ISLSCP. Em média, a profundidade do solo na bacia Amazônica para o ISLSCP é de 2,5 m, enquanto que para o LC é de 6 m.

CHAPELON *et al.* (2002) realizaram simulações com o ISBA utilizando diferentes combinações de fonte de dados: HiBAm, ISLSCP e LC. As simulações realizadas com os dados do HiBAm e LC apresentaram os melhores resultados. O passo seguinte no sentido de melhorar ainda mais os resultados consistiu na variação dos valores dos parâmetros e da resolução espacial do modelo de propagação do

escoamento. Os resultados mostraram que tanto os parâmetros quanto à resolução das células do modelo não são suficientemente sensíveis para a melhoria do desempenho das simulações.

Diante do exposto, verifica-se que grande parte dos trabalhos de modelagem hidrológica já realizados na bacia Amazônica utilizam passo de tempo mensal ou superior. Essas simulações não permitem que se analisem os processos hidrológicos que ocorrem em nível diário. Simulações em nível diário são escassas na bacia Amazônica, principalmente, englobando sub-bacias de grande extensão. Um exemplo é o trabalho de COSTA e FOLEY (1997), que utilizou um modelo semelhante ao desenvolvido por VOROSMARTY *et al.* (1989) descrito anteriormente para modelar toda a bacia Amazônica e a bacia do rio Tocantins. As informações climáticas para o cálculo da evapotranspiração foram interpoladas linearmente de mensal para diário, enquanto que a precipitação foi desagregada de mensal para diário com um gerador estocástico. Foram realizadas comparações entre volumes calculado e observado em nível anual e mensal. Nas vazões anuais, o modelo teve bons resultados nas áreas com florestas e pastagem e desempenho inferior no cerrado. Nas vazões mensais, um problema verificado diz respeito à acentuada defasagem do pico do hidrograma em algumas estações do rio Solimões/Amazonas, indicando que a formulação do modelo não é suficientemente sofisticada para representar alguns processos como armazenamento nas áreas de inundação e efeitos de remanso.

NIJSSEN *et al.* (2001) utilizaram o modelo VIC para modelar toda a bacia Amazônica com passo de tempo diário, mas a avaliação da modelagem foi realizada com valores médios mensais da descarga. O modelo foi utilizado para avaliar as conseqüências de mudanças climáticas sobre o escoamento na bacia. Os cenários de mudanças do clima foram prognosticados por vários MCG's, que forneceram os novos valores de precipitação e temperatura. Tanto NIJSSEN *et al.* (2001) como COSTA e FOLEY (1997) realizaram simulações em nível diário, mas a forma de avaliar os resultados não foi a mais adequada para a avaliação dos processos hidrológicos na bacia, principalmente no caso de COSTA e FOLEY (1997), em que se utilizou um modelo relativamente simplificado.

Um avanço importante tem-se verificado em trabalhos, também com simulações em nível diário, desenvolvidos no âmbito do projeto LBA, utilizando-se o modelo VIC-2L. Modelaram-se a bacia do rio Ji-Paraná com aproximadamente 60.000 km<sup>2</sup> (RICHEY *et al.*, 2004) e a bacia do rio Juruá (VICTORIA *et al.*, 2005). Os dados para o

cálculo da evapotranspiração potencial nessas simulações são temperatura máxima e mínima diária e velocidade do vento. O objetivo da modelagem é quantificar os escoamentos superficial e de base para, posteriormente, serem utilizados em um modelo de transporte biogeoquímico.

Outro trabalho de modelagem hidrológica de grande escala com bom nível de detalhamento é apresentado por ECUYER (2003). Nesse trabalho, utilizou-se o modelo TOPMODEL em seis sub-bacias da bacia do rio Negro, cujas áreas variam de 1.401 km<sup>2</sup> a 71.061 km<sup>2</sup>. O modelo apresentou limitações como baixo desempenho em sub-bacia com baixa variabilidade da topografia e dificuldade em representar a recessão do hidrograma em algumas sub-bacias. Entretanto, apesar dessas limitações, de acordo com o autor, de uma maneira geral, os resultados são bons o suficiente para encorajar o uso do TOPMODEL na Amazônia.

### **3. O MODELO HIDROLÓGICO DE GRANDES BACIAS (MGB-IPH)**

#### **3.1. DESCRIÇÃO DO MODELO**

FRANCHINI e PACCIANI (1991) apresentaram um esquema geral para a representação do funcionamento de um modelo conceitual. De acordo com esse esquema, o modelo conceitual é dividido em dois componentes: componente de balanço hídrico no solo e o componente de transferência dentro da bacia. De acordo com FRANCHINI e PACCIANI (1991), o componente de balanço hídrico no solo é a parte mais importante e caracteriza o modelo. Nele, ocorre a entrada (precipitação - P), a saída (evapotranspiração - E) e a divisão da água em três níveis: escoamento superficial ( $D_{SUP}$ ) correspondente à chuva que cai diretamente sobre áreas impermeáveis e áreas saturadas, escoamento sub-superficial ( $D_{INT}$ ), que ocorre na zona de solo não-saturada e escoamento de base ( $D_{BAS}$ ), que ocorre na zona saturada. Após a quantificação do volume d'água correspondente a cada um dos níveis, ocorre a propagação, primeiramente, na bacia vertente, seguida pela rede de drenagem e, finalmente, no canal principal, que fornece a vazão total no exutório da bacia.

No MGB-IPH, a bacia é discretizada em células quadradas que, por sua vez, são divididas de acordo com as características de uso do solo, cobertura vegetal e tipo de solo como mostrado na Figura 3.1. As áreas agrupadas correspondem às GRU's (que foram discutidas no item 2.1.3) e, no MGB-IPH, recebem a denominação de blocos. A área de um determinado bloco não precisa ser contínua, pois o importante é saber qual é a sua participação proporcional dentro das células.

##### **3.1.1. Componente de balanço hídrico no solo**

O componente de balanço hídrico no solo no MGB-IPH é composto dos processos de interceptação da precipitação, equacionamento do balanço de água no solo, evapotranspiração e geração dos diversos escoamentos. Cada bloco em que a célula é dividida equivale a uma área hidrológicamente homogênea, ou seja, o bloco deve responder de forma homogênea às precipitações incidentes (como visto no item 2.1.3). A seguir, descreve-se a forma como é representado cada processo no modelo.

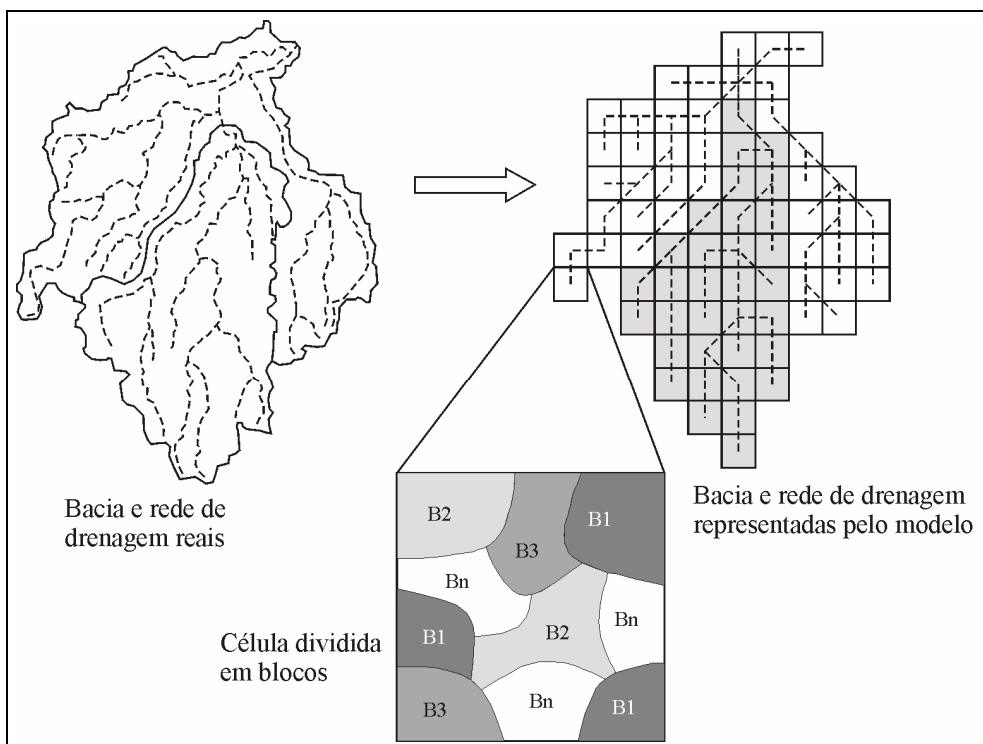


Figura 3.1 - Representação da bacia no modelo MGB-IPH

### ***Interceptação***

O processo de interceptação representa a retenção de parte da precipitação por intermédio da vegetação, em maior grau, e de depressões no solo em menor grau. Segundo TUCCI (1993), os modelos conceituais tratam a interceptação como um reservatório com uma capacidade máxima de acordo com o tipo de cobertura (como exemplo tem-se o IPH II, STANFORD IV e SMAP). A variável de estado que representa o nível d'água no reservatório é atualizada a cada intervalo de tempo. O reservatório é preenchido com o volume d'água proveniente da precipitação e deplecionado com o processo de evaporação. Por outro lado, modelos hidrológicos para grandes bacias como ISBA (NOILHAN e MAHFOUF, 1989) e VIC-2L (LIANG *et al.*, 1994) utilizam a variável IAF (Índice de Área Foliar) para estimar a capacidade do reservatório de interceptação. No modelo VIC-2L, essa capacidade é dada por:

$$SIL = \alpha \cdot IAF \quad (3.1)$$

onde SIL é a capacidade do reservatório de interceptação e  $\alpha$  é a capacidade máxima de armazenamento de água por unidade de área das folhas. DICKINSON (1984) sugere o valor de 0,2 mm para  $\alpha$ .

O IAF representa a área total de folhas por unidade de área da superfície do solo

e varia ao longo do tempo de acordo com o crescimento da vegetação. Quanto mais densa a vegetação, maior o valor do IAF e maior a capacidade do reservatório de interceptação. Esse índice está relacionado aos processos de evapotranspiração, fluxos de CO<sub>2</sub> e interceptação de luz. A vantagem da utilização do IAF está no fato de que a capacidade de interceptação da bacia pode ser modificada ao longo do ano de acordo com o desenvolvimento da vegetação. Particularmente no caso da bacia do rio Amazonas, o uso do IAF é vantajoso devido ao peso que a vegetação possui sobre os processos hidrológicos. Além disso, no estudo das conseqüências da retirada da cobertura vegetal, o IAF é mais sensível e pode representar melhor os impactos sobre o escoamento na bacia.

O modelo aqui utilizado representa a interceptação de acordo com a equação 3.1. O MGB-IPH considera apenas o papel da vegetação na interceptação, pois esse é o processo de maior peso. O balanço de água no reservatório de interceptação (SIL) é realizado da forma seguinte:

$$SF^k = SF^{k-1} + PC \text{ quando } SF^{k-1} + PC \leq SIL \quad (3.2)$$

$$SF^k = SIL \text{ quando } SF^{k-1} + PC \geq SIL \quad (3.3)$$

$$P = PC - (SF^k - SF^{k-1}) \quad (3.4)$$

onde  $SF^{k-1}$  e  $SF^k$  correspondem, respectivamente, à lâmina interceptada no início do intervalo de tempo e após a entrada da precipitação PC; PC é a precipitação sobre a cobertura vegetal e P a precipitação sobre a camada superficial do solo. Se o reservatório de interceptação SIL estiver completamente cheio,  $P = PC$ . Caso contrário, P é dado pela equação 3.4.

Diante do modelo de Rutter, um dos mais utilizados para o cálculo da interceptação, percebe-se que a formulação adotada pelo modelo MGB-IPH possui certa semelhança, uma vez que o volume interceptado é igual à diferença entre o volume precipitado e o volume que atravessa a vegetação. As diferenças ficam por conta de que no modelo de Rutter se utiliza uma expressão que representa a drenagem do reservatório de interceptação quando o mesmo atinge sua capacidade de armazenamento (S) e se considera o armazenamento nos troncos. Percebe-se que o modelo de Rutter utiliza uma formulação mais sofisticada, mas, por outro lado, há um maior número de parâmetros a serem determinados: capacidade de armazenamento do dossel (S); capacidade de armazenamento nos troncos ( $S_i$ ); proporção de chuva que chega ao solo sem

interceptação da vegetação (p); proporção de chuva que escorre pelos galhos e tronco (p<sub>t</sub>) e; dois parâmetros para o cálculo da drenagem no reservatório de interceptação (UBARANA, 1996).

### ***Evapotranspiração***

O modelo MGB-IPH utiliza o método de Penman-Monteith, o qual é baseado no método de Penman. O método de Penman-Monteith procura representar os processos de resistência superficial e aerodinâmica que ocorrem na evapotranspiração. A resistência superficial (r<sub>s</sub>) está associada à difusão molecular, que controla o movimento da água da vegetação para o ar através das folhas. O movimento da água é função da demanda de umidade atmosférica e da quantidade de água no solo. A resistência aerodinâmica (r<sub>a</sub>) está associada à difusão turbulenta resultante da ação do vento sobre as superfícies naturais. Quanto maior a difusão turbulenta, menor será a resistência aerodinâmica. O seu valor é dado por:

$$r_a = \frac{6,25}{u_{m,10}} \cdot \left( \ln \left( \frac{10}{z_0} \right) \right)^2, \text{ para } h < 10 \text{ m} \quad (3.5)$$

$$r_a = \frac{94}{u_{m,10}}, \text{ para } h \geq 10 \text{ m}$$

onde u<sub>m,10</sub> é a velocidade do vento a 10 m de altura, z<sub>0</sub> é a rugosidade da superfície, que é igual a um décimo da altura média da vegetação (h).

A equação de Penman-Monteith é dada por:

$$E = \left( \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_s / r_a)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (3.6)$$

onde E é a evapotranspiração (m.s<sup>-1</sup>), λ é o calor latente de vaporização (MJ.kg<sup>-1</sup>), Δ é a taxa de variação da pressão de saturação do vapor (kPa.°C<sup>-1</sup>), R<sub>n</sub> é radiação líquida (MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>), G é o fluxo de energia para o solo (MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>), ρ<sub>A</sub> é a massa específica do ar (kg.m<sup>-3</sup>), ρ<sub>w</sub> é a massa específica da água (kg.m<sup>-3</sup>), c<sub>p</sub> é o calor específico do ar úmido (MJ.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>), e<sub>s</sub> é a pressão de saturação do vapor d'água (kPa), e<sub>a</sub> é a pressão de vapor d'água (kPa), r<sub>s</sub> é a resistência superficial, r<sub>a</sub> é a resistência aerodinâmica e γ é a

constante psicométrica ( $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ).

O reservatório de interceptação (SIL) é esvaziado com a evaporação calculada com a equação 3.6. A resistência superficial assume o valor zero para o cálculo da evaporação potencial da lâmina interceptada ( $EI_p$ ). A evaporação real da lâmina interceptada ( $EI$ ) é igual à potencial, caso a lâmina interceptada seja maior do que a evaporação potencial. Caso contrário, a evaporação real é igual à lâmina interceptada. Após a evaporação da água interceptada, o volume no reservatório de interceptação é atualizado da forma que segue:

$$SF^{k+1} = SF^k - EI \quad (3.7)$$

onde  $SF^{k+1}$  corresponde à lâmina interceptada no final do intervalo de tempo. Caso se verifique que a lâmina interceptada é menor que a evaporação potencial ( $EI_p$ ), a energia restante deve atender à transpiração. A fração de energia restante, denominada de fração de demanda da evapotranspiração (FDE), é calculada por (WIGMOSTA *et al.*, 1994):

$$FDE = \frac{EI_p - EI}{EI_p} \quad (3.8)$$

A demanda de transpiração ( $ET_p$ ) da água presente no solo é calculada pela equação 3.6 considerando toda a energia disponível. Agora, no entanto, o valor da resistência superficial é determinado de acordo com a disponibilidade de água no solo:

$$r_{su} = F_4 \cdot r_s \quad (3.9)$$

onde  $r_{su}$  é a resistência superficial considerando a umidade do solo,  $r_s$  é a resistência superficial em boas condições de umidade do solo e  $F_4$  é um coeficiente de ajuste da resistência superficial dado por:

$$\frac{1}{F_4} = \frac{W - W_{PM}}{W_L - W_{PM}} \text{ para } W \leq W_L \quad (3.10)$$

onde  $W$  é o armazenamento do solo,  $W_{PM}$  é o armazenamento do solo no ponto de murcha e  $W_L$  é o armazenamento em que inicia o efeito sobre a resistência superficial. Entretanto, uma parte da energia já foi consumida na evaporação da lâmina interceptada. Por esse motivo, a demanda de transpiração descontando a energia consumida é calculada multiplicando-se a fração de demanda da evapotranspiração (FDE) por  $ET_p$ :

$$ET = FDE \cdot ET_p \quad (3.11)$$

A evapotranspiração real total é dada pela soma de EI (evaporação real da lâmina interceptada) e ET (transpiração real). Vale ressaltar que o uso da energia para a evaporação da lâmina interceptada possui prioridade no processo, pois somente a energia que sobra nessa etapa é utilizada no cálculo da transpiração.

### ***Equacionamento do armazenamento de água no solo e geração do escoamento superficial***

A formulação do armazenamento de água no solo baseia-se no modelo Xinanjiang apresentado inicialmente por ZHAO *et al.* (1980) e, posteriormente, implementado em outros modelos como ARNO (TODINI, 1996), VIC-2L (LIANG *et al.*, 1994), ISBA (NOILHAN e MAHFOUF, 1996) e LARSIM (BREMICKER, 1998). Essa formulação considera a não uniformidade da distribuição espacial da umidade do solo de cada bloco. Para isso, utiliza uma função de distribuição de probabilidade. Essa função supõe que a área saturada pode ser relacionada à razão entre a umidade do solo e capacidade de armazenamento do solo da seguinte forma:

$$x = 1 - \left( 1 - \frac{w}{w_m} \right)^b \quad (3.12)$$

onde  $x$  é a proporção de área saturada,  $w$  é o armazenamento de água na camada superior do solo,  $w_m$  é a máxima umidade possível do solo e  $b$  é um parâmetro que define a relação entre  $w$  e a proporção de área saturada. Os valores de  $w$  e  $w_m$  são referentes a uma área elementar. A equação 3.12 pode ser rearranjada para representar a distribuição cumulativa da umidade do solo em uma área elementar (Figura 3.2):

$$w = w_m \left[ 1 - (1 - x)^{1/b} \right] \quad (3.13)$$

De acordo com a Figura 3.2, o escoamento superficial gerado pelo bloco é obtido pela integração da curva dada pela equação 3.13 entre a umidade inicial e a precipitação mais umidade inicial:

$$D_{SUP} = \int_w^{w+P} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{\xi}{w_m} \right)^b \right] \cdot d\xi \quad (3.14)$$

onde  $\xi$  é a variável de integração ( $w$  na equação 3.13). A resolução da integral conduz a

$$D_{\text{SUP}} = P - \frac{W_m}{b+1} \left[ \left(1 - \frac{w}{W_m}\right)^{b+1} - \left(1 - \frac{P+w}{W_m}\right)^{b+1} \right] \quad (3.15)$$

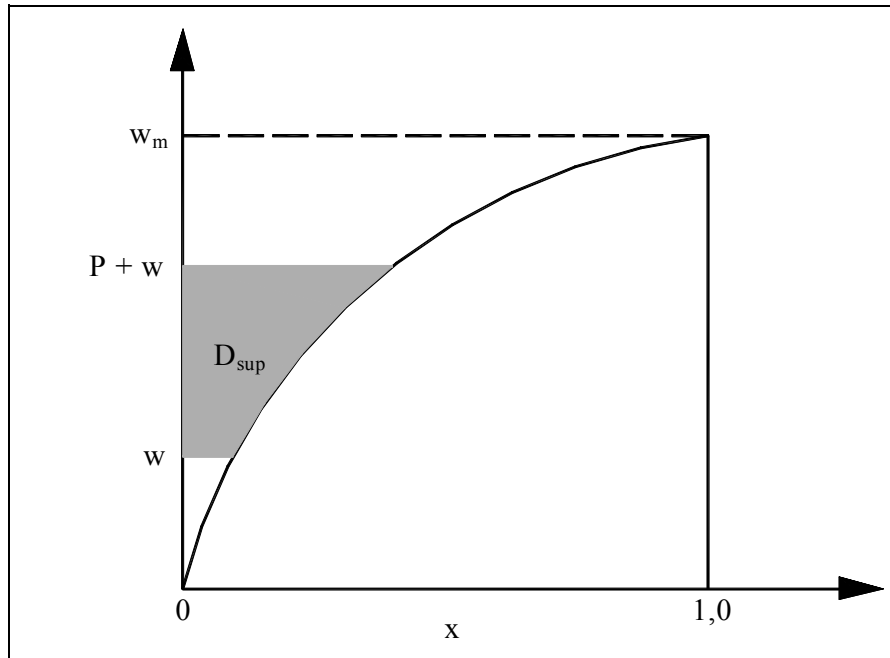


Figura 3.2 - Distribuição cumulativa da umidade do solo e escoamento superficial em uma área elementar (TODINI, 1996)

A umidade  $w$  na equação 3.15 representa apenas uma área elementar do bloco. A umidade média ( $W$ ) para toda a área do bloco é encontrada integrando-se a equação 3.13:

$$W = \frac{W_m}{b+1} \left[ 1 - (1-x)^{\frac{b+1}{b}} \right] \quad (3.16)$$

Quando toda a área está saturada,  $x = 1$ , logo

$$W = W_m = \frac{W_m}{b+1} \quad (3.17)$$

$$w_m = W_m (b+1) \quad (3.18)$$

onde  $W_m$  representa a capacidade máxima de armazenamento do solo. Substituindo a equação 3.18 na equação 3.16 obtém-se a relação entre área saturada e armazenamento médio:

$$x = 1 - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (3.19)$$

Combinando as equações 3.12, 3.17 e 3.18, obtém-se a relação entre a umidade na área elementar e a umidade média no bloco:

$$w = (b + 1) \cdot W_m \cdot \left[1 - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{b+1}}\right] \quad (3.20)$$

Substituindo as equações 3.18 e 3.20 na equação 3.15 tem-se

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot \left[ \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{W_m \cdot (b + 1)} \right]^{b+1} \quad (3.21)$$

A equação 3.21 é aplicada quando  $w + P < w_m$ , ou seja, quando a precipitação  $P$  não é suficiente para saturar toda a área. Substituindo as equações 3.18 e 3.20 em  $w + P < w_m$  tem-se a condição para o uso da equação 3.21

$$\left[ \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{W_m \cdot (b + 1)} \right] > 0 \quad (3.22)$$

Caso contrário, se  $w + P > w_m$ , o escoamento superficial será dado por

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (3.23)$$

Maiores detalhes com respeito à dedução das equações descritas podem ser encontrados em TODINI (1996) e COLLISCHONN (2001).

### ***Geração do escoamento sub-superficial e de base***

O escoamento sub-superficial depende das propriedades do solo (porosidade, distribuição dos poros, continuidade dos poros) e do fluido (viscosidade e densidade). A equação utilizada no MGB-IPH é denominada de função de Brooks e Corey para a condutividade hidráulica conforme apresentada por RAWLS *et al.* (1993). A função de Brooks e Corey, que corresponde à medida da capacidade do solo de transmitir água (dada em  $L.T^{-1}$ ), relaciona o escoamento sub-superficial ao índice de porosidade do solo

(XL) e à condutividade hidráulica em meio saturado ( $K_{INT}$ ):

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left( \frac{W - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (3.24)$$

onde  $W_Z$  é o limite de armazenamento para que ocorra escoamento sub-superficial. O escoamento sub-superficial ocorre na camada não saturada do solo e é mais lento que o escoamento superficial.

Uma equação linear é utilizada para relacionar o armazenamento de água no solo e o escoamento de base:

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{W - W_C}{W_m - W_C} \quad (3.25)$$

onde  $W_C$  é o limite de armazenamento para que ocorra escoamento de base e  $K_{BAS}$  é o parâmetro do escoamento de base. O escoamento de base é verificado na porção saturada do solo e é mais lento que o escoamento sub-superficial.

Para as situações em que  $W < W_C$ , o modelo simula o retorno de água do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo para suprir a evapotranspiração:

$$D_{CAP} = DM_{CAP} \cdot \frac{W_C - W}{W_C} \quad (3.26)$$

onde  $D_{CAP}$  é o fluxo ascendente e  $DM_{CAP}$  é o máximo valor de fluxo ascendente. Para a Amazônia, admite-se que não há fluxo ascendente do aquífero para a parte superficial do solo, logo, foi atribuído valor zero para  $DM_{CAP}$ . Admite-se essa hipótese em virtude dos altos níveis de umidade do solo verificados na bacia mesmo em períodos de estiagem e em virtude da capacidade da floresta em retirar água do solo em grandes profundidades.

### ***Balanco de água no solo***

O balanço final de água no solo é dado por uma equação de estado, que atualiza o volume a cada intervalo de tempo  $\Delta t$ . A expressão é dada por:

$$W^k = W^{k-1} + (P - E - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{CAP}) \cdot \Delta t \quad (3.27)$$

onde  $W^k$  é o armazenamento no solo no final do intervalo de tempo e  $W^{k-1}$  é o

armazenamento no solo no início do intervalo de tempo (ambos em mm). As outras variáveis são a precipitação já descontada a interceptação -  $P$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), a evapotranspiração na camada de solo -  $E$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), escoamento superficial -  $D_{\text{SUP}}$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), escoamento sub-superficial -  $D_{\text{INT}}$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), escoamento de base -  $D_{\text{BAS}}$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ) e fluxo ascendente -  $D_{\text{CAP}}$  ( $\text{mm.dia}^{-1}$ ), todos ao longo do intervalo de tempo. Na Figura 3.3, essas variáveis podem ser observadas, assim como as direções e locais onde cada uma ocorre. O balanço de água no solo e a aplicação da equação 3.27 são realizados para cada bloco em que a célula é dividida como mostrado na Figura 3.1.

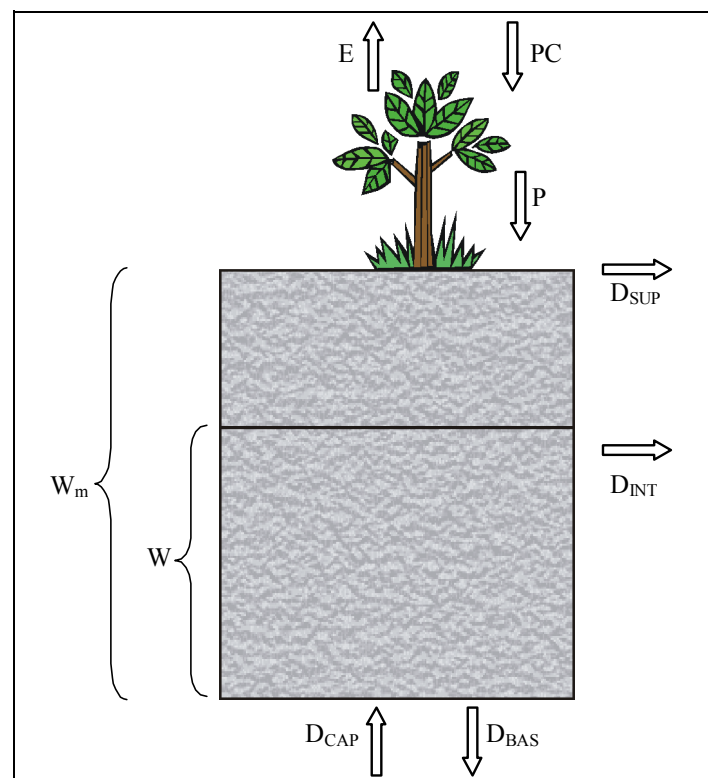


Figura 3.3 - Representação do balanço de água no solo (COLLISCHONN, 2001)

### 3.1.2. Componente de transferência dentro da bacia

O componente de transferência em um modelo hidrológico é responsável pela propagação, primeiramente, na bacia vertente, que no caso do MGB-IPH corresponde às células, seguida pela rede de drenagem e, finalmente, no canal principal. Os dois últimos são tratados de forma semelhante no modelo.

#### *Propagação nas células*

O MGB-IPH utiliza o modelo do reservatório linear simples para propagar o escoamento gerado pelos diferentes níveis do solo. Cada escoamento dirige-se para um

reservatório correspondente. O volume dos reservatórios é calculado em cada intervalo de tempo  $\Delta t$  por:

$$V^k = V^{k-1} + \Delta t \cdot D \quad (3.28)$$

onde  $V^k$  é o volume no reservatório após a entrada do escoamento  $D$  ( $D_{SUP}$ ,  $D_{INT}$  e  $D_{BAS}$ ),  $V^{k-1}$  é o volume do reservatório no início do intervalo de tempo. Para transformar o escoamento de  $\text{mm} \cdot \text{dia}^{-1}$  para  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  deve-se multiplicá-lo pela área do bloco e pelos fatores de conversão de unidade.

Em seguida, esse volume é propagado, utilizando-se a equação do reservatório linear simples para cada reservatório:

$$\begin{aligned} Q_{SUP} &= \frac{1}{TKS} \cdot V_{SUP}^k \\ Q_{INT} &= \frac{1}{TKI} \cdot V_{INT}^k \\ Q_{BAS} &= \frac{1}{TKB} \cdot V_{BAS}^k \end{aligned} \quad (3.29)$$

onde  $Q_{SUP}$ ,  $Q_{INT}$  e  $Q_{BAS}$  são as vazões de saída dos reservatórios e TK o tempo de retardo do reservatório. O termo TK representa a taxa de deplecionamento do reservatório e pode ser obtido a partir de características físicas como o tempo de concentração da célula no caso de TKS e TKI e recessão do hidrograma no caso de TKB. As Equações 3.29 são aplicadas para cada um dos reservatórios e, a seguir, as vazões são somadas para se chegar à vazão total da célula ( $Q_{CEL}$ ). Os volumes nos reservatórios são atualizados com a seguinte expressão:

$$V^{k+1} = V^k - \Delta t \cdot Q \quad (3.30)$$

onde  $V^{k+1}$  é o volume no reservatório no final do intervalo de tempo.

A Figura 3.4 mostra a representação esquemática do balanço hídrico no solo e a propagação do escoamento em uma célula.

### ***Propagação na rede de drenagem***

Após a propagação da água no interior da célula, o modelo realiza a propagação no rio principal de cada célula. A montante da célula, são inseridas a vazão  $Q_{CEL}$  proveniente dos reservatórios e a vazão proveniente da rede de drenagem das células a montante. Para a propagação, utiliza-se o modelo de Muskingum-Cunge conforme descrito em TUCCI (1998) e dado pela equação 3.31.

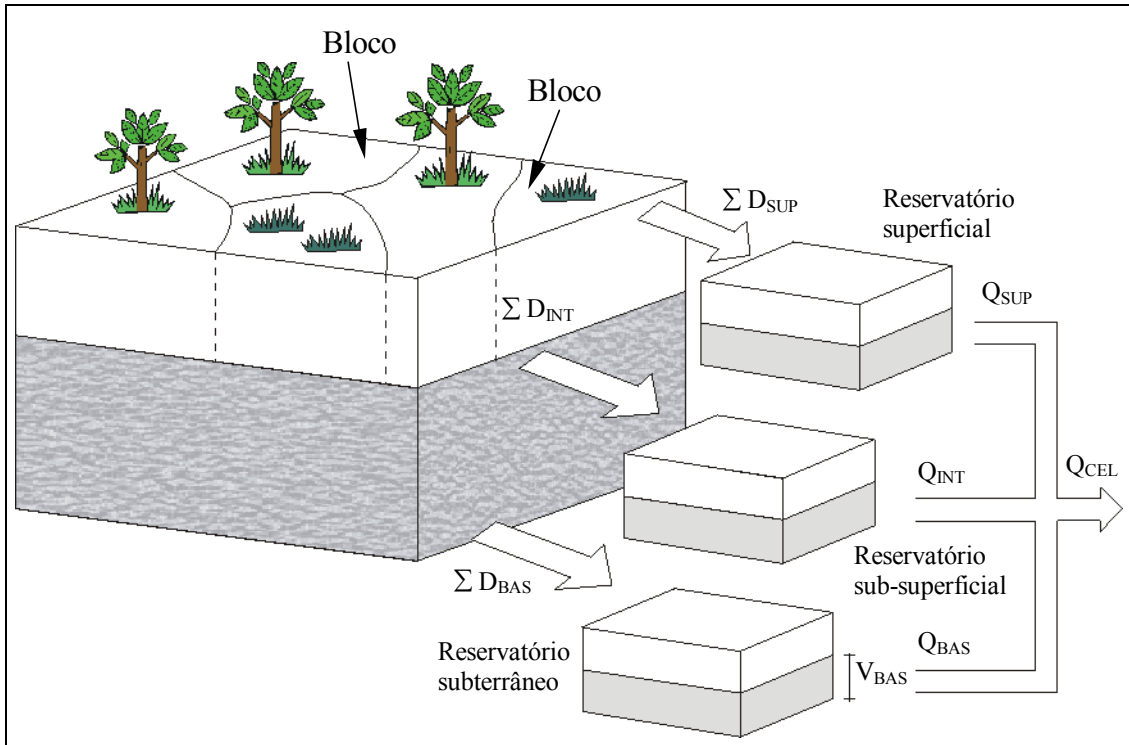


Figura 3.4 - Esquema de geração e propagação da água em uma célula

$$QR_s^{t+1} = C_1 \cdot QR_e^t + C_2 \cdot QR_e^{t+1} + C_3 \cdot QR_s^t \quad (3.31)$$

onde  $QR_s^{t+1}$  é a vazão de saída do trecho de rio no tempo  $t+1$ ,  $QR_e^t$  é a vazão de entrada no rio no tempo  $t$ ,  $QR_e^{t+1}$  é a vazão de entrada no rio no tempo  $t+1$ ,  $QR_s^t$  é a vazão de saída no rio no tempo  $t$  e  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  são coeficientes obtidos com as equações:

$$C_1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (3.32)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (3.33)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (3.34)$$

onde  $K$  e  $X$  são, respectivamente, parâmetros de tempo e de espaço determinados com o auxílio de variáveis físicas da bacia:

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x} \quad (3.35)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (3.36)$$

onde  $Q_0$  é a vazão de referência calculada em função da vazão específica da bacia e da

área de drenagem a montante da célula,  $B_0$  é a largura do rio determinada em função da largura dos rios nas estações fluviométricas e da respectiva área de drenagem,  $S_0$  é a declividade do rio principal que percorre a célula determinada, neste trabalho, por meio de modelo numérico do terreno,  $\Delta x$  é o comprimento do trecho de rio (medido com a rede de drenagem digitalizada) e  $c_0$  é a celeridade cinemática dada pela equação:

$$c_0 = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0^{0,4}} \quad (3.37)$$

onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade do canal. A vazão  $QR_s^{t+1}$  que sai de uma célula será condição de contorno de montante da célula seguinte. Esse processo de interligação do escoamento entre as células é feito até o exutório da bacia.

### 3.2. AVALIAÇÃO DA PARAMETRIZAÇÃO DO MGB-IPH

COLLISCHONN (2001) utilizou o MGB-IPH em três bacias localizadas em território brasileiro, rio Taquari-Antas (RS), rio Taquari (MS) e rio Uruguai (RS e SC), cujas superfícies variam de 30.000 km<sup>2</sup> a 75.000 km<sup>2</sup>. Outras aplicações têm sido realizadas, também, na bacia do rio São Francisco (640.000 km<sup>2</sup>) (SILVA, 2005) e do alto Paraguai (140.000 km<sup>2</sup>) (ALLASIA *et al.*, 2004). O modelo apresentou bons resultados uma vez que se conseguiu reproduzir os hidrogramas observados nas sub-bacias que formam as bacias citadas. Apesar dos bons resultados já obtidos, realizou-se um trabalho de verificação das parametrizações adotadas pelo modelo. O objetivo é verificar se o modelo consegue simular adequadamente os processos hidrológicos na bacia Amazônica. Em função dos dados disponíveis, a avaliação restringiu-se ao balanço de água no solo. Essa avaliação se justifica em virtude das características da bacia como a cobertura florestal existente, o regime de chuvas e o importante papel da evapotranspiração.

#### 3.2.1. Experimentos do ABRACOS

Para a avaliação da parametrização utilizada pelo MGB-IPH, utilizaram-se os resultados levantados pelo projeto ABRACOS, o qual foi conduzido pelo *Institute of Hydrology* da Inglaterra e pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O principal objetivo do ABRACOS consistiu no levantamento de informações para o melhoramento das previsões realizadas por modelos climáticos. Tais previsões

procuraram avaliar o impacto sobre o clima decorrente da substituição da floresta por pastagem. Três pontos foram escolhidos para o monitoramento de variáveis climatológicas e hidrológicas: dois estão localizados na bacia Amazônica e um na bacia do rio Tocantins (Figura 3.5). Em cada ponto, foram realizadas medições para ambientes com cobertura florestal e com pastagem. A Tabela 3.1 mostra as principais características dos locais de experimentos. Uma descrição detalhada desses locais pode ser encontrada em GASH *et al.* (1996).



Figura 3.5 – Localização dos pontos de monitoramento do projeto ABRACOS

Tabela 3.1 - Locais de experimento do projeto ABRACOS

Cidade	Local	Cobertura	Solo
Ji-Paraná	Reserva Jaru	Floresta	Argissolo
Ji-Paraná	Faz. Nossa Senhora	Pasto	Argissolo
Manaus	Faz. Dimona - floresta	Floresta	Latossolo Amarelo
Manaus	Faz. Dimona - pasto	Pasto	Latossolo Amarelo
Marabá	Reserva Vale	Floresta	Cambissolo
Marabá	Faz. Boa Sorte	Pasto	Argissolo

As variáveis hidrológicas levantadas pelo ABRACOS podem ser divididas em três grupos: as relacionadas aos parâmetros do modelo MGB-IPH, as relacionadas aos processos hidrológicos e as que correspondem aos dados de entrada. Fazem parte do primeiro grupo o IAF, a rugosidade superficial (utilizada no cálculo da resistência aerodinâmica) e o albedo. O segundo grupo é composto pelas variáveis umidade do solo, interceptação e evapotranspiração. Dessas variáveis, umidade no solo e

evapotranspiração foram simuladas pelo MGB-IPH e, a seguir, comparadas com os valores levantados pelo ABRACOS. A equação que simula a interceptação também poderia ser avaliada, mas, infelizmente, os dados de interceptação levantados pelo ABRACOS não são disponibilizados pelo projeto. O terceiro grupo de variáveis levantadas corresponde à precipitação e às variáveis climatológicas para o cálculo da evapotranspiração potencial.

As medições de evapotranspiração no projeto ABRACOS foram realizadas com o aparelho Hydra, que utiliza o método da correlação de vórtices. Esse método utiliza informações de velocidade vertical do ar e da umidade relativa do ar para determinar o fluxo de evapotranspiração. A umidade do solo foi determinada por meio de sonda de nêutrons. Utilizaram-se seis sondas em Marabá tanto na pastagem como na floresta e, em Ji-Paraná, seis sondas na pastagem e oito na floresta. Em ambos os locais, a umidade do solo foi medida até a profundidade máxima de 3,6 metros.

### 3.2.2. Resultados da avaliação

Na avaliação, os levantamentos realizados em Manaus não foram utilizados em virtude da pequena variação da umidade do solo ao longo do ano. Isso ocorre porque, mesmo na estiagem, essa região apresenta altos valores de precipitação. Em Marabá, avaliou-se apenas a umidade do solo porque a série de evapotranspiração não possui extensão suficiente. As Figuras 3.6 a 3.9 apresentam a variação da umidade do solo observada e calculada em Ji-Paraná e Marabá nas áreas com floresta e pastagem.

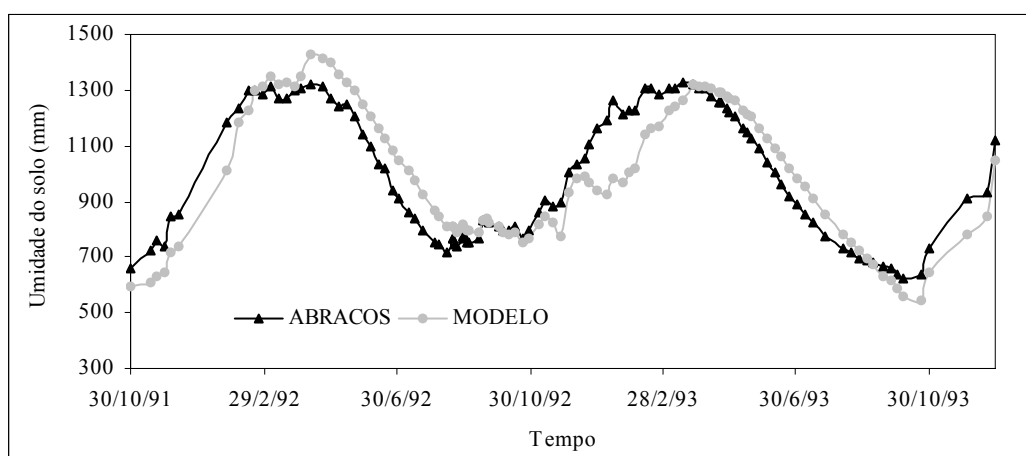


Figura 3.6 - Umidade do solo observada e calculada em Ji-Paraná (floresta)

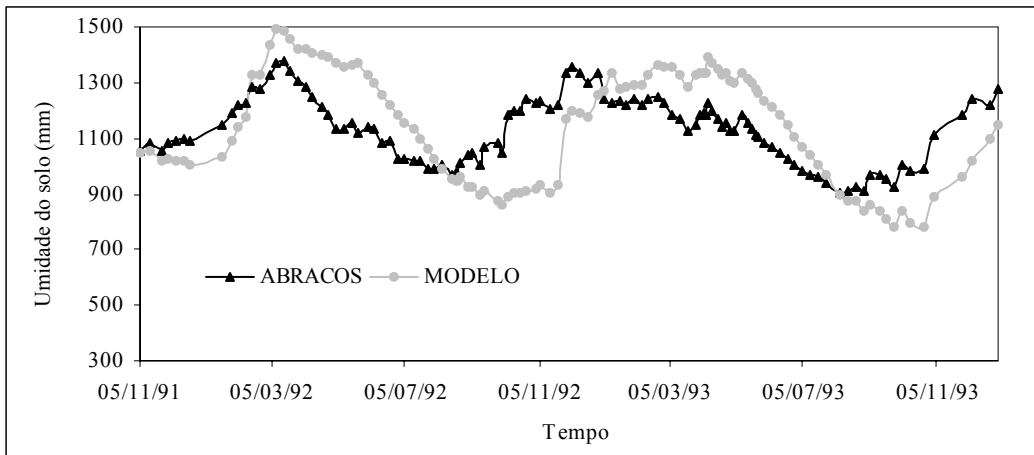


Figura 3.7 - Umidade do solo observada e calculada em Ji-Paraná (pastagem)

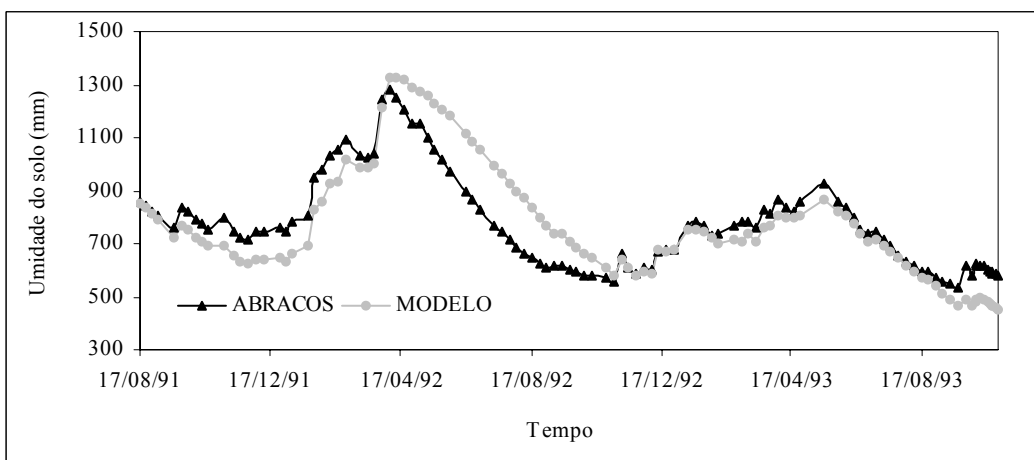


Figura 3.8 - Umidade do solo observada e calculada em Marabá (floresta)

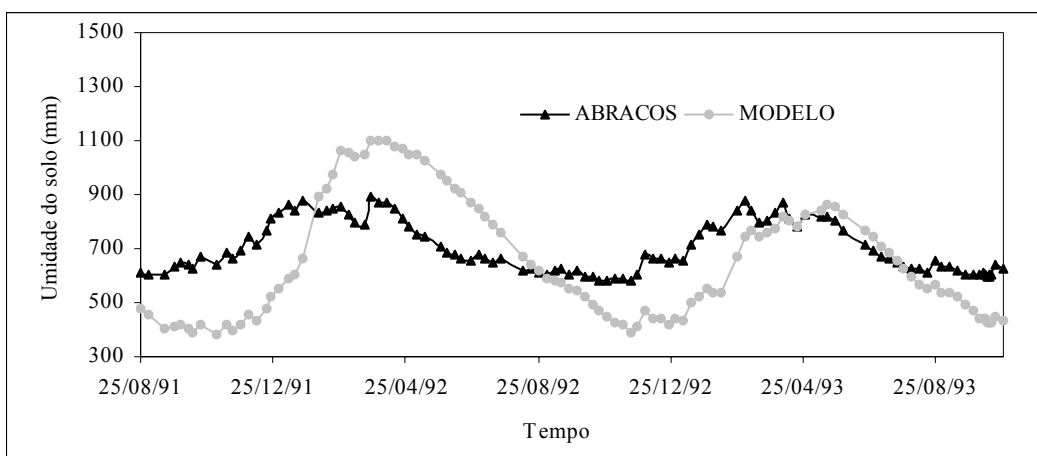


Figura 3.9 - Umidade do solo observada e calculada em Marabá (pastagem)

Para a evapotranspiração, apenas os levantamentos em Ji-Paraná eram extensos o suficiente para realizar a avaliação. As Figuras 3.10 e 3.11 mostram a variação da

evapotranspiração calculada e observada em dois períodos de medições que totalizam 170 dias na área com floresta e 181 dias na área com pastagem.

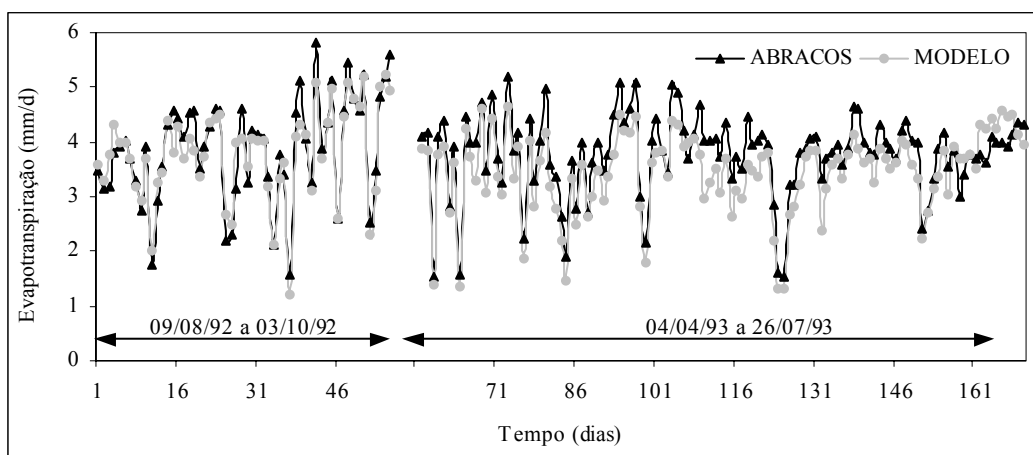


Figura 3.10 - Evapotranspiração observada e calculada em Ji-Paraná (floresta)

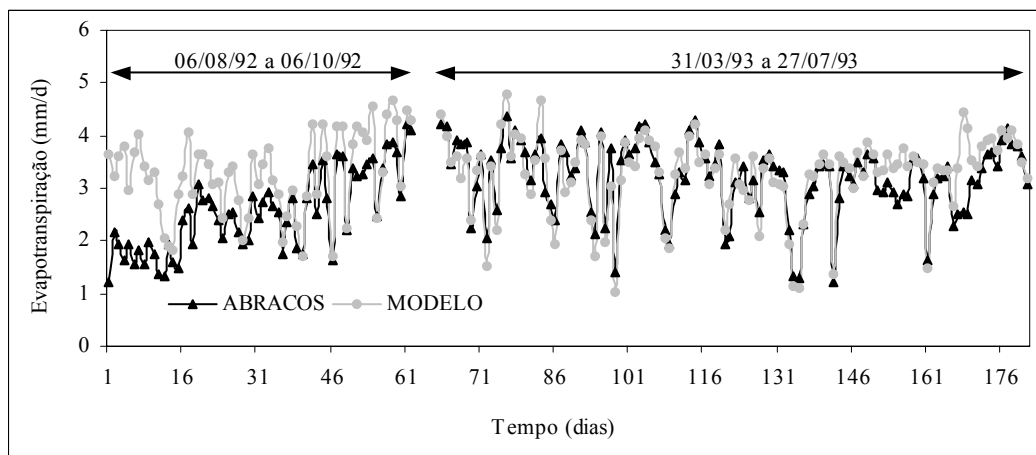


Figura 3.11 - Evapotranspiração observada e calculada em Ji-Paraná (pastagem)

As simulações foram avaliadas com o auxílio do coeficiente de determinação e o erro de volume entre os valores observado e calculado. A Tabela 3.2 mostra esses valores nas áreas simuladas.

Tabela 3.2 - Valores das estatísticas das simulações

Local	Cobertura	Umidade do solo		Evapotranspiração
		Coef. det.	$\Delta V$ (%)	Coef. det.
Ji-Paraná	Floresta	0,8223	-0,25	0,8143
Ji-Paraná	Pasto	0,3933	0,96	0,5274
Marabá	Floresta	0,7653	-0,84	-
Marabá	Pasto	0,4344	-8,88	-

Nas simulações realizadas, desconsiderou-se o componente de transferência dentro da bacia formado pela propagação nas células e na rede de drenagem. Apenas o

componente de balanço hídrico no solo foi considerado. Por esse motivo, somente a parametrização desse componente pôde ser avaliada.

Observou-se que os escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo possuem pequena importância em uma simulação pontual como a realizada. Assim, os valores dos parâmetros relacionados a esses escoamentos foram iguais ou próximos de zero. Dessa forma, as simulações foram úteis para a avaliação das equações que representam a evapotranspiração e a umidade do solo.

A umidade do solo foi mais bem representada nas áreas cobertas com floresta (Figuras 3.6 e 3.8). Nas áreas com pastagem, Figuras 3.7 e 3.9, apesar do desempenho inferior, observa-se que o modelo consegue acompanhar a variação sazonal da umidade do solo.

A evapotranspiração foi bem representada tanto na área com floresta como na área com pastagem. Na área com pastagem (Figura 3.11), percebe-se um descolamento das curvas observada e calculada no início do primeiro período de simulação. O comportamento desse período foi uma exceção e não foi possível identificar os motivos para a superestimação da evapotranspiração calculada.

Esses mesmos dados levantados pelo projeto ABRACOS foram utilizados por FISCH *et al.* (2000) para comparar o desempenho de um modelo que utiliza, assim como o MGB-IPH, a equação de Penman-Monteith. No modelo de FISCH *et al.* (2000), a resistência superficial ( $r_s$ ) da equação 3.6 é calculada em função da radiação solar, temperatura do ar, déficit de umidade específica e umidade do solo. A Tabela 3.3 apresenta o coeficiente de determinação e a evapotranspiração calculada pelo MGB-IPH e por FISCH *et al.* (2000) e a medida pelo ABRACOS. Verifica-se que o desempenho do MGB-IPH é satisfatório e, para a pastagem, apresenta resultados melhores que os calculados por FISCH *et al.* (2000).

Tabela 3.3 – Comparação da evapotranspiração em Ji-Paraná obtida com o MGB-IPH e por FISCH *et al.* (2000) (F-2000: FISCH *et al.* (2000))

	Cobertura	1992			1993		
		MGB-IPH	F-2000	Obser.	MGB-IPH	F-2000	Obser.
Coef. det.	Floresta	0,85	0,86	-	0,81	0,83	-
	Pasto	0,49	0,27	-	0,71	0,58	-
E (mm.d <sup>-1</sup> )	Floresta	3,81	3,60	3,89	3,45	3,22	3,78
	Pasto	3,27	2,25	2,54	3,28	2,07	3,22

O LBA tem realizado levantamentos semelhantes nos mesmos locais de monitoramento do ABRACOS. Futuramente, quando essas informações forem

disponibilizadas, será possível realizar novas simulações para melhorar a avaliação da parametrização do MGB-IPH, inclusive a formulação utilizada para representar o processo de interceptação, atividade essa que não foi possível ser realizada neste trabalho.

## 4. A BACIA AMAZÔNICA

Este Capítulo discute os aspectos que caracterizam a hidrologia de florestas e descreve as principais características da bacia Amazônica importantes para os processos hidrológicos modelados.

### 4.1. HIDROLOGIA DE FLORESTAS

A bacia Amazônica possui cerca de  $5 \times 10^6$  km<sup>2</sup> de florestas, correspondendo a aproximadamente 80% da sua área. Por esse motivo, faz-se necessário uma discussão a respeito dos fatores que caracterizam os processos hidrológicos em bacias com cobertura florestal. Há tempos tem-se discutido qual a função da floresta no ciclo hidrológico. A maioria das conclusões a que se chegou até o momento foram retiradas de experimentos com pares de bacias, onde uma é mantida intacta e a outra sofre desmatamento (esses estudos serão discutidos com mais detalhe no Capítulo 8). Em seguida, descrevem-se as principais características dos processos hidrológicos em florestas.

#### 4.1.1. Precipitação

A busca por evidências de que a floresta contribui para maiores taxas de precipitação é foco de inúmeras pesquisas em hidrologia. Em muitos casos, altos valores de precipitação em regiões com floresta são atribuídos a efeitos orográficos (regiões de alta altitude) ou localização do pluviômetro utilizado (BRUIJNZEEL, 2004). Mensurar a influência da floresta sobre a precipitação é uma tarefa difícil em virtude de outras variáveis envolvidas como, por exemplo, padrões cíclicos do clima como no caso do *El Niño*.

Várias simulações com esquemas de superfície têm sido realizadas com o intuito de avaliar a influência da floresta. Há evidências que indicam que a retirada da floresta eleva a temperatura e reduz evapotranspiração e precipitação (BRUIJNZEEL, 2004). Ressalta-se, entretanto, que, na prática, o efeito do desmatamento é menor porque, naturalmente, o crescimento de vegetação secundária reduz a influência da pastagem, ou seja, age no sentido de conduzir a bacia de volta ao seu estado original com as mesmas taxas de precipitação e evapotranspiração. Esse fator não é levado em conta pelas simulações com os modelos e, por esse motivo, há diferenças nos resultados entre os estudos que utilizam séries temporais e estudos que utilizam esquemas de superfície.

Entretanto, em ambas as metodologias, os resultados das pesquisas indicam que a floresta possui papel importante no regime de precipitação das bacias hidrográficas.

#### **4.1.2. Evapotranspiração e interceptação**

Em florestas, os dois principais componentes da evapotranspiração são a transferência de vapor d'água interceptada pelas folhas (quando o dossel está úmido) e a transpiração pelas folhas (quando o dossel está seco). Evaporação da água na superfície do solo é considerada de menor importância em florestas tropicais (BRUIJNZEEL, 1990).

A interceptação de florestas pode variar de 10 a 30% da precipitação e está diretamente relacionada com a intensidade e duração da chuva. Eventos intensos, de curta duração e relacionados a chuvas convectivas apresentam interceptação variando de 10 a 18% da precipitação (característica de florestas tropicais). Eventos associados a chuvas frontais, que possuem menor intensidade e maior duração, apresentam interceptação variando de 20 a 30%. Florestas decíduifólias, que perdem suas folhas no inverno, reduzem a interceptação de 2 a 3 vezes (SHUTTLEWORTH, 1993).

Uma compilação de trabalhos realizada por BRUIJNZEEL (1990) mostrou que, em florestas localizadas em terras baixas, a interceptação média anual é de 13% (com variação de 4,5% a 22%). Em regiões de alta altitude, esse valor é de 18% (com variação de 10% a 24%). Segundo o autor, o valor mais alto para a região de montanhas pode estar relacionado à menor intensidade das chuvas nesses locais. LLOYD e MARQUES (1988) afirmam que, em florestas tropicais, a interceptação deve variar de 3%, como por exemplo, na Nigéria, a 63% como no caso da Tailândia.

WEI *et al.* (2005) estudaram os processos hidrológicos dos diversos tipos de florestas que ocorrem na China: pinheiro, coníferas, carvalho e florestas tropicais. A interceptação nessas florestas varia de 15 a 30% dependendo da espécie e das características das chuvas. O escoamento pelo tronco na maioria das vezes representa menos de 5% da precipitação, com exceção do carvalho no nordeste da China, que chega a 15%. Florestas de eucalipto no nordeste da Austrália apresentam valor de interceptação de 5% (HUTLEY *et al.*, 2000). Esse baixo valor deve-se à alta intensidade das chuvas resultantes do clima de monções e baixo valor de IAF.

As florestas têm como importante característica a maior eficiência da difusão turbulenta, que resulta em menor resistência aerodinâmica e, por conseqüência, em maiores taxas de evapotranspiração. Por outro lado, a resistência superficial das

florestas tende a ser maior, o que resulta em menores taxas de transpiração (SHUTTLEWORTH, 1993). Outro fator importante relacionado à evapotranspiração é o menor valor do albedo das florestas, que resulta em uma maior radiação líquida e, conseqüentemente, maiores taxas de evapotranspiração.

A transpiração nas florestas é responsável pela maior parte do processo de evapotranspiração. Em terras baixas, a transpiração média anual é de 1045 mm (com variação de 885 a 1285 mm) de acordo com levantamento apresentado por BRUIJNZEEL (1990).

As altas taxas de interceptação e transpiração verificadas nas florestas resultam em características hidrológicas próprias conforme demonstrado por diversos estudos. Por exemplo, estima-se que 50% do volume precipitado em bacias com cobertura vegetal provêm do oceano e 50% provêm do processo de evapotranspiração que ocorre na própria bacia. Em virtude dessa grande perda por evapotranspiração, verifica-se uma menor vazão nessas bacias. Na China, WEI *et al.* (2005) afirmam que, nas florestas temperadas do nordeste do país, a evapotranspiração varia de 80 a 90% da precipitação e, nas florestas tropicais do sul, a variação é de 40-50%. Na Austrália, as florestas de eucalipto apresentam evapotranspiração correspondente a 55% (HUTLEY *et al.*, 2000) e 65% da precipitação (COOK *et al.*, 1998).

#### **4.1.3. Geração de escoamento e vazão nos rios**

Como discutido no Capítulo 2, regiões de floresta possuem alta capacidade de infiltração e, por esse motivo, a geração de escoamento superficial por excesso de infiltração possui papel secundário. Segundo BRUIJNZEEL (1990), diversos trabalhos têm demonstrado que esse tipo de escoamento corresponde a menos de 1% da precipitação. O autor destaca que, em bacias florestadas com solos pouco profundos, mais de 47% do total escoado no canal é proveniente de escoamento gerado por excesso de saturação.

Por outro lado, BONELL (1993) observa que os dois mecanismos de geração de escoamento superficial não são mutuamente excludentes de tal forma que ambos podem ocorrer em momentos diferentes no mesmo ponto da bacia. Como exemplo, há o caso das florestas de eucalipto no sudeste da Austrália, que possuem solos com propriedades hidrofóbicas, ou seja, baixa capacidade de infiltração. Outros fatores que podem influenciar a ocorrência de escoamento hortoniano em florestas são a umidade antecedente do solo e a intensidade das chuvas.

Quanto à vazão nos rios, a floresta concede à bacia uma característica de “esponja” devido à ação das raízes das árvores, da serrapilheira e do solo. Essa característica contribui para a redução da vazão na bacia, pois eleva a evapotranspiração e a recarga do aquífero. Com a floresta, a bacia tem maior capacidade de regularização da vazão, pois durante o período chuvoso há retenção de água, a qual, no período de estiagem, é liberada.

## **4.2. DESCRIÇÃO DA BACIA**

A bacia Amazônica possui área de drenagem de 6.112.000 km<sup>2</sup> e se estende por sete países da América do Sul: Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,3%) (GUYOT *et al.*, 1999). A bacia é limitada a oeste e sudoeste pela cordilheira dos Andes, a norte pelo escudo das Guianas e a leste e sudeste pelo escudo Brasileiro (Figura 4.3). O rio Amazonas nasce nos Andes peruanos a uma altitude de 4.000 m onde recebe o nome de Ucayali. Após a confluência com o rio Marañon, ainda no Peru, passa a ser chamado de Amazonas. Depois que entra no Brasil, é chamado de Solimões e recebe afluentes que nascem na Colômbia (rios Içá, Japurá e Negro), no Peru (rios Juruá e Purus) e Bolívia (rio Madeira). Após a confluência com o rio Negro em Manaus, o Solimões volta a se chamar Amazonas. Outros importantes afluentes são os rios Trombetas, Tapajós e Xingu, cujas bacias estão completamente inseridas em solo brasileiro. A extensão total do Amazonas é motivo de controvérsias, mas pesquisas recentes demonstram que esse valor é de 6.868 km, o que o coloca como maior rio do mundo, também, em extensão, superando o rio Nilo na África. A rede de drenagem formada pelos principais rios da bacia Amazônica é apresentada na Figura 4.8.

### **4.2.1. Características climáticas**

A bacia Amazônica caracteriza-se por um clima quente e úmido (clima equatorial) com temperatura média anual variando entre 24 e 26 °C na planície Amazônica. Nos planaltos e nos Andes a temperatura média é mais baixa, sendo que, no caso dos Andes, verifica-se inclusive precipitação em forma de neve.

A precipitação média da bacia é de 2.300 mm.ano<sup>-1</sup>, podendo variar de 200 mm.ano<sup>-1</sup> a 6.000 mm.ano<sup>-1</sup> a depender da região. Nos Andes, por exemplo, a cordilheira forma uma barreira natural que impede a passagem do vapor d'água proveniente de regiões localizadas mais a leste da bacia, que resulta em uma

precipitação anual na ordem de 6.000 mm. Na Figura 4.1, pode-se verificar a distribuição espacial da precipitação média de cada mês na bacia no período de 1920 a 1980.

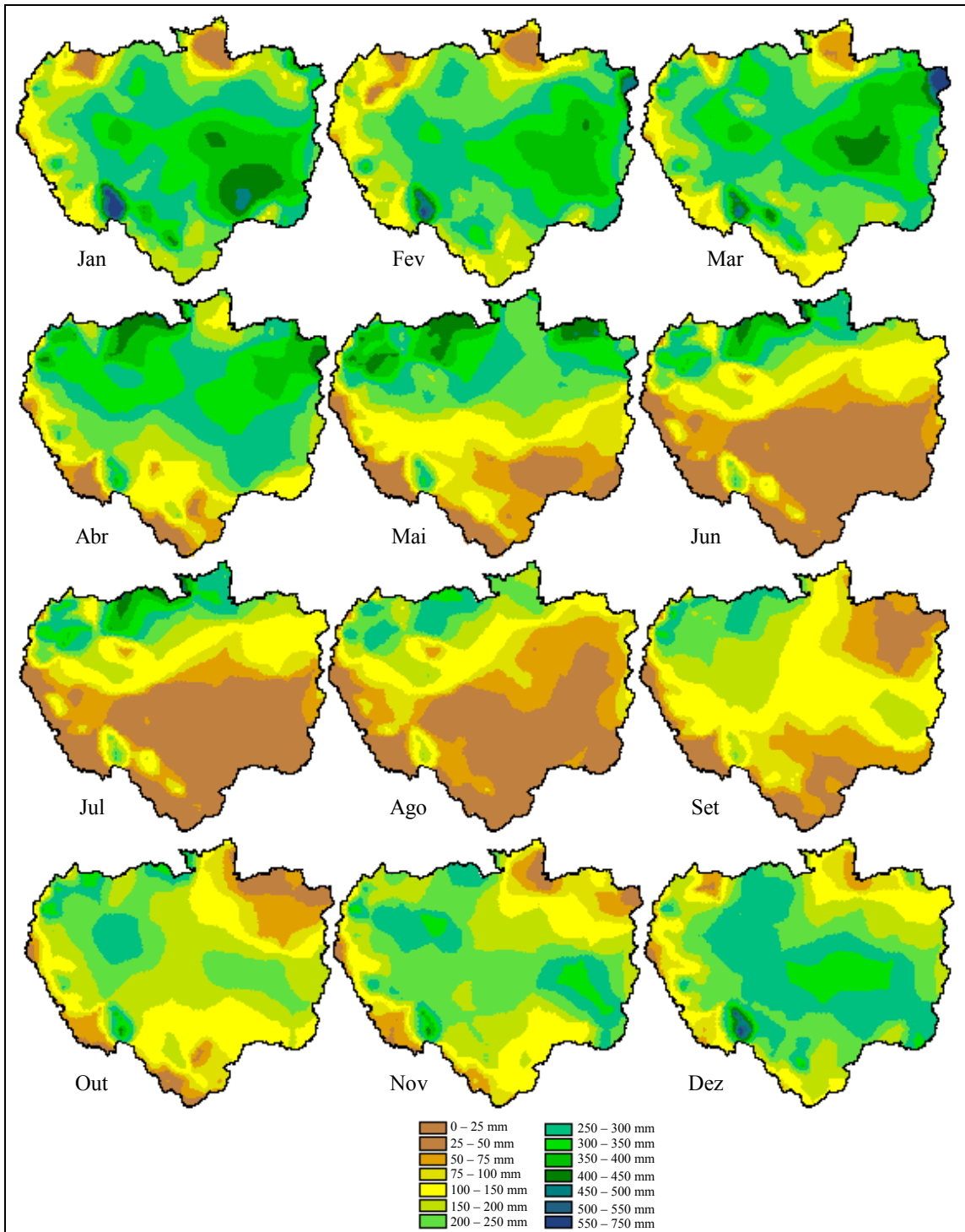


Figura 4.1 - Precipitação média mensal da bacia (1920-1980)

Esses dados foram levantados por LEGATES e WILLMOTT (1990) a partir de informações de estações pluviométricas e cobrem todo o globo. A estação chuvosa no

sul da Amazônia se inicia em setembro/novembro e os máximos ocorrem entre dezembro e fevereiro. O máximo de chuvas da porção norte da bacia ocorre de maio a julho. Na parte central, desde o oeste até a foz do rio Amazonas, os máximos de chuva ocorrem de março a maio.

A evapotranspiração realizada pela floresta possui importante papel sobre o balanço hídrico da bacia. Esse valor pode chegar a 55% do total de água precipitado. Segundo MARQUES *et al.* (1980), a evapotranspiração real deve estar entre 1146 e 1260 mm.ano<sup>-1</sup> e a razão entre evapotranspiração real e potencial varia de 0,7 a 0,8.

#### **4.2.2. Regime hidrológico**

A vazão média anual na foz do rio é de 209.000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> para o período de 1973 a 1990, que corresponde a 18% da descarga de água doce nos oceanos. A vazão específica nas principais sub-bacias varia de 19,2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> no rio Xingu a 48 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> no rio Solimões em Manacapuru próximo a foz do rio Negro. A vazão específica na foz da bacia é de 34,2 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> (FILIZOLA JÚNIOR, 1999). A estação fluviométrica de Óbidos, que pode ser visualizada na Figura 4.2, é considerada a estação de referência mais próxima da foz com uma área de drenagem de 4.676.000 km<sup>2</sup> (76,5% de toda a bacia). Após estudo realizado por CALLÈDE *et al.* (2002) na estação de Óbidos, verificou-se que a vazão mínima para o período de 1902-1999 é de 78.000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> e a vazão máxima corresponde a 260.000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.

A variabilidade sazonal das cheias dos rios da Amazônia apresentam dinâmica diferenciada de acordo com o regime de chuva das bacias conforme mostrado anteriormente. Nos rios localizados na parte centro-sul da bacia, a cheia ocorre entre março e maio conforme mostrado na Figura 4.2-(a). As bacias localizadas na porção norte da bacia apresentam o máximo da cheia entre junho e julho (Figura 4.2-(b)). A variabilidade anual da vazão nos rios Solimões e Amazonas é diretamente influenciada pelos dois regimes anteriores (Figura 4.2-(c)). Na estação fluviométrica de Teresina no rio Solimões, próximo à fronteira entre Brasil e Peru, a cheia ocorre entre abril e junho, ainda influenciada pelo regime do rio Ucayali. Conforme se avance para jusante, o regime é influenciado pela vazão das bacias setentrionais de modo que as cheias em Manacapuru e Óbidos ocorrem entre maio e julho.

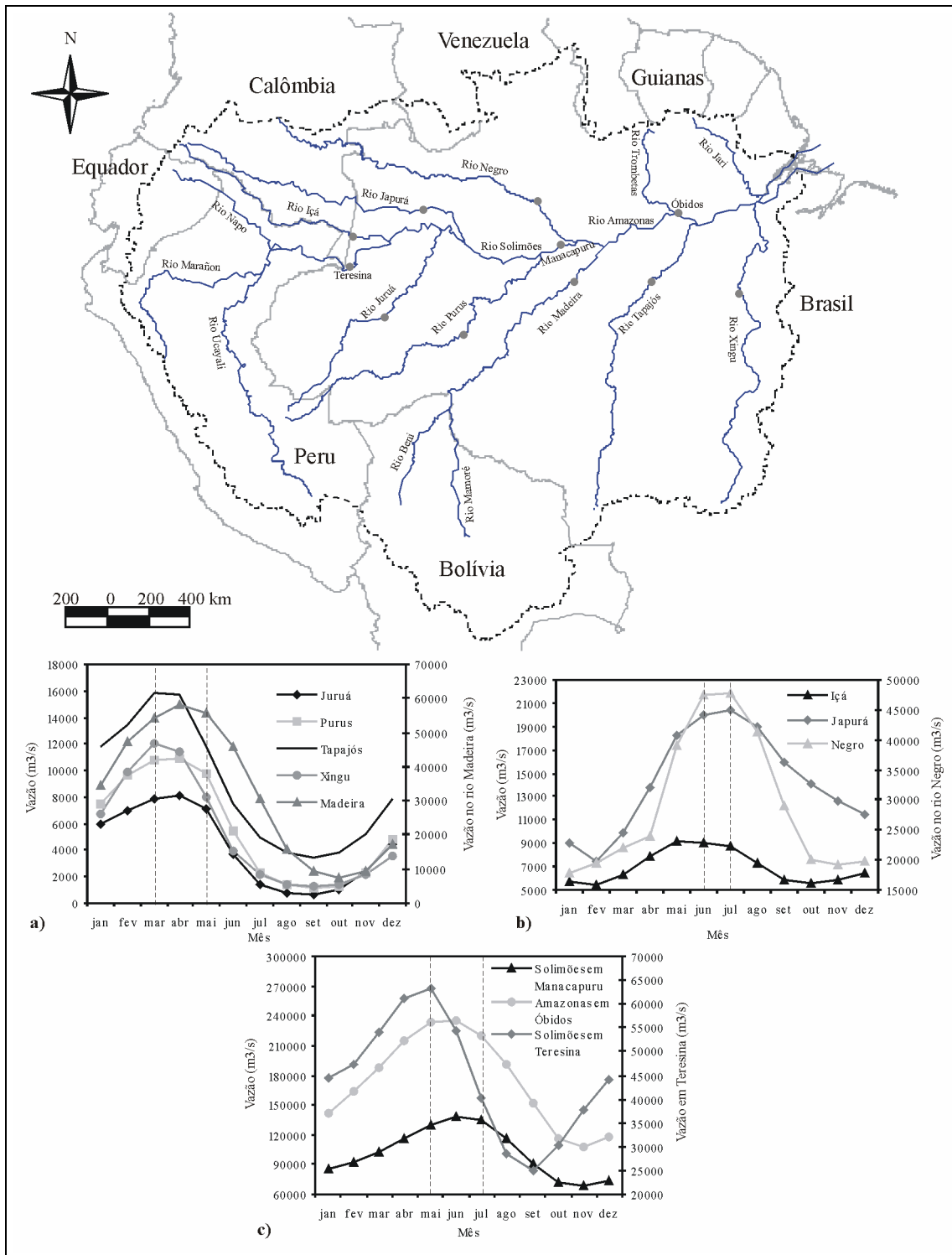


Figura 4.2 - Regimes hidrológicos na bacia Amazônica

### 4.2.3. Geomorfologia

A bacia Amazônica divide-se em três unidades morfo-estruturais: os escudos da Guiana e Brasileiro (44% da bacia), a cordilheira dos Andes (11%) e a planície Amazônica (45%) (GUYOT, 1993). A localização dessas unidades é mostrada na

Figura 4.3. As sub-bacias do rio Amazonas têm suas características hidrológicas definidas, em parte, pela ação dessas unidades morfo-estruturais.

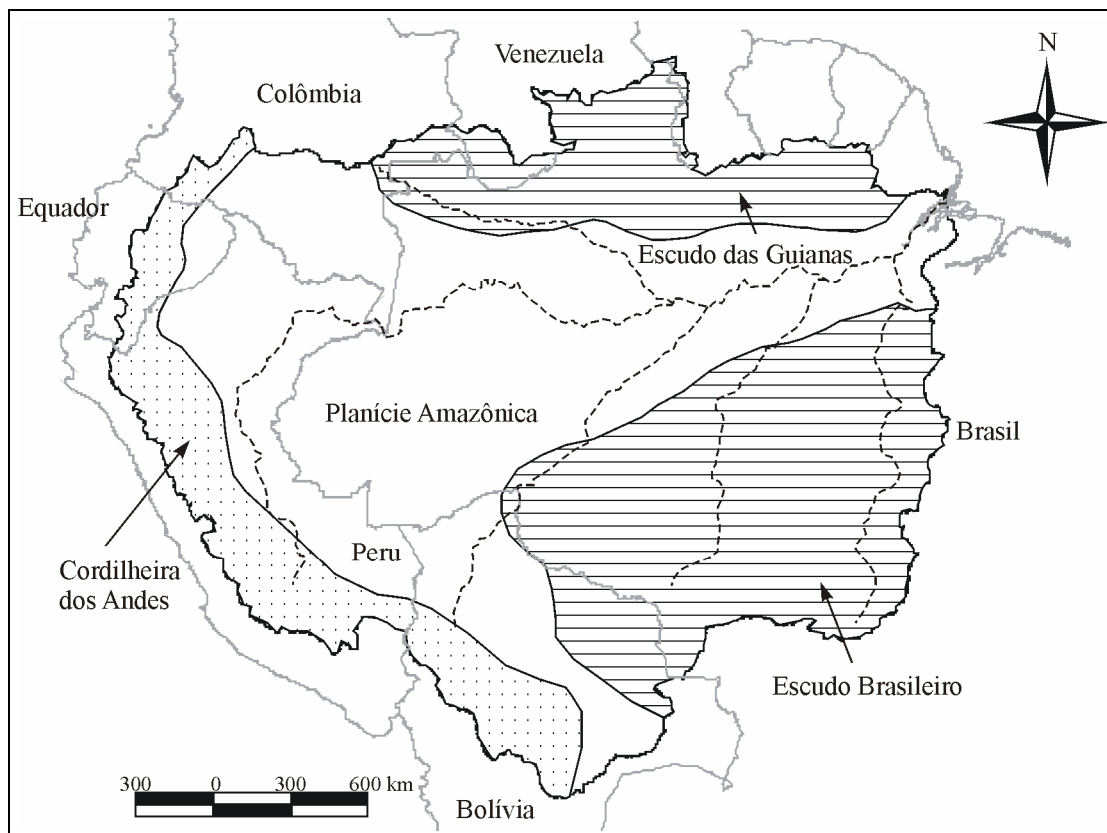


Figura 4.3 - Unidades morfo-estruturais da bacia Amazônica (GUYOT, 1993)

Os escudos são formados por rochas cristalinas e, por serem bastante erodidos, possuem altitude média de aproximadamente 150 m apenas e suportam sedimentos do Pré-Cambriano ao Mesozóico. O escudo das Guianas possui relevos de até 8.000 m de extensão como as serras de Pacaraima, Roraima e Paraima resultantes dos sedimentos citados anteriormente. Nessas serras é que se encontra o Pico da Neblina com 3.014 m. O escudo Brasileiro, que marca o limite com a bacia do rio Paraná, apresenta altitudes inferiores. Nesse escudo, o ponto mais alto fica na serra do Aguapei e possui 1.150 m (GUYOT, 1993).

A cordilheira dos Andes possui mais de 10.000 km de comprimento, dos quais, 4.000 km estão inseridos na bacia Amazônica. A altitude pode ser superior a 6.000 m e a sua largura varia de 200 km no Equador a 600 km na Bolívia. Os Andes são responsáveis por 95% do sedimento transportado pelos rios da bacia (FILIZOLA JÚNIOR, 1999).

A planície Amazônica, a terceira unidade morfo-estrutural, é caracterizada pela presença de baixas declividades, que varia de 1 a 2  $\text{cm.km}^{-1}$ . Nessa região, verifica-se a

ocorrência das áreas de inundação formada por sedimentos do holoceno. As áreas de inundação que ocorrem nos rios de água branca, com alta carga de sedimentos em suspensão, são chamadas de várzeas. As áreas de inundação dos rios de água preta, com baixa carga de sedimentos em suspensão, são chamadas de igapós. As áreas não inundadas são chamadas de terra firme e são formadas por sedimentos do cenozóico. No canal principal do rio Amazonas e seus principais tributários, as áreas de inundação ocupam uma área de cerca de 300.000 km<sup>2</sup> (JUNK, 1997), são responsáveis pelo amortecimento das cheias e funcionam como uma importante área de atividade biológica. A estimativa da extensão das áreas de inundação foi obtida por meio dos dados do Projeto RADAM Brasil. A Figura 4.4 apresenta várzeas localizadas no curso médio do rio Amazonas.

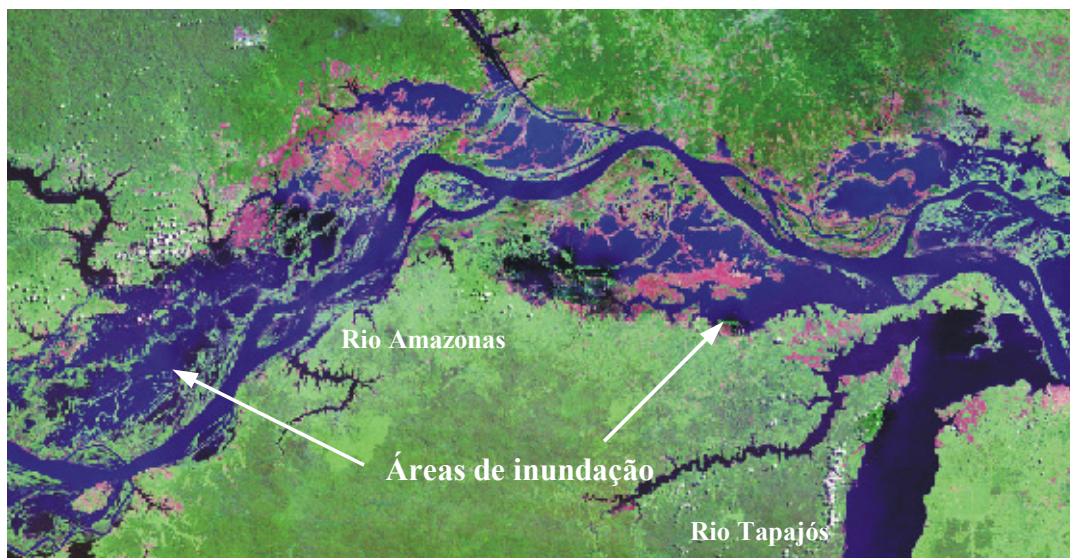


Figura 4.4 - Planícies de inundação no curso médio do rio Amazonas

A Figura 4.5 permite que se tenha uma idéia da heterogeneidade do relevo da bacia Amazônica, desde a planície com altitudes próximas à zero até a cordilheira dos Andes com altitudes de até 6.000 m.

#### 4.2.4. Solo e vegetação

##### *Vegetação*

A cobertura vegetal é formada por florestas com ocorrência de manchas de pastagem e cerrados. A floresta pode se apresentar de forma densa ou aberta. A floresta densa apresenta uma vegetação arbórea heterogênea e caracteriza-se por grandes árvores que sobressaem no estrato arbóreo uniforme entre 25 e 35 m de altura, podendo chegar a

50 m. A floresta aberta apresenta grandes árvores muito dispersas, com freqüentes grupamentos de palmeiras. No extremo norte e no sul e leste da bacia, a floresta torna-se menos densa devido à ocorrência de uma estação seca mais acentuada (RADAM-BRASIL, 1978). A bacia possui a maior extensão de floresta tropical do planeta, correspondendo a 5 milhões de km<sup>2</sup>.

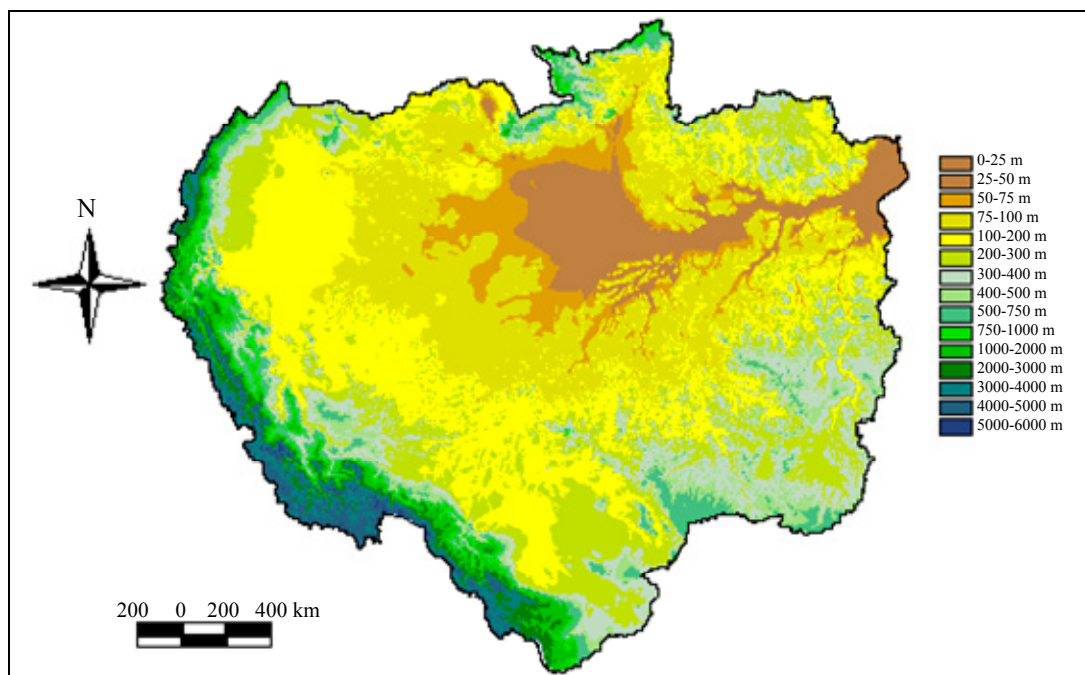


Figura 4.5 - Altimetria da bacia Amazônica (modelo numérico do terreno GTOPO30)

O cerrado é formado por árvores e arbustos retorcidos, as folhas são largas e as raízes podem atingir grandes profundidades a fim de alcançar água. As árvores ocorrem esparsamente distribuídas sobre um tapete gramíneo com intercalações de plantas arbustivas e áreas campestres (RADAM-BRASIL, 1978). A pastagem consiste na substituição da cobertura original por gramíneas, principalmente, das espécies *Panicum maximum*, *Andropogon gayanis* e *Brachiaria humidicola* (NOBRE *et al.*, 1991) para a criação de gado. A Figura 4.6 mostra a distribuição da vegetação na bacia construída a partir de imagem do satélite AVHRR.

### ***Tipo de Solo***

Cerca de três quartos dos solos da bacia Amazônica correspondem às classes latossolo e argissolo. O solo da Amazônia é profundo, bem drenado e possui excelente estrutura granular (argila ligada a agregados estáveis) (JORDAN, 1985). Na parte ocidental da bacia, os solos são bem drenados e estão associados à floresta densa. Na parte oriental, os solos não são tão bem drenados e estão associados a uma floresta

aberta. Na planície Amazônica, observam-se solos mal drenados com a presença de savana. Solos muito mal drenados são observados nas áreas de inunda  o (GUYOT, 1993). A Figura 4.7 mostra a distribui  o dos solos na Amaz  nia de acordo com o mapa de solo do mundo da FAO/UNESCO.

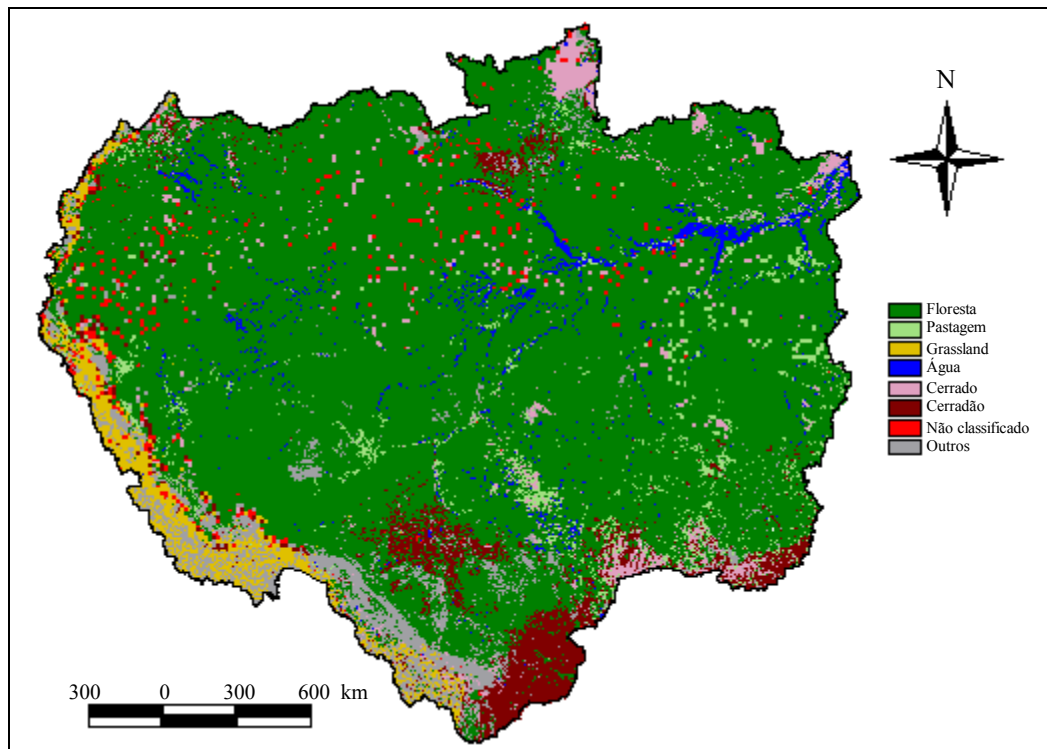


Figura 4.6 - Vegeta  o na bacia Amaz  nica (imagem AVHRR)

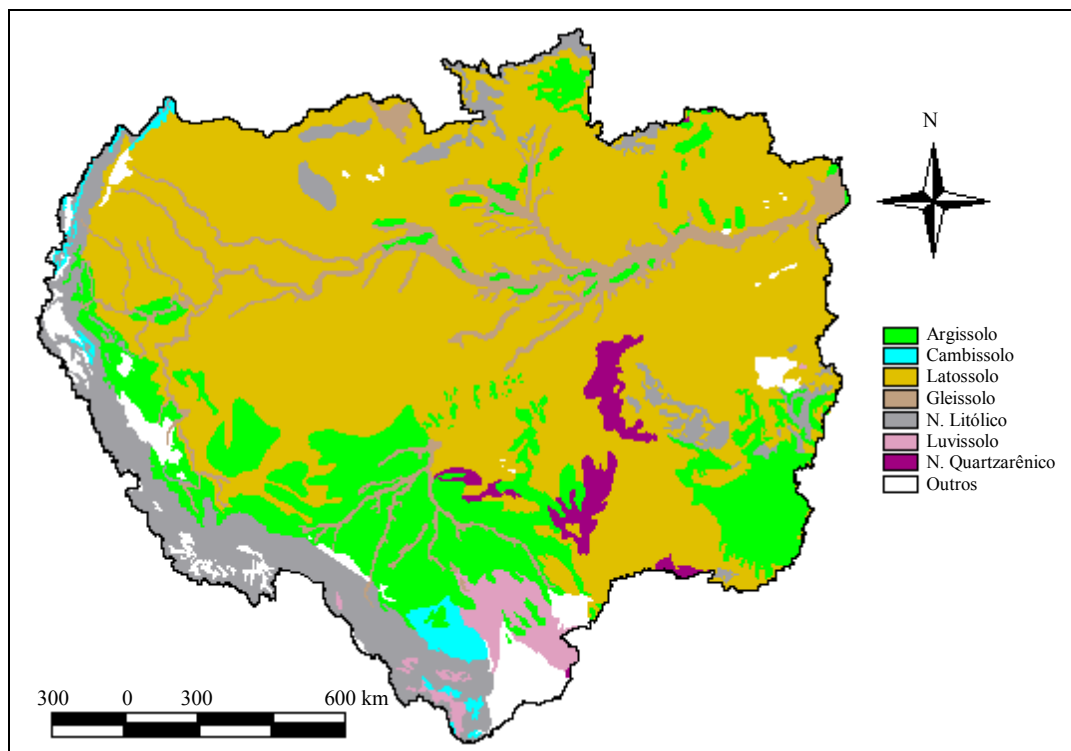


Figura 4.7 - Distribui  o dos tipos de solo na bacia Amaz  nica (FAO/UNESCO)

### 4.3. RIO MADEIRA

A bacia do rio Madeira se estende por Bolívia (51%), Brasil (42%) e Peru (7%) e possui superfície de 1.420.000 km<sup>2</sup>. A área de estudo deste trabalho, entretanto, estende-se até a estação de Faz. Vista Alegre, cuja área de drenagem é de 1.324.727 km<sup>2</sup>. A Figura 4.8 mostra a bacia Amazônica e a localização da bacia do rio Madeira. A Figura 4.9 mostra em detalhe a bacia do Madeira juntamente com os principais rios formadores da bacia. O rio Madeira recebe esse nome após o encontro dos rios Beni e Mamoré na fronteira entre Brasil e Bolívia.

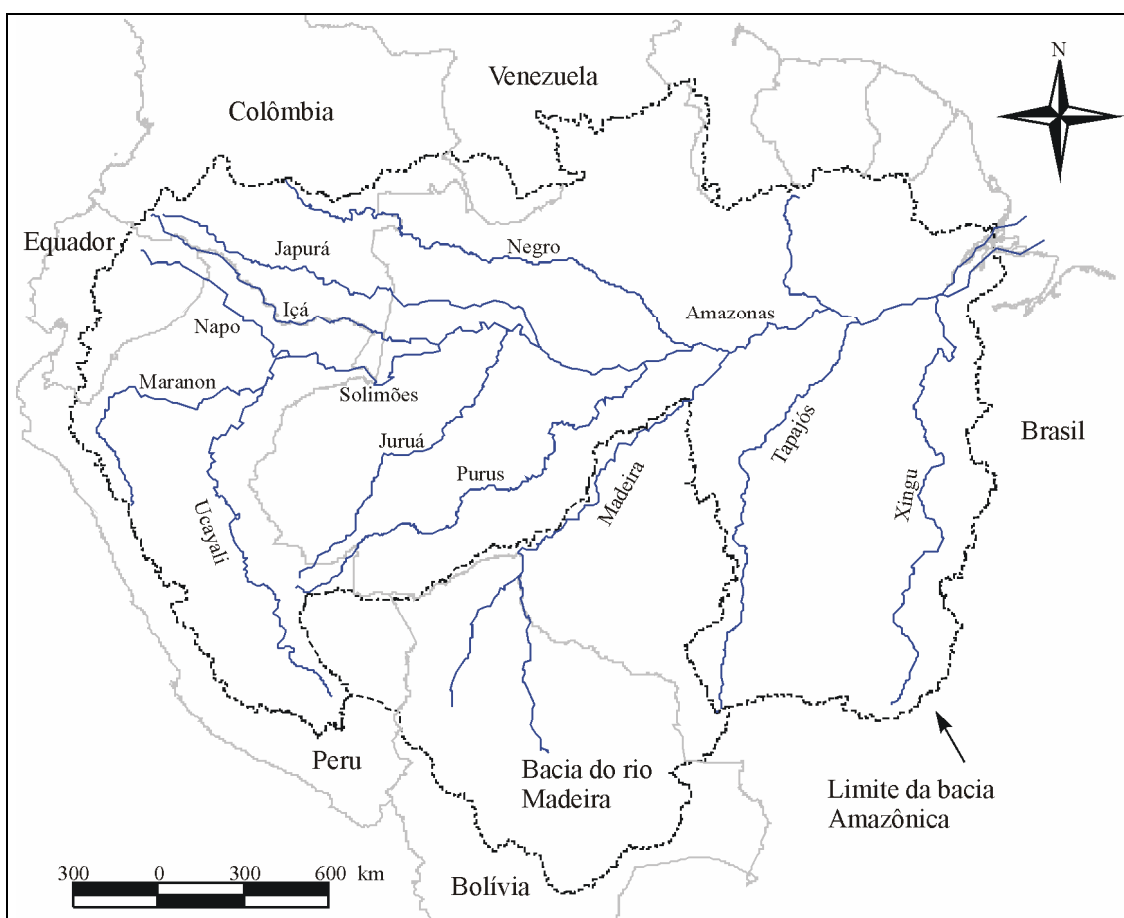


Figura 4.8 - Bacia Amazônica e a área de estudo

A bacia do Madeira possui as três unidades morfo-estruturais apresentadas anteriormente com a seguinte proporção: Andes (15%), planície Amazônica (44%) e escudo Brasileiro (41%). Devido a essa característica, verificam-se grandes altitudes na parte montante da bacia, vastas zonas de inundação na planície e a presença de cachoeiras no escudo brasileiro, principalmente próximo a Porto Velho. Com respeito às zonas de inundação, de acordo com JUNK (1997), os rios Guaporé, Beni e Mamoré

apresentam várzeas que totalizam 150.000 km<sup>2</sup> de extensão, enquanto que o rio Madeira, entre a confluência dos rios Beni e Mamoré até a foz, possui 12.800 km<sup>2</sup> de várzea.

A Figura 4.9 mostra as unidades morfo-estruturais na área de estudo. A bacia mostra relativa heterogeneidade em seu relevo como pode ser visto nas Figuras 4.10 e 4.11 que mostram a curva hipsométrica da bacia e os perfis longitudinais dos principais rios. Verifica-se, com auxílio da curva hipsométrica, que 80% da bacia possui altitude inferior a 500 m.

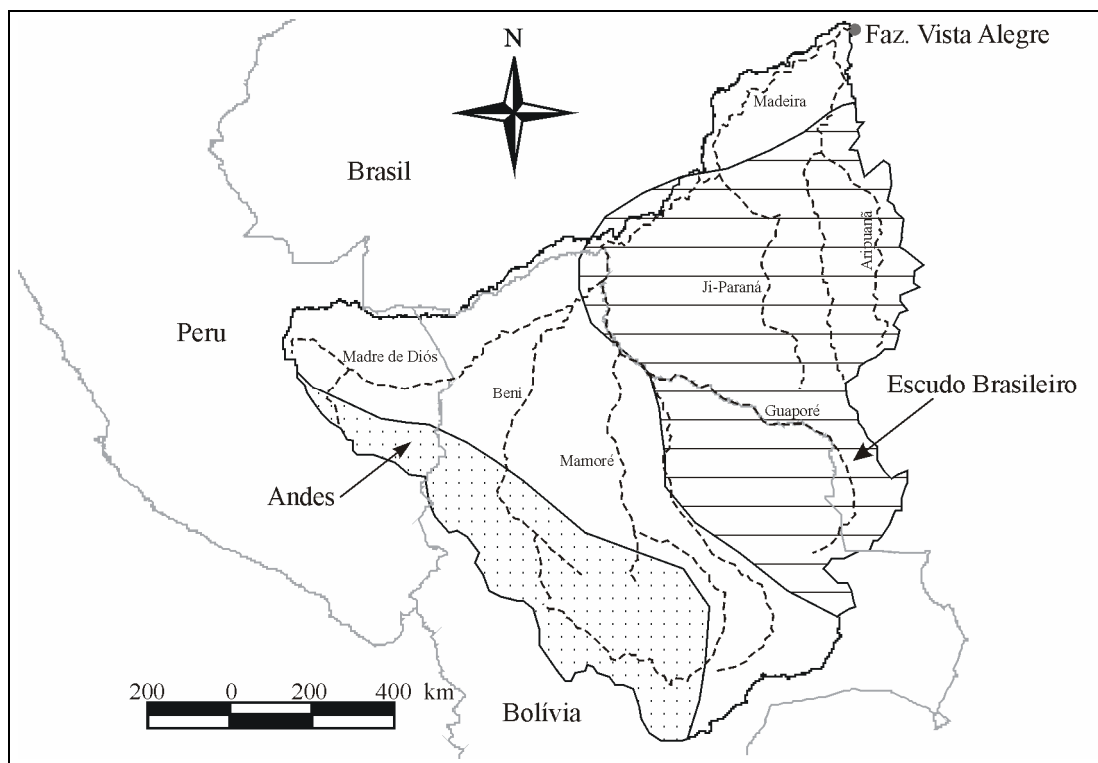


Figura 4.9 - Bacia do rio Madeira e seus principais rios

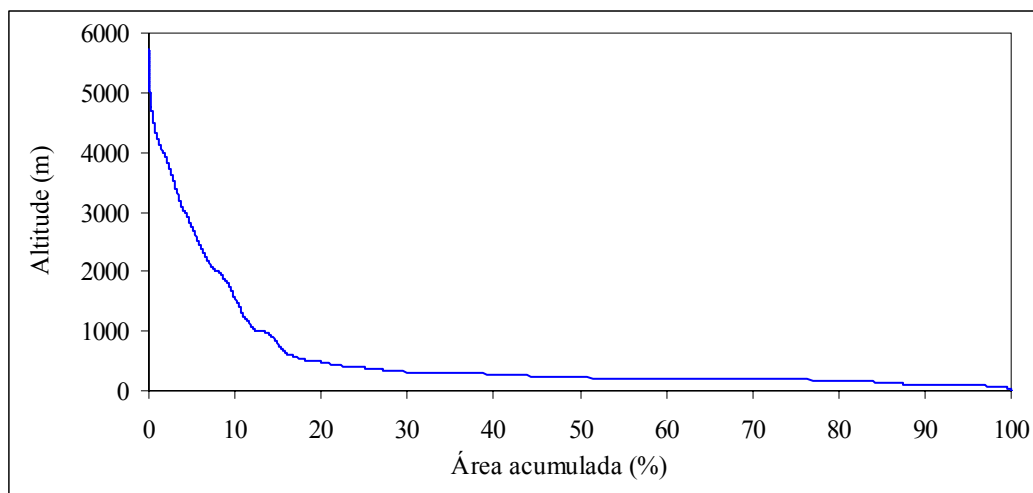


Figura 4.10 - Curva hipsométrica da bacia do Madeira

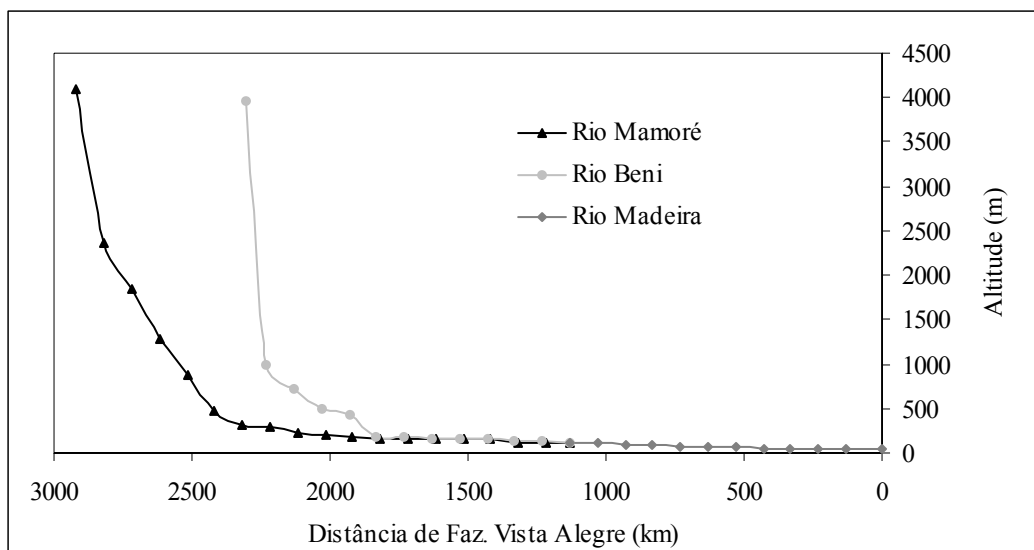


Figura 4.11 - Perfis longitudinais dos principais rios da bacia do rio Madeira

A pluviosidade média anual é de 1.940 mm, a descarga media anual é igual a  $31.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a vazão específica é de  $23,55 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  e o coeficiente de escoamento (razão entre volume escoado e precipitado) igual a 0,38 (MOLINIER *et al.*, 1994). A Figura 4.12 mostra a distribuição espacial da precipitação média anual na bacia calculada com a base de LEGATES e WILLMOTT (1990).

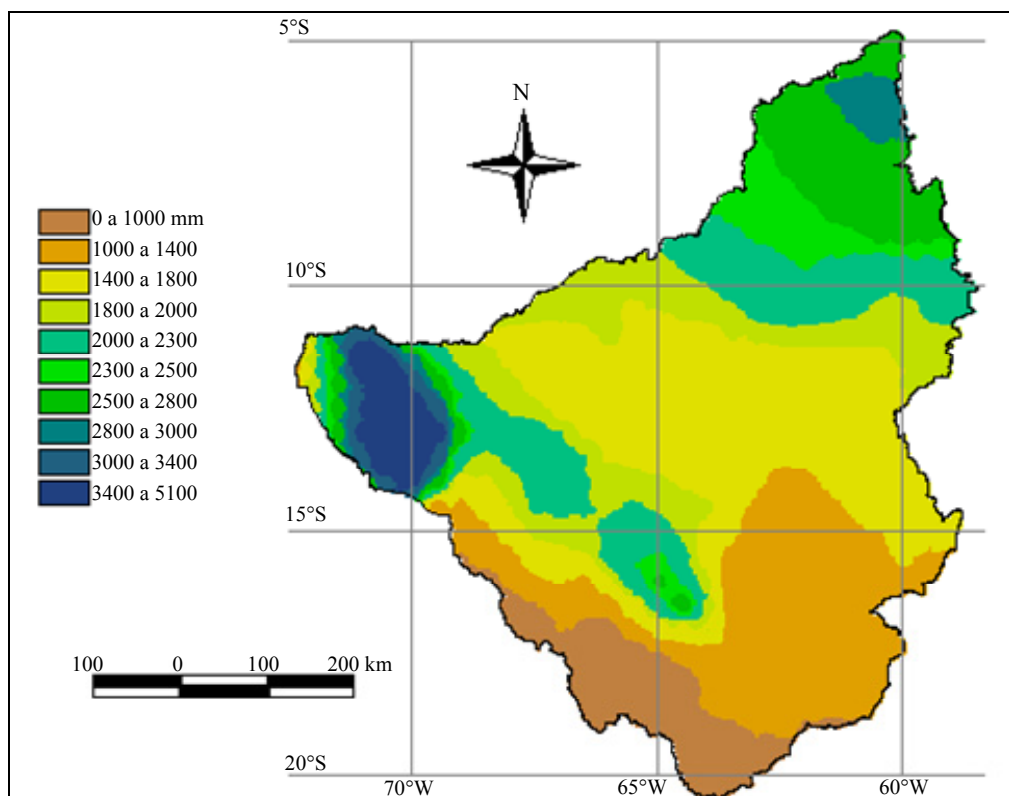


Figura 4.12 - Precipitação média anual na bacia do Madeira (1920-1980)

A bacia do Madeira, assim como os outros afluentes meridionais da bacia Amazônica, possui baixa precipitação, coeficiente de escoamento e vazão específica, o que faz com que, apesar de sua área corresponder a 23% do total da bacia, sua contribuição para a descarga total seja de apenas 15%.

Os motivos que levaram à escolha da bacia do rio Madeira para ser utilizada como estudo de caso são: a) bacia suficientemente extensa para avaliar o desempenho do modelo, pois futuramente pode-se utilizá-lo em outras bacias na Amazônia; b) a bacia apresenta os três tipos de unidade morfo-estrutural; c) a bacia está localizada em diferentes países, o que permite afirmar que, caso se consiga obter os dados de entrada do modelo para essa bacia, qualquer região da bacia Amazônica poderá ser modelada.

## 5. BASES DE DADOS

Este capítulo apresenta as bases de dados utilizadas na modelagem hidrológica da bacia do rio Madeira. Destaca-se a busca por bases de dados alternativas visando o suprimento de informações para a estimativa da precipitação e evapotranspiração.

### 5.1. DADOS FLUVIOMÉTRICOS

As estações fluviométricas fornecem séries de vazão para a comparação com as descargas simuladas pelo modelo. As estações utilizadas pertencem à rede hidrometeorológica da ANA. O número de estações fluviométricas existentes é adequado para as simulações na parte brasileira. Na Bolívia e no Peru, há estações, mas os dados não são disponibilizados pelas instituições desses países. Por esse motivo, a discretização em sub-bacias foi realizada de acordo com as informações disponíveis. A Figura 5.1 mostra as estações fluviométricas utilizadas e as respectivas superfícies de drenagem. A Tabela 5.1 relaciona as características dessas estações fluviométricas.

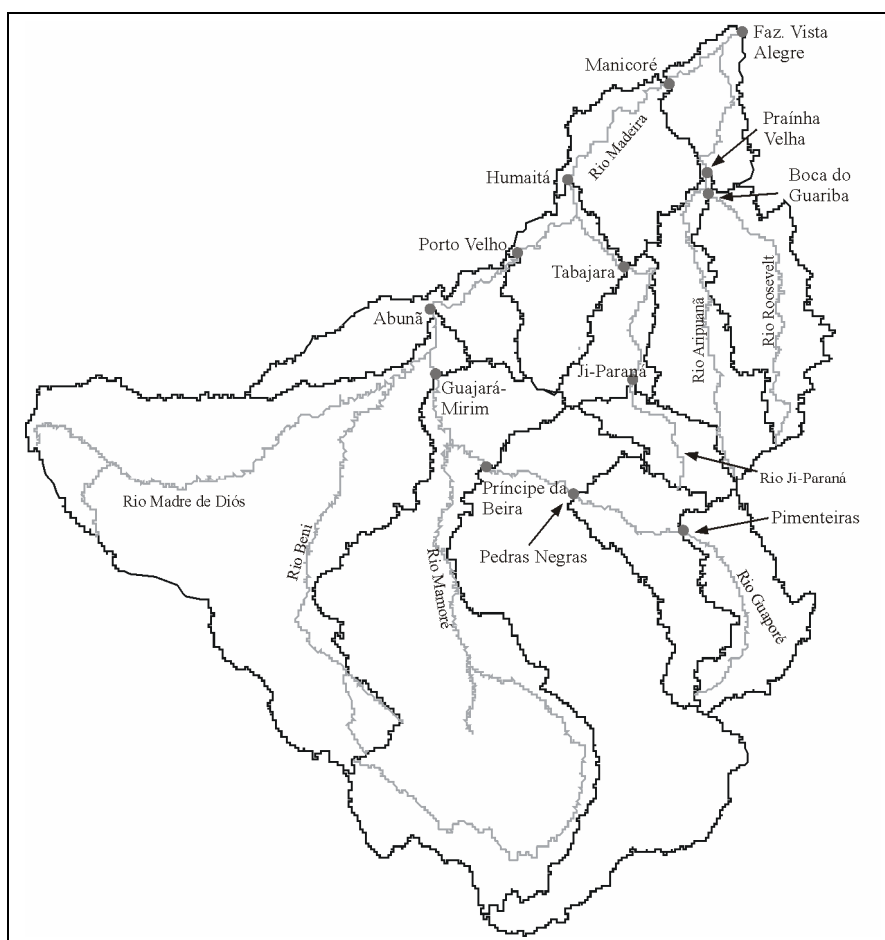


Figura 5.1 - Estações fluviométricas e as respectivas sub-bacias

A série de vazões da estação Faz. Vista Alegre foi obtida por meio do uso de curva-chave levantada com o método do desnível normal. A série da ANA não foi utilizada porque a curva-chave levantada para determinar as vazões dessa série é biunívoca (para todo valor de vazão, há um só e único valor de cota e vice-versa). Trabalhos realizados no âmbito do projeto HiBAm indicaram que, para Faz. Vista Alegre, a curva-chave que melhor representa a relação cota-vazão é a não-unívoca, em que para uma mesma vazão há mais de uma cota. Nesse caso, utilizou-se o método do desnível normal para levantar a curva-chave de Faz. Vista Alegre.

Tabela 5.1 - Características das estações fluviométricas da área de estudo

Nome	Código	Rio	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )
Pimenteiras	15130000	Guaporé	53.887
Pedras Negras	15150000	Guaporé	111.915
Príncipe da Beira	15200000	Guaporé	343.020
Guajará-Mirim	15250000	Mamoré	614.333
Abunã	15320002	Madeira	929.486
Porto Velho	15400000	Madeira	984.164
Ji-Paraná	15560000	Ji-Paraná	28.683
Tabajara	15580000	Ji-Paraná	60.252
Humaitá	15630000	Madeira	1.097.174
Boca do Guariba	15800000	Aripuanã	1.155.606
Praíha Velha	15830000	Aripuanã	70.401
Manicoré	15700000	Madeira	142.948
Faz. Vista Alegre	15860000	Madeira	1.333.649

## 5.2. PRECIPITAÇÃO

Utilizaram-se duas fontes de dados pluviométricos: estações pluviométricas pertencentes à rede hidrometeorológica da ANA e reanálises realizadas pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).

As informações pluviométricas da ANA foram utilizadas na parte brasileira da bacia e totalizou 66 estações. Nas porções boliviana e peruana da bacia, utilizaram-se as informações das reanálises do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996), que possuem resolução espacial de 1° x 1°. A Figura 5.2 mostra a distribuição das estações pluviométricas da ANA e os pontos com precipitação advindas das reanálises na bacia do Madeira. Fez-se uso das informações de reanálises porque não foi possível o acesso às séries de precipitação diária dos postos pluviométricos da Bolívia e Peru. Os únicos

dados de precipitação disponíveis nesses países possuem intervalo de tempo mensal, o que inviabiliza seu uso nas simulações com o modelo hidrológico.

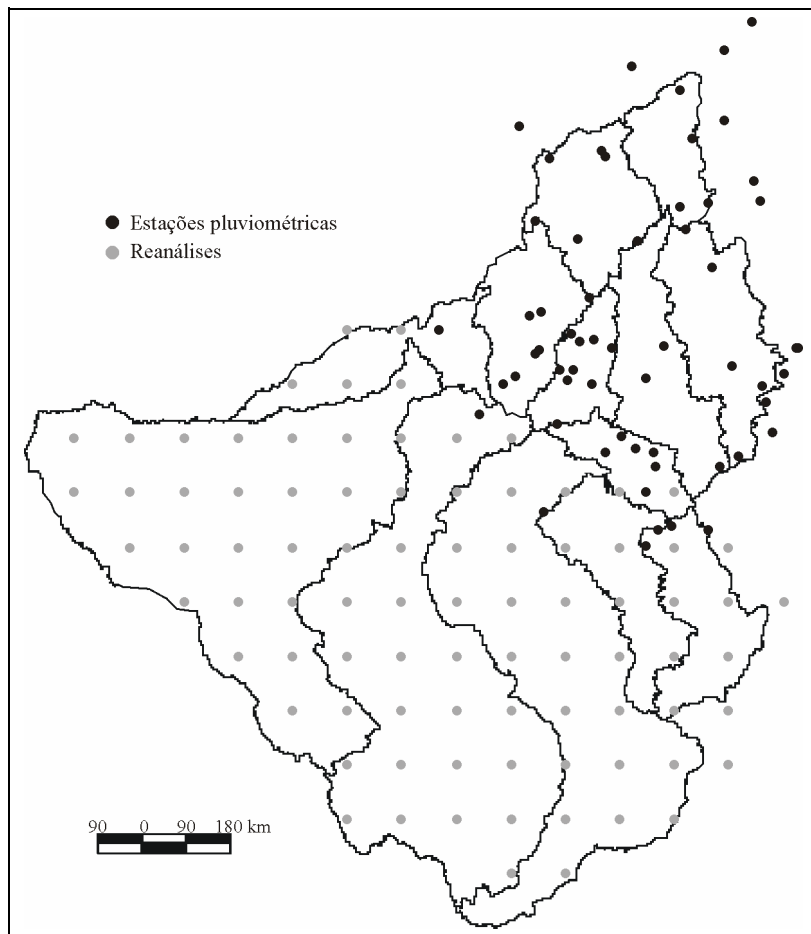


Figura 5.2 - Estações pluviométricas na bacia do rio Madeira utilizadas nas simulações

### 5.2.1. Reanálises

KITE e HABERLANDT (1999) afirmam que há três tipos de dados atmosféricos que podem ser usados em simulações hidrológicas: informações de saída de MCG's, dados de *Numerical Weather Prediction* (NWP) e provenientes de sistemas de assimilação de dados. Os MCG's possuem resolução de 2° - 4° e são utilizados para o estudo do balanço hídrico global e do comportamento da atmosfera e fornecem informações para o estabelecimento das condições iniciais e de contorno de modelos de maior resolução.

As previsões atmosféricas são realizadas a partir de simulações com os NWP's. A simulação é iniciada a partir do estado atual da atmosfera. Os NWP's utilizam equações para calcular novos valores para as variáveis de interesse em um intervalo de tempo entre 5-10 minutos. Os novos valores são utilizados como condição inicial de uma nova

simulação. Esse processo é repetido até que se tenha o estado da atmosfera para 12, 24, 36, 48 e 72 horas no futuro (LUTGENS e TARBUCK, 1998).

Os sistemas de assimilação de dados, a terceira fonte de dados citada por KITE e HABERLANDT (1999), fornece informações a partir do uso combinado de um modelo numérico com dados obtidos por meio de diversas fontes: observações em terra, informações de radiossondas, de aviões, de satélites, entre outras fontes. O resultados obtidos são denominados de “análises” e são utilizados como condição inicial das simulações com os NWP’s. Deve-se destacar, entretanto, que a assimilação de dados apresenta um problema relacionado à evolução dos sistemas de análise/previsão ao longo dos anos. Os modelos utilizados para a construção das análises sofrem modificação com o tempo e, por esse motivo, os resultados das análises modificam-se também (WHITE e SABA, 1999).

As reanálises consistem em se utilizar sistemas de análise/previsão modernos alimentados com dados atmosféricos do passado (KALNAY *et al.*, 1996). Centros de pesquisa internacionais como o NCEP/NCAR, ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecasts*) e NASA/DAO (*Data Assimilation Office*) planejam realizar novas reanálises a cada 5-10 anos com sistemas de modelagem e assimilação de dados atualizados (WHITE e SABA, 1999).

Dados provenientes de reanálises possuem duas vantagens (COSTA e FOLEY, 1999): (1) a maioria das variáveis são consistentes e obedecem às leis físicas dos modelos numéricos de previsão; (2) a qualidade da série de dados é controlada, pois se eliminam descontinuidades devidas a mudanças no sistema de assimilação de dados, falha de instrumentos ou erros humanos.

Um problema das reanálises diz respeito aos erros causados pela representação inadequada dos processos físicos, condição inicial e resolução do modelo. Com o intuito de superar essas deficiências, DIRMEYER e TAN (2001) utilizaram dados observados em toda a América do Sul para corrigir os valores encontrados pelas reanálises do NCEP/NCAR. A correção é realizada com a seguinte equação:

$$[P]_{A,M,D,H} = \frac{[P_{OBS}]_M}{[P_{NCEP}]_M} \cdot [P_{NCEP}]_{A,M,D,H} \quad (5.1)$$

onde  $[P]_{A,M,D,H}$  e  $[P_{NCEP}]_{A,M,D,H}$  são, respectivamente, as precipitações corrigida e do NCEP/NCAR para a hora H, dia D, mês M e ano A,  $[P_{OBS}]_M$  e  $[P_{NCEP}]_M$  são as precipitações observada e do NCEP/NCAR correspondentes ao mês M. Esse trabalho

foi realizado pelo *Center for Ocean Land Atmosphere* (COLA) e, por esse motivo, daqui em diante essa precipitação será identificada por COLA. Essa base de dados cobre o período de 1979 a 1999. Entretanto apenas a precipitação do período de 1979 a 1990 possui qualidade adequada para ser utilizada na modelagem como será visto adiante.

A precipitação proveniente de bases de dados alternativas tem sido estudadas com o objetivo de suprir a escassez de informações em bacias não monitoradas como na Amazônia. COSTA e FOLEY (1998) testaram seis bases de dados na estimativa da precipitação média das bacias Amazônica e do rio Tocantins: três baseadas em informações de pluviômetros, uma baseada em informação de satélite e duas em reanálises (inclusive do NCEP). Os resultados indicaram que as reanálises apresentam um padrão de precipitação anual semelhante às demais bases. Verificou-se, entretanto, que os valores da precipitação das reanálises sofrem influência da representação da topografia nos NWP's. Isso reflete diretamente na precipitação da região próxima e no eixo da Cordilheira dos Andes.

Alguns trabalhos visam a utilização, em simulação hidrológica, de precipitação calculada por modelos atmosféricos. KITE (1997) utilizou informações dos NWP's RFE (*Regional Finite Element*) do *Canadian Meteorological Centre* e MC2 (*Mesoscale Community Compressible Model*) na modelagem da bacia do rio Columbia no Canadá com o modelo SLURP. KITE e HABERLANDT (1999) utilizaram, também, o modelo SLURP na bacia do rio Mackenzie (Canadá) com dados do *Canadian Climate Centre Global Circulation Model* (CCC GCM), RFE NWP e reanálises do NCEP/NCAR. Além da precipitação, KITE e HABERLANDT (1999) utilizaram temperatura do ar, umidade do ar e radiação para o cálculo da evapotranspiração. As simulações com informações do RFE NWP e do CCC GCM apresentaram, respectivamente, os melhores e piores resultados. NASONOVA e GUSEV (2005) também utilizaram informações hidrometeorológicas do ISLSCP e do *Model Parameter Estimation Experiment* (MOPEX) em doze bacias dos Estados Unidos. Compararam-se os resultados das duas bases de dados entre si e com os dados observados. As análises dos resultados permitiram visualizar a aplicabilidade dos dados globais para simulação do escoamento em nível regional.

Para que se tivesse a noção exata da qualidade dos dados de precipitação fornecidos pelo COLA, foi realizado o cálculo da precipitação média anual na área de estudo com outras fontes de dados. Primeiramente, comparou-se a precipitação do COLA com a chuva medida pela ANA na parte brasileira da bacia. Nas simulações com

o modelo, não se utilizaram os dados do COLA na parte brasileira da bacia, mas se realizou essa comparação com o intuito de melhor avaliar a qualidade desses dados. Para a parte da bacia localizada fora do Brasil, a comparação foi realizada com precipitação levantada por instituições e projetos de pesquisa internacionais.

### 5.2.2. Porção brasileira da bacia

A área escolhida compreende a região entre as estações fluviométricas de Porto Velho e Fazenda Vista Alegre conforme mostrado na Figura 5.3. A superfície total dessa região é de 334.000 km<sup>2</sup>.

Foram utilizados 60 postos pluviométricos da ANA, resultando em uma densidade de 5.564 km<sup>2</sup> por posto. Quanto aos dados de reanálises, utilizaram-se 46 pontos com valores diários de precipitação o que equivale a uma densidade de 7.260 km<sup>2</sup> por ponto.

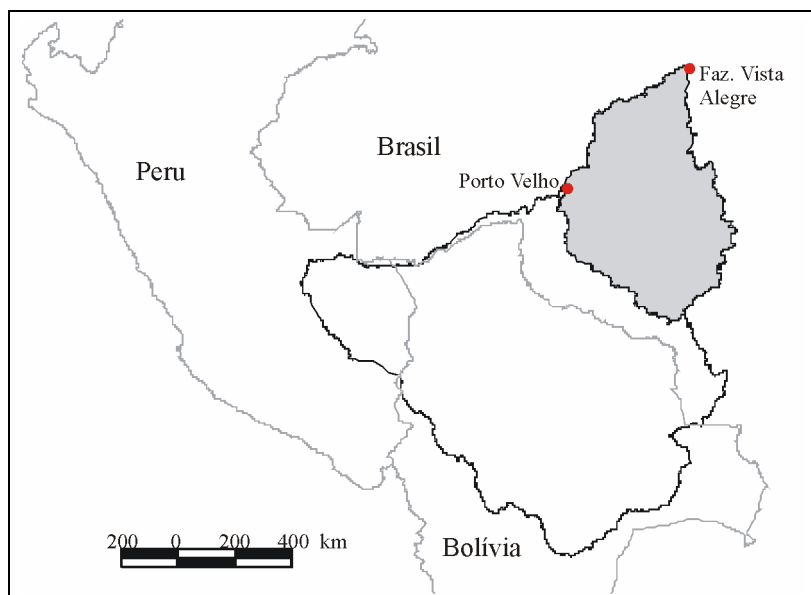


Figura 5.3 – Bacia do rio Madeira e a parte brasileira da bacia utilizada na comparação

Inicialmente, calculou-se a variação temporal da precipitação média na área de estudo para as duas fontes de dados (ANA e COLA). A variação média mensal da precipitação na área de estudo no período 1979-1999 é apresentada na Figura 5.4. Como se verifica, a partir de 1991 a precipitação calculada com dados do COLA passa a ser sensivelmente inferior à calculada com dados da ANA. Isso coincide com as informações utilizadas pelo COLA para corrigir a precipitação proveniente das reanálises do NCEP/NCAR: WEBBER e WILLMOTT (1998) de 1979 a 1990 e *Climate Monitoring, Analysis and Prediction* (CMAP) (XIE e ARKIN, 1997) de 1991 a 1999.

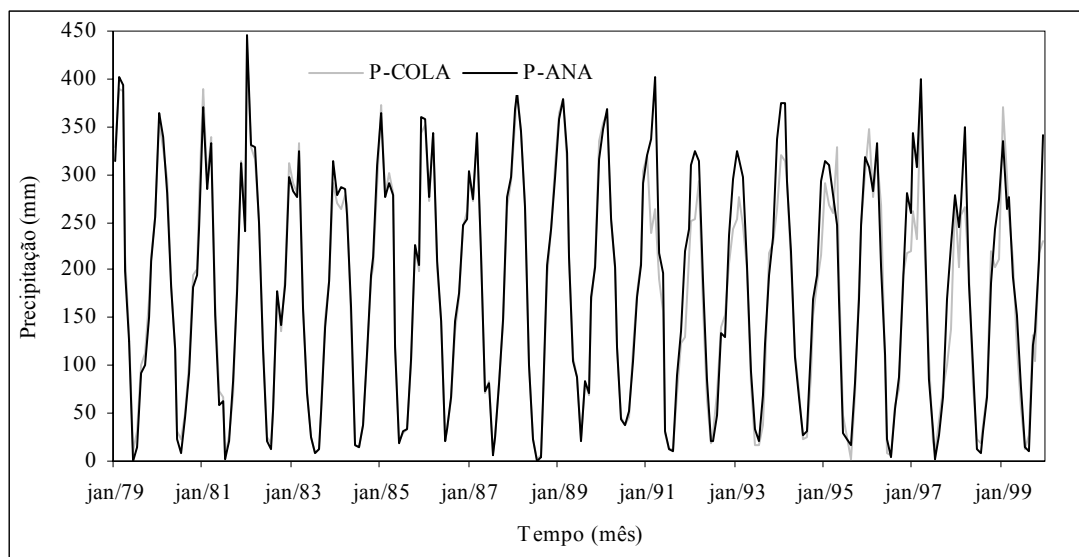


Figura 5.4 – Variação da precipitação média mensal na área de estudo de 1979 a 1999

A diferença de qualidade dos dados do COLA nesses dois períodos pode ser observada, também, ao se plotar a precipitação média mensal de longo período de 1979 a 1990 e de 1991 a 1999, as quais são mostradas nas Figuras 5.5 e 5.6.

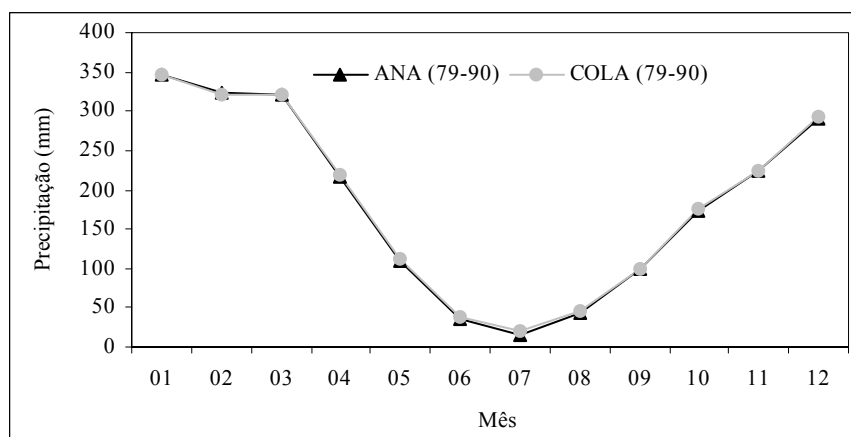


Figura 5.5 – Precipitação média mensal de longo período na área de estudo (1979-1990)

De acordo com a análise realizada observa-se que se deve, preferencialmente, utilizar os dados provenientes de reanálises no período entre 1979 e 1990. A Figura 5.7 mostra a distribuição espacial da precipitação média anual para esse período. Mais uma vez fica nítida a qualidade dos dados para esse período, pois a distribuição da chuva possui o mesmo padrão para ambas as fontes. O valor da precipitação média nesse período foi de  $2.213 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$  e  $2.198 \text{ mm}\cdot\text{ano}^{-1}$  para, respectivamente, COLA e ANA.

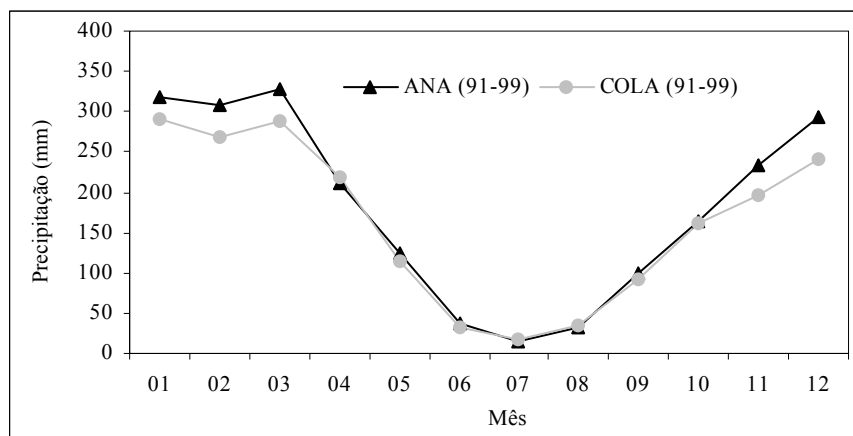


Figura 5.6 – Precipitação média mensal de longo período na área de estudo (1991-1999)

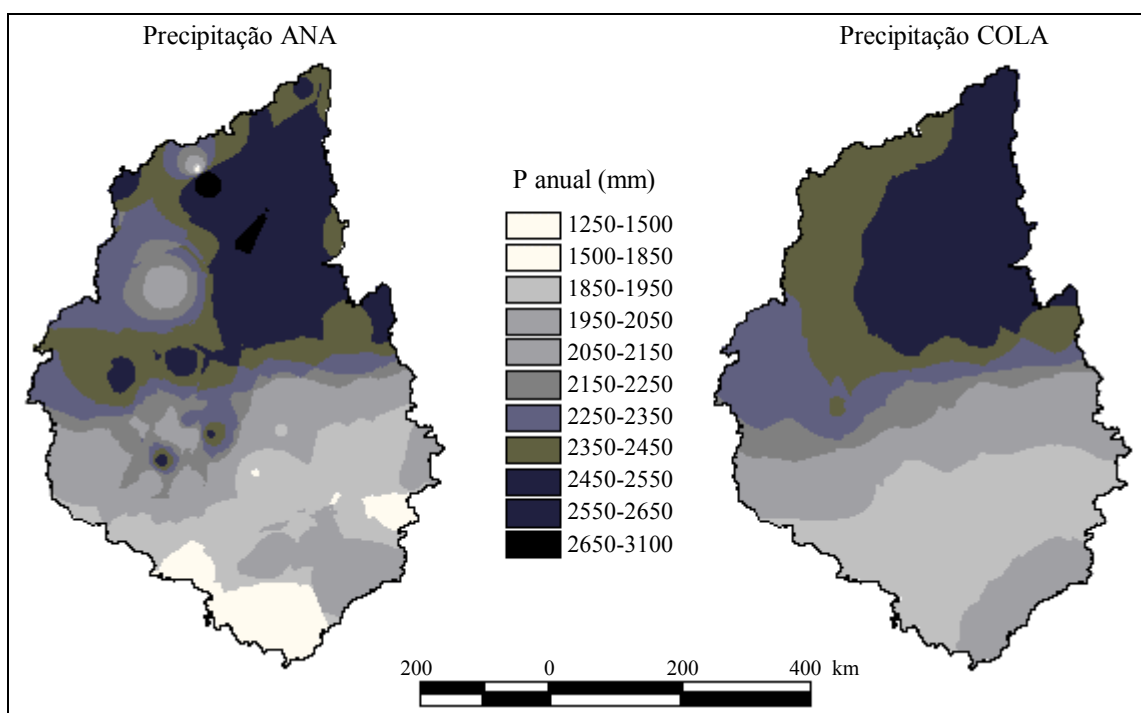


Figura 5.7 – Variação espacial da precipitação média anual no período de 1979-1990

Além da comparação mostrada, realizou-se uma simulação com o modelo MGB-IPH utilizando-se as duas fontes de dados no período de 1986 a 1990. Como a área de estudo fica a jusante da bacia, fez-se necessário a adição da vazão que chega na estação de Porto Velho (indicada na Figura 5.3). A vazão gerada entre Porto Velho e Faz. Vista Alegre (correspondente à área de estudo) equivale, em média, a 37% da vazão em Faz. Vista Alegre.

A Tabela 5.2 mostra os valores das funções  $R^2$  (coeficiente de Nash) e  $\Delta V$  (erro de volume) para as sub-bacias nas duas simulações. As estatísticas  $R^2$  e  $\Delta V$  são descritas nas equações 6.5 e 6.7. As linhas destacadas na Tabela 5.2 referem-se às sub-

bacias que não recebem influência da vazão em Porto Velho, logo, são mais importantes para a avaliação. A Figura 5.8 apresenta os hidrogramas observado e calculado na estação de Faz. Vista Alegre. Nas duas simulações com precipitação da ANA e do COLA, utilizaram-se o mesmo conjunto de parâmetros.

Tabela 5.2 – Valores dos critérios estatísticos de avaliação

Sub-bacia	Precipitação ANA		Precipitação COLA	
	R <sup>2</sup>	ΔV	R <sup>2</sup>	ΔV
<b>Ji-Paraná</b>	<b>0,883</b>	<b>-9,160</b>	<b>0,795</b>	<b>-13,781</b>
<b>Tabajara</b>	<b>0,845</b>	<b>8,588</b>	<b>0,879</b>	<b>1,646</b>
Humaitá	0,957	-0,530	0,960	-1,797
Manicoré	0,747	-18,710	0,756	-18,966
<b>Boca do Guariba</b>	<b>0,606</b>	<b>34,246</b>	<b>0,727</b>	<b>25,757</b>
<b>Prainha Velha</b>	<b>0,794</b>	<b>8,495</b>	<b>0,819</b>	<b>1,146</b>
Faz. Vista Alegre	0,882	0,507	0,890	-0,925

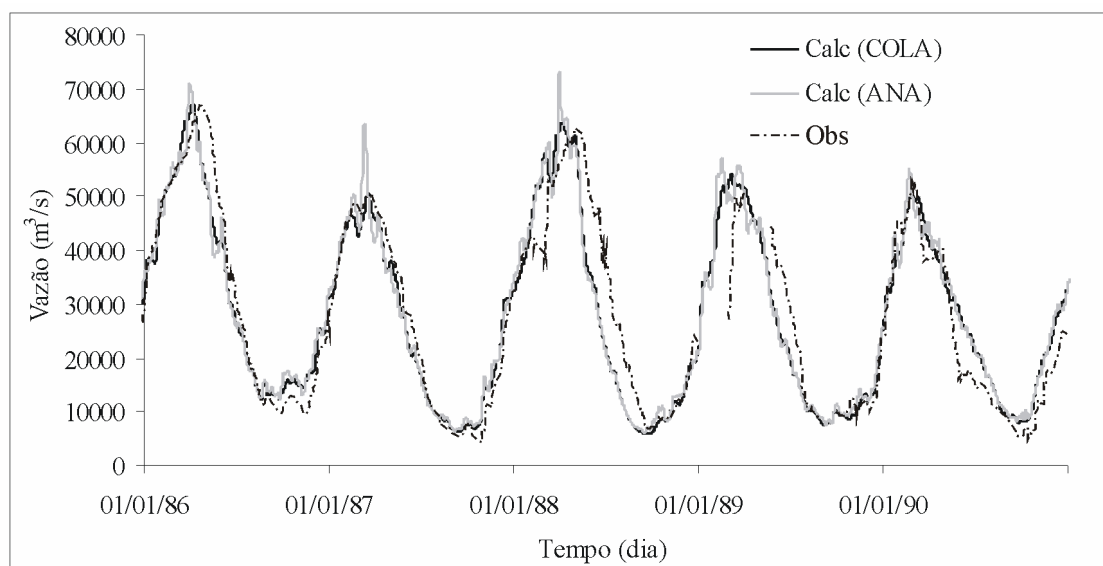


Figura 5.8 – Hidrogramas observado e calculado em Faz. Vista Alegre

Verifica-se que as simulações com as duas bases de dados possuem resultados muito semelhantes. Nas simulações com o MGB-IPH englobando toda a bacia do Madeira, que é descrita no Capítulo 6, não se utilizaram a base de dados do COLA na parte brasileira da bacia (utilizou-se somente precipitação da ANA como mostrado na Figura 5.1). Apesar disso, a comparação mostrada anteriormente foi útil, por exemplo, para identificar os problemas da série do COLA entre 1991 e 1999, o que levou a descartar esse período ao menos neste momento. Futuramente, esses dados podem ser mais bem estudados e, talvez, até mesmo aproveitados. A seguir, discute-se a qualidade da precipitação do COLA na Bolívia e Peru.

### 5.2.3. Porções boliviana e peruana da bacia

Na parte da bacia do rio Madeira localizada fora do Brasil, não foi possível o acesso aos dados diários de precipitação. Logo, a comparação dos dados produzidos pelo COLA foi feita com valores mensais levantados por outras fontes: HiBAM, *Climatic Research Unit (CRU)* e *Global Precipitation Climatology Project (GPCP)*. HIEZ *et al.* (1991), no âmbito do projeto HiBAM, realizaram um trabalho de consistência e homogeneização dos dados de chuva na bacia Amazônica para o período de 1968 a 1998 utilizando o método do vetor regional. No entanto, na bacia do Madeira, a série de algumas estações estende-se apenas até meados da década de 1980. A Figura 5.9 mostra a distribuição espacial das estações compiladas pelo HiBAM na bacia do rio Madeira.

A série mensal da CRU é fruto de um trabalho que utilizou estações meteorológicas para gerar valores em uma grade de  $0,5^\circ$  e que cobre o período de 1901 a 2002 (MITCHELL e JONES, 2005). Algumas das variáveis levantadas são precipitação, temperatura e pressão de vapor. A CRU é uma instituição de pesquisa em mudanças climáticas vinculada à Universidade de East Anglia, Inglaterra.

A base de dados do GPCP foi construída a partir de medições de estações pluviométricas combinadas com estimativas de chuva de satélite. Esses dados foram elaborados pela *NASA/Goddard Space Flight Center's Laboratory for Atmospheres* como uma contribuição ao GEWEX (ADLER *et al.*, 2003).

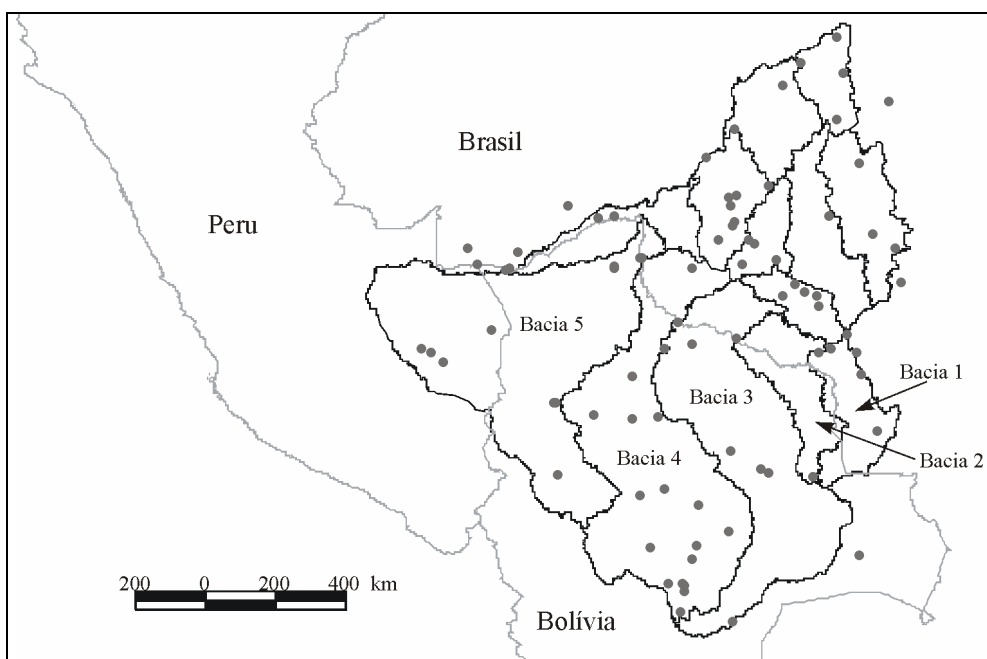


Figura 5.9 – Estações pluviométricas compiladas pelo HiBAM na bacia do rio Madeira

A análise foi feita comparando-se as quatro fontes de dados em cada sub-bacia em que foi dividida a bacia do Madeira na Bolívia e no Peru. As sub-bacias são mostradas na Figura 5.9. A precipitação média anual foi calculada utilizando-se o período de 1985 a 1990 para os dados do COLA, de 1984 a 1990 para os dados da CRU, de 1979 a 1999 para o GPCP e, para o caso do HiBAm, utilizou-se o período disponível, pois em algumas estações os dados se estendem por poucos anos. Os valores da precipitação média anual de cada fonte de dados em todas as sub-bacias são mostrados na Figura 5.10.

Conforme pode ser visto pela Figura 5.10, a precipitação calculada com os dados do COLA são muito próximos da precipitação calculada com a base do HiBAm, com exceção da Sub-bacia 5. Uma análise dessa sub-bacia mostrou que há indícios de que a explicação para o baixo valor encontrado com os dados do COLA está na subestimação da precipitação nos pontos que se encontram no Peru.

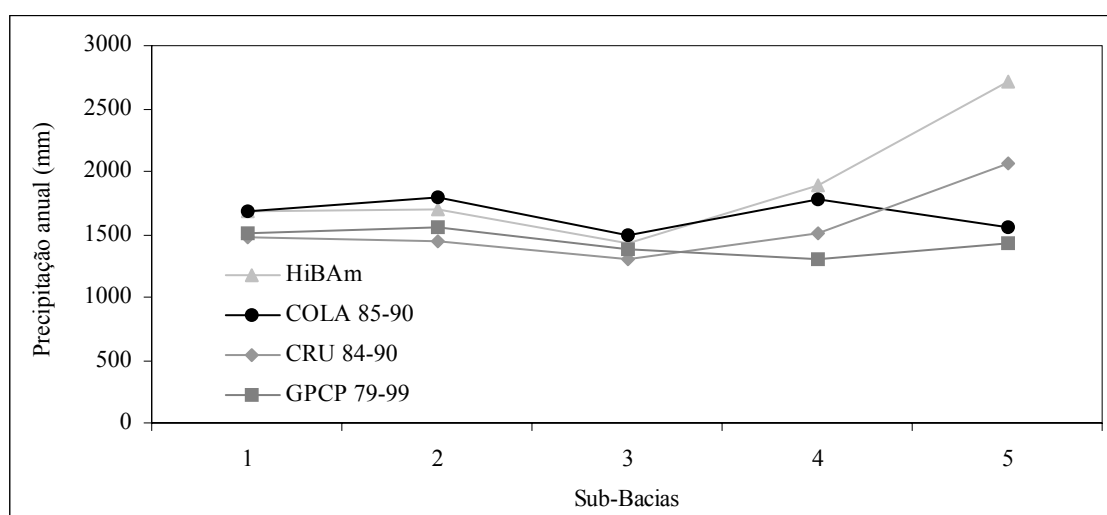


Figura 5.10 – Precipitação média anual nas sub-bacias da Bolívia e do Peru

Comparando-se com as outras fontes de dados, verifica-se que, para a Sub-bacia 5, a CRU possui o valor que mais se aproxima da precipitação calculada com informações do HiBAm. Por esse motivo, utilizaram-se as informações da CRU para corrigir a precipitação COLA. Não se utilizaram os dados do HiBAm porque as séries das estações da Sub-bacia 5 estendem-se apenas até 1981, fora do período coberto pelas outras bases de dados.

Os pontos corrigidos são mostrados na Figura 5.11. A correção da precipitação COLA consistiu em se utilizar o volume de precipitação CRU de cada mês do período de 1984 a 1990. A desagregação do volume de chuva para nível diário foi feita

utilizando-se a mesma distribuição temporal da precipitação original do COLA. A expressão é semelhante à utilizada por DIRMEYER e TAN (2001) (equação 5.1):

$$P_{D,M,A} = \frac{V_{D,M,A(COLA)}}{V_{M,A(COLA)}} \cdot V_{M,A(CRU)} \quad (5.2)$$

onde  $P_{D,M,A}$  é a precipitação corrigida do dia D, mês M e ano A;  $V_{D,M,A(COLA)}$  é o volume da precipitação COLA do dia D, mês M e ano A;  $V_{M,A(COLA)}$  e  $V_{M,A(CRU)}$  são os volumes do mês M e ano A da precipitação COLA e CRU respectivamente.

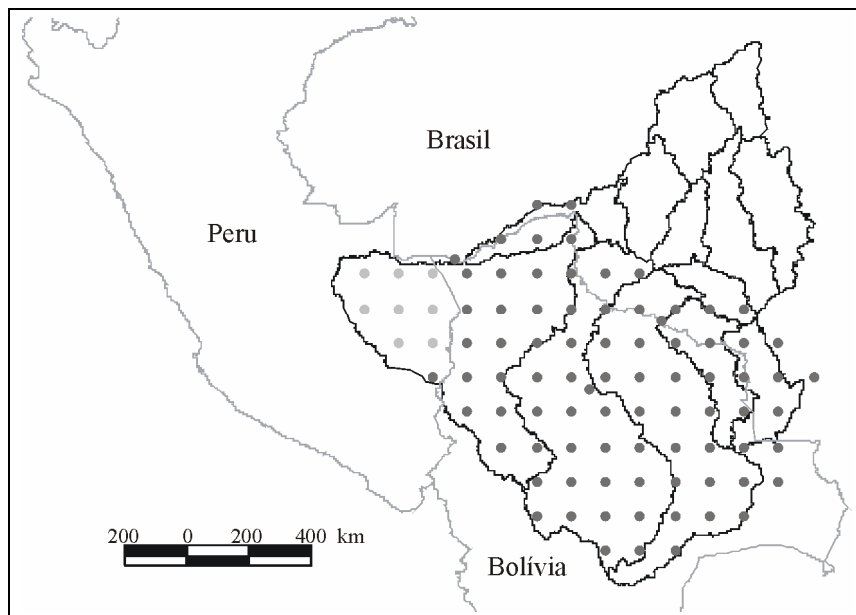


Figura 5.11 – Estações da base de dados COLA corrigidas (em cinza)

A correção realizada tornou o valor da precipitação COLA na Sub-bacia 5 mais coerente e mais próximo do valor obtido com as informações do HiBAm. Pôde-se perceber, também, que as simulações com o modelo melhoraram sensivelmente. Antes da correção, a vazão calculada pelo modelo era bastante inferior à medida, tornando inviável a calibração dos parâmetros.

Entretanto, apesar da melhora alcançada, deve-se ressaltar que se fazem necessárias novas pesquisas com o objetivo de se encontrar outras fontes de dados que forneçam valores de precipitação mais próximos aos encontrados pelos dados do HiBAm para a Sub-bacia 5. Como pode ser visualizado pela Figura 5.10, a precipitação CRU é sistematicamente inferior às precipitações médias calculadas com os dados do COLA e HiBAm.

Deve-se ressaltar que o uso da precipitação determinada a partir de reanálises não é a situação ideal, pois, apesar de terem sido corrigidos, esses dados são de qualidade inferior aos dados medidos nas estações pluviométricas. Os dados do COLA só foram utilizados em virtude da impossibilidade de obtenção dos dados das estações do Peru e Bolívia. Em ambos os países, os dados não estão disponíveis em formato digital e a política de distribuição dos dados é muito diferente da praticada no Brasil, onde a ANA permite que qualquer indivíduo tenha acesso às informações hidrológicas levantadas.

### 5.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL

O modelo utiliza cinco variáveis climatológicas para o cálculo da evapotranspiração potencial por meio do método de Penman-Monteith: temperatura do ar, pressão de vapor, velocidade do vento, radiação líquida e pressão atmosférica. Na Amazônia, não há um número suficiente de estações climatológicas com leitura em nível diário. Uma alternativa é o uso de valores em nível mensal e posterior interpolação para nível diário. ARNELL (1999) utilizou solução semelhante na modelagem hidrológica em grandes bacias da Europa, utilizando as fórmulas de Penman, Penman-Monteith e Priestley Taylor. O mesmo procedimento foi adotado por COSTA e FOLEY (1997) no uso do SVAT LSX na Amazônia.

Valores mensais dessas variáveis são disponibilizados por projetos científicos internacionais. O CRU disponibiliza temperatura do ar, pressão de vapor e velocidade do vento. O Departamento de Geografia da Universidade de Delaware, EUA, disponibiliza temperatura do ar. Os dados do CRU e da Universidade de Delaware foram determinados por meio de interpolação dos valores coletados em estações meteorológicas em todo o planeta. O NCEP/NCAR, por meio de suas reanálises, fornece séries de velocidade do vento e pressão atmosférica. O *Surface Radiation Budget* (SRB) fornece série de radiação líquida levantada a partir de medições de satélite. As séries do CRU e SRB são disponibilizados pelo ISLSCP - Initiative II. Todos os dados possuem resolução espacial de  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$  terrestre e cobrem todo o globo.

O uso de dados provenientes de modelos atmosféricos em simulação hidrológica para o cálculo da evapotranspiração é abordado por KITE e HABERLANDT (1999) e NASONOVA e GUSEV (2005) como descrito anteriormente.

Para o cálculo da evapotranspiração potencial, além dos dados do ISLSCP, há ainda os dados disponibilizados pelo COLA. Esses dados foram levantados juntamente com a precipitação utilizada na parte da bacia localizada fora do Brasil. A temperatura do ar foi corrigida com os dados observados de WEBBER e WILLMOTT (1998). A base de dados do COLA não fornece pressão de vapor diretamente, mas sim, umidade específica, a qual foi ajustada a partir da temperatura. A conversão para pressão de vapor foi realizada posteriormente. A pressão atmosférica e velocidade do vento não foram corrigidas. Os valores utilizados são os fornecidos pelas reanálises do NCEP/NCAR. Quanto à radiação líquida, há disponibilidade de valores mensais provenientes de simulações com esquemas de superfície, que utilizam as informações climatológicas das reanálises do NCEP/NCAR como dados de entrada. Assim como os dados do ISLSCP, a resolução espacial é de  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ .

A área de estudo foi a mesma destacada na Figura 5.3 e o período utilizado cobre os anos de 1986 a 1990. Nos cálculos realizados, quando necessário, admitiu-se que a cobertura vegetal era floresta (principal cobertura na bacia).

A Figura 5.12 mostra a variação da evapotranspiração potencial média mensal do período calculada com as duas fontes de dados. O resultado mostrou que há uma diferença sistemática, com a evapotranspiração potencial calculada com os dados do ISLSCP superior a do COLA, com exceção dos meses de agosto e setembro. A média anual da evapotranspiração foi de  $1278$  e  $1099 \text{ mm.ano}^{-1}$ , respectivamente, para ISLSCP e COLA.

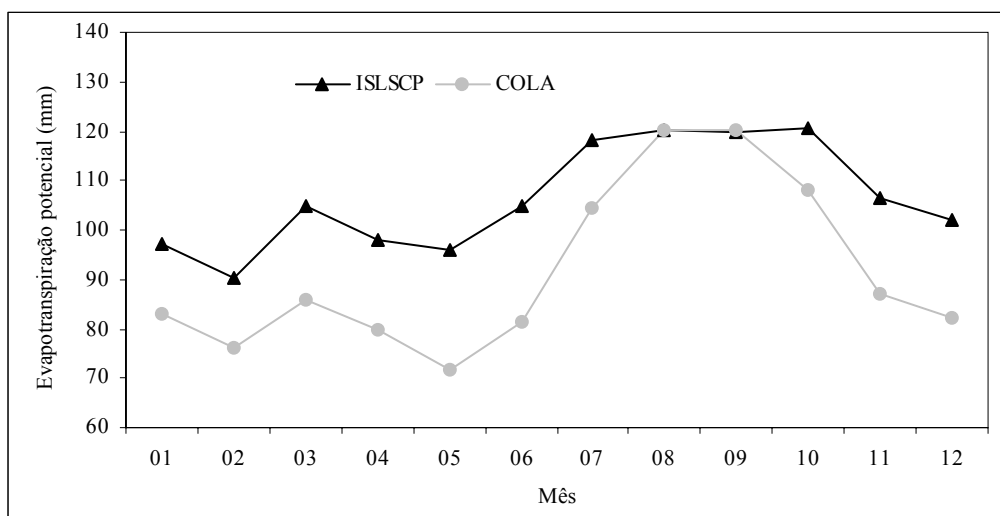


Figura 5.12 - Variação da evapotranspiração potencial média mensal entre Porto Velho e Faz. Vista Alegre (1986-1990)

Segundo MARQUES *et al.* (1980), a evapotranspiração real na bacia Amazônica deve estar entre 1146 e 1260 mm.ano<sup>-1</sup>. As informações climatológicas do ISLSCP fornecem valores de evapotranspiração potencial mais próximo dos sugeridos na literatura. Por esse motivo, deve-se, preferencialmente, utilizar essa fonte de dados.

#### **5.4. DADOS COMPLEMENTARES**

Os dados denominados aqui de complementares referem-se às informações fisiográficas da bacia como altimetria, tipo de solo, cobertura vegetal, sub-bacias e rede de drenagem digitalizadas.

##### ***Altimetria***

A NASA, por intermédio da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), realizou levantamento altimétrico de aproximadamente 80% da superfície terrestre. A espaçonave *Endeavour* foi lançada com duas antenas de radar para coletar as informações necessárias para determinar a topografia da terra por meio de interferometria. O Modelo Numérico do Terreno (MNT) obtido possui resolução de 30 metros, mas são disponibilizados para o público em geral com uma resolução de 90 metros. A bacia Amazônica é coberta inteiramente por esse levantamento.

##### ***Tipo de solo e cobertura vegetal***

O USGS realizou a digitalização do “Mapa de Solos do Brasil” (produzido pela EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) na escala 1:5.000.000. Esse mapa foi confeccionado a partir dos levantamentos exploratórios de solos realizados pelo projeto RADAM Brasil ao longo das décadas de 70 e 80. Esse mapa foi utilizado na parte brasileira da bacia. Para o restante da bacia, utilizou-se o mapa de solos do mundo da FAO/UNESCO também na escala 1:5.000.000. Esse mapa foi digitalizado pela FAO/UNESCO e UNEP (*United Nations Environment Programme*) e posteriormente transformada para formato *raster* com resolução de 2 minutos de grau terrestre. A correspondência entre as classificações de solo brasileira e da FAO foi obtida junto a EMBRAPA solos.

O mapa de cobertura vegetal utilizado foi desenvolvido pelo USGS a partir de imagens captadas pelo satélite NOAA-AVHRR. A imagem possui resolução espacial de

1 km, cobre toda a América do Sul e foi coletada no período de abril de 1992 a março de 1993.

### ***Sub-bacias e rede drenagem digitalizadas***

As sub-bacias correspondentes às estações fluviométricas de toda a bacia Amazônica foram delimitadas por MULLER *et al.* (2000) no âmbito do projeto HiBAm. As estações fluviométricas pertencem à rede da ANA (Brasil), SENAMHI - *Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia* (Bolívia) e INAMHI – Instituto Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Equador). O método utilizado para a geração da rede de drenagem e para a extração das sub-bacias combina o uso de imagens de radar do satélite JERS-1 e o modelo numérico do terreno GTOPO30, que possui resolução de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km). Ao todo, 200 sub-bacias foram geradas em toda a bacia Amazônica e, posteriormente, comparadas com sub-bacias delimitadas manualmente. Segundo os autores, o resultado mostrou-se satisfatório.

## **6. CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO DO MODELO**

### **6.1. PROCESSAMENTO DOS DADOS**

O trabalho de processamento dos dados consiste no uso de ferramentas como geoprocessamento e programas computacionais para a construção dos arquivos de entrada do modelo. Os diversos passos que compõem essa atividade são descritos a seguir.

#### **6.1.1. Discretização da bacia em células**

Primeiramente, deve-se diminuir a resolução do MNT para a mesma resolução que será utilizada pelo modelo, que na presente aplicação é de  $0,25^\circ$ , ou seja, cada célula possui, aproximadamente, resolução de 25 km x 25 km. Com esse novo MNT, fazem-se as seguintes operações: determinação das direções de fluxo, cálculo da área de drenagem acumulada de cada célula, delimitação das sub-bacias de acordo com as estações fluviométricas, definição da rede de drenagem e hierarquização das células. Maiores informações sobre a execução dessas operações podem ser verificadas em COLLISCHONN (2001). A Figura 6.1 mostra a rede de drenagem representada pelo modelo e a discretização da bacia em células de acordo com as estações fluviométricas e respectivas sub-bacias conforme apresentado na Figura 5.1.

#### **6.1.2. Blocos de tipo de solo e cobertura vegetal**

As informações de tipo de solo e cobertura vegetal são utilizadas para a divisão das células em blocos que deverão responder de forma hidrológicamente homogênea. Os tipos de solo foram agregados em grupos de acordo com a sua profundidade e textura. Além de informações obtidas na literatura, utilizaram-se as informações levantadas pelo projeto Radam Brasil para avaliar os diferentes tipos de solo. Ao todo, avaliaram-se 175 amostras de solo com informações de profundidade e textura. A Tabela 6.1 mostra os tipos de solo na bacia modelada e a respectiva porcentagem de cada tipo de solo.

A Tabela 6.2 apresenta os grupos de solo formados a partir dos solos que possuem resposta hidrológica semelhante. Trabalhou-se com três grupos de tipo de solo mais um grupo para representar água. Cada grupo foi criado a partir de um solo utilizado como referência: argissolo, latossolo e neossolo litólico. Os outros solos foram

colocados em cada grupo conforme sua característica. A Figura 6.2 mostra a distribuição dos solos na bacia.

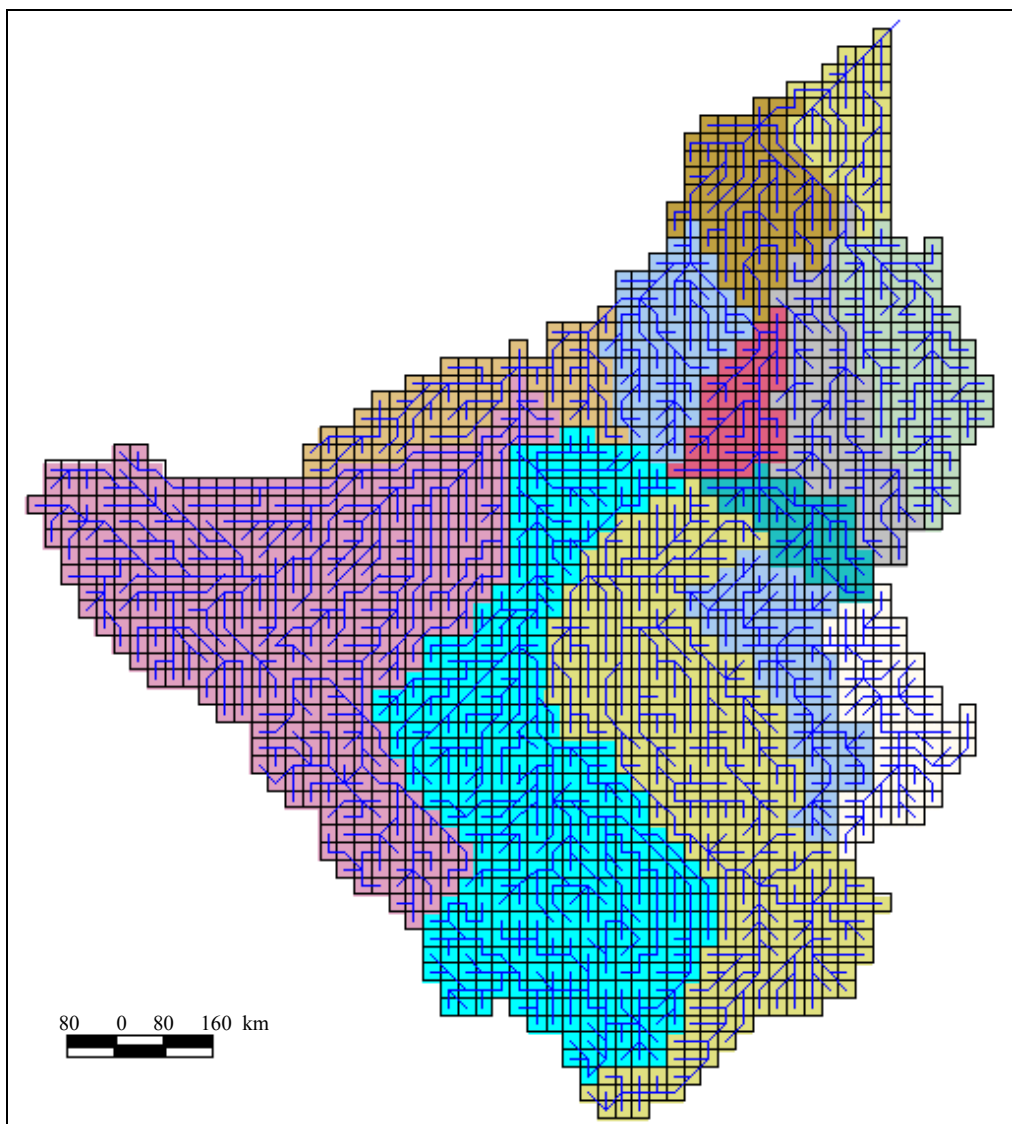


Figura 6.1 - Bacia discretizada em células e rede de drenagem

Tabela 6.1 - Tipos de solo presentes na bacia modelada

Tipo de solo	Proporção (%)
Argissolo	34,25
Latossolo	18,36
Neossolo Litólico	17,10
Luvisolo	8,53
Gleissolo	4,45
Cambissolo	3,72
Planossolo	2,59
Plintossolo	2,07
Neossolo Quartzarênico	2,02
Neossolo Regolítico	1,82
Alissolo	1,41
Outros	3,68

Tabela 6.2 - Grupos de solo criados a partir de características de profundidade e textura

Grupo	Tipos de solo	Proporção (%)
Argissolo	Argissolo Alissolo Plintossolo Gleissolo Chernossolo Neossolo Regolítico Planossolo	49,20
Latossolo	Latossolo Neossolo Quartzarênico	21,05
Solo raso	Neossolo Litólico Cambissolo Luvissolo	29,35
Água	Água	0,40

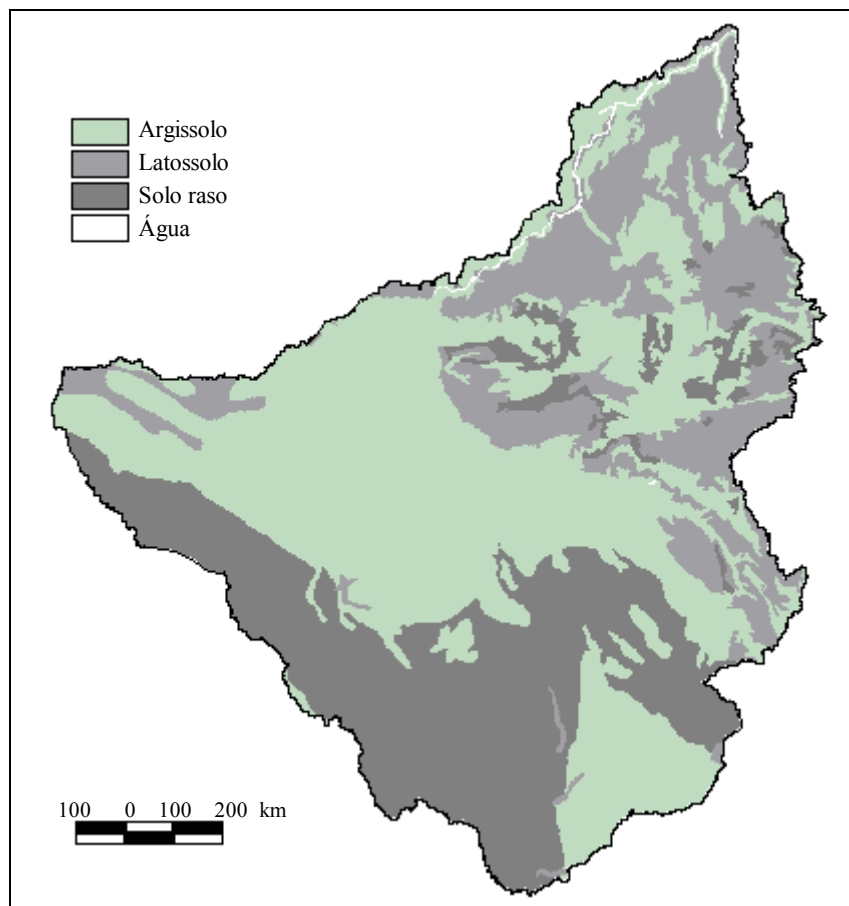


Figura 6.2 – Distribuição dos tipos de solo agrupados

A cobertura vegetal foi dividida em cinco classes: floresta, cerrado, cerrado ou savana, pastagem e água ou vegetação inundada. As características dessas classes são descritas no Capítulo 4. A Tabela 6.3 mostra a proporção de cada classe dentro da bacia modelada e a Figura 6.3 mostra a distribuição espacial das classes. A combinação das

classes de tipo de solo e cobertura vegetal resultou em 20 blocos, os quais foram reagrupados de acordo com suas características e proporção. A Tabela 6.4 relaciona os blocos resultantes do reagrupamento e que foram utilizados na modelagem. A Figura 6.4 mostra a distribuição espacial dos blocos.

Tabela 6.3 - Proporção de cobertura vegetal

Cobertura vegetal	Proporção (%)
Floresta	68,48
Cerradão	19,35
Cerrado	6,98
Pastagem	3,69
Água	1,49

Tabela 6.4 - Blocos de tipo de solo e cobertura vegetal

Bloco	Classes	Proporção (%)
1	Argissolo e floresta	34,33
2	Latosolo e floresta	18,67
3	Solo raso e floresta	15,21
4	Pastagem	3,67
5	Argissolo e cerradão	10,84
6	Solo raso e cerradão	8,51
7	Argissolo e cerrado	2,31
8	Solo raso e cerrado	4,65
9	Água	1,81

### 6.1.3. Variáveis climatológicas

Em virtude da ausência de estações climatológicas em número suficiente para o cálculo da evapotranspiração potencial, optou-se por se utilizar os dados levantados por projetos de pesquisa e disponibilizados pelo ISLSCP como visto anteriormente. Considerou-se que a cada grau terrestre ter-se-ia uma estação climatológica. A área modelada totalizou 145 pontos com dados climatológicos e sua distribuição pode ser observada na Figura 6.5.

Elaboraram-se programas computacionais para interpolar os valores mensais para nível diário e para extrair dos arquivos os pontos de interesse, pois os mesmos apresentam valores para todo o globo. A interpolação espacial é realizada atribuindo-se, para cada célula, os valores das variáveis climatológicas do ponto mais próximo.

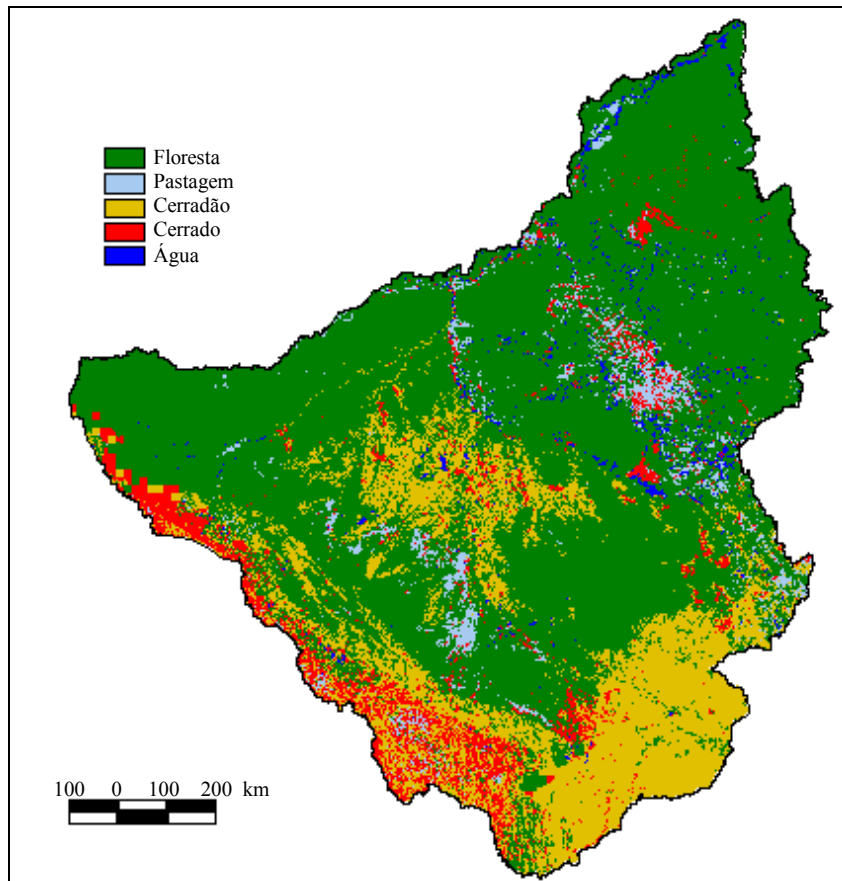


Figura 6.3 – Distribuição das classes de cobertura vegetal

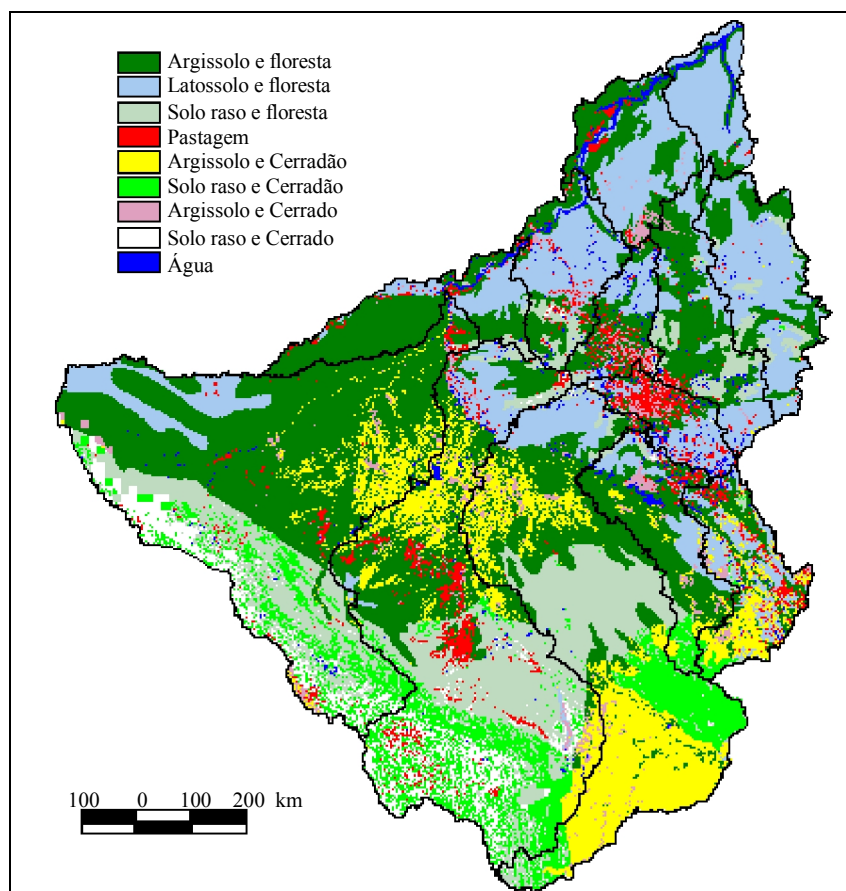


Figura 6.4 - Blocos de tipo de solo e vegetação

Quanto à interpolação espacial da precipitação, o modelo possui duas opções: inverso do quadrado da distância e interpolação por Thiessen. A chuva é interpolada para cada célula. Nas simulações realizadas, utilizou-se o inverso do quadrado da distância, que é expresso por:

$$P = \frac{P_1 \cdot 1/d_1^2 + P_2 \cdot 1/d_2^2 + \dots + P_n \cdot 1/d_n^2}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^2}} \quad (6.1)$$

onde P é a precipitação na célula,  $P_i$  é a precipitação nos postos e  $d_i$  é a distância do posto ao centro da célula.

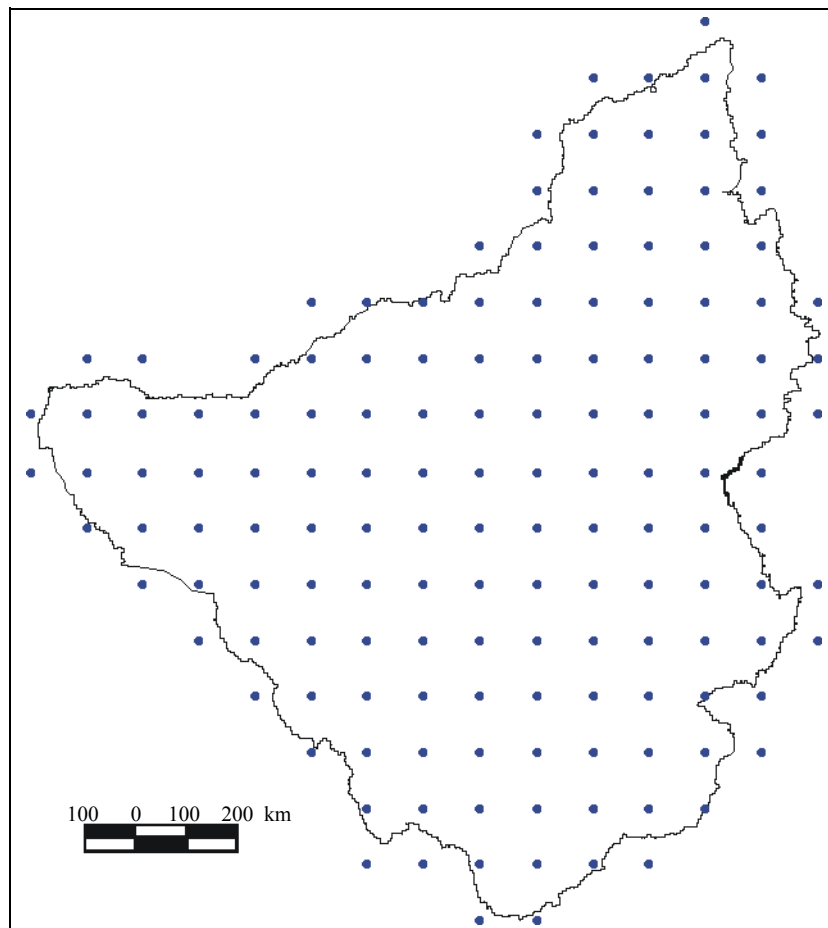


Figura 6.5 - Pontos com informações climatológicas

## 6.2. CALIBRAÇÃO DOS PARÂMETROS

Alguns parâmetros, como os relacionados à propagação do escoamento na rede de drenagem, são determinados a partir de características físicas da bacia. Tais parâmetros são o coeficiente  $n$  de Manning, a vazão de referência ( $Q_0$ ) e a largura do rio

(B<sub>0</sub>). Tomando-se por base o trabalho de RIBEIRO NETO (2001), atribuiu-se o valor de 0,030 para o coeficiente de Manning. A vazão de referência é calculada multiplicando-se a área de drenagem da célula pela vazão específica da bacia que é igual a 24 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup> e a largura do rio é calculada com uma função que relaciona área de drenagem e largura dos rios nas estações fluviométricas. Ao todo, utilizaram-se 33 estações cujas áreas variam de 946 km<sup>2</sup> a 1.324.727 km<sup>2</sup>.

Com respeito à calibração dos demais parâmetros, esse processo pode ser feito de duas formas: manual ou automática. A calibração automática utiliza algoritmos genéticos que consideram múltiplos objetivos na determinação dos parâmetros. Nas duas formas de calibração, dois arquivos devem ser preparados: arquivo de parâmetros fixos e arquivo de parâmetros calibráveis.

### 6.2.1. Parâmetros fixos

Os parâmetros fixos são o IAF, a altura média da vegetação (h) (para o cálculo da resistência aerodinâmica – r<sub>a</sub>) e a resistência superficial (r<sub>s</sub>). Caso se utilizem valores de insolação para calcular a radiação líquida, deve-se acrescentar o albedo entre os parâmetros fixos. O arquivo deve conter o valor médio de cada mês do ano em cada bloco de uso e tipo de solo. A Tabela 6.5 mostra os valores adotados para esses parâmetros. O IAF foi medido por HONZÁK *et al.* (1996) e ROBERTS *et al.* (1996), altura da vegetação foi obtida de WRIGHT *et al.* (1996) e valores da resistência superficial são indicados por SHUTTLEWORTH (1993). Além disso, tomaram-se por base, também, os valores utilizados por COLLISCHONN (2001) e SILVA (2005) em simulações com o MGB-IPH.

Tabela 6.5 - Valores dos parâmetros fixos

Parâmetro	IAF	h (m)	r <sub>s</sub> (s.m <sup>-1</sup> )
Argissolo e floresta	6,0	30,0	100,0
Latosolo e floresta	6,0	30,0	100,0
Solo raso e floresta	6,0	30,0	100,0
Pastagem	1,0 a 3,0	0,5	80,0
Argissolo e cerrado	1,5 a 5,0	10,0	100,0
Solo raso e cerrado	1,5 a 5,0	10,0	100,0
Argissolo e cerrado	1,5 a 4,0	5,0	90,0
Solo raso e cerrado	1,5 a 4,0	5,0	90,0
Água	0,0	0,0	0,0

## 6.2.2. Parâmetros calibráveis

Os parâmetros calibráveis são a capacidade de armazenamento do solo ( $W_m$ ), parâmetro  $b$ , parâmetro do escoamento de base ( $K_{BAS}$ ), parâmetro do escoamento sub-superficial ( $K_{INT}$ ), parâmetros de propagação nas células ( $C_S$  e  $C_I$ ) e o índice de porosidade do solo ( $XL$ ). Alguns parâmetros como  $W_{PM}$  (eq. 3.10),  $W_L$  (eq. 3.10),  $W_Z$  (eq. 3.24) e  $W_C$  (eq. 3.25) foram determinados multiplicando o valor de  $W_m$  por um fator que varia de 0 a 1. Nas simulações, utilizou-se 0,5 para se determinar  $W_L$  e 0,1 para  $W_{PM}$ ,  $W_Z$  e  $W_C$ .

### *Capacidade de armazenamento do solo - $W_m$*

O parâmetro  $W_m$  representa o volume disponível no solo que pode ser utilizado na realização do balanço hídrico. Conforme pode ser verificado com auxílio da Figura 3.3 e da equação 3.27, a camada superior do solo é responsável pelo controle da evapotranspiração e da separação do volume d'água nos três tipos de escoamento: superficial, sub-superficial e subterrâneo.

O valor de  $W_m$  está relacionado ao tipo de solo e à cobertura vegetal. Características como porosidade, profundidade e textura do solo, além da profundidade atingida pelas raízes da vegetação, determinarão a magnitude desse parâmetro. COLLISCHONN (2001) sugere que se faça a subtração entre a porosidade total do solo e a sua capacidade no ponto de murcha permanente para se obter uma estimativa de  $W_m$ . O ponto de murcha permanente equivale à umidade atingida pelo solo em que não é possível a recuperação da planta. Na calibração realizada, encontraram-se valores que variaram de 532 mm para o bloco solo raso e floresta (na sub-bacia do rio Mamoré) até 7.833 mm para argissolo e floresta (na sub-bacia do rio Guaporé).

### *Parâmetro $b$*

Define a relação entre a umidade do solo e a proporção de área saturada. Quanto maior o valor de  $b$ , maior será o escoamento superficial. Como consequência, menos água infiltra e menor será a transpiração, resultando em um maior valor da vazão total. Esse parâmetro possui maior influência sobre as pequenas cheias, pois nas grandes cheias naturalmente o solo é saturado.

O valor de  $b$  pode variar de 0 a 1,2. O valor zero corresponderia a uma área totalmente homogênea. Ao se aumentar  $b$ , considerar-se-ia que a área possui um comportamento mais heterogêneo com relação à infiltração.

***Parâmetros dos escoamentos sub-superficial e de base -  $K_{INT}$  e  $K_{BAS}$***

Controlam o volume de água que será destinado ao escoamento sub-superficial e de base. Quanto maior seus valores, maior o escoamento e, como consequência, menos água estará disponível no solo para a evaporação. De um modo geral, a vazão total aumenta com a elevação do valor de  $K_{INT}$  e  $K_{BAS}$ .

Uma vez que se utiliza a equação de Brooks e Corey para calcular o escoamento sub-superficial,  $K_{INT}$  equivale à condutividade hidráulica em solo saturado. Entretanto, os valores encontrados em simulações realizadas com o MGB-IPH são bastante inferiores aos valores da condutividade hidráulica em meio saturado.

***Parâmetros  $C_S$  e  $C_I$***

O tempo de retardo do modelo do reservatório linear simples (equações 3.29) é representado por TKS, TKI e TKB:

$$\begin{aligned} TKS &= C_S \cdot Tind \\ TKI &= C_I \cdot Tind \\ TKB &= C_B \cdot 86400 \end{aligned} \tag{6.2}$$

onde  $C_B$ ,  $C_S$  e  $C_I$  são parâmetros do modelo e  $Tind$  é o tempo de concentração da célula calculada com a fórmula de Kirpich

$$Tind = 3600 \cdot \left( 0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \tag{6.3}$$

onde  $L$  é a largura da célula e  $\Delta H$  a diferença de altura entre os pontos mais alto e mais baixo da célula determinado, neste trabalho, com o MNT. Os parâmetros  $C_S$  e  $C_I$  são calibrados, enquanto o parâmetro  $C_B$  pode ser estimado por meio da seguinte fórmula:

$$C_B = - \frac{ND}{\ln \left( \frac{Q_{FR}}{Q_{IR}} \right)} \cdot 86400 \tag{6.4}$$

onde  $ND$  é o número de dias do período de recessão do hidrograma,  $Q_{IR}$  é a vazão no

início da recessão e  $Q_{FR}$  é a vazão no final da recessão.

### ***Índice de porosidade do solo - XL***

Índice que representa a distribuição dos poros no solo e, por esse motivo, depende da textura do solo. Esse parâmetro é utilizado na geração do escoamento sub-superficial (equação 3.24). Em virtude da baixa sensibilidade de XL, adotou-se um valor médio entre a areia (0,694) e a argila (0,165) para todos os blocos:  $XL = 0,40$ .

### **6.2.3. Critérios de avaliação das simulações**

As funções utilizadas como critérios de avaliação das simulações são:

- ✓ Coeficiente de Nash ( $R^2$ )

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs} - Q_{calc})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (6.5)$$

- ✓ Coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{log}$ )

$$R_{log} = 1 - \frac{\sum (\ln(Q_{obs}) - \ln(Q_{calc}))^2}{\sum (\ln(Q_{obs}) - \overline{\ln(Q_{obs})})^2} \quad (6.6)$$

- ✓ Relação entre volumes medidos e calculados ( $\Delta V$ )

$$\Delta V = \frac{\sum Q_{calc} - \sum Q_{obs}}{\sum Q_{obs}} \quad (6.7)$$

As duas primeiras funções estão relacionadas ao ajuste das vazões máximas. Além disso,  $R_{log}$  também indica se os picos menores e as vazões na estiagem estão bem simulados. O valor de  $R^2$  e  $R_{log}$  variam de 0 a 1, sendo que, quanto maior, melhor será a simulação. O erro no volume deve ser próximo de zero para que se consiga representar adequadamente a perda de água por evapotranspiração.

### **6.2.4. Resultados da calibração e verificação**

A calibração dos parâmetros foi realizada de forma automática e utilizou-se o período de dados de 1987 a 1990. O ano de 1986 foi utilizado para “aquecimento” do modelo. Na verificação da modelagem, utilizou-se o período de 1984 a 1986 e o ano de 1983 para “aquecimento”. O aquecimento é realizado para que, ao iniciar a simulação, variáveis de estado como a umidade do solo estejam livre da influência da condição inicial. No caso da umidade do solo, admitiu-se como condição inicial  $W = 0,50 \times W_m$  (metade da capacidade de armazenamento do solo está preenchida). O aquecimento do

modelo se inicia em janeiro, mês em que a precipitação é máxima. Entretanto, a umidade do solo não acompanha a distribuição temporal da precipitação e, por esse motivo, admitiu-se que apenas metade da capacidade de armazenamento do solo está ocupada.

Os valores dos parâmetros foram atribuídos para cada bloco de tipo de solo e cobertura vegetal. Nas cinco primeiras bacias, localizadas na Bolívia e Peru, os valores dos parâmetros relacionados aos blocos, modificaram-se de uma bacia para outra. Entretanto, na parte brasileira da bacia do Madeira, de Porto Velho a Faz. Vista alegre (Figura 5.1), utilizou-se o mesmo conjunto de parâmetros para o mesmo bloco em todas as bacias. Os limites adotados para os parâmetros na calibração automática são mostrados na Tabela 6.6.

Tabela 6.6 – Limites dos parâmetros para a calibração automática

Parâmetro	Limite inferior	Limite superior
B	0,02	1,20
$K_{INT}$	0,52	51,60
$K_{BAS}$	0,03	2,50
$C_S$	15	450
$C_I$	40	1.200
$W_m$ - Argissolo e floresta	1.000	8.000
$W_m$ - Latossolo e floresta	2.000	8.000
$W_m$ - Solo raso e floresta	500	2.000
$W_m$ - Pastagem	500	3.000
$W_m$ - Argissolo e cerrado	1.000	5.000
$W_m$ - Solo raso e cerrado	500	2.000
$W_m$ - Argissolo e cerrado	1.000	4.000
$W_m$ - Solo raso e cerrado	500	2.000

Tabela 6.7 - Valores dos critérios de avaliação da calibração e verificação

Sub-bacia	Nome	Calibração			Verificação		
		$R^2$	$R_{log}$	$\Delta V$	$R^2$	$R_{log}$	$\Delta V$
1	Pimenteiras	0,941	0,930	-1,996	0,855	0,826	-6,971
2	Pedras Negras	0,727	0,722	-3,606	0,735	0,770	-14,675
3	Príncipe da Beira	0,783	0,744	-3,704	0,574	0,730	-13,724
4	Guajará-mirim	0,882	0,831	3,502	0,713	0,796	-13,204
5	Abunã	0,848	0,812	-5,970	0,764	0,734	-8,824
6	Porto Velho	0,883	0,857	-5,677	0,703	0,789	-14,436
7	Ji-Paraná	0,825	0,786	-4,275	0,693	0,758	-25,644
8	Tabajara	0,874	0,907	14,702	0,881	0,926	-9,809
9	Humaitá	0,932	0,892	-3,052	0,810	0,825	-4,725
10	Manicoré	0,735	0,806	-19,437	0,551	0,683	-19,931
11	Boca do Guariba	0,725	0,696	34,528	0,784	0,699	26,811
12	Praíinha Velha	0,912	0,893	12,266	0,915	0,902	-2,257
13	Faz. Vista Alegre	0,860	0,833	0,585	0,723	0,749	-9,565

Os hidrogramas observado e calculado em Abunã apresentados na Figura 6.6 resumem o desempenho do modelo na parte da bacia situada na Bolívia e Peru. Os hidrogramas em Faz. Vista Alegre (exutório da bacia) são mostrados na Figura 6.7 e dá uma idéia global do desempenho do modelo. Os hidrogramas de todas as bacias são apresentados no Anexo A. As estatísticas de todas as sub-bacias são mostradas na Tabela 6.7 tanto para a calibração como para a verificação. Os valores dos parâmetros calibrados são relacionados no Anexo B.

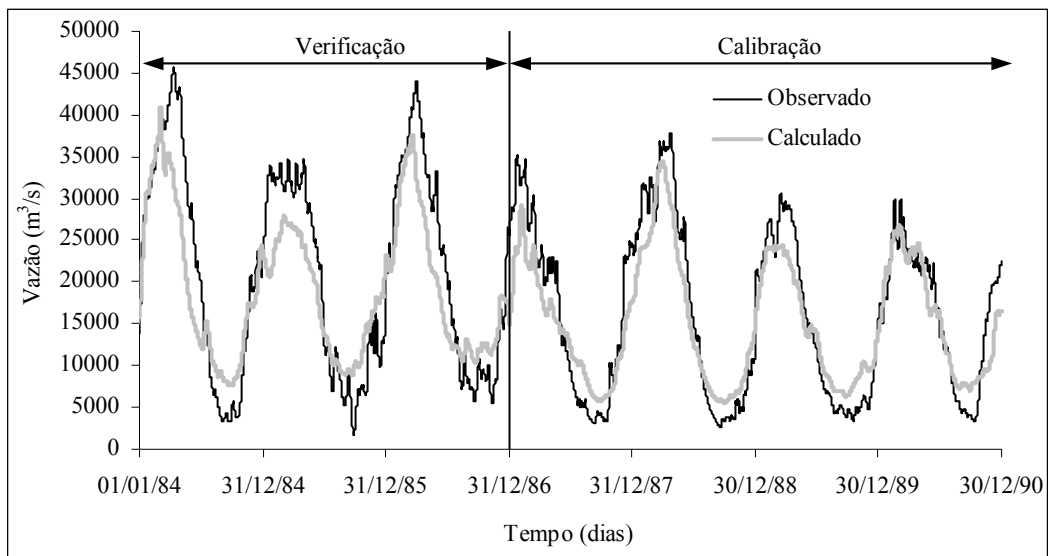


Figura 6.6 – Vazão calculada e observada em Abunã

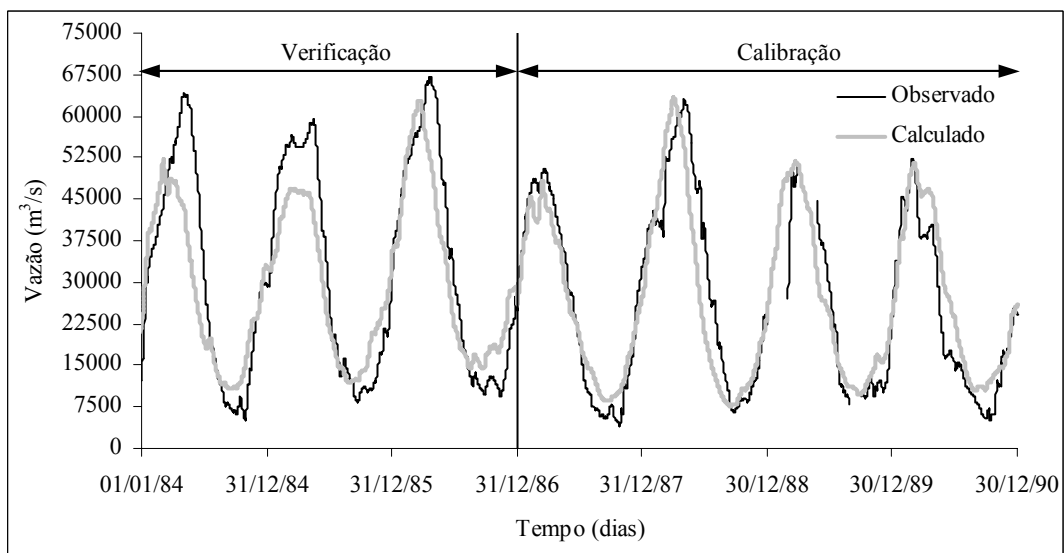


Figura 6.7 - Vazão calculada e observada em Faz. Vista Alegre

### **6.3. INCERTEZAS**

Com respeito às incertezas associadas aos resultados das simulações, há três possíveis fontes (TUCCI, 1998): limitações da estrutura dos modelos para representar o sistema, erros de aquisição das variáveis de entrada e estimativa dos parâmetros.

#### **6.3.1. Estrutura do modelo**

A estrutura do modelo foi testada com resultados do experimento ABRACOS (apresentado no Capítulo 3). Os testes realizados concedem uma relativa segurança quanto à capacidade das parametrizações do modelo em representar os processos hidrológicos na Amazônia. Segundo MAZIERO *et al.* (2003), se vários modelos derem grandes diferenças nas previsões para a mesma bacia, a incerteza na estrutura do modelo deve ser alta. No momento, há poucas simulações na bacia Amazônica e muito menos na bacia do Madeira. RICHEY *et al.* (2004) utilizaram o modelo VIC, que possui estrutura muito próxima da estrutura do MGB-IPH, na bacia do rio Ji-Paraná. As simulações subestimaram a vazão na bacia, mas deve-se destacar que esses resultados são preliminares. Futuramente, será possível comparar o desempenho dos dois modelos à medida que se obtiverem mais resultados. Isso permitirá tirar mais conclusões a respeito da adequabilidade da parametrização desses modelos para a bacia Amazônica.

#### **6.3.2. Variáveis de entrada**

Dentre as variáveis de entrada, as que possuem maior importância são a precipitação, variáveis climatológicas e a vazão. Conforme visto no Capítulo 5, há um bom número de bases de dados com informações de precipitação, que permitem a comparação dos volumes totais nas grandes bacias da Amazônia. Entretanto, poucas bases possuem valores em nível diário necessários para simulações detalhadas dos processos hidrológicos. Um passo seguinte no sentido de melhorar a estimativa da precipitação é o estudo de outras fontes de dados de precipitação em nível diário e que possuam volume anual próximo das demais. Uma alternativa, por exemplo, é o uso de precipitação estimada por satélite. COLLISCHONN *et al.* (2005) apresentam o uso de precipitação estimada com o satélite TRMM (*Tropical Rain Measuring Mission*) na bacia do rio São Francisco como dado de entrada para o MGB-IPH. Os autores pretendem aplicar a mesma técnica na bacia do rio Tapajós na Amazônia. Futuramente, os resultados obtidos auxiliarão no estudo das incertezas associadas à precipitação.

A base do COLA utilizada nas simulações apresentadas aqui é uma boa alternativa, mas necessita de maiores estudos para garantir que os volumes de precipitação utilizados no modelo são o mais próximo possível da realidade. Um sintoma de que a precipitação do COLA necessita de mais avaliações é o fato de que, principalmente nos resultados da verificação, há uma subestimação sistemática da vazão calculada. Situação mais crítica foi observada nos anos de 1984 e 1985, em que a vazão de pico calculada é sensivelmente inferior à observada. Em Faz. Vista Alegre, por exemplo, essa diferença chega a  $27.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Esse mesmo problema foi observado nas simulações realizadas no âmbito do GSWP, em que os 10 modelos testados na bacia Amazônica apresentaram vazão subestimada (conforme discutido no Capítulo 2).

A disponibilidade de dados climatológicos para o cálculo da evapotranspiração é muito restrita e, por esse motivo, fica difícil comparar os resultados com outras fontes. Uma forma de se tentar mensurar a incerteza no cálculo da evapotranspiração é comparando-a com outras medições realizadas na Amazônia. No Capítulo 7, promove-se uma discussão envolvendo os resultados obtidos com o MGB-IPH e com outras fontes de dados.

Quanto aos dados de vazão nos rios, algumas estações fluviométricas apresentam comportamento que podem ter influenciado o resultado das simulações com, por exemplo, Manicoré no rio Madeira e Boca do Guariba no rio Aripuanã. No caso da bacia correspondente à estação fluviométrica de Manicoré, o maior problema está no cálculo dos volumes observados, pois há uma subestimação da vazão calculada. A ANA, a partir de janeiro de 1990, passou a utilizar uma curva-chave que fornece vazões menores. Faz-se importante uma análise mais cuidadosa da curva-chave utilizada antes de 1990. Caso se confirme que a vazão nessa estação é inferior à utilizada, os resultados podem melhorar, uma vez que a vazão calculada deixará de ser subestimada.

Com respeito à sub-bacia de Boca do Guariba no rio Aripuanã (Figura 5.1), analisou-se a localização da estação e a sua curva-chave, mas não se observou nada que pudesse justificar os erros encontrados. No entanto, deve-se ressaltar que melhores resultados foram obtidos com estações pertencentes às sub-bacias que compõem o rio Aripuanã e que não foram utilizadas na calibração (estações de Concisa e Bom Destino). Maiores detalhes a respeito dos resultados nessas estações são apresentados no Capítulo 8.

Para a redução da incerteza relacionada à vazão nos rios, é necessária uma análise acurada da série utilizada: verificação da curva-chave empregada, possíveis modificações na régua da estação, análise de consistência dos dados de vazão. Além da estação de Faz. Vista Alegre, como observado no item 5.1, pode ser que outras estações possuam curva-chave com relação do tipo não-unívoca. A correção dessa falha pode resultar em uma redução das vazões que, por conseqüência, conduz a um melhor ajuste entre valores observados e calculados.

### **6.3.3. Estimativa dos parâmetros**

Provavelmente, a estimativa dos parâmetros do modelo carregam o maior grau de incerteza em uma simulação hidrológica. Uma vez que há um processo de ajuste do valor do parâmetro em função da vazão nos rios, supõe-se que esse valor deverá compensar eventuais erros embutidos nos dados de entrada ou na estrutura do modelo. A seguir apresenta-se uma análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo e, em seguida, discute-se a respeito dos valores dos parâmetros obtidos na calibração.

#### *Análise de sensibilidade*

A análise de sensibilidade permite que se conheçam quais parâmetros possuem maior peso no processo de ajuste das vazões calculadas e observadas. A partir dessa informação, deve-se ter mais atenção sobre os processos envolvidos com os parâmetros mais sensíveis.

COLLISCHONN (2001) realizou análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo MGB-IPH na simulação da bacia do rio Taquari-Antas no Rio Grande do Sul. O resultado mostrou que metade dos parâmetros possui baixa sensibilidade. No presente trabalho, optou-se por analisar apenas os parâmetros que apresentaram média ou alta sensibilidade: capacidade de armazenamento do solo ( $W_m$ ), parâmetro  $b$ , parâmetros dos escoamentos sub-superficial e de base ( $K_{INT}$  e  $K_{BAS}$ ), parâmetros do reservatório linear ( $C_S$  e  $C_I$ ).

Utilizou-se o período referente à calibração (1987-1990). A análise foi realizada variando-se apenas um parâmetro de cada vez. Os demais parâmetros permaneceram com os valores obtidos no processo de calibração automática do modelo. Uma vez que não foi possível utilizar apenas um conjunto de parâmetros para todas as sub-bacias, a variação do valor de cada parâmetro teve que ser feita em forma de porcentagem do

valor originalmente calibrado. Nas situações em que o parâmetro de alguma das sub-bacias atingisse o limite recomendável, fixou-se o seu valor no limite (conforme Tabela 6.6). As Figuras 6.8 a 6.10 apresentam a variação dos critérios de avaliação ( $R^2$ ,  $R_{\log}$  e  $\Delta V$ ) com respeito à variação do parâmetro. Quanto maior a variação da curva nas Figuras 6.8 a 6.10, maior será a sensibilidade do parâmetro. Os resultados obtidos mostraram grande semelhança com os resultados encontrados por COLLISCHONN (2001), com os parâmetros  $W_m$ ,  $C_S$  e  $b$  apresentando os maiores graus de sensibilidade.

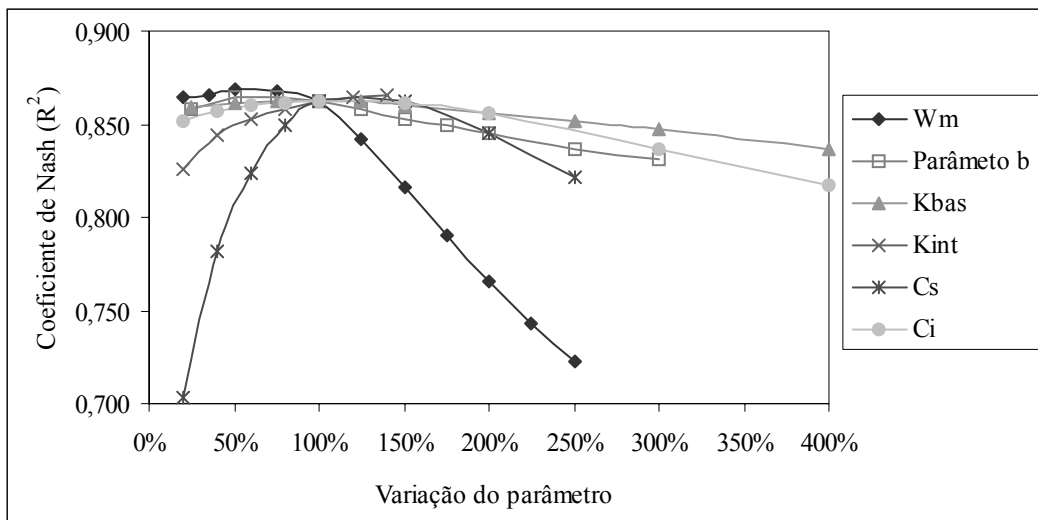


Figura 6.8 – Variação do coeficiente de Nash ( $R^2$ )

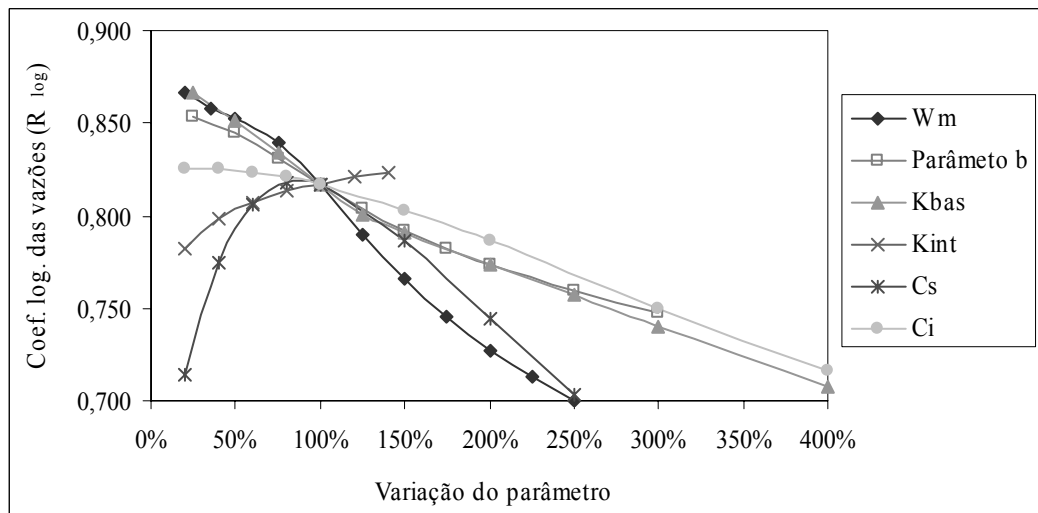


Figura 6.9 – Variação do coeficiente de Nash para os logaritmos das vazões ( $R_{\log}$ )

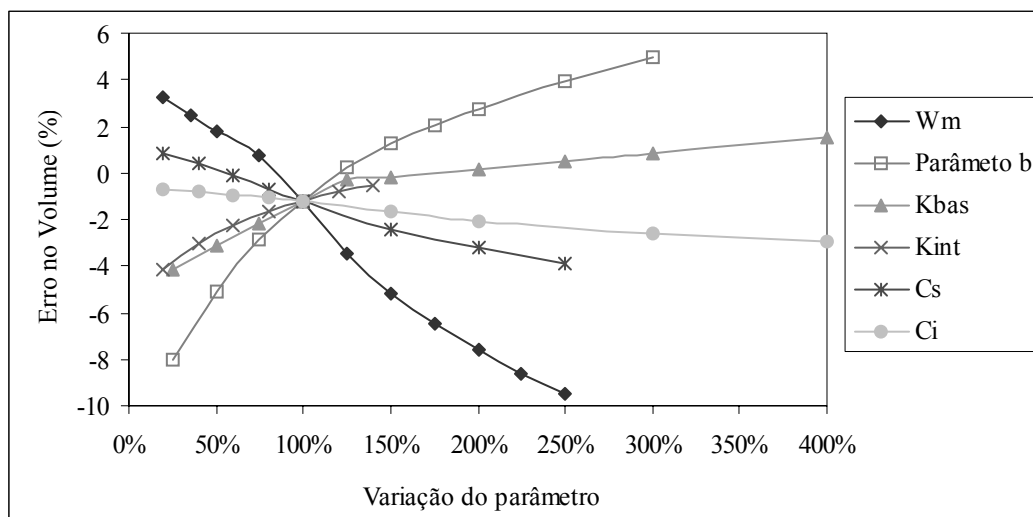


Figura 6.10 – Variação do erro no volume

### Valores dos parâmetros

Como pode ser observado no Anexo B, as bacias de Pedras Negras e Abunã apresentaram valores da capacidade máxima de armazenamento do solo muito altos (entre 6.000 mm e 7.000 mm para blocos com solo profundo e floresta). SILVA (2005) encontrou valores semelhantes em algumas sub-bacias da bacia do rio São Francisco em blocos com cobertura florestal, assim como ALLASIA *et al.* (2004) em bacias do Alto Paraguai, ambos utilizando o modelo MGB-IPH. As demais bacias do rio Madeira apresentaram valores de  $W_m$  mais baixos (entre 1.000 mm e 4.000 mm para blocos com solo profundo e floresta). O parâmetro  $W_m$  é um dos mais importantes do modelo devido à sua alta sensibilidade e por estar diretamente relacionado à umidade do solo, variável que influencia a evapotranspiração e a geração de escoamento na bacia. Assim como a evapotranspiração, a umidade do solo fornecida pelo modelo pode ser comparada com outros trabalhos como apresentado no Capítulo 7.

Quanto aos demais parâmetros que apresentaram alta sensibilidade,  $b$  apresentou valores próximos dos obtidos em outras simulações com o modelo MGB-IPH, enquanto  $C_s$  apresentou valores um pouco superiores (entre 100 e 340 na Amazônia e entre 10 e 175 nas bacias do São Francisco e Alto Paraguai). Verifica-se que os valores dos parâmetros encontrados na calibração do modelo são fisicamente adequados e guardam semelhança em magnitude com outras simulações realizadas com o MGB-IPH.

Deve-se chamar atenção para a superestimação da vazão na estiagem em algumas sub-bacias, principalmente, na Bolívia (ver, por exemplo, os hidrogramas em Abunã na Figura 6.6). Particularmente no caso de Abunã, esse comportamento pode ser

explicado pelo alto valor do parâmetro  $K_{BAS}$ , diretamente relacionado à vazão de base ( $Q_{BAS}$ ). O valor elevado de  $K_{BAS}$  encontrado na calibração pode ser uma tentativa de compensar as baixas precipitações utilizadas nas simulações. Como discutido anteriormente, a precipitação da base de dados do COLA utilizada nas sub-bacias localizadas fora do Brasil pode estar subestimada. Por isso, ao se calibrar o modelo, pode haver uma tendência de se utilizar valores de parâmetros que elevem a vazão. Para as outras sub-bacias que apresentaram elevado valor de vazão na estiagem (Príncipe da Beira e Guajará-Mirim), esse raciocínio, a princípio, não pode ser aplicado haja vista que  $K_{BAS}$  apresenta valores baixos. Entretanto, testes com séries de precipitação de outras bases de dados podem conduzir a menores valores de vazão na estiagem.

Um fato importante que deve ser destacado na calibração realizada diz respeito ao uso de um conjunto único de parâmetros nos blocos de uso para todas as sub-bacias localizadas no Brasil. Isso é importante no caso de simulações que visem a avaliação das consequências da mudança de cobertura vegetal, pois a modificação do valor do parâmetro de um bloco qualquer poderá ser feita de forma global. Quando os valores de parâmetros diferem de uma bacia para outra, torna-se difícil realizar essa modificação.

## 7. ESTUDO DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS

Discutem-se, a seguir, as características dos principais processos hidrológicos na Amazônia, tais como interceptação, evapotranspiração, umidade do solo e geração do escoamento. As medições desses fenômenos começaram no início da década de 1970, as quais auxiliaram a compreensão de parte dos processos. Na análise realizada com os resultados do modelo, utilizaram-se os valores referentes ao período de 1986 a 1990, que corresponde à fase de calibração. Os valores obtidos com o MGB-IPH foram analisados conjuntamente com os resultados de experimentos de campo realizados na Amazônia.

Os valores de interceptação, evapotranspiração e umidade do solo foram analisados, ainda, face aos resultados obtidos pelo COLA por meio de simulações com o esquema de superfície SSiB (*Simplified Simple Biosphere*) conforme descrito por DIRMEYER e TAN (2001). A diferença nas simulações entre o MGB-IPH e o SSiB referem-se ao fato de que, no primeiro, os parâmetros são calibrados com o intuito de se ter uma vazão calculada o mais próximo possível da vazão observada, enquanto que, no segundo, os parâmetros são medidos ou estimados, mas sem a preocupação com a vazão calculada ser próxima da observada. Essa forma distinta de realizar a simulação pode acarretar em diferenças significativas nos processos relacionados ao balanço hídrico no solo. Futuramente, será importante e interessante realizar análises com os resultados de modelos que possuam parametrização e estratégia de calibração dos parâmetros mais próximos do MGB-IPH.

### 7.1. INTERCEPTAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PELA VEGETAÇÃO

O processo de interceptação é composto pelas seguintes variáveis: precipitação que atravessa a vegetação (*throughfall*), escoamento pelo tronco (*stemflow*) e a perda por interceptação propriamente dita. A interceptação é função do tipo e densidade da cobertura vegetal e da característica da precipitação. O volume interceptado é maior no início da chuva quando o reservatório de interceptação é maior. Quanto à característica da precipitação, a intensidade é mais significativa que a duração ou a quantidade de água precipitada (SMITH, 1993). Particularmente em bacias com cobertura florestal, a interceptação exerce papel importante tanto no balanço hídrico como no balanço de energia.

Uma parceria firmada entre Brasil e Inglaterra resultou na criação do ARME (*Amazon Region Micrometeorological Experiment*), que permitiu o levantamento de uma série de informações a respeito do comportamento hidro-meteorológico da floresta Amazônica. Os experimentos ocorreram na Reserva Ducke a 25 km da cidade de Manaus no período de setembro de 1983 a agosto de 1985. No período do experimento, a precipitação que atravessa a vegetação correspondeu a 91% do total precipitado, sendo que a precipitação que escoou pelos troncos correspondeu a 1,8% do total precipitado (LLOYD e MARQUES, 1988). A interceptação da precipitação pela cobertura vegetal foi de 428 mm no período do experimento, o que corresponde a 8,9% do total precipitado (LLOYD *et al.*, 1988). Os autores afirmam que os valores encontrados são similares em magnitude aos observados em florestas temperadas, mas, em termos de valores relativos, a interceptação foi considerada de baixo valor. Uma explicação pode ser a grande heterogeneidade apresentada pela floresta mista da Amazônia em contraste com a relativa homogeneidade de florestas de regiões temperadas. A heterogeneidade da floresta dificulta a coleta de forma acurada.

UBARANA (1996) apresenta os resultados do projeto ABRACOS para estações em Ji-Paraná (Rondônia) e Marabá (Pará) com intervalo de tempo semanal. Em Ji-Paraná, a precipitação acima da vegetação foi de 3.564 mm e a interceptação total foi de 414 mm, que equivale a 11,6% da precipitação. Em Marabá, a precipitação acima da vegetação foi de 1.650 mm e a interceptação total foi de 213 mm, que equivale a 12,9% da precipitação.

UBARANA (1996) chegou à conclusão semelhante à de LLOYD *et al.* (1988) no que diz respeito ao fato de que, apesar da interceptação na Amazônia ser alta, a sua proporção com respeito à precipitação é pequena se comparada à interceptação verificada em vegetação alta de regiões temperadas. De acordo com UBARANA (1996), rapidamente a cobertura vegetal alcança sua saturação devido à estrutura foliar formada por folhas que possuem uma camada cerosa (*waxy layer*) que tende a diminuir a capacidade de armazenamento. Além disso, ROBERTS *et al.* (1996) destacam que o IAF verificado na floresta Amazônica é relativamente inferior ao de outras florestas tropicais como as localizadas no Panamá, Tailândia e Malásia. Provavelmente, isso se deve à deficiência de nutrientes no solo da região Amazônica.

Outros estudos referentes à determinação da interceptação da precipitação foram realizados por outras pesquisas na bacia. Um resumo dos resultados desses trabalhos é apresentado na Tabela 7.1. Todos os experimentos foram realizados em área com

floresta e os valores variaram de 8,9% a 25,6% da precipitação total. Para FERREIRA *et al.* (2005), a diferença nos valores encontrados entre diferentes pesquisas deve-se à heterogeneidade da floresta, da estrutura morfológica variável da vegetação e o emprego de diferentes metodologias.

A Figura 7.1 mostra a localização das áreas de estudo citadas na Tabela 7.1, bem como as áreas citadas em outros trechos deste capítulo referentes aos outros processos hidrológicos.

Tabela 7.1 – Interceptação medida em trabalhos de pesquisa na Amazônia

Local	Período	Interceptação (%)	Referência
Reserva Ducke (AM)	Nov/76 a Dez/77	19,8	FRANKEN <i>et al.</i> (1982)
Bacia Modelo (AM)	Fev/80 a Fev/81	25,6	SCHUBART <i>et al.</i> (1984)
Bacia Modelo (AM)	Abri/80 a Mai/81	21,2	LEOPOLDO <i>et al.</i> (1987)
Reserva Ducke (AM)	Set/83 a Ago/85	8,9	LLOYD e MARQUES (1988)
Estação INPA (AM)	Jan/94 a Fev/95	19,2	FERREIRA <i>et al.</i> (2005)
Reserva Vale (PA)	Set/92 a Jan/94	12,9	UBARANA (1996)
Reserva Jaru (RO)	Ago/92 a Ago/94	11,6	UBARANA (1996)
<b>Bacia do Madeira</b>	<b>1986 a 1990</b>	<b>12,3</b>	<b>Modelo MGB-IPH</b>

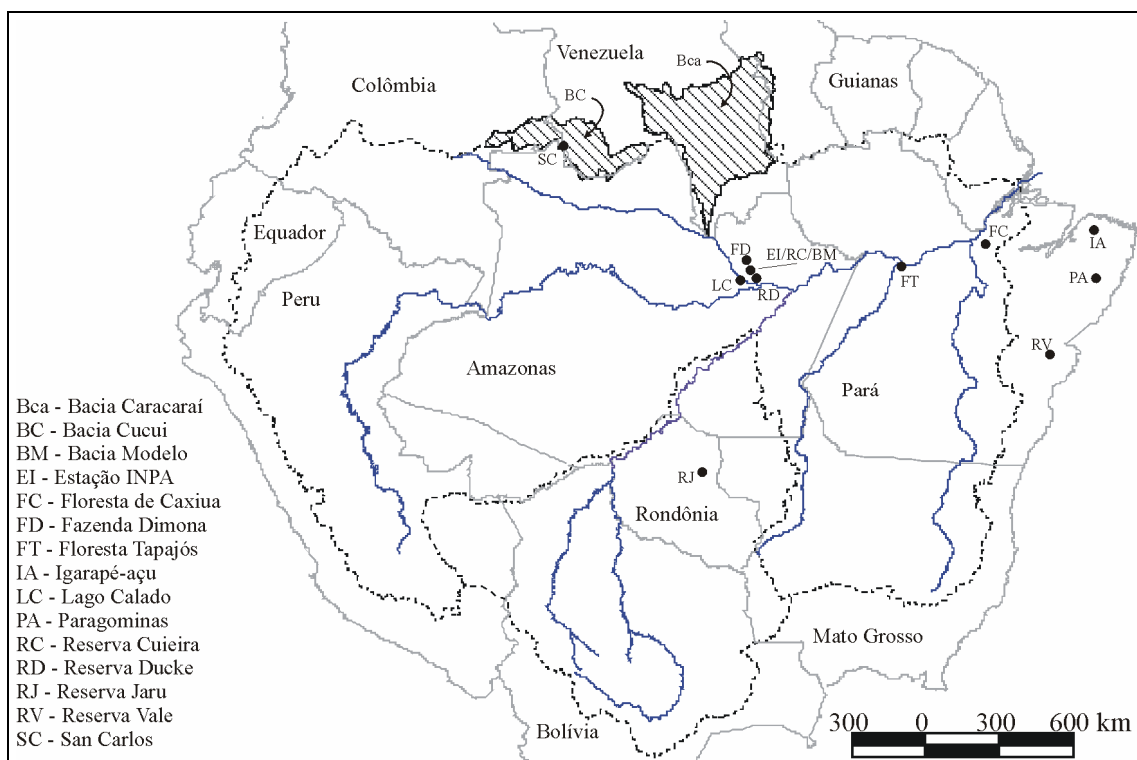


Figura 7.1 – Locais de experimentos realizados na Amazônia

### 7.1.1. Resultados de interceptação obtidos com o modelo hidrológico

De acordo com as equações 3.1 a 3.4, parte ou toda a precipitação de um intervalo de tempo é retida pelo reservatório de interceptação e a variação do reservatório equivale ao volume interceptado. A capacidade máxima do reservatório de interceptação da floresta, de acordo com a equação 3.1, é de 1,2 mm. O valor médio da capacidade do reservatório de interceptação na bacia do rio Madeira varia de 0,9 mm na estiagem a 1,1 mm no período chuvoso.

Os resultados obtidos com o modelo hidrológico mostraram-se muito próximos dos valores encontrados em pesquisas realizadas na bacia. O valor médio da interceptação no período de 1986 a 1990, variou de 8,60%, na sub-bacia Tabajara, a 14,67% na sub-bacia de Abunã (ver sub-bacias na Figura 5.1). O valor médio da interceptação considerando toda a bacia foi de 12,27%. Entretanto, caso se considere apenas as áreas com floresta, o valor da interceptação é de 13,57%, que é mais apropriado para efeito de comparação com os resultados apresentados na Tabela 7.1 e, particularmente, com o valor encontrado na Reserva Jarú localizada na bacia do Madeira.

A Figura 7.2 mostra a variação da interceptação mensal na bacia calculada com o modelo MGB-IPH juntamente com a fornecida pelo modelo SSiB. O coeficiente de determinação das duas séries é de 0,8746. Verifica-se que os dois valores são relativamente próximos tanto no período chuvoso como na estiagem, mas o volume total calculado com o SSiB é superior. A formulação adotada pelo SSiB é semelhante à do modelo de Rutter, haja vista que se considera uma expressão para a drenagem do reservatório de interceptação. UBARANA (1996) utilizou o modelo de Rutter nos locais de experimento do projeto ABRACOS. Os volumes determinados pelo modelo de Rutter foram superiores aos medidos, indicando que essa formulação pode superestimar o volume interceptado.

A Figura 7.3 apresenta a parcela de participação de cada tipo de cobertura vegetal sobre o valor médio da interceptação. Como era de se esperar, a floresta apresentou a maior parcela de contribuição, ou seja, 82,95% da interceptação na bacia ocorrem em áreas com floresta. Ainda na Figura 7.3, verifica-se a proporção de cada cobertura vegetal dentro da bacia. As proporções de interceptação e cobertura vegetal não são iguais porque a capacidade do reservatório de interceptação varia conforme o tipo de vegetação.

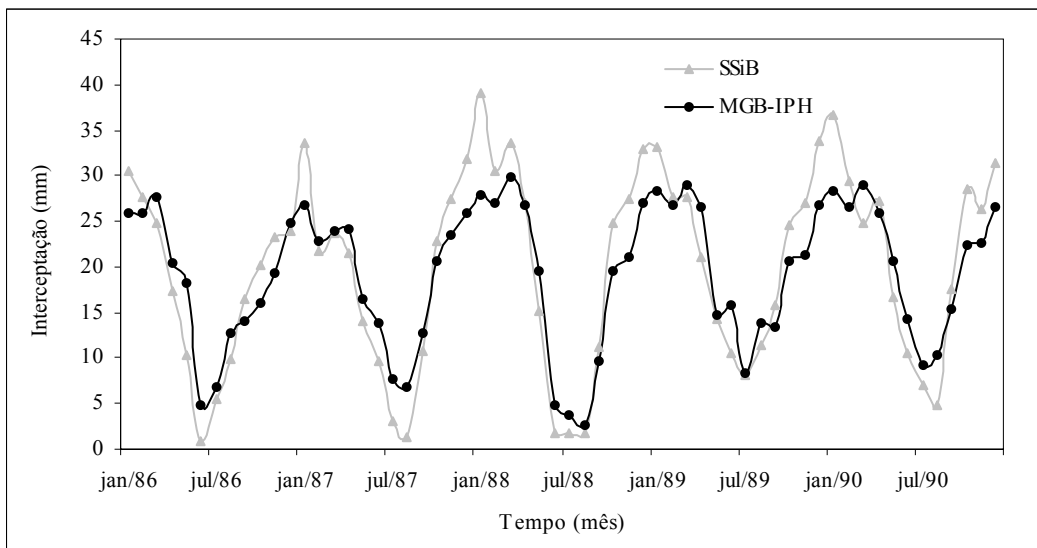


Figura 7.2 - Variação da interceptação mensal na bacia

Outra forma de visualizar a participação de cada tipo de cobertura vegetal é acumulando-se a interceptação para todo o período de simulação. A Figura 7.4 mostra a interceptação acumulada para os quatro tipos de vegetação, assim como o valor médio correspondente à bacia inteira.

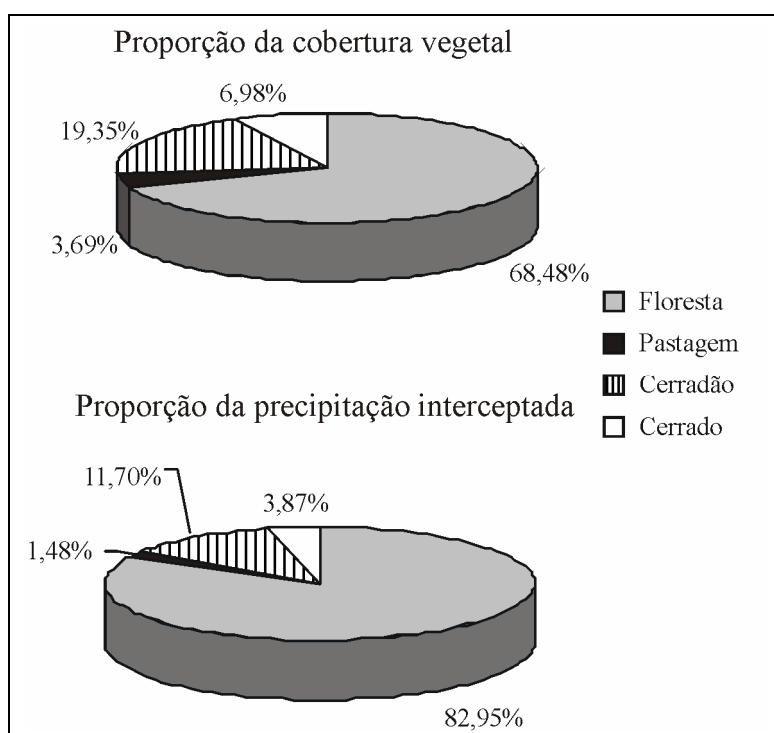


Figura 7.3 – Parcela de participação da cobertura vegetal sobre a interceptação média calculada com o MGB-IPH

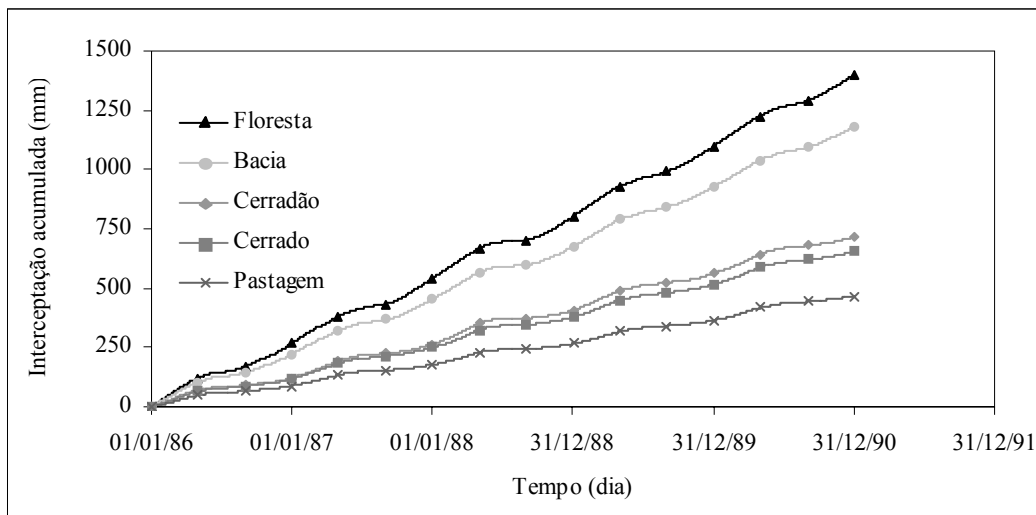


Figura 7.4 – Interceptação acumulada calculada com o MGB-IPH

LEOPOLDO *et al.* (1987) comenta a respeito da relação entre percentual interceptado e intensidade da chuva. Em experimento realizado na Bacia Modelo localizada no Estado do Amazonas, verificou-se que, para eventos de chuva inferior a 10 mm, a interceptação foi de 35% da precipitação. Para eventos superiores a 10 mm, 12,6% da precipitação total foi interceptada. Para efeito de comparação com o modelo hidrológico, considerou-se a precipitação diária ao invés de eventos. Considerando-se toda a bacia, a interceptação média de todos os dias em que a precipitação é inferior a 10 mm foi de 21,2%. Para os dias com precipitação superior a 10 mm, a interceptação média foi de 7,5%. Considerando-se apenas a floresta, esses mesmos valores são 23,6% e 8,7%, respectivamente, para dias com precipitação inferior e superior a 10 mm.

## 7.2. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

O processo de evapotranspiração pode ser decomposto em duas partes: evaporação e transpiração. A evaporação ocorre sobre superfícies líquidas tais como rios, lagos e a água interceptada pela vegetação. No modelo MGB-IPH, considera-se a evaporação apenas da água retida no reservatório de interceptação. A transpiração refere-se à perda de água pela vegetação, a qual depende do estado de umidade do solo. Deve ficar claro que, neste texto, há distinção entre evaporação (que ocorre sobre a lâmina interceptada) e evapotranspiração (soma da evaporação e transpiração).

LEOPOLDO *et al.* (1987) afirmam que, por meio de radiossondagens e do uso de isótopos, foi possível estudar o movimento do vapor d'água na região Amazônica. Verificou-se que há exportação de vapor para o Chaco paraguaio e a região central do

Brasil, principalmente, nos meses de março e dezembro. Isso indica a importância da evapotranspiração da bacia Amazônica para a alimentação das cabeceiras das bacias dos rios Paraná e Paraguai.

Na análise aqui apresentada, não se considerou a evaporação direta do solo em virtude da pequena importância desse fenômeno em regiões florestadas. Em experimento realizado por JORDAN e HEUVELDOP (1981) na bacia do rio Negro, observou-se uma evaporação média de 3 mm por mês no período de estiagem, o que confirma a pequena relevância da evaporação direta do solo.

Para calcular a evapotranspiração em toda a bacia Amazônica, MARQUES *et al.* (1980) utilizaram o método aerológico, o qual se fundamenta no cálculo da divergência do campo do fluxo de vapor d'água na troposfera. Com base nesse levantamento e em trabalhos anteriores, que cobrem diversos períodos entre os anos de 1931 a 1975, MARQUES *et al.* (1980) estimaram que a evapotranspiração real na Amazônia deve estar entre 1146 e 1260 mm.ano<sup>-1</sup> e que corresponde entre 70% e 80% da evapotranspiração potencial. De forma semelhante, LEOPOLDO *et al.* (1987) também compilaram uma série de experimentos realizados na Amazônia entre 1931 e 1982. De acordo com esse levantamento, a evapotranspiração média considerando toda a bacia corresponde a 55,9% da precipitação (1.240 mm.ano<sup>-1</sup>). Os trabalhos compilados por MARQUES *et al.* (1980) e LEOPOLDO *et al.* (1987) utilizaram métodos como Thornthwaite, Penman, balanço hídrico e aerológico. Além dessas técnicas, outra forma de se estudar a evapotranspiração em grande escala (de forma não pontual) na Amazônia é por meio de balanço hídrico ou uso de MCG's (WERTH e AVISSAR, 2005).

Em virtude de seu bom embasamento físico, o método de Penman-Monteith têm sido utilizado com sucesso na região (SHUTTLEWORTH (1988), ALVES *et al.* (1999) e FISCH *et al.* (2000)). SHUTTLEWORTH (1988) aplicou esse método na Reserva Ducke (AM) e utilizou variáveis climatológicas medidas no local como resistência aerodinâmica e superficial. Os resultados indicam que, considerando-se todo o período, 50% do volume de água precipitado foi evapotranspirado. A evaporação da água interceptada representou 25% do total da evapotranspiração, variando de 50% no período chuvoso a 10% na estiagem. A evapotranspiração média mensal no período de setembro de 1983 a setembro de 1985 foi de 110 mm que resulta em um total de 1320 mm por ano.

### 7.2.1. Resultados de evapotranspiração obtidos com o modelo hidrológico

Nas simulações realizadas, todo o volume interceptado foi evaporado, pois havia energia suficiente para tal. A Figura 7.5 mostra a variação mensal da evapotranspiração real calculada pelo modelo hidrológico e pelo SSiB. Verifica-se que os valores calculados pelo MGB-IPH são sistematicamente superiores. Entretanto, percebe-se que as duas curvas apresentam o mesmo comportamento no que tange à localização dos pontos de máximo e mínimo. A evapotranspiração média anual no período foi de 1265 mm e 929 mm, respectivamente, calculados pelo MGB-IPH e SSiB. O coeficiente de determinação das duas séries foi de apenas 0,2868. No modelo hidrológico, a evapotranspiração média anual variou de 1184 mm na sub-bacia de Abunã a 1454 mm na sub-bacia de Pedras Negras (ver Figura 5.1).

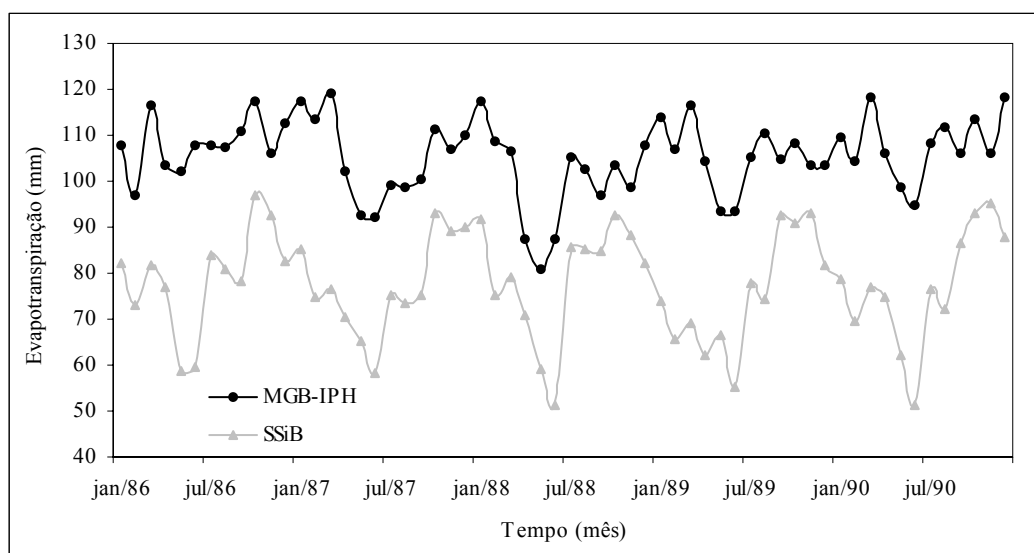


Figura 7.5 - Variação da evapotranspiração real mensal na bacia do Madeira

A evapotranspiração real ( $E$ ) calculada com o modelo foi igual à potencial ( $E_p$ ), ou seja, toda a energia disponível foi utilizada no processo de evapotranspiração, o que resulta em uma razão  $E/E_p$  igual a 1,0. Diante dessa característica das simulações e em virtude do bom embasamento físico utilizado na formulação da equação de Penman-Monteith, é possível afirmar que a evapotranspiração calculada com o modelo é diretamente a real. Por exemplo, a equação de Penman-Monteith representa a resistência aerodinâmica (dada pela equação 3.5) e a resistência à transpiração pela vegetação (dada pela equação 3.9). Outras pesquisas reforçam essa afirmação conforme visto anteriormente no trabalho de FISCH *et al.* (2000), que utilizaram o método de Penman-Monteith como uma técnica para calcular a evapotranspiração real e compararam os

valores calculados com os valores medidos pelo projeto ABRACOS em Rondônia. De forma semelhante, SHUTTLEWORTH (1988) também considerou os valores calculados com o método de Penman-Monteith como evapotranspiração real. Diante do exposto, fica convencionado que, neste texto, evapotranspiração equivale à evapotranspiração real.

A Tabela 7.2 resume os valores de evapotranspiração encontrados por diferentes trabalhos na Amazônia, juntamente com o resultado obtido pelo MGB-IPH. Grande parte dos trabalhos foi realizada na Amazônia central, onde as taxas de precipitação são maiores que na bacia do rio Madeira (SCHUBART *et al.* (1984), SHUTTLEWORTH (1988), LESACK (1993), LEOPOLDO *et al.* (1995), MALHI *et al.* (2002)). Por esse motivo, percentualmente com relação à precipitação, a evapotranspiração na bacia do Madeira foi bastante superior aos outros trabalhos (66,4% de P), sendo comparável apenas aos valores obtidos por SCHUBART *et al.* (1984) e LEOPOLDO *et al.* (1995) (74,1% e 67,6% de P). Em ambos trabalhos, o alto valor obtido muito provavelmente está relacionado ao fato de que a evapotranspiração foi obtida por meio de balanço hídrico na bacia, em que se desconsiderou a perda de volume por percolação para o aquífero.

Utilizando o método de Penman-Monteith, ALVES *et al.* (1999) encontrou o valor de 1497 mm.ano<sup>-1</sup> em área de floresta na Reserva Jaru (RO) entre janeiro de 1992 e outubro de 1993. A partir dos valores de precipitação disponibilizados pelo projeto ABRACOS para a mesma área e período, verificou-se que a razão E/P é de 77,80%. VICTORIA (2005), utilizando o método de Thornthwaite-Mather, encontrou uma razão de 56,4% na bacia do rio Ji-Paraná (sub-bacia do rio Madeira). Isso indica que, de fato, a evapotranspiração na bacia do Madeira possui maior proporção quando comparada com outras regiões da Amazônia.

A Tabela 7.3 mostra o valor médio anual da evapotranspiração para os diferentes blocos adotados nas simulações. A tendência é que a vegetação de maior porte associada a solos com maior profundidade conduza a maiores taxas de evapotranspiração.

A Figura 7.6 mostra a variação espacial da evapotranspiração média anual para o período de 1986 a 1990. Os maiores valores são observados na porção centro-sul da bacia na Bolívia, chegando a 1600 mm.ano<sup>-1</sup>. Os valores mais baixos encontram-se nos Andes, enquanto que na parte mais baixa da bacia são verificados valores medianos, variando entre 1100 e 1300 mm.ano<sup>-1</sup>.

Tabela 7.2 – Evapotranspiração medida em pesquisas na Amazônia (E em mm.ano<sup>-1</sup>)

Local	Período	Cobertura	E	E/P (%)	Ref./Metodologia
Bacia Amazônica	1972-1975	Várias	1260	54,0	MARQUES <i>et al.</i> (1980)/Método aerológico
Bacia Amazônica	1931-1982	Várias	1240	55,9	LEOPOLDO <i>et al.</i> (1987)/Método de Penman, climatômico e Thornthwaite
San Carlos de Rio Negro (Venezuela)	Set/75 a Ago/77	Campina	1904	52,0	JORDAN e HEUVELDOP (1981)/Método do trítio
Bacia Modelo (AM)	Fev/80 a Fev/81	Floresta	1548	74,1	SCHUBART <i>et al.</i> (1984)/Balanço hídrico
Reserva Ducke (AM)	Set/83 a Set/85	Floresta	1320	50,0	SHUTTLEWORTH (1988)/Penman-Monteith
Lago Calado (AM)	Fev/84 a Fev/85	Floresta	1120	39,0	LESACK (1993)/Balanço hídrico
Bacia Barro Branco (Res. Ducke)	1981 a 1983	Floresta	1493	67,6	LEOPOLDO <i>et al.</i> (1995)/Balanço hídrico
Reserva Cuieiras (AM)	Set/95 a Ago/96	Floresta	1123	54,0	MALHI <i>et al.</i> (2002)/Correlação de vórtices
Reserva Jaru (RO)	Jan/92 a Out/93	Floresta	1497	-	ALVES <i>et al.</i> (1999)/Penman-Monteith
Reserva Jaru (RO)	Jan/92 a Out/93	Pastagem	1132	-	ALVES <i>et al.</i> (1999)/Penman-Monteith
Bacia do rio Ji-Paraná	1995-1996	Várias	1153	56,4	VICTORIA (2005)/Thornthwaite-Mather
Bacia do Madeira	1986-1990	Várias	929	-	SSiB/Simulação
<b>Bacia do Madeira</b>	<b>1986-1990</b>	<b>Várias</b>	<b>1279</b>	<b>66,4</b>	<b>Modelo MGB-IPH/Simulação</b>

Tabela 7.3 – Evapotranspiração por bloco de tipo de solo e cobertura vegetal

Bloco	E (mm.ano <sup>-1</sup> )
Floresta e argissolo	1381
Floresta e latossolo	1370
Floresta e Solo raso	1226
Pastagem	1251
Cerradão e argissolo	1290
Cerradão e solo raso	1014
Cerrado e argissolo	1369
Cerrado e solo raso	943

Os valores médios das variáveis simuladas com o MGB-IPH são calculados para cada célula em que o modelo foi discretizado. Para a obtenção de uma distribuição espacial com maior resolução, utilizou-se o Sistema de Informações Geográfica ArcView. No cálculo do valor da variável na nova resolução, utilizou-se o método do inverso do quadrado da distância.

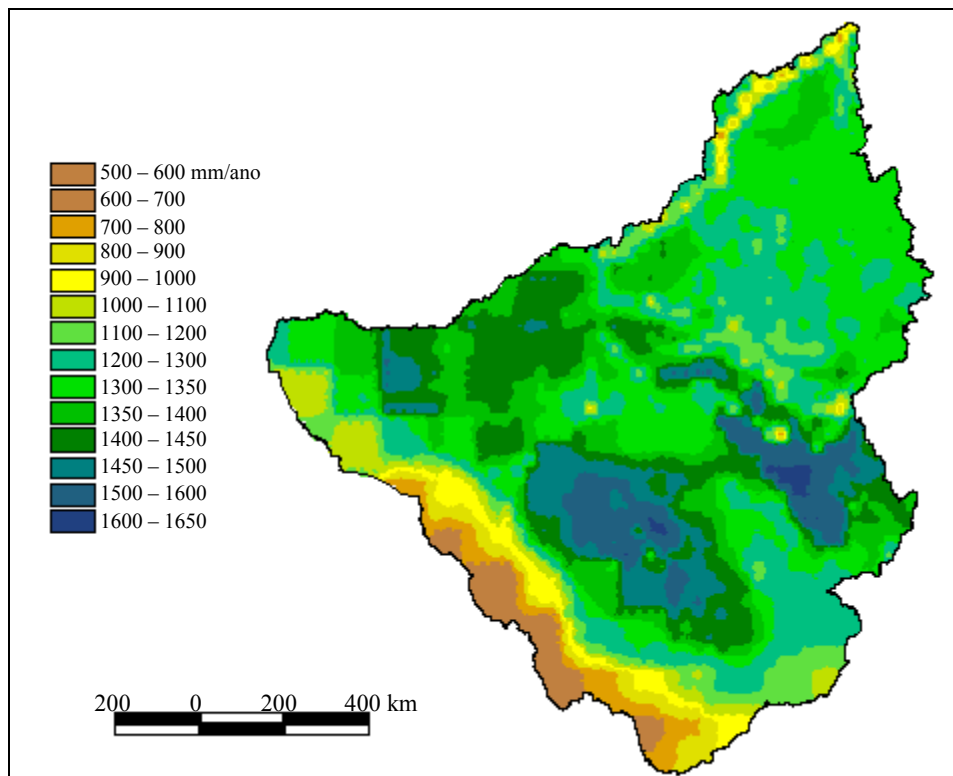


Figura 7.6 – Distribuição espacial da evapotranspiração média anual no período 1986-1990 calculada com o MGB-IPH

### 7.2.2. Variabilidade sazonal da evapotranspiração

O processo de evapotranspiração é influenciado pela energia disponível (radiação líquida), pelo déficit de pressão de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera e pelas resistências às transferências de vapor (traduzidas pelas resistências superficial ( $r_s$ ) e aerodinâmica ( $r_a$ )) (SOUZA FILHO *et al.*, 2005). Em trabalho realizado na Floresta Nacional de Caxiuanã (PA), SOUZA FILHO *et al.* (2005) avaliaram a variação diurna e sazonal da resistência superficial, que é responsável pelo controle da transpiração da vegetação. Determinou-se, primeiramente, o valor de ET por meio de um sistema de correlação de vórtices turbulentos e, em seguida, utilizou-se a equação de Penman-Monteith para calcular a resistência superficial. Verificou-se que os valores da resistência superficial na estiagem são maiores que no período chuvoso. Entretanto, a evapotranspiração na estiagem foi superior ao do período chuvoso, 4,3 e 2,9 mm.dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Isso indica que a evapotranspiração na estiagem, nesse caso, é controlada em maior grau pela maior disponibilidade de energia e pela menor resistência aerodinâmica e em menor grau pela ação da resistência superficial.

A variação da razão  $E/R_n$ , que indica a eficiência do uso da radiação na evapotranspiração, entre estiagem e período chuvoso possui comportamento distinto

entre os experimentos. MALHI *et al.* (2002) verificou que há uma diminuição da taxa de evapotranspiração na época de estiagem na Reserva Biológica de Cuieiras (AM). Os autores calcularam a relação  $E/R_n$  (Evapotranspiração/Radiação líquida) verificada no período chuvoso (0,75-0,85) e aplicaram os valores na época de estiagem. Isso elevaria o valor de E de 1123 para 1280-1450 mm.ano<sup>-1</sup>, indicando que o efeito da estiagem sobre E varia de 13-23%. No experimento realizado por SHUTTLEWORTH (1988), tanto no período chuvoso quanto na estiagem  $E/R_n$  é igual a 0,89. WERTH e AVISSAR (2005) obtiveram essa relação para toda a Amazônia utilizando o MCG GISS da NASA, e o MCG *Goddard Earth Observing System* (GEOS) com dados do *Data Assimilation Office* (DAO) da NASA: MCG GISS igual a 0,7 (período chuvoso) e 0,2 (estiagem) e MCG GEOS igual a 0,86 (período chuvoso) e 0,72 (estiagem). Na simulação com o MGB-IPH, observou-se o inverso. A relação  $E/R_n$  foi inferior no período chuvoso (0,77 em média) e superior na estiagem (0,82 em média), indicando que não há limitação no processo de evapotranspiração no período de estiagem.

HODNETT *et al.* (1995) apresentam estudo feito a partir de informações coletadas pelo projeto ABRACOS na localidade de Fazenda Dimona (AM) em áreas com cobertura florestal e pastagem. A transpiração foi determinada para o período de julho de 1991 a fevereiro de 1992 por meio de balanço hídrico no solo. Na floresta, a taxa de transpiração variou de 4,5 mm.dia<sup>-1</sup> para um armazenamento no solo de 860 mm a 3,5 mm.dia<sup>-1</sup> para um armazenamento de 810 mm. Abaixo do armazenamento de 810 mm, a taxa de transpiração cai abruptamente, indicando que esse é o limite de disponibilidade de água no solo até 2 m de profundidade e, assim, a transpiração passa a ocorrer nas camadas inferiores do solo. Na área com pastagem, a taxa de transpiração variou de 4,0 mm.dia<sup>-1</sup> quando o solo apresentava armazenamento de 860 mm a 1,5 mm.dia<sup>-1</sup> quando o armazenamento atingiu 805 mm. Os resultados mostraram que, na área com floresta, a transpiração sofre menos influência da diminuição de umidade do solo que as áreas com pastagem. Isso ocorre porque as raízes das florestas conseguem alcançar maiores profundidades ao contrário da pastagem, cujas raízes se limitam à camada superficial do solo.

Deve-se destacar, ainda, que, de acordo com FISCH *et al.* (2000) e WRIGHT *et al.* (1996), em áreas com floresta na Amazônia, a resistência superficial não é afetada pela umidade do solo em virtude da maior capacidade desse tipo de vegetação em extrair água do solo mesmo na estiagem. WERTH e AVISSAR (2005) também chamam atenção para o fato de que o controle estomático exercido pelas plantas, que limita a

perda por transpiração quando há uma diminuição da disponibilidade de água no solo, é secundário quando comparado com a radiação líquida.

O resultado do modelo corrobora essa avaliação conforme mostrado na Figura 7.7, que apresenta a variação temporal da transpiração e da umidade do solo na bacia. Verifica-se que os períodos de menor taxa de transpiração coincidem com altos valores de umidade do solo, descartando, assim, o papel da umidade do solo como um fator limitante para a transpiração da vegetação. Isso confirma a ausência de limitação da evapotranspiração na estiagem, concedendo a esse processo uma característica de baixa sazonalidade conforme mostrado na Figura 7.8. A amplitude anual é, em média, de  $0,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ .

A Figura 7.8 mostra a variação temporal da evaporação, a variação da transpiração das plantas e a soma das duas variáveis, ambas calculadas com o MGB-IPH. Ainda na Figura 7.8, pode-se visualizar a variação da precipitação e da radiação líquida, em mm equivalente, na bacia do Madeira. Verifica-se que a evaporação da água interceptada está em fase com a precipitação, pois somente quando chove há volume disponível para o processo de evaporação. O processo de transpiração está em fase com a variação da radiação líquida, cujo valor máximo ocorre cerca de dois meses antes da precipitação máxima. Isso faz com que a transpiração seja mais dependente da radiação líquida do que da precipitação ao menos no que diz respeito à sazonalidade da mesma. Por meio da Figura 7.9, que mostra os valores médios diários de cada mês para E, P e  $R_n$  na bacia do Madeira, é possível visualizar melhor a relação entre essas variáveis.

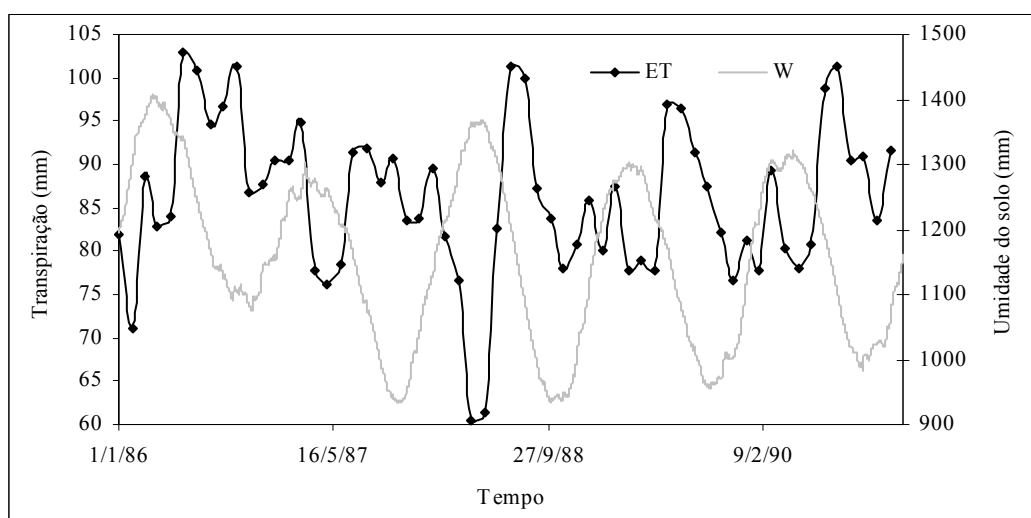


Figura 7.7 – Variação da transpiração mensal (ET) e umidade do solo diária (W) (ambas calculadas com o MGB-IPH)

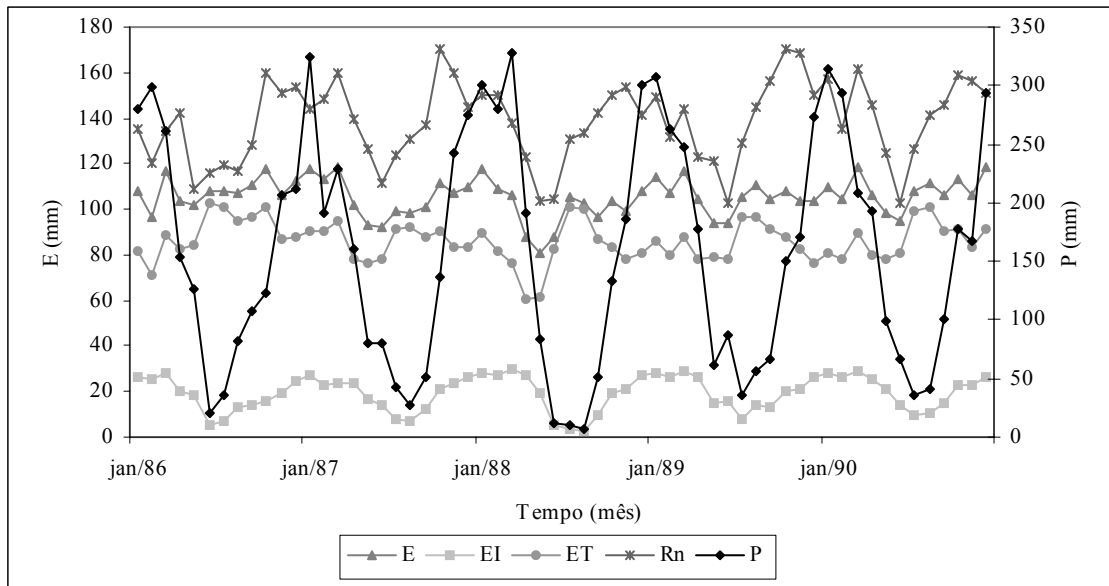


Figura 7.8 – Variação mensal na bacia do Madeira da evapotranspiração (E), evaporação (EI), transpiração da vegetação (ET) (calculadas com o MGB-IPH), radiação líquida em mm equivalente ( $R_n$ ) e precipitação (P)

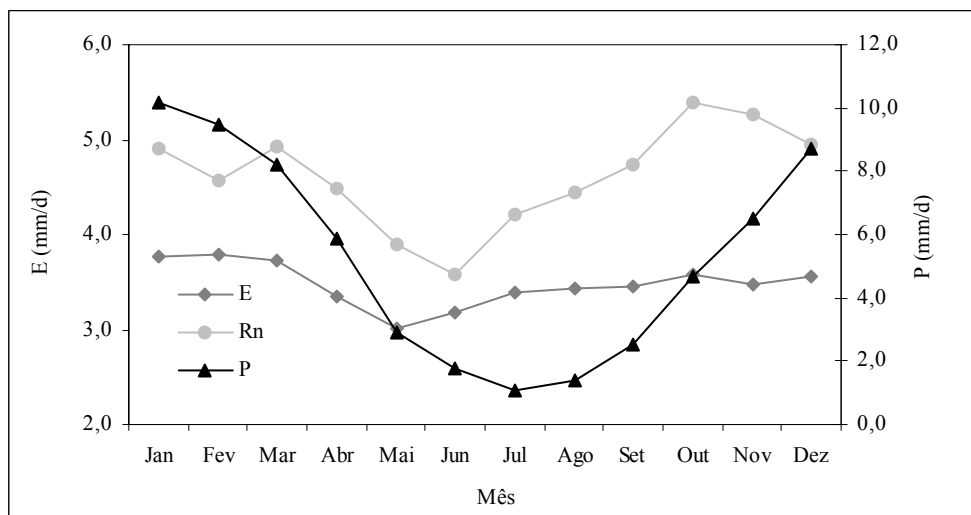


Figura 7.9 – Valor médio diário de E (calculada com o MGB-IPH), P e  $R_n$  na bacia do Madeira

Nas simulações com o modelo hidrológico, a evapotranspiração (soma da evaporação e transpiração) no período chuvoso é de  $3,8 \text{ mm.dia}^{-1}$ , enquanto que na estiagem (mínimo da precipitação) é de  $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A evapotranspiração máxima coincide com o período chuvoso, mas a mínima, no entanto, ocorre em maio (dois meses antes da estiagem) com o valor de  $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ . A média no período foi de  $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Esses resultados estão em desacordo com os obtidos por SHUTTLEWORTH (1988), ALVES *et al.* (1999), ROCHA *et al.* (2004) e SOUZA FILHO *et al.* (2005), que encontraram os maiores valores de evapotranspiração durante o período de estiagem

(Tabela 7.4). Para SHUTTLEWORTH (1988), os menores valores de E no período chuvoso deve-se à menor incidência de radiação líquida em virtude da grande presença de nuvens nesse período. ALVES *et al.* (1999) atribui a diferença à menor velocidade do vento no período chuvoso, que resulta em uma maior resistência aerodinâmica e, conseqüentemente, uma menor evapotranspiração.

Por outro lado, os valores do modelo hidrológico estão em acordo com HODNETT *et al.* (1995), VICTORIA (2004) e WERTH e AVISSAR (2004), que encontraram os maiores valores de E no período chuvoso (Tabela 7.4). No trabalho de HODNETT *et al.* (1995), cheia refere-se à umidade do solo máxima, seca à umidade do solo mínima e a transpiração foi determinada por meio de balanço hídrico no solo. VICTORIA (2004) utilizou o método de Thornthwaite-Mather e encontrou valores máximos de evapotranspiração em outubro no início do período chuvoso. WERTH e AVISSAR (2004) utilizaram três formas para calcular E para toda a Amazônia: método de Penman-Monteith com dados do ISLSCP, o MCG GISS e o MCG GEOS com dados da NASA/DAO.

Tabela 7.4 – Variação sazonal da evapotranspiração em regiões de floresta (ET – transpiração da vegetação)

Local	Período	Cobertura	E – estiagem (mm.dia <sup>-1</sup> )	E – período chuvoso (mm.dia <sup>-1</sup> )	Ref./Metodologia
Reserva Ducke (AM)	Set/83 a Set/85	Floresta	3,9	3,2	SHUTTLEWORTH (1988)/Penman-Monteith
Ji-Paraná (RO)	Jan/92 a Out/93	Floresta	4,5	3,6	ALVES <i>et al.</i> (1999)/Penman-Monteith
Floresta de Tapajós (PA)	Jul/00 a Jul/01	Floresta	4,0	3,2	ROCHA <i>et al.</i> (2004)/Corr. de vórtices
Floresta de Caxiuanã (PA)	abr-mai e ago-set/99	Floresta	4,3 (ET)	2,9 (ET)	SOUZA FILHO <i>et al.</i> (2005)/Corr. de vórtices
Amazônia (ISLSCP)	1987-1988	Várias	3,2	4,4	WERTH e AVISSAR (2004)/Simulação
Amazônia (MCG GISS)	-	Várias	1,2	3,5	
Amazônia (MCG GEO)	1980-1993	Várias	4,0	5,3	
Fazenda Dimona (AM)	Jul/91 a Fev/92	Floresta	3,5 (ET)	4,5 (ET)	HODNETT <i>et al.</i> (1995)/Balanço hídrico
Fazenda Dimona (AM)	Jul/91 a Fev/92	Pastagem	1,5 (ET)	4,0 (ET)	HODNETT <i>et al.</i> (1995)/Balanço hídrico
Bacia do rio Ji-Paraná	1995 a 1996	Várias	1,7	4,2	VICTORIA (2004) Thornthwaite-Mather
<b>Bacia do Madeira</b>	<b>1986 a 1990</b>	<b>Várias</b>	<b>3,4</b>	<b>3,8</b>	<b>Modelo MGB-IPH/Simulação</b>

O comportamento sazonal de E está relacionado, principalmente, ao local do estudo, que pode sofrer maior influência da radiação líquida, resistência aerodinâmica, umidade do solo ou resistência superficial (WERTH e AVISSAR, 2004). Por exemplo, a Reserva Ducke (SHUTTLEWORTH, 1988), a Floresta de Caxiuanã (SOUZA FILHO *et al.*, 2005) e a Floresta Nacional de Tapajós (ROCHA *et al.*, 2004), que apresentaram maior valor de E na estiagem, encontram-se aproximadamente na mesma latitude. Nesses locais, no período chuvoso, a alta nebulosidade tende a diminuir o valor da radiação líquida na superfície. Com respeito à bacia do Madeira, de acordo com os resultados obtidos com o MGB-IPH, verificou-se que há pequena sazonalidade no valor de E e as variáveis que mais influenciam essa sazonalidade são a radiação líquida e a interceptação (ambas maiores no período chuvoso). Os resultados levam a crer que, na bacia do Madeira, a influência da nebulosidade sobre o valor da radiação líquida é menor que na região central da Amazônia conforme mostrado na Figura 7.9.

### 7.3. UMIDADE DO SOLO

A água presente no solo é uma importante variável do ciclo hidrológico e do clima. No ciclo hidrológico, a umidade do solo mantém a vazão nos rios durante o período de estiagem. Quanto ao clima, o *stress* hídrico, ou seja, a diminuição da transpiração da vegetação em virtude da diminuição da disponibilidade de água no solo, pode afetar o balanço de energia (a partição da radiação em calor latente e calor sensível). Por esse motivo, o conhecimento do comportamento da umidade no solo é fundamental para a utilização adequada de modelos do tipo SVAT e, conseqüentemente, obter informações sobre as conseqüências de eventuais mudanças climáticas em virtude de períodos de seca mais severos no futuro.

Diante de um cenário de mudanças climáticas, que resultem em uma diminuição persistente da precipitação média anual na bacia Amazônica, a umidade do solo será diretamente afetada. JIPP *et al.* (1998), em estudo realizado em Paragominas (PA) em áreas de floresta e pastagem, observaram que após a ação do fenômeno *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), em que há baixos níveis de precipitação, a umidade do solo leva um longo período de tempo para recuperar seu nível normal. O entendimento do comportamento desse processo é importante para que se possam antever as possíveis conseqüências de mudanças no clima ou na cobertura vegetal. Em experimento realizado na mesma região, ROMERO-SALTOS *et al.* (2005) monitoraram dois lotes de 1 ha de floresta, um de controle e outro onde se impediu que a chuva chegasse até o solo

por meio do uso de lonas de plástico instaladas a 1 m de altura. O solo da área manipulada registrou menor percolação e a umidade da camada superior de solo (200 cm) apresentou redução de 100 a 150 mm.

Alguns trabalhos têm sido desenvolvidos com o intuito de melhorar o entendimento da dinâmica da umidade do solo na Amazônia. HODNETT *et al.* (1995) discutem a variação sazonal do armazenamento de água no solo na Amazônia central (Fazenda Dimona) em áreas cobertas com floresta e pastagem. As principais características levantadas são:

- ✓ A floresta consegue abstrair água de profundidades maiores que 2,0 m e provavelmente abaixo de 3,6 m, enquanto que as áreas de pastagem não conseguem abstrair água abaixo de 1,5 m;
- ✓ As medições de umidade do solo confirmaram a baixa disponibilidade de água apesar de o solo possuir alta proporção de argila. Isso explica a necessidade da floresta expandir suas raízes tão profundamente;
- ✓ A variabilidade espacial do armazenamento de água no solo foi significativamente maior na pastagem. Isso ocorre em função da redistribuição da chuva exercida pelo escoamento superficial ser mais forte nesse tipo de cobertura.
- ✓ O latossolo, principal tipo de solo da bacia, possui uma característica mista na Amazônia. Com respeito ao movimento da água, comportam-se como areia em baixas tensões, mas retém água como as argilas sob altas tensões.

HODNETT *et al.* (1996) apresentam os resultados dos três locais de levantamento do projeto ABRACOS (Manaus, Marabá e Ji-Paraná). A Tabela 7.5 mostra a máxima diferença de armazenamento entre a estação de cheia e seca desses locais. Verifica-se que Manaus apresenta pequena variação e não há muita diferença no comportamento do solo coberto com floresta ou pastagem. Isso ocorre, principalmente, em virtude da menor duração da estação seca nesse local.

Tabela 7.5 - Variação máxima do armazenamento do solo (adaptado de HODNETT *et al.*, 1996)

Camada	0-2 m		2-3,6		0-3,6 m	
Local	Pastagem	Floresta	Pastagem	Floresta	Pastagem	Floresta
Manaus	132	154	-	48	-	200
Marabá	263	483	131	263	376	724
Ji-Paraná	262	365	165	353	450	701

Outra observação importante presente no trabalho de HODNETT *et al.* (1996) diz respeito ao fato de que as áreas com pastagem foram afetadas pelo déficit de água no solo, no fim do período de estiagem, em maior grau em Manaus (onde a evapotranspiração na estiagem foi de 1,2 mm.dia<sup>-1</sup>) e Marabá (evapotranspiração de 0,61 mm.dia<sup>-1</sup>) e em menor grau em Ji-Paraná (evapotranspiração de 2,5 mm.dia<sup>-1</sup>).

Após análise realizada com os dados do projeto ABRACOS, foi possível determinar a umidade do solo média para os três locais de medição. A Tabela 7.6 mostra os valores encontrados. Em todos os locais, as medições foram realizadas considerando-se uma profundidade de 3,6 m, com exceção da pastagem em Manaus, onde se considerou apenas 2,0 m de profundidade.

MALHI *et al.* (2002), em trabalho realizado na Reserva Biológica de Cuieiras no Estado do Amazonas, executaram medições de umidade do solo no período de setembro de 1995 a agosto de 1996. A Reserva Cuieiras possui solo do tipo latossolo amarelo e floresta densa com altura de cerca de 30 m. Na faixa de 4 metros de profundidade, a umidade variou de 1904 mm a 2047 mm e o máximo déficit de umidade verificado foi de 145,7 mm em outubro de 1995 (na época de estiagem). O valor médio no período de estudo foi de 2005 mm.

ZENG (1999) utilizou informações de reanálises da NASA/*Goddard Earth Observing System* (GEOS-1) e vazão das estações fluviométricas da bacia para determinar a variação do armazenamento de água no solo para toda a bacia Amazônica. A amplitude média anual do armazenamento no solo foi de 200 mm no período de 1986 a 1993.

### **7.3.1. Papel das raízes sobre a umidade do solo**

Em virtude da ocorrência das estiagens e da pequena capacidade de armazenamento do solo na Amazônia, a vegetação avança suas raízes para profundidades que ultrapassam 8 m (NEPSTAD *et al.*, 1994). Entretanto, deve-se ressaltar que a maior concentração de raízes encontra-se nos primeiros centímetros de solo como no caso de um solo coberto com floresta em Paragominas (PA) onde 45% das raízes encontram-se nos primeiros 10 cm (JIPP *et al.*, 1998).

Ainda na cidade de Paragominas (PA), NEPSTAD *et al.* (1994) realizaram experiências durante a estiagem de 1992 em uma área com floresta e outra com pastagem. Observou-se que mais de 75% da água extraída do solo é proveniente das camadas localizadas entre 2 e 8 m. A área com floresta apresentou uma variação de

armazenamento de 510 mm e a área com pastagem 410 mm. Os autores afirmam que essa característica é comum na Amazônia e ajuda a explicar porque a floresta mantém-se verde mesmo em locais que possuem extenso período de seca.

SOMMER *et al.* (2003) em trabalho realizado em área de floresta secundária no município de Igarapé-Açu (PA), fizeram uso de medições em campo e de um modelo SVAT para determinar o processo de retirada de água do solo pelas raízes. Verificou-se que durante os dois anos de análise (1997-1998), as raízes retiraram água de até 6 m de profundidade, sendo que cerca de 72% do total transpirado foi retirado dos 0,9 m superiores, 12% da camada entre 0,9 e 3,0 m e 15% da camada entre 3,0 e 6,0 m.

Em levantamentos realizados na Reserva Ducke, CHAUVEL *et al.* (1992) também observaram que as raízes da floresta alcançam 6 m de profundidade. O uso de traçador mostrou alta retirada de água a 3,5 m de profundidade. Após 377 dias da injeção, o traçador estava a 4 m de profundidade. Como há retirada de água abaixo de 6 m, supõe-se que o ciclo hidrológico na área de estudo é interanual em função do papel exercido pelas raízes.

HODNETT *et al.* (1996) estimaram que 38% e 51% da transpiração em Marabá e Ji-Paraná, respectivamente, correspondem à água presente nas camadas abaixo de 3,6 m. Esses valores referem-se à estação seca de 1993 e foram estimados considerando uma taxa de transpiração de 3,5 mm.dia<sup>-1</sup> e que não há *stress* hídrico no solo.

### **7.3.2. Resultados de umidade do solo obtidos com o modelo hidrológico**

Diferentemente da interceptação e semelhante à evapotranspiração, os valores gerados pelo SSiB para a umidade do solo são sensivelmente inferiores aos valores calculados pelo MGB-IPH conforme mostrado na Figura 7.10. A maior amplitude do armazenamento entre cheia e seca determinada com o MGB-IPH foi verificada em 1988 cujo valor foi de 421 mm, a menor amplitude foi em 1987 com valor igual a 339 mm e a média foi de 349 mm. Para efeito de comparação, a Tabela 7.6 mostra a variação máxima e a umidade do solo média em outros locais de medição na Amazônia.

A umidade do solo média calculada com o MGB-IPH para todo o período foi de 1156 mm. Entretanto, para se comparar com os valores obtidos por outras pesquisas, retirou-se a umidade calculada pelo modelo para cada bloco de cobertura vegetal e tipo de solo. As medições do ABRACOS em Ji-Paraná registraram 992 mm no local com cobertura florestal e 1132 na pastagem. O tipo de solo em ambos os locais de medição em Ji-Paraná é o argissolo. Tomando-se apenas a bacia do rio Ji-Paraná até a estação de

Tabajara, o modelo determinou umidade do solo média de 692 mm para o bloco argissolo/floresta e 260 mm para o bloco pastagem. O valor médio considerando toda a bacia do rio Ji-Paraná foi de 840 mm, que é mais próximo do valor encontrado em Ji-Paraná para a floresta.

Tabela 7.6 – Armazenamento médio e variação máxima do armazenamento do solo

Local	W (mm)	$\Delta W$ (mm)	Ref./Metodologia
Ji-Paraná	992	701	HODNETT <i>et al.</i> (1996)/Sonda de nêutrons
Manaus	1722	200	HODNETT <i>et al.</i> (1996)/Sonda de nêutrons
Marabá	769	724	HODNETT <i>et al.</i> (1996)/Sonda de nêutrons
Reserva Biológica de Cuieiras (AM)	2005	153	MALHI <i>et al.</i> (2002)/Balanço hídrico
Bacia Amazônica	-	200	ZENG (1999)/Balanço hídrico
Paragominas	-	510	NEPSTAD <i>et al.</i> (1994)/Sondas TDR
Bacia Madeira	734	254	SSiB/Simulação
<b>Bacia Madeira</b>	<b>1156</b>	<b>349</b>	<b>MGB-IPH/Simulação</b>

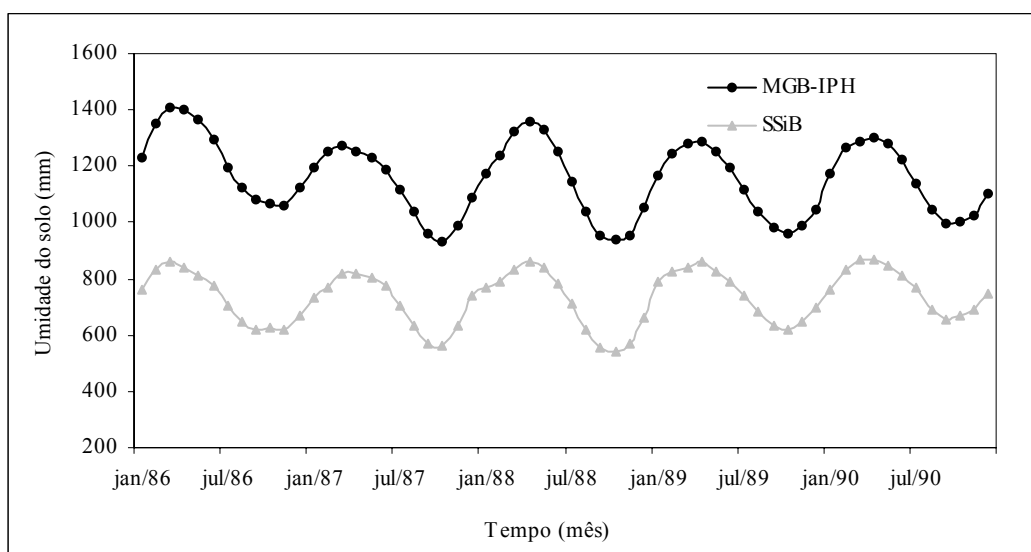


Figura 7.10 – Variação da umidade mensal do solo na bacia

Com respeito à variação sazonal da umidade do solo, como pode ser visto na Figura 7.11, há uma defasagem de 2 a 4 meses entre a umidade e a precipitação. Na Figura 7.11, verifica-se, ainda, como a umidade do solo foi afetada pela ocorrência de anos sob a influência do fenômeno ENSO. Os anos de 1983 e 1987, de acordo com JIPP *et al.* (1998), são influenciados pelo *El Niño* e apresentam precipitação anual inferior à

média histórica. Verifica-se que, após um ano com *El Niño*, a umidade do solo demora certo tempo para voltar a um nível de armazenamento mais próximo do normal. Situação mais drástica ocorreu em 1987, em que o valor da umidade do solo caiu para 941 mm e, apesar de 1988 conseguir recuperar umidade, os valores mínimos dos anos de 1988 a 1990 apresentam lenta recuperação com relação ao mínimo atingido em 1987. Esse comportamento está de acordo com as observações realizadas por JIPP *et al.* (1998) em Paragominas (PA) e ZENG (1999) em toda a bacia Amazônica.

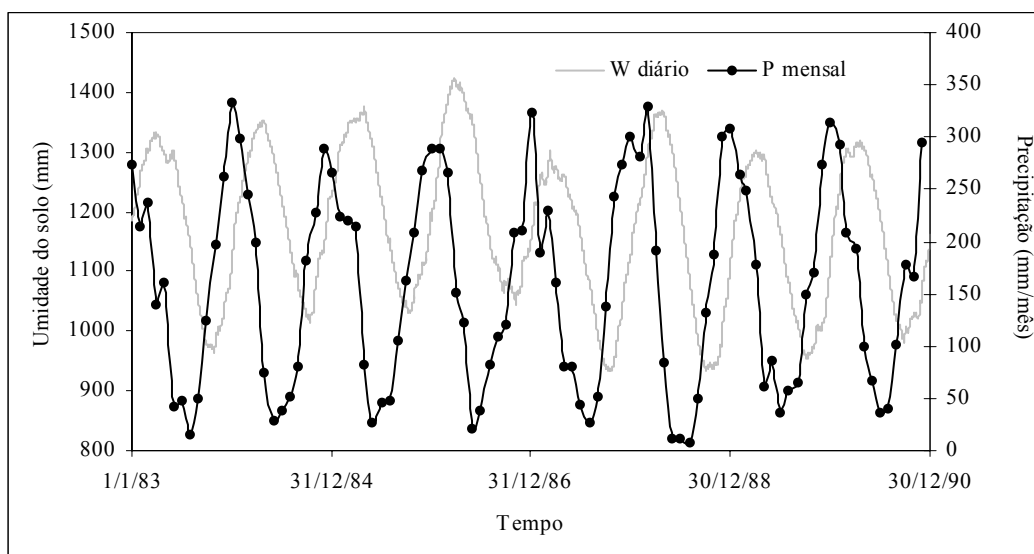


Figura 7.11 – Variação diária da umidade do solo (calculada com o MGB-IPH) e precipitação mensal na bacia

A distribuição espacial da umidade média do solo para os períodos de cheia e de estiagem é apresentada na Figura 7.12. A umidade média nos três meses de cheia foi de 1316 mm e de 1017 mm nos três meses de estiagem.

Observando-se a Figura 7.12, verifica-se que a região da cordilheira dos Andes apresenta baixa umidade no solo no período de estiagem e, em alguns pontos, essa característica se mantém até mesmo na cheia. Por outro lado, a região da bacia do rio Madre de Diós, no Peru e Bolívia, apresenta os maiores valores de umidade do solo, cuja magnitude ultrapassa 4000 mm tanto na cheia quanto na estiagem.

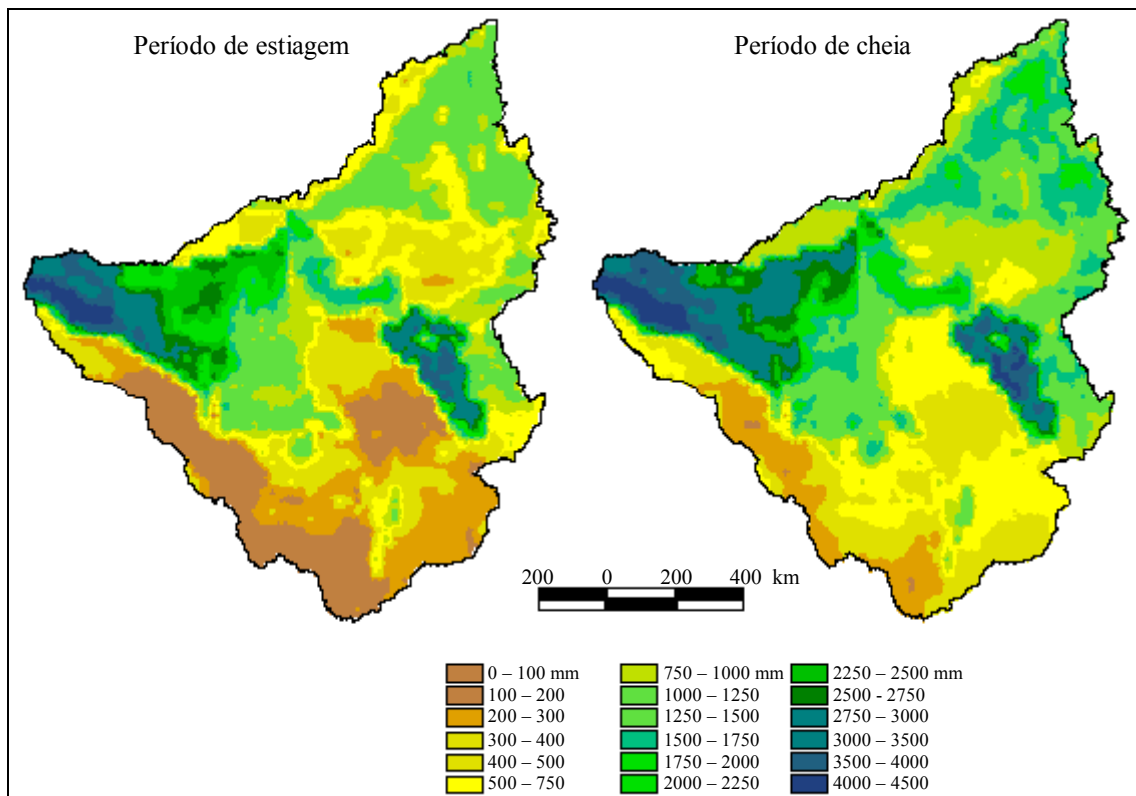


Figura 7.12 – Distribuição espacial da umidade média do solo na cheia e na estiagem no período de 1983 a 1990 (calculada com o MGB-IPH)

#### 7.4. GERAÇÃO DO ESCOAMENTO

Conforme discutido no Capítulo 2, nas florestas, uma porcentagem considerável da vazão da bacia escoam superficialmente. Em medições realizadas em uma pequena bacia de 0,75 ha na Amazônia peruana, ELSENBEER e VERTESSY (2000) concluíram que a vazão é gerada essencialmente por meio de escoamento superficial e que, grande parte, é proveniente do fluxo d'água sub-superficial que retorna para a superfície. Entretanto, como há poucos estudos do mesmo tipo na Amazônia, os autores preferem não fazer generalizações, pois não é possível se fazer comparações.

A geração de escoamento no modelo MGB-IPH é função da proporção de área com solo saturado na bacia conforme descrito pela equação 3.19. A Figura 7.13 mostra a variação temporal da proporção média de solo saturado em toda a bacia do rio Madeira, em que se verifica uma variação entre 12% e 25%. Além do valor médio, a Figura 7.13 mostra a área saturada das bacias que apresentaram a menor e maior proporções, respectivamente, em Príncipe da Beira e Abunã (ver Figura 5.1).

Os valores médios são 6,47% e 26,04%, respectivamente, para as sub-bacias de Príncipe da Beira e Abunã e 18,19% considerando toda a bacia. ECUYER (2003), ao

modelar algumas sub-bacias do rio Negro com o modelo TOPMODEL, encontrou proporções de área saturada com valores médios que variaram de 2,4% no rio Negro em Cucui (área de 71.061 km<sup>2</sup>) a 11,4% no rio Branco em Caracaraí (área de 19.189 km<sup>2</sup>) (ver Figura 7.1).

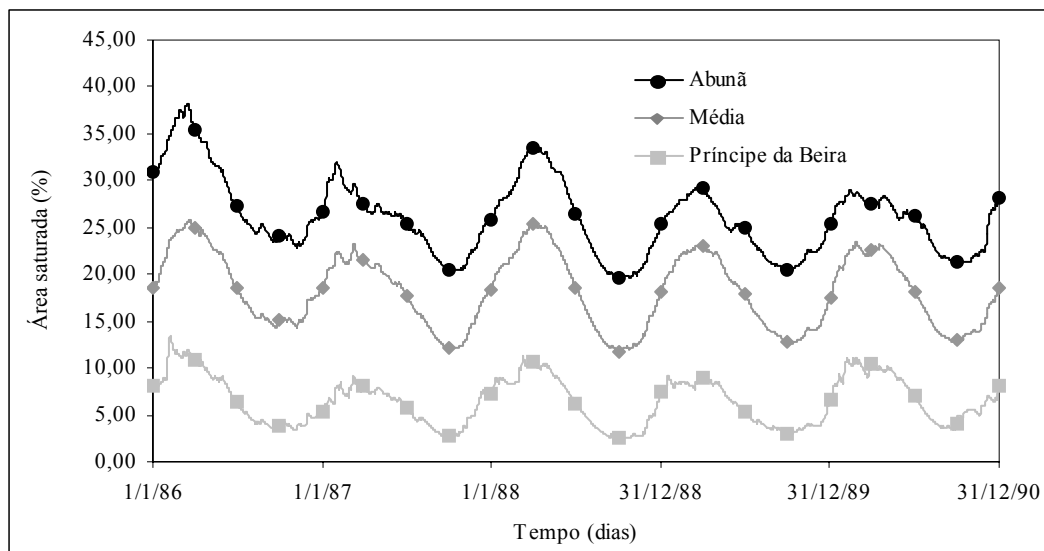


Figura 7.13 – Variação temporal da porcentagem de área com solo saturado (calculada com o MGB-IPH)

A distribuição espacial da proporção de solo saturado é apresentada na Figura 7.14. A obtenção dessa distribuição é dificultada pelo fato de que, no modelo hidrológico, os blocos de tipo de solo e cobertura vegetal são representados apenas por sua proporção, ou seja, o modelo não reconhece a distribuição espacial dos mesmos. Para superar esse problema, optou-se por representar a distribuição espacial considerando-se a média de cada célula do modelo (~ 25,0 km de lado). O resultado é mostrado na Figura 7.14, que representa a média dos períodos de cheia e estiagem entre 1986 e 1990. Percebe-se que a distribuição espacial da proporção de solo saturado na bacia guarda uma relação com a distribuição da umidade do solo (Figura 7.12).

Com o auxílio da Figura 7.14, é possível identificar os pontos da bacia que mais contribuem para a geração de escoamento superficial. Assim, podem-se confirmar as informações apresentadas na Figura 7.13, em que a sub-bacia de Príncipe da Beira, localizada quase que totalmente na Bolívia, apresenta a menor porção de área saturada tanto na estiagem quanto na cheia, enquanto que a sub-bacia de Abunã registra as maiores proporções de área saturada, principalmente, na região localizada no Peru. A porção brasileira da bacia apresenta valores medianos, com a proporção de área com solo saturado variando, na cheia, entre 20% e 30% na maior parte dessa região.

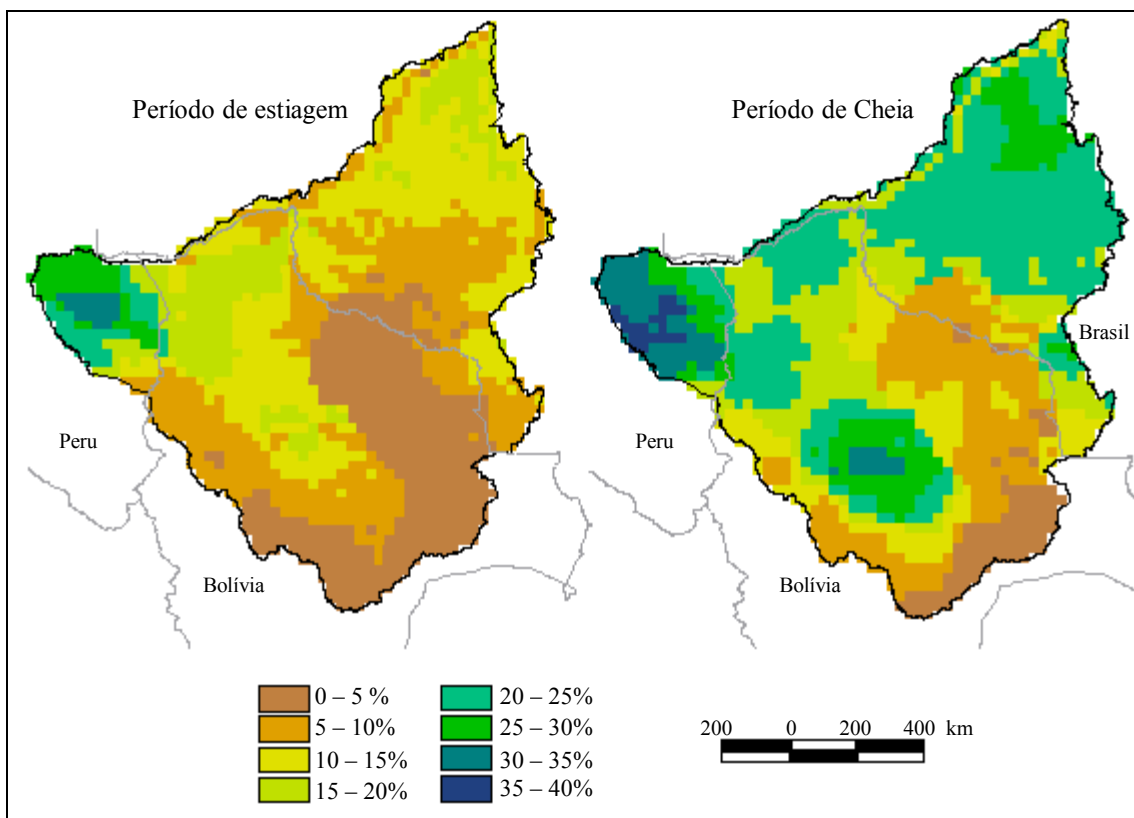


Figura 7.14 – Distribuição espacial de solo saturado na bacia do Madeira (calculada com o MGB-IPH)

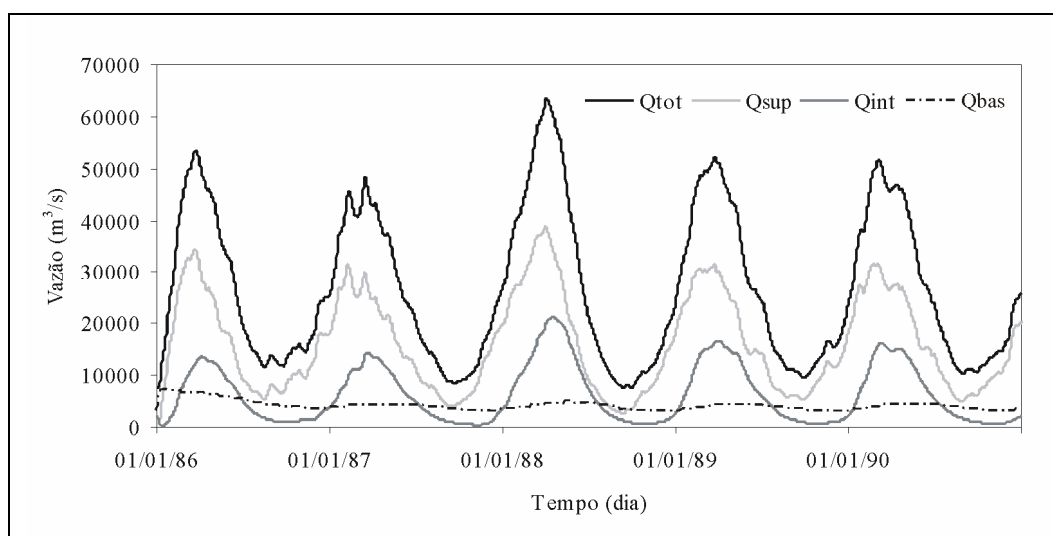


Figura 7.15 – Variação da vazão em Faz. Vista Alegre conforme sua origem (calculada com o MGB-IPH)

A identificação dos locais que mais contribuem para a geração de escoamento superficial é importante em virtude da grande proporção desse tipo de escoamento sobre a vazão total no rio Madeira. Na estação de Abunã, em média, a contribuição da vazão superficial, sub-superficial e subterrânea é, respectivamente, de 64%, 16% e 20%. Na estação de Faz. Vista Alegre, esses valores são de 61%, 24% e 15%, respectivamente,

para a vazão superficial, sub-superficial e subterrânea. A variação da vazão em Faz. Vista Alegre conforme sua origem é mostrada na Figura 7.15. Verifica-se claramente a predominância da vazão proveniente do escoamento superficial.

## 7.5. BALANÇO HÍDRICO

Com base nos resultados descritos anteriormente, pode-se afirmar que as informações hidrometeorológicas utilizadas na modelagem possuem qualidade adequada para a realização do cálculo do balanço hídrico em toda a bacia Amazônica. Os cálculos foram realizados fortemente baseados na parametrização do MGB-IPH: intervalo de tempo diário, consideração da interceptação, evaporação do volume de chuva interceptado, transpiração da vegetação, cálculo da umidade do solo considerando uma capacidade máxima de armazenamento ( $W_m$ ), divisão da bacia em sub-bacias, discretização das sub-bacias em células e divisão das células em blocos de cobertura vegetal. A expressão básica para esse cálculo é dada por:

$$W^k = W^{k-1} + (P - E - Q) \quad (7.1)$$

onde  $W^k$  e  $W^{k-1}$  são o armazenamento no solo no final e no início do intervalo de tempo (dado em mm), P a precipitação, E a evapotranspiração e Q a vazão (todas as variáveis em  $\text{mm.dia}^{-1}$ ). As variáveis P, E e Q foram determinadas para cada célula e a equação 7.1 foi aplicada em cada bloco.

O cálculo foi realizado com passo de tempo diário. O ideal seria a utilização de passo de tempo mensal. Entretanto, a determinação da interceptação não pode ser realizada com um intervalo muito longo, pois o reservatório de interceptação deve ser esvaziado pela evaporação em cada intervalo. Caso se utilize intervalo mensal, o reservatório de interceptação, que possui um valor máximo de 1,2 mm, sempre estará cheio.

Um total de 556 postos pluviométricos foram utilizados, sendo que 360 pertencentes à rede da ANA e 196 referentes à base do COLA (reanálises). A evapotranspiração calculada com o método de Penman-Monteith no MGB-IPH mostrou ser equivalente à evapotranspiração real. Esse foi um dos principais fatores que encorajaram o cálculo do balanço hídrico, haja vista que a evapotranspiração é uma das variáveis com maior dificuldade para obtenção. Na determinação da evapotranspiração no balanço hídrico, utilizou-se a equação de Penman-Monteith e as mesmas séries de dados climatológicos das simulações com o modelo. Assim como no modelo, a

resistência superficial ( $r_s$ ) foi calculada em função da umidade do solo (equações 3.9 e 3.10). Os cálculos levaram em conta, também, a interceptação da precipitação pela vegetação (mesma formulação do MGB-IPH – equações 3.1 a 3.4).

Os cálculos foram realizados com algumas das sub-rotinas do MGB-IPH em linguagem Fortran, as quais tiveram que ser adaptadas. Por esse motivo, as etapas de pré-processamento dos dados foram as mesmas do MGB-IPH. A bacia foi dividida em 15 sub-bacias cujas áreas variaram de 198.000 km<sup>2</sup> a 982.198 km<sup>2</sup>. As sub-bacias foram discretizadas em 489 células de 1° x 1°. A Figura 7.16 mostra as sub-bacias em que se dividiu a bacia Amazônica e a Tabela 7.7 apresenta a descrição das mesmas.

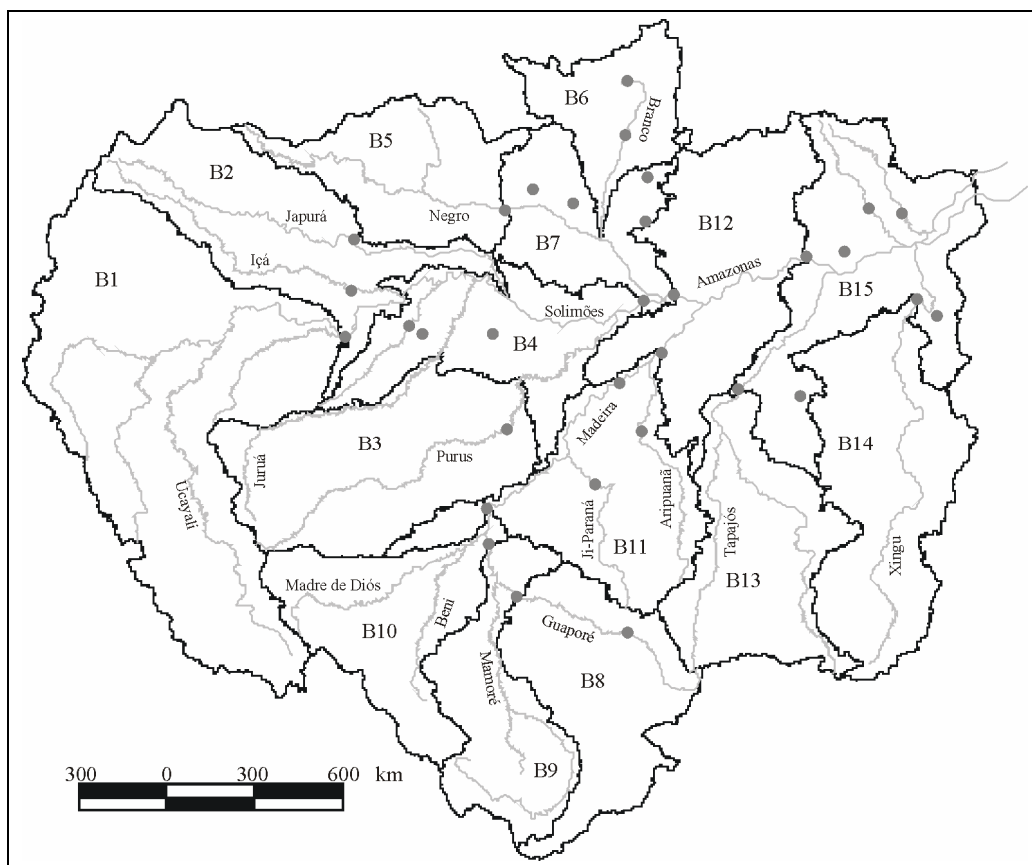


Figura 7.16 – Estações fluviométricas e sub-bacias utilizadas no cálculo do balanço hídrico

A vazão foi obtida das estações fluviométricas pertencentes à rede da ANA, totalizando 32 postos. O valor de  $Q$  (em mm.dia<sup>-1</sup>) foi determinado dividindo-se a vazão pela área da estação. O valor encontrado foi atribuído para todas as células pertencentes a sub-bacia. Dessa forma, admite-se que a geração de escoamento na bacia é homogênea. Em alguns casos, para se determinar o valor de  $Q$ , utilizaram-se mais de uma estação como, por exemplo, na sub-bacia B2. Nessa sub-bacia,  $Q$  foi calculado por

meio da média ponderada dos valores da vazão das estações dos rios Içá e Japurá. As estações fluviométricas utilizadas para o cálculo da vazão nas células são mostradas na Figura 7.16. Vale ressaltar que, no valor de Q, dever-se-ia considerar a propagação do escoamento gerado pela chuva dentro de cada sub-bacia. Uma vez que não se considerou a propagação do escoamento, o valor de W é uma aproximação. Para diminuir o efeito da propagação, o ideal seria a utilização de sub-bacias com a área menor possível.

Tabela 7.7 – Descrição das sub-bacias utilizadas no cálculo do balanço hídrico

Sub-bacia	Rios principais	n.º de estações utilizadas	Área (km <sup>2</sup> )
B1	Solimões	1	982.198
B2	Içá e Japurá	2	433.514
B3	Purus e Juruá	1	478.251
B4	Solimões	3	321.176
B5	Negro	1	284.935
B6	Branco	2	198.011
B7	Negro	4	235.373
B8	Guaporé	2	346.366
B9	Mamoré	2	274.146
B10	Beni	2	313.544
B11	Madeira	2	391.183
B12	Amazonas	4	445.379
B13	Tapajós	1	365.174
B14	Xingu	1	452.444
B15	Amazonas	5	469.870

Na divisão das células em blocos, utilizaram-se informações apenas de cobertura vegetal, pois são necessárias para o cálculo da evapotranspiração. Assim como nas simulações com o MGB-IPH, utilizou-se o mapa de cobertura vegetal do USGS. Os valores dos parâmetros referentes ao cálculo da evapotranspiração (IAF, resistência superficial e altura da vegetação) foram os mesmos utilizados nas simulações com o MGB-IPH. As proporções de cada bloco são mostradas na Tabela 7.8. As informações de tipo de solo não foram utilizadas porque não houve calibração dos parâmetros relacionados a essa variável. A capacidade de armazenamento máxima do solo ( $W_m$ ) foi determinada tomando-se por base os valores calibrados pelo modelo nas sub-bacias do rio Madeira inseridas em território brasileiro (Tabela 7.8).

O balanço hídrico, ou seja, a aplicação da equação 7.1, deu-se em cada bloco de cobertura vegetal. Em seguida, os valores obtidos em cada bloco foram integrados para cada célula e, posteriormente, para cada sub-bacia. Dessa forma, têm-se a variação

temporal da interceptação, evapotranspiração e umidade do solo a cada 1° terrestre no interior da bacia (correspondente a cada célula). As Figuras 7.17 a 7.19 apresentam a variação mensal na bacia Amazônica para essas três variáveis calculadas no balanço hídrico e com o modelo SSiB (DIRMEYER e TAN, 2001).

**Tabela 7.8 – Proporção dos blocos e valor de  $W_m$**

Bloco	Proporção (%)	$W_m$ (mm)
Floresta	78,6	1700
Pastagem	2,8	550
Vegetação degradada	2,7	1200
Cerrado	5,2	1800
Cerradão	7,1	1400
Água	3,7	0

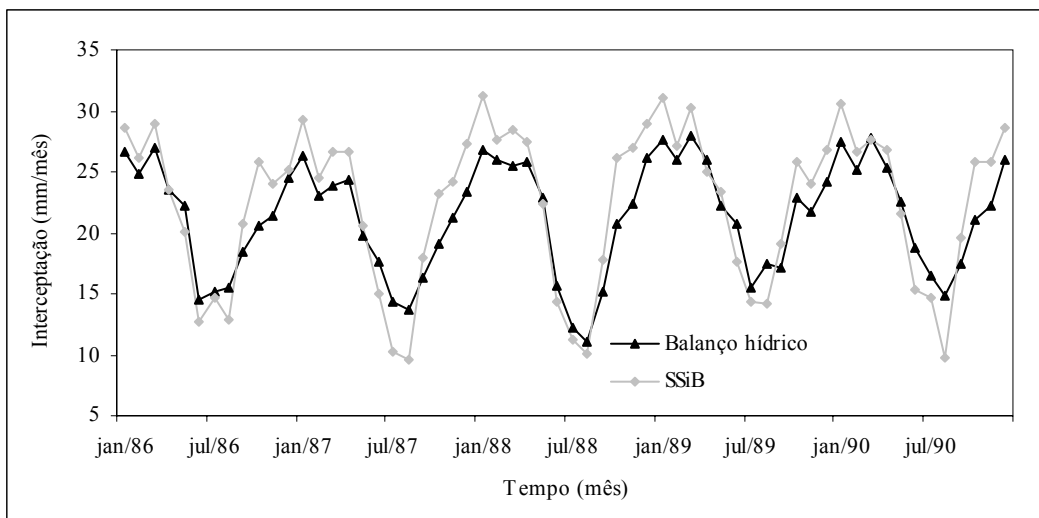


Figura 7.17 - Variação da interceptação mensal na bacia Amazônica

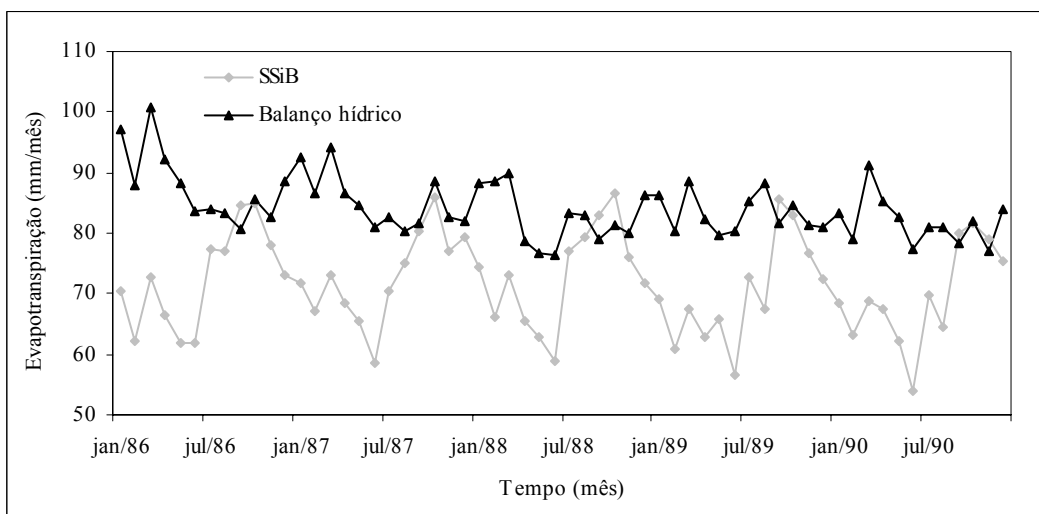


Figura 7.18 - Variação da evapotranspiração mensal na bacia Amazônica

Essas mesmas variáveis referentes apenas à bacia do rio Madeira são mostradas nas Figuras 7.20 a 7.22. Nesse caso, os valores calculados com o modelo hidrológico também são apresentados. Complementarmente, apresentam-se nas Figuras 7.23 a 7.25 a variação das variáveis apenas na parte brasileira da bacia do rio Madeira.

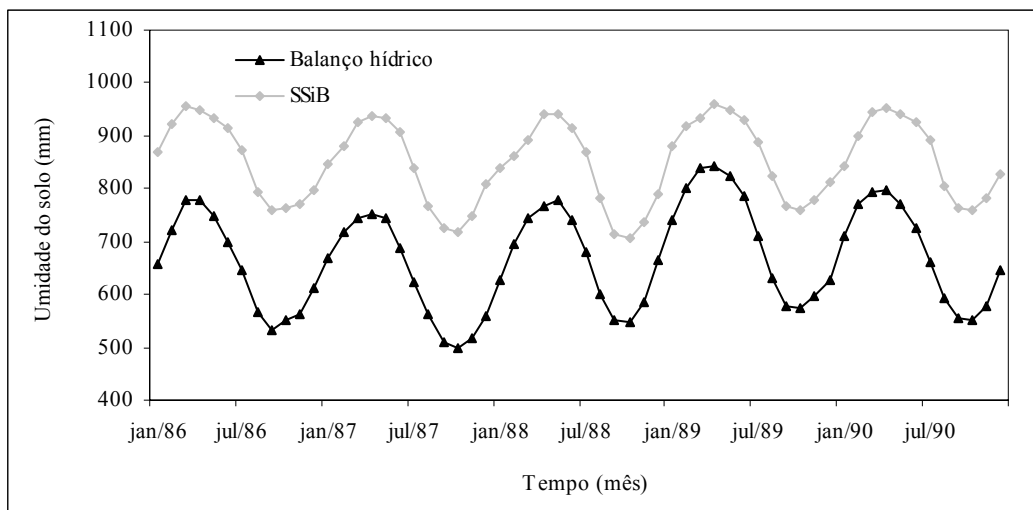


Figura 7.19 - Variação da umidade mensal do solo na bacia Amazônica

Verifica-se que a variável interceptação possui valores semelhantes para qualquer fonte de dados (balanço hídrico, MGB-IPH ou SSiB) e em todas as regiões (bacia Amazônica, bacia do Madeira e sua porção brasileira). A evapotranspiração e a umidade do solo, por outro lado, apresentaram discrepância entre as diferentes fontes. Considerando-se toda a bacia do Madeira, a evapotranspiração calculada com o modelo é superior à resultante do balanço hídrico que, por sua vez, é superior à do SSiB como pode ser visto na Figura 7.21 e Tabela 7.9. Para a porção brasileira da bacia, a evapotranspiração calculada com o modelo aproxima-se da resultante do balanço hídrico (Figura 7.24).

Tabela 7.9 – Valores médios anuais (BH: balanço hídrico, MGB: MGB-IPH)

Bacia	Interceptação (mm)			Evapotranspiração (mm)			Umidade do solo (mm)		
	BH	MGB	SSiB	BH	MGB	SSiB	BH	MGB	SSiB
Bacia Amazônica	256	-	268	1010	-	858	669	-	851
Bacia do Madeira	226	232	239	1076	1265	929	667	1162	734
Porção brasileira	220	230	281	1190	1276	902	861	1052	1056

O comportamento da umidade do solo é semelhante à da evapotranspiração. Os valores calculados com o modelo são sensivelmente superiores aos demais quando se considera toda a bacia do rio Madeira (Figura 7.22). Na porção brasileira da bacia, o

MGB-IPH e o SSiB apresentam valores muito próximos como pode ser visto na Figura 7.25 e na Tabela 7.9.

Uma forma de se avaliar a confiabilidade dos resultados obtidos é por meio da verificação da conservação de massa: P deve ser igual a E+Q+ΔW, onde ΔW é a variação de W no período. O erro de volume (EV) é calculado com a expressão:

$$EV = \frac{P - (E + Q + \Delta W)}{P} \cdot 100 \quad (7.2)$$

Das 15 sub-bacias, 3 apresentaram erro superior a 10% (B1=-23,2%, B7=16,0% e B15=11,8%) (ver sub-bacias na Figura 7.16). Nas demais, o erro variou de -7,6% a 8,5%. Considerando toda a bacia, o erro foi de 0,7%. Valores negativos indicam subestimação da precipitação ou superestimação da vazão ou evapotranspiração (caso das sub-bacias B1 e B2). As demais sub-bacias apresentaram erros de volume positivos, o que indica superestimação da precipitação ou subestimação da vazão ou evapotranspiração. No cálculo do balanço hídrico na Amazônia, esse tipo de erro é normal em virtude da incerteza associada aos dados hidrometeorológicos. MARENGO (2005) realizou cálculo do balanço de toda a bacia Amazônica, em que se utilizaram dados de precipitação de várias fontes de dados (GHCN (*Global Historical Climatology Network*), CMAP, GPCP, NCEP, LEGATES e WILLMOTT (1990), CRU e estações pluviométricas), vazão proveniente de estações fluviométricas e evapotranspiração das reanálises do NCEP/NCAR. O erro variou de 16,3% (com precipitação do GHCN) a -38,5% (com precipitação do GPCP). Zeng (1999) obteve erro de -35% em balanço realizado com reanálises da NASA/GEOS-1.

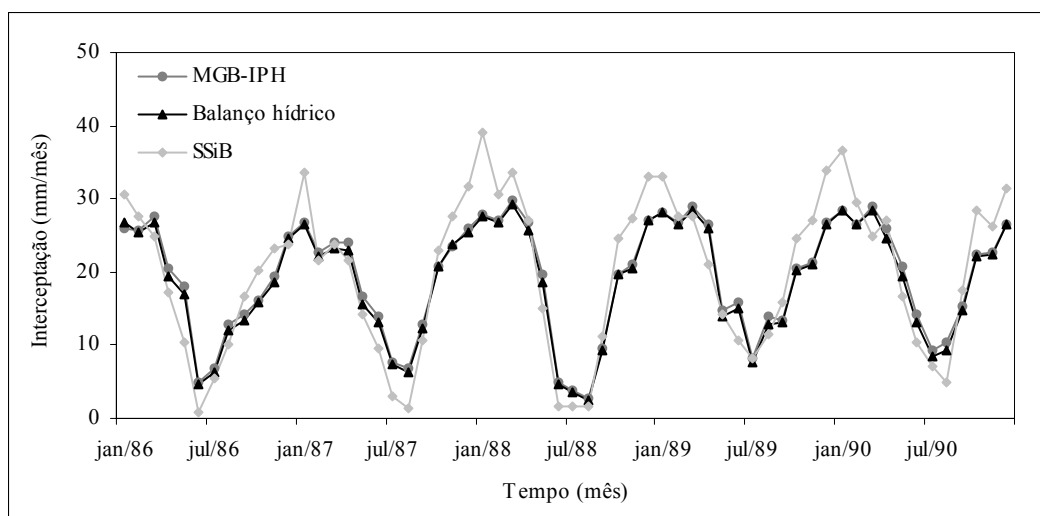


Figura 7.20 - Variação da interceptação mensal na bacia do rio Madeira

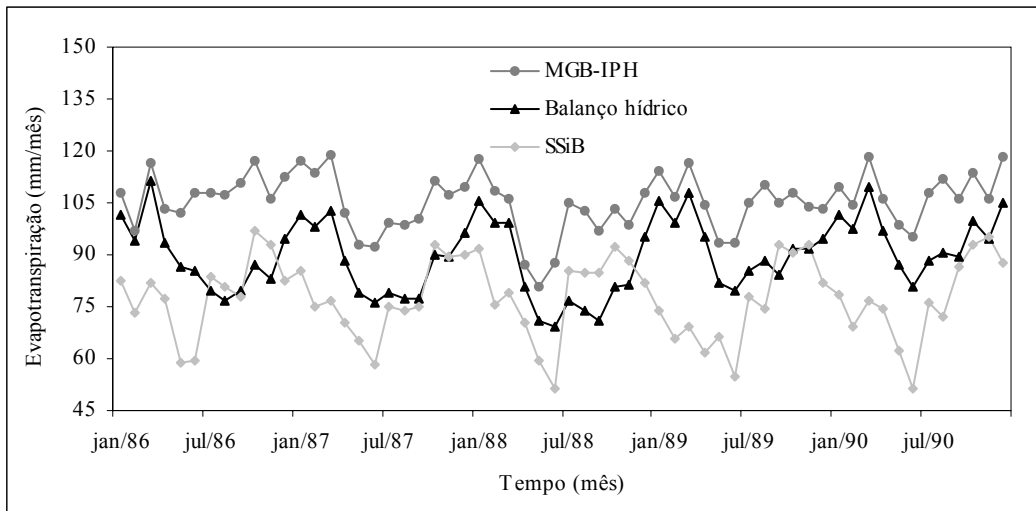


Figura 7.21 - Variação da evapotranspiração mensal na bacia do rio Madeira

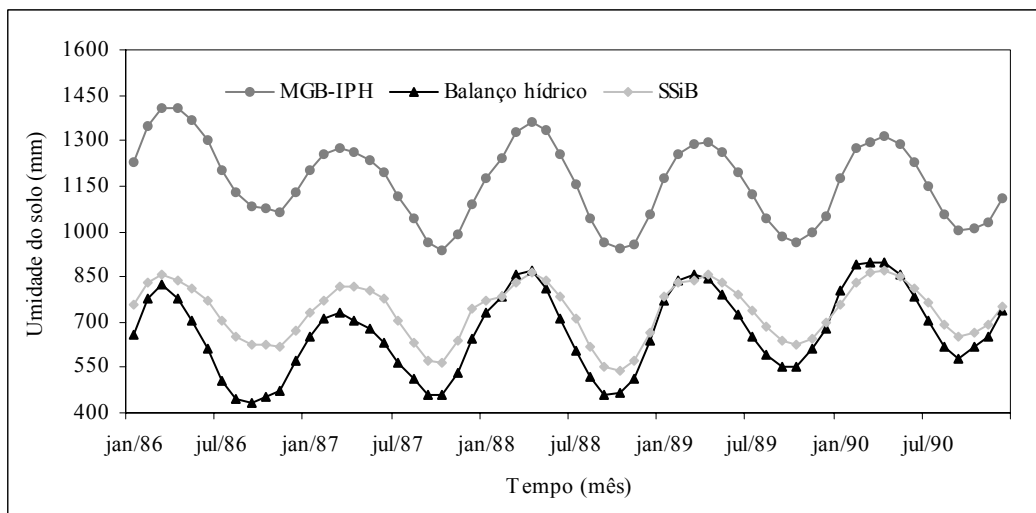


Figura 7.22 - Variação da umidade do solo mensal na bacia do rio Madeira

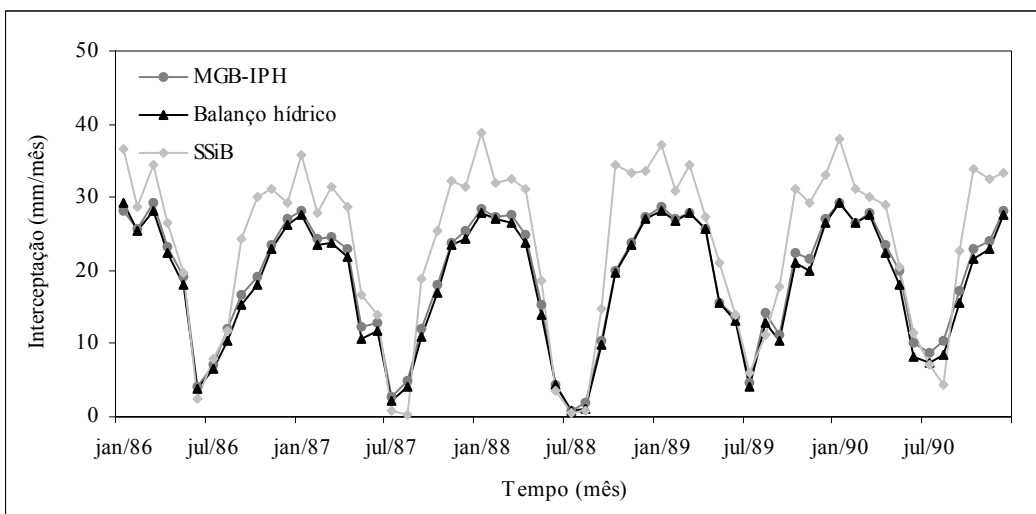


Figura 7.23 - Variação da interceptação mensal na porção brasileira da bacia do Madeira

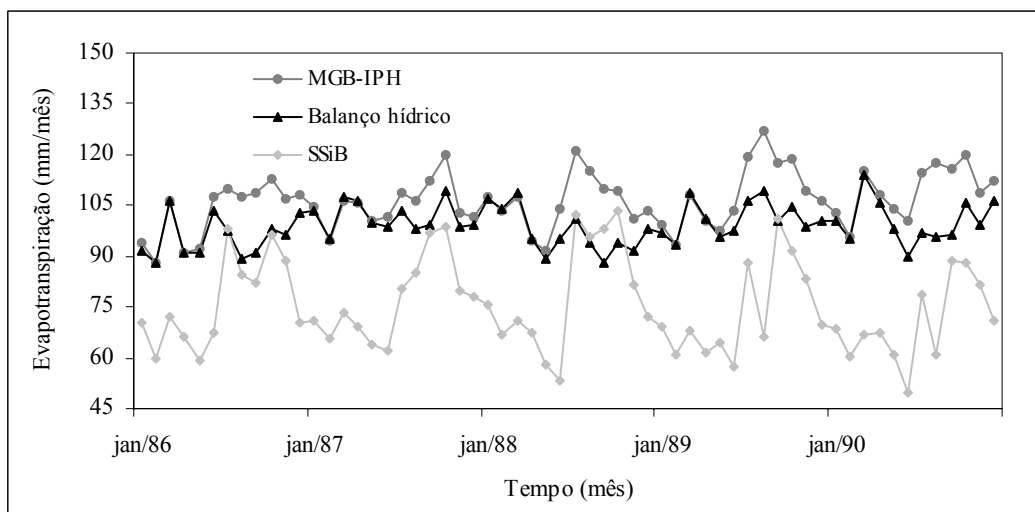


Figura 7.24 - Variação da evapotransp. mensal na porção brasileira da bacia do Madeira

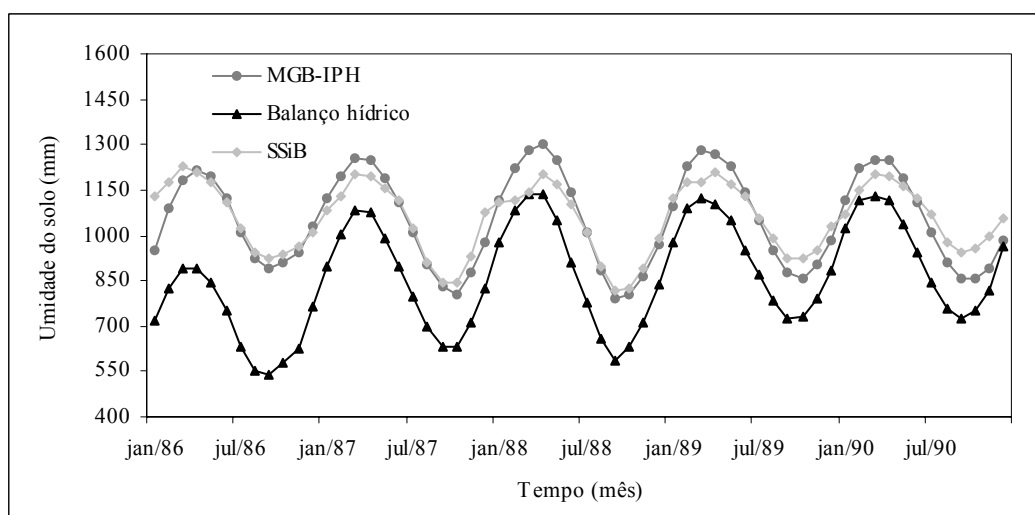


Figura 7.25 - Variação da umidade do solo mensal na porção brasileira da bacia do Madeira

Os resultados obtidos com o balanço hídrico em toda a bacia Amazônica são comparados com outros trabalhos na Tabela 7.10. A vazão é a variável que apresentou maior similaridade entre as diversas referências. A precipitação calculada com os três últimos trabalhos da Tabela 7.10 apresenta valores semelhantes, enquanto as duas primeiras fornecem valores de maior magnitude.

As maiores discrepâncias ficam por conta da evapotranspiração. A evapotranspiração foi calculada de diferentes formas: método aerológico (MARQUES *et al.*, 1980); método de Penman, climatômico e Thornthwaite (LEOPOLDO *et al.*, 1987); reanálises da NASA/GEOS-1 (ZENG, 1999); e reanálises do NCEP/NCAR (COSTA e FOLEY, 1999 e MARENGO, 2005). Enquanto MARQUES *et al.* (1980) e LEOPOLDO *et al.* (1987) apresentaram uma razão E/P de 54% e 56%, ZENG (1999) e

MARENGO (2005) encontraram valores de 82% e 74%. O valor obtido neste trabalho foi de 47,7%, inferior a todos os outros, mas, assim como LEOPOLDO *et al.* (1987) e MARQUES *et al.* (1980), próximo do valor de 50% esperado para a Amazônia (MARENGO (2003) e SHUTTLEWORTH (1988)).

Tabela 7.10 – Balanço hídrico na bacia Amazônica

Referência	Período	P (mm)	E (mm)	E/P (%)	Vazão (mm)
MARQUES <i>et al.</i> (1980)/Método aerológico	1972-1975	2328	1260	54,2	1068
LEOPOLDO <i>et al.</i> (1987)/Método de Penman, climatômico e Thornthwaite	-	2219	1240	55,9	979
ZENG (1999)/Reanálises da NASA/GEOS-1	1986-1993	2044	1679	82,1	1095
COSTA e FOLEY (1999)/Reanálises NCEP/NCAR	1976-1996	2322	1384	59,6	-
MARENGO (2005)/Reanálises NCEP/NCAR	1970-1999	2117	1570	74,2	1059
<b>Este trabalho</b>	<b>1986-1990</b>	<b>2121</b>	<b>1009</b>	<b>47,6</b>	<b>1086</b>

A distribuição espacial dos valores médios anuais da umidade do solo e da evapotranspiração em toda a bacia Amazônica é apresentada nas Figuras 7.26 e 7.27. Essas Figuras foram construídas a partir dos resultados do balanço hídrico. Uma vantagem do cálculo do balanço hídrico a partir da parametrização do MGB-IPH é a possibilidade de determinar a variabilidade espacial dos processos hidrológicos. Isso se deve ao fato de que o balanço é realizado em cada célula em que a bacia foi discretizada. Com uma grade de 1° x 1° é possível interpolar os valores das variáveis e determinar a variabilidade espacial como mostrado nas Figuras 7.26 e 7.27.

Na Figura 7.28, pode-se visualizar a variação média mensal da umidade do solo na parte brasileira da bacia do Madeira calculada com o MGB-IPH e a umidade média em toda a bacia Amazônica calculada no balanço hídrico. A Figura 7.28 procura dar uma idéia da variação da umidade do solo na bacia. ZENG (1999), a partir de informações de reanálises do NASA/GEOS-1, apresenta uma variação da umidade do solo de 100 mm a 300 mm. A variação da Figura 7.28 é de 558 mm a 800 mm para toda a bacia. A partir de uma coleção de resultados de pesquisas diferentes, pode-se caminhar na direção de valores cada vez mais realistas.

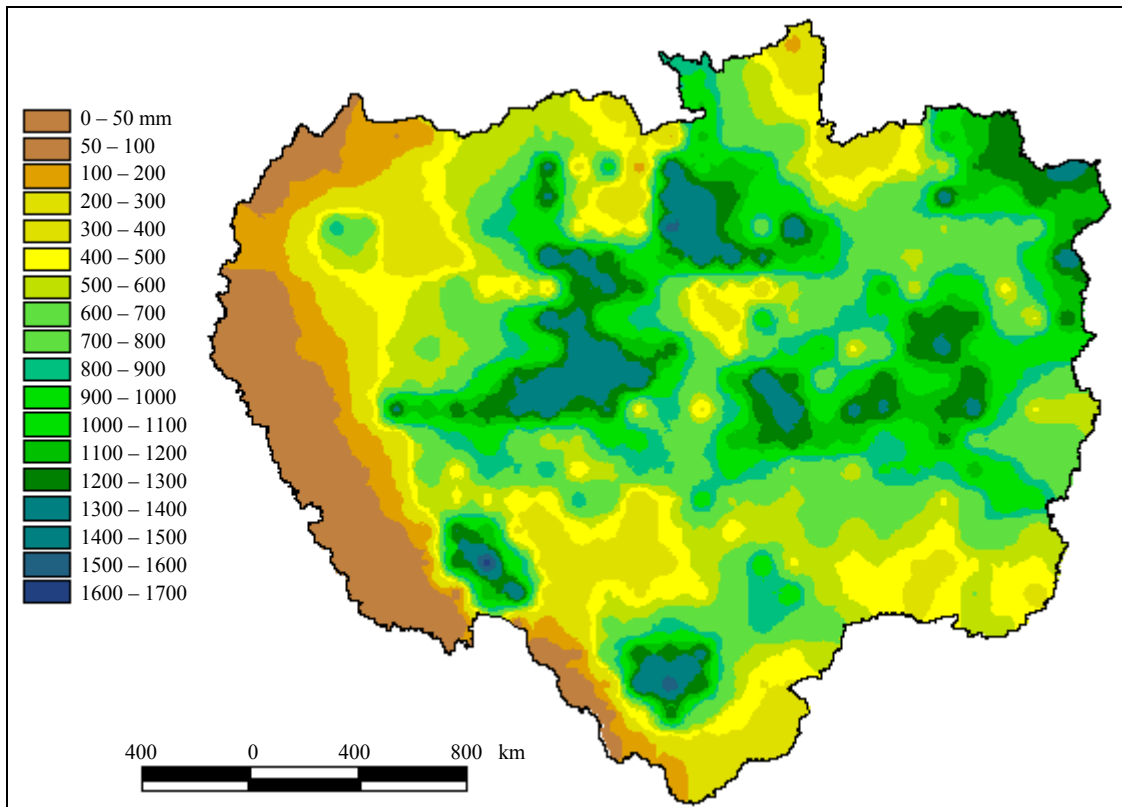


Figura 7.26 – Distribuição espacial da umidade do solo na bacia Amazônica (calculada com o balanço hídrico)

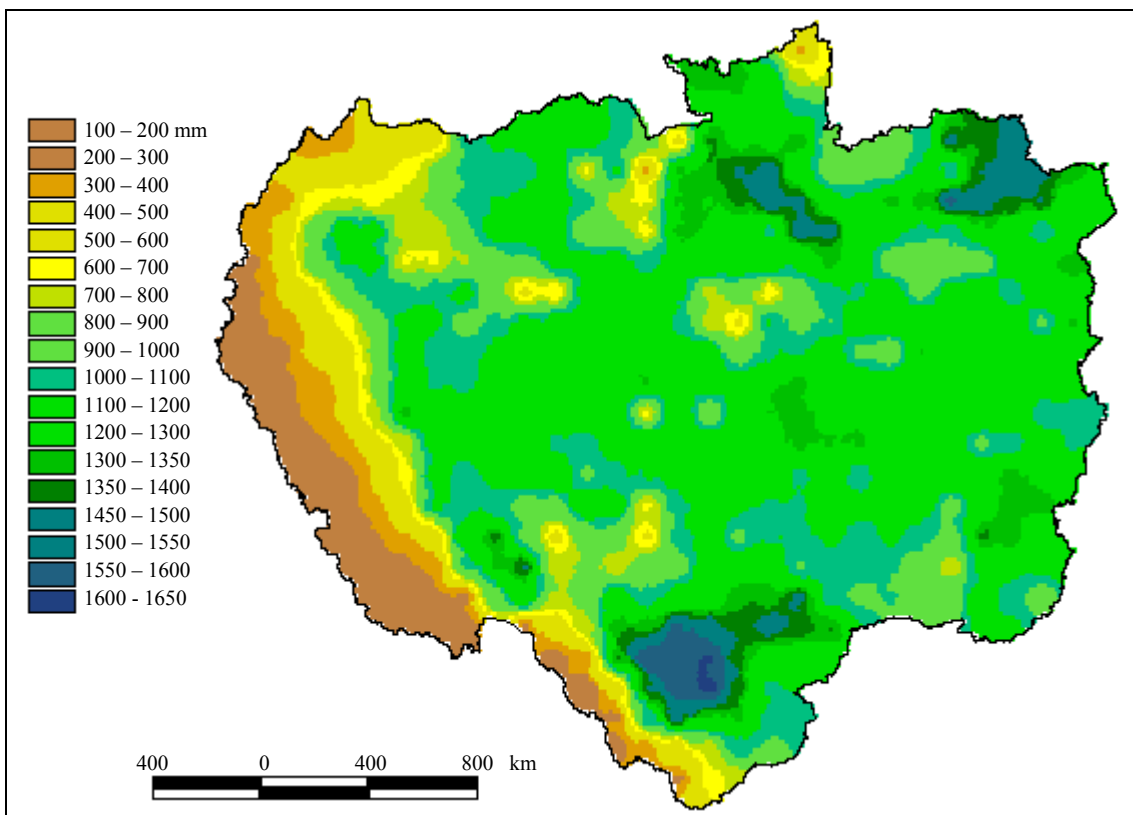


Figura 7.27 – Distribuição espacial da evapotranspiração na bacia Amazônica (calculada com o balanço hídrico)

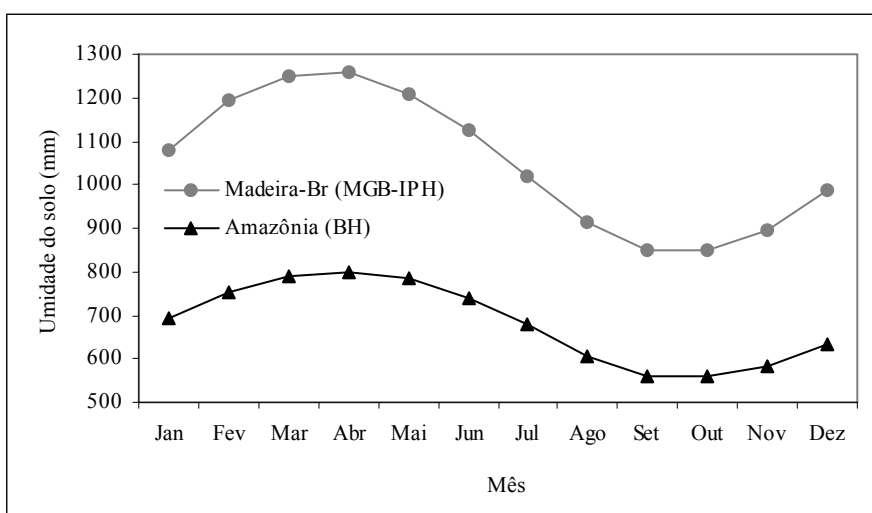


Figura 7.28 – Variação média mensal da umidade do solo (BH: balanço hídrico, Madeira – Br: parte brasileira da bacia do Madeira)

## 7.7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Dentre os processos avaliados, a interceptação calculada com o MGB-IPH apresentou os resultados mais consistentes. Tanto os experimentos realizados na Amazônia quanto as simulações do COLA com o SSiB (DIRMEYER e TAN, 2001) apresentaram valores muito próximos do resultado do MGB-IPH.

Os valores totais anuais de evapotranspiração calculados com o modelo para a bacia do Madeira (1279 mm) ficaram próximos dos valores calculados para toda a bacia Amazônica por MARQUES *et al.* (1980) (1260 mm) e LEOPOLDO *et al.* (1987) (1240 mm). Os valores do SSiB, por outro lado, ficaram bem abaixo (929 mm). A avaliação da sazonalidade de E mostrou que os valores máximos ocorrem na cheia (3,8 mm.dia<sup>-1</sup>) e o mínimo três meses antes da seca (3,0 mm.dia<sup>-1</sup>). Verificou-se que o processo de evapotranspiração sofre influência secundária da umidade do solo ou, em outras palavras, da resistência superficial exercida pela vegetação. A pequena sazonalidade observada é mais influenciada pela maior incidência de radiação líquida no período chuvoso e pela evaporação da água interceptada, que é maior durante as chuvas. Deve-se destacar que a maior radiação na cheia está de acordo com o obtido para toda a Amazônia por WERTH e AVISSAR (2004) com dados do ISLSCP, MCG GISS, MCG GEOS e NCEP e o obtido por ZENG (1999) com reanálises da NASA/GEOS-1.

A umidade do solo apresentou grande variação do seu valor médio nas diversas áreas de estudo na Amazônia (variação de 734 mm a 2005 mm). Com o MGB-IPH, obteve-se um valor médio de 1156 mm. A amplitude máxima da umidade do solo em

experimentos realizados na Amazônia variou de 153 mm a 724 mm, sendo que no modelo hidrológico o valor foi de 349 mm. Em virtude da grande variabilidade dos resultados encontrados em outras pesquisas, é difícil afirmar se os valores obtidos neste trabalho estão próximo da realidade. Entretanto, pode-se considerar que os valores são adequados para a Amazônia.

Com a intenção de se ter mais uma informação para ser utilizada para comparação com os resultados do modelo hidrológico, realizou-se o balanço hídrico em toda a bacia Amazônica com as mesmas informações hidrometeorológicas utilizadas na modelagem. A comparação foi realizada em três níveis de escala espacial: bacia Amazônica, bacia do Madeira e porção brasileira da bacia do Madeira.

A interceptação, em todos os níveis, apresentou valores muito próximos entre as diferentes fontes avaliadas: MGB-IPH, balanço hídrico e SSiB. Quanto à evapotranspiração, os valores do SSiB em todos os níveis mostraram-se sensivelmente inferior às demais. Na parte brasileira da bacia do Madeira, a evapotranspiração calculada com o MGB-IPH e o balanço hídrico apresentou a maior semelhança.

Quanto à umidade do solo, os valores do balanço hídrico e do SSiB mostraram-se muito próximos na bacia do Madeira, enquanto que o MGB-IPH apresentou valores sensivelmente superiores. Tomando-se apenas a parte brasileira da bacia, o MGB-IPH e o SSiB apresentaram comportamento muito semelhante, enquanto o balanço hídrico apresentou valores inferiores (Figura 7.25). O fato do MGB-IPH apresentar valores muito superiores aos demais quando se considera toda a bacia do Madeira é um indício de que houve uma superestimação da capacidade de armazenamento do solo. A razão para isso pode estar relacionada às informações de tipo de solo dessa área utilizadas na modelagem. A qualidade do mapa de solo derivado dos levantamentos realizados pelo projeto RADAM Brasil é superior à qualidade do mapa de solos da FAO/UNESCO, que foi utilizado nas porções boliviana e peruana da bacia do Madeira.

As análises e comparações realizadas entre os resultados do MGB-IPH e os diversos experimentos e simulações com modelos permitem que se tenha uma noção da capacidade do modelo representar os principais processos hidrológicos na bacia Amazônica, bem como avaliar a qualidade dos dados utilizados nas simulações. Essa análise pode ser considerada uma verificação complementar do modelo (além da verificação apresentada no Capítulo 6). Esse processo de calibração-verificação-análise dos resultados do modelo pode ser implementado na forma de retroalimentação. Por exemplo, a partir dos resultados obtidos com o MGB-IPH, pode-se avaliar quais os

processos hidrológicos que apresentaram resultado pouco semelhante a outros estudos na Amazônia. Pode-se tentar melhorar a estimativa ou levantamento dos dados de entrada relacionados a esses processos. Em seguida, uma nova calibração do MGB-IPH deve ser implementada e os resultados comparados novamente.

## 8. MUDANÇA DO USO DO SOLO E REGIONALIZAÇÃO DE VAZÃO

Após a calibração e verificação, além da análise dos processos hidrológicos, realizaram-se, também, duas atividades envolvendo o uso do modelo hidrológico: a) quantificação dos impactos sobre o escoamento na bacia resultantes de modificações no uso do solo e b) obtenção de informações de vazão na bacia por meio de regionalização.

### 8.1. MUDANÇA DO USO DO SOLO

As conseqüências da mudança da cobertura vegetal em bacias hidrográficas são alvo de pesquisas há muitos anos. Os potenciais efeitos do desmatamento podem ocorrer sobre as variáveis climáticas, tais como precipitação, evapotranspiração e fluxos de calor ou sobre o escoamento na bacia.

Os principais fatores intervenientes nesse processo são a abstração de água do solo dos diferentes tipos de cobertura, climatologia sazonal (distribuição das chuvas ao longo do ano), profundidade e declividade do solo, método de desmatamento (maior ou menor grau de compactação), localização do desmatamento no interior da bacia (quanto mais próximo da foz, maior o efeito), cobertura que substitui a floresta e condição fisiológica da vegetação (que interfere nas taxas de evapotranspiração) (TUCCI, 1998 e ANDRÉASSIAN, 2004).

Até os anos de 1960, a cobertura florestal na Amazônia permaneceu praticamente intacta. A partir da década de 1970 com a construção de estradas vinculadas ao início da colonização da região, teve início o processo de desmatamento (LEOPOLDO *et al.*, 1987). De acordo com informações de satélite, 90% do desmatamento verificado até o ano de 1988 ocorreram após 1970 (CARDILLE e FOLEY, 2003). FEARNSIDE (1993) mensurou a evolução do desmatamento na Amazônia com auxílio de imagens do satélite LANDSAT dos anos de 1978, 1988, 1990 e 1991. Até 1991, 426.000 km<sup>2</sup> de floresta havia sido perdido, sendo que, entre 1978 e 1988, a taxa de desmatamento foi de 22.000 km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup>. De acordo com as estimativas realizadas pelo INPE, em média, o desmatamento nos Estados brasileiros que compõem a bacia Amazônica é de 16.500 km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup> no período de 1977 a 2003. A Tabela 8.1 mostra o desmatamento nos Estados e a Figura 8.1 permite visualizar a variação anual do desmatamento total nesses Estados.

Tabela 8.1 – Desmatamento nos Estados brasileiros que compõem a bacia Amazônica (km<sup>2</sup>.ano<sup>-1</sup>) – Fonte: INPE

Estados	Acre	Amapá	Amazonas	Mato Grosso	Para	Rondônia	Roraima	Total
77/88	620	60	1510	5140	6990	2340	290	16950
88/89	540	130	1180	5960	5750	1430	630	15620
89/90	550	250	520	4020	4890	1670	150	12050
90/91	380	410	980	2840	3780	1110	420	9920
91/92	400	36	799	4674	3787	2265	281	12242
92/94	482	-	370	6220	4284	2595	240	14191
94/95	1208	9	2114	10391	7845	4730	220	26517
95/96	433	-	1023	6543	6135	2432	214	16780
96/97	358	18	589	5271	4139	1986	184	12545
97/98	536	30	670	6466	5829	2041	223	15795
98/99	441	-	720	6963	5111	2358	220	15813
99/00	547	-	612	6369	6671	2465	253	16917
00/01	419	7	634	7703	5237	2673	345	17018
01/02	727	-	1016	7578	8697	3605	54	21677
02/03	549	4	797	10416	7293	3463	326	22848

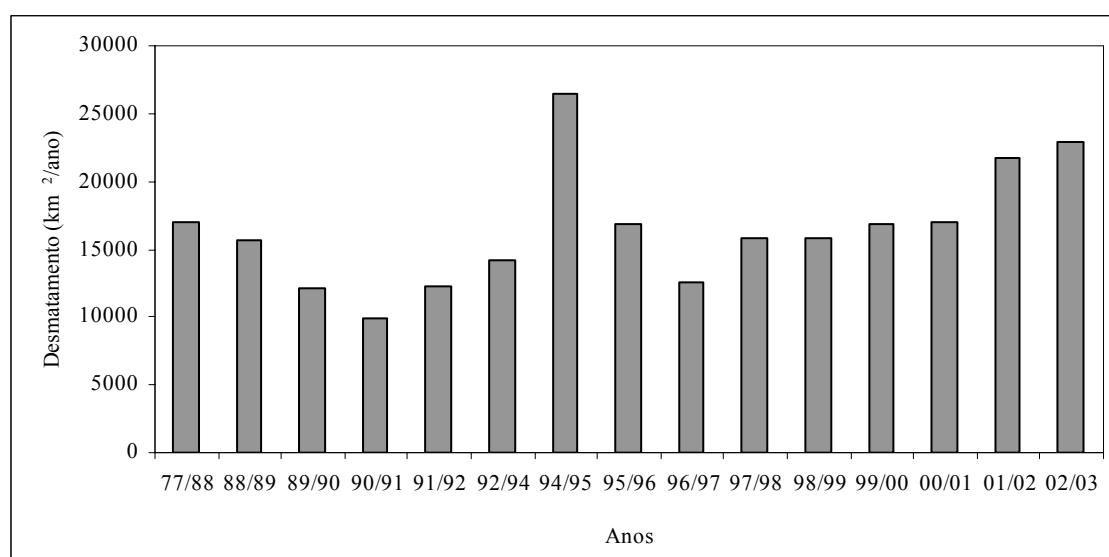


Figura 8.1 – Variação anual do desmatamento na bacia Amazônica (Fonte: INPE)

A parte brasileira corresponde a 60% de toda a floresta Amazônica e, até 2002, cerca de 13% havia sido desmatado. Do total de área desmatada, 60% foi substituída por pasto, 30% é composto de cultivos abandonados e 10% corresponde ao uso para agricultura, estradas e urbanização (MARENGO, 2003). Constata-se ao longo dos anos que a pecuária é o principal fator de desmatamento na Amazônia. A Figura 8.2 mostra uma região na bacia do rio Ji-Paraná em Rondônia, que sofreu mudança de cobertura de floresta para pastagem.

A bacia do rio Ji-Paraná sofreu maior desmatamento devido ao avanço da fronteira agropecuária no Estado de Rondônia conforme pode ser visto na Figura 8.2. KRUSCHE *et al.* (2005) indicam as seguintes razões para esse avanço: entre 1970 e 1990 houve um impulso na ocupação de Rondônia com colonos vindos da região Centro-Oeste; a pecuária bovina extensiva tornou-se a principal atividade econômica do Estado de Rondônia; o solo da maior parte do Estado de Rondônia é velho e intemperizado, com exceção da bacia do rio Ji-Paraná onde 60% do solo é do tipo eutrófico, que é adequado para atividades agrícolas. O padrão da ocupação foi do tipo “espinha de peixe” associada com a abertura de estradas (Figura 8.2).

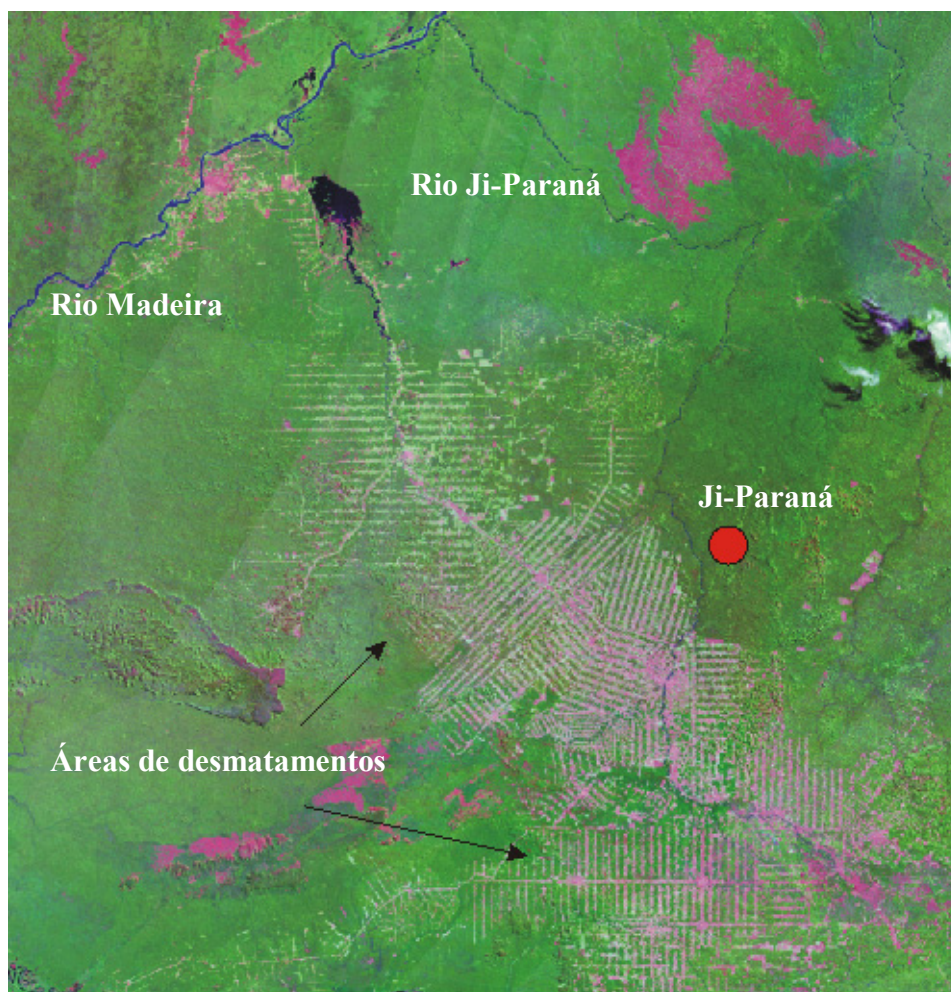


Figura 8.2 – Região desmatada na bacia do rio Ji-Paraná (imagem Landsat)

### 8.1.1. Técnicas de avaliação

A mensuração dos impactos pode ser realizada por meio de estudos em bacias experimentais ou utilizando-se modelos matemáticos. Usualmente, utilizam-se duas bacias para a avaliação das mudanças. Tais bacias devem ser similares em termos de

área, morfologia, geologia, climatologia e uso do solo (ANDRÉASSIAN, 2004). Primeiramente, devem-se monitorar as bacias por um período de tempo suficiente para avaliação das diferenças e estabelecimento de uma relação entre o comportamento hidrológico de ambas. Após o período inicial de calibração, uma das bacias experimentais tem sua cobertura vegetal modificada. A relação construída entre as duas bacias antes da modificação da cobertura será utilizada para avaliar o efeito sobre o escoamento. ANDRÉASSIAN (2004), TUCCI (1998) e BOSCH e HEWLETT (1982) citam uma série de trabalhos que utilizaram bacias experimentais, a grande maioria com pequena extensão (0,01 a 25 km<sup>2</sup>). A partir de tais experimentos foi possível chegar a importantes conclusões, mas os autores destacam que continua uma incógnita a magnitude desses efeitos sobre o escoamento em grandes bacias, pois não há garantia de que se possam extrapolar os resultados obtidos nas pequenas bacias.

Diante do exposto, percebe-se que a modelagem matemática pode auxiliar na tarefa de avaliar os efeitos do desmatamento sobre grandes bacias. O uso de MCG's permite prever as modificações na precipitação, evapotranspiração e, por diferença dessas duas variáveis, o escoamento gerado (*runoff*). Entretanto, esses modelos não são capazes de fornecer informações mais detalhadas a respeito do escoamento, como por exemplo, vazão mínima, média e forma do hidrograma, porque não contemplam a propagação do escoamento. MANZI e PLANTON (1996) utilizaram o modelo ISBA em conjunto com o MCG EMERAUDE, também desenvolvido pelo Météo-France, para avaliar a substituição da vegetação original por pastagem degradada. O resultado da modelagem mostrou uma redução da evapotranspiração, redução da precipitação em algumas partes da bacia, mas crescimento no Norte, Sudoeste e Sudeste da Amazônia e aumento do escoamento.

NOBRE *et al.* (1991) utilizaram o MCG COLA juntamente com o SVAT SiB para avaliar as mudanças regionais do clima decorrentes da substituição da floresta por pastagem. As simulações indicaram aumento da temperatura (1-3 °C), diminuição da precipitação (20-30%), diminuição da evapotranspiração (20-40%) e diminuição da vazão (18%). O comportamento da vazão após o desmatamento está em desacordo com os trabalhos citados anteriormente porque a redução da precipitação foi superior à redução da evapotranspiração decorrente de uma mudança regional do clima. Entretanto, não há uma unanimidade com respeito ao comportamento da vazão, haja vista os resultados obtidos por DICKINSON e HENDERSON-SELLERS (1988), que,

utilizando também um MCG, encontraram um aumento de 6% na vazão da bacia, assim como MANZI e PLANTON (1996).

As conseqüências do desmatamento também podem ser avaliadas por meio do uso de modelo hidrológico como feito por COLLISCHONN (2001), em que se utilizou o modelo MGB-IPH na bacia do rio Taquari-Antas, que possui 27.000 km<sup>2</sup>. O autor afirma que o sucesso de uma avaliação desse tipo depende diretamente da estimativa dos valores dos parâmetros relacionados à mudança da cobertura vegetal. MATHEUSSEN *et al.* (2000) utilizaram o modelo VIC com o mesmo objetivo na bacia do rio Columbia (EUA e Canadá). Realizaram-se simulações com cobertura vegetal referente a 1900 e 1990 e consideraram-se nove sub-bacias na discretização. Nas quatro sub-bacias que apresentaram maiores modificações, a simulação com a vegetação referente a 1990 apresentou um aumento da vazão entre 4,2% e 10,7% e uma diminuição da evapotranspiração entre 3,1% e 12,1% quando comparada com a simulação utilizando a vegetação de 1900.

### **8.1.2. Modificações na vazão**

A *grosso modo* a vazão máxima, média e mínima tendem a se elevar com a retirada da floresta, pois diminui a infiltração de água. Além disso, há uma diminuição nas taxas de evapotranspiração em virtude da diminuição do armazenamento no solo. A vazão máxima é afetada devido à manutenção do nível alto do lençol subterrâneo (MATHEUSSEN *et al.*, 2000). Entretanto, BRUIJNZEEL (1996) afirma que, a depender da forma de desmatamento e do uso de práticas de conservação do solo, é possível manter as taxas de infiltração anteriores. ANDRÉASSIAN (2004) destaca que, em alguns experimentos, os pesquisadores acreditam que o aumento da magnitude dos eventos de cheia após o desmatamento deve-se mais à forma com que se realizou o desmatamento e menos à retirada da cobertura vegetal.

Um fato que deve ser destacado refere-se à tendência de retomada das condições anteriores ao desmatamento devido ao crescimento da vegetação. Experimentos nos Estados Unidos indicam que o escoamento retorna às condições iniciais entre 7 e 25 anos, enquanto na Austrália, florestas de eucalipto levam de 15 a 20 anos para atingir as condições iniciais. Uma explicação está no fato de que a vegetação em crescimento possui menor resistência superficial, resultando em maiores taxas de evaporação e, conseqüentemente, menores volumes escoados (ANDRÉASSIAN, 2004).

Quanto a modificações em grandes bacias, o estudo da vazão máxima é a que apresenta maior complexidade devido ao papel do armazenamento no canal e, além disso, a mudança na vazão pode estar relacionada à variação climática, que torna difícil a quantificação do papel da mudança de cobertura. Para BRUIJNZEEL (1996), a avaliação dos efeitos do uso do solo nos picos de vazão é um dos maiores desafios na hidrologia ambiental.

### **8.1.3. Simulações com o MGB-IPH**

Simulações que envolvem a avaliação das mudanças de uso do solo são realizadas modificando-se os valores dos parâmetros que possuem relação com essas mudanças. No caso do MGB-IPH, os parâmetros que devem ser modificados são: albedo, resistências aerodinâmica ( $r_a$ ) e superficial ( $r_s$ ) relacionados ao cálculo da evapotranspiração, índice de área foliar (IAF) e coeficiente de interceptação ( $\alpha$ ) relacionados à interceptação, capacidade de armazenamento máximo no solo ( $W_m$ ) e parâmetro  $b$  relacionados ao armazenamento no solo.

Os valores das resistências superficial e aerodinâmica e do IAF são definidos para os diferentes tipos de cobertura vegetal e, assim, os seus novos valores podem ser atribuídos a partir da destinação que o solo terá. Esses parâmetros não são calibráveis e seus valores foram determinados por meio de levantamento bibliográfico. Já o coeficiente de interceptação ( $\alpha$ ), nas simulações realizadas neste trabalho, possui valor fixo conforme sugerido por DICKINSON (1984). Em virtude dessas características, esses parâmetros possuem pequena incerteza e, dessa forma, são facilmente determinados para a nova cobertura que, neste caso, é a pastagem. Um fator que conta a favor dos valores adotados para esses parâmetros diz respeito aos resultados obtidos no cálculo da evapotranspiração e da interceptação. Ambos se mostraram próximos dos valores levantados por levantamento de campo ou modelagem na Amazônia conforme discutido no Capítulo 7.

O valor do albedo também é definido para cada cobertura vegetal e é utilizado para o cálculo da radiação líquida. Entretanto, nas simulações realizadas neste trabalho, utilizaram-se diretamente os valores de radiação líquida uma vez que não há informações de insolação para toda a bacia Amazônica e nem mesmo para a bacia do Madeira. Para mensurar a influência da variação do albedo, calculou-se a radiação líquida com informações do posto meteorológico da ANA de Ouro Preto do Oeste

(1062000) localizado em Rondônia na bacia do rio Ji-Paraná. Utilizou-se o período de jan/1992 a mar/1993. Calculou-se a radiação líquida com dois valores de albedo: 0,13 para floresta e 0,23 para pastagem. Verificou-se que, em média, a radiação calculada com o albedo da pastagem é 13,32% inferior à radiação calculada com o albedo da floresta. O baixo valor do desvio padrão (1,0) fornece uma boa segurança para adotar o valor de 13% para todos os dias do ano, ou seja, para levar em conta, na simulação, a mudança do albedo, o novo valor de  $R_n$  será igual a 87% do valor antigo (correspondente à floresta).

Os parâmetros que apresentam maior incerteza na avaliação da mudança de cobertura vegetal são o armazenamento máximo no solo ( $W_m$ ) e o parâmetro  $b$ . Alguns experimentos indicam que a relação de  $W_m$  entre floresta e pastagem é de, aproximadamente, 2:1 (COLLICHONN, 2001). Nos experimentos realizados por HODNETT *et al.* (1996), essa relação é de 1,9 em Marabá e 1,6 em Ji-Paraná. Nas simulações com o modelo, utilizou-se um só bloco para representar a pastagem, independentemente do tipo de solo. Na parte brasileira da bacia do Madeira, onde se obteve um único conjunto de parâmetros para todas as sub-bacias, a relação de  $W_m$  entre floresta e pastagem foi de 2,3; 4,6 e 2,6; respectivamente, para os blocos argissolo/floresta, latossolo/floresta e solo raso/floresta. Esses valores, com exceção do bloco latossolo/floresta, estão próximo dos valores encontrados experimentalmente. Dessa forma, nas simulações para avaliação da mudança de cobertura, aonde antes era floresta, o novo valor de  $W_m$  será igual ao encontrado para o bloco pastagem.

Quanto ao parâmetro  $b$ , assim como os demais parâmetros calibráveis  $K_{bas}$  e  $K_{int}$ , utilizou-se apenas um valor para todos os blocos. No processo de calibração automática, optou-se por permitir a variação apenas de  $W_m$ , onde cada bloco pode ter um valor independente. Os demais parâmetros, por outro lado, assumiram o mesmo valor para todos os blocos. Por esse motivo, nas simulações para a avaliação da mudança de cobertura vegetal, esses parâmetros não sofreram modificação, inclusive o parâmetro  $b$ .

A análise das simulações restringiu-se a bacias localizadas completamente em território brasileiro. Procedeu-se dessa forma porque os dados de entrada do modelo nessa região são de qualidade superior ao restante da bacia e por ter-se utilizado um só conjunto de parâmetros para todas as sub-bacias. Além disso, ao se restringir o estudo para uma área pequena, o efeito do desmatamento sobre a precipitação é reduzido. Por esse motivo, utilizou-se a mesma série de precipitação sem qualquer modificação. Utilizaram-se as bacias do rio Ji-Paraná (76.127 km<sup>2</sup>) e do rio Aripuanã (145.852 km<sup>2</sup>),

as quais são mostradas na Figura 8.3. Em ambas, o modelo apresentou bom desempenho conforme pode ser visto na Tabela 6.7 e Figuras A.9 e A.13 (estações Tabajara e Práinha Velha).

Foram comparados três cenários nas duas bacias. Uma situação hipotética de 100% de cobertura com floresta foi comparada com dois cenários: cobertura atual e 100% de cobertura com pastagem. A situação atual corresponde à data de obtenção das imagens utilizadas na classificação da cobertura vegetal da bacia (abr/1992 a mar/1993). As proporções de cobertura para essa data são mostradas na Tabela 8.2 nas bacias dos rios Ji-Paraná e Aripuanã. Segundo KRUSCHE *et al.* (2005), os valores das proporções na bacia do rio Ji-Paraná em 1999 são 63% de floresta, 30% de pastagem, 4% de crescimento secundário e 1,4% de cerrado. A principal diferença com relação à Tabela 8.2 fica por conta dos valores referentes à floresta e pastagem. A explicação pode estar no fato de que, neste trabalho, considerou-se como floresta píxeis não classificados e vegetação inundada como água.

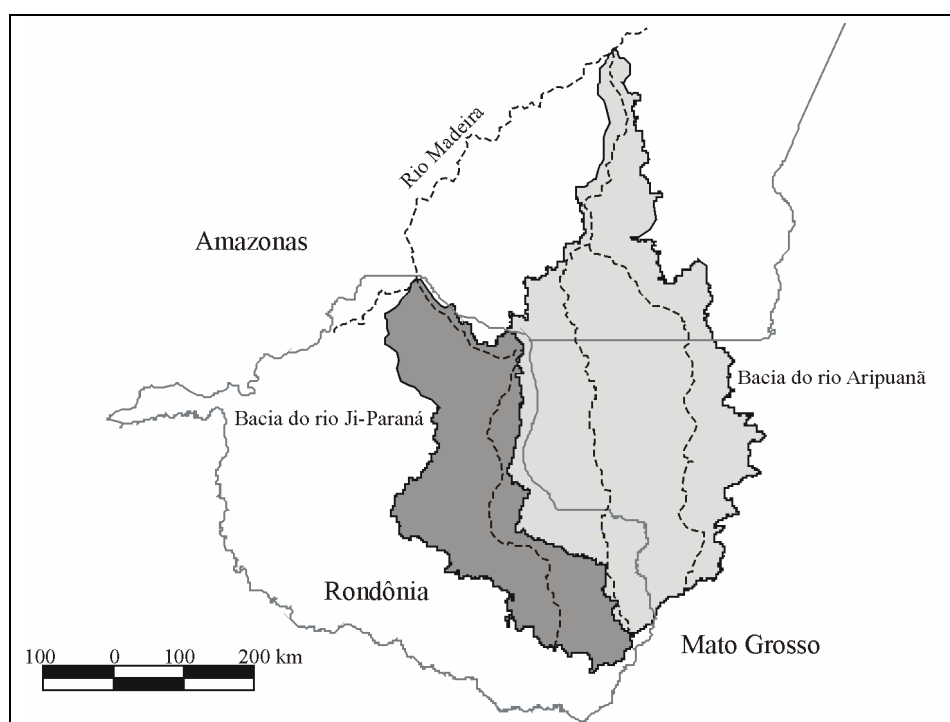


Figura 8.3 – Localização das bacias dos rios Ji-Paraná e Aripuanã

Os resultados das simulações com o modelo hidrológico são mostrados nas Tabelas 8.3 e 8.4, que apresentam os valores de vazão média, mínima e máxima para os três cenários avaliados, respectivamente, para as bacias dos rios Ji-Paraná e Aripuanã. As vazões mínima e máxima correspondem à média das vazões nos três meses de estiagem e cheia respectivamente. Vale destacar mais uma vez que os valores das

Tabelas 8.3 e 8.4 foram obtidos considerando-se que não há modificação da série de precipitação.

Tabela 8.2 – Proporções de cobertura vegetal nas bacias Ji-Paraná e Aripuanã (%)

Cobertura	Ji-Paraná	Aripuanã
Floresta	70,6	95,5
Pastagem	16,5	1,4
Cerradão	0,0	0,3
Cerrado	6,6	1,0
Água	6,3	1,8

Tabela 8.3 – Mudanças da vazão na bacia do rio Ji-Paraná

Cenários	Q (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )			mm p/ 10% de desmatamento		ΔQ (%)	
	100 F	Atual	100 P	Atual	100 P	Atual	100 P
Média	2034	2100	2615	16,6	27,6	3,24	28,55
Mínima	620	596	402	-	-	-3,9	-35,09
Máxima	4095	4360	6272	-	-	6,47	53,18

Tabela 8.4 – Mudanças da vazão na bacia do rio Aripuanã

Cenários	Q (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )			mm p/ 10% de desmatamento		ΔQ (%)	
	100 F	Atual	100 P	Atual	100 P	Atual	100 P
Média	4054	4064	5149	16,8	24,2	0,26	27,02
Mínima	1135	1133	693	-	-	-0,17	-38,89
Máxima	8149	8188	12.209	-	-	0,49	49,82

Nas Tabelas 8.3 e 8.4, 100F e 100P correspondem, respectivamente, aos cenários com cobertura 100% de floresta e 100% de pastagem. As conseqüências da mudança sobre a vazão média foram mensuradas determinando-se o acréscimo do volume escoado (em mm) para cada 10% de desmatamento. Comparando-se a cobertura atual com o cenário de 100% de floresta, o resultado da simulação indica que houve um aumento de 16,6 mm e 16,8 mm em Ji-Paraná e Aripuanã. Quando se comparam os cenários 100 F e 100 P, os valores são 27,6 mm e 24,2 mm. Os valores sugeridos por BOSCH e HEWLETT (1982) são de 40 mm para o desmatamento de florestas coníferas e eucaliptos e de 10 a 25 mm em florestas decíduas ou de pequeno porte.

Quanto à variação percentual da vazão média, a comparação entre os cenários 100F e 100P apresentou valores de 28% e 27% em Ji-Paraná e Aripuanã. ANDRÉASSIAN (2004) apresenta alguns experimentos em que se realizou 100% de desmatamento em bacias que variam de 0,01 a 0,81 km<sup>2</sup>. A variação média do volume escoado nessas bacias está entre 30% e 57%. COSTA e FOLEY (1997), utilizando o

SVAT LSX em toda a bacia Amazônica, estimaram que há uma elevação de 20% no valor da vazão média ao se substituir floresta, cerrado e cerrado por pastagem. MATHEUSSEN *et al.* (2000), ao simular com o modelo VIC as consequências da mudança de cobertura na bacia do rio Columbia, utilizaram a redução do IAF para mensuração do efeito sobre o escoamento. Obteve-se um valor de 35 mm por unidade de IAF, enquanto em Ji-Paraná e Aripuanã, utilizando-se o MGH-IPH, a mudança foi de 78 e 59 mm por unidade de IAF.

Na comparação do cenário 100 F com a situação atual e com o cenário 100 P, verificou-se que há uma diminuição da vazão mínima. Realizaram-se simulações com o MGB-IPH para verificar quais parâmetros exercem maior influência sobre o valor da vazão com o novo uso do solo na bacia. Confirmando os resultados obtidos na análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo apresentada no Capítulo 6, verificou-se que a capacidade máxima de armazenamento do solo ( $W_m$ ) é o maior responsável pelas modificações do escoamento na bacia. Ao se utilizar um valor de  $W_m$  baixo como no caso de solos com pastagem, há uma redução da capacidade de regularização da vazão da bacia e, por consequência, a vazão no período de estiagem deve diminuir.

Apesar dessa constatação, ANDRÉASSIAN (2004) afirma, com base em experimentos com pares de bacias, que a retirada da floresta resulta em um aumento da vazão mínima nas bacias. TUCCI e CLARKE (1997) relatam que é possível encontrar na literatura experimentos que mostram aumento ou diminuição da vazão mínima. A diferença na resposta das bacias pode estar relacionada à capacidade de infiltração do solo após o desmatamento (TUCCI e CLARKE (1997) e BRUIJNZEEL (2004)). Se a capacidade de infiltração é mantida, a recarga do aquífero é maior e, conseqüentemente, há um aumento da vazão mínima. Nas simulações da bacia do rio Columbia com o modelo VIC, MATHEUSSEN *et al.* (2000) verificou tanto aumento quanto diminuição da vazão mínima nas sub-bacias modeladas.

Quanto à vazão máxima, ANDRÉASSIAN (2004) relata experimentos de bacias em pares que indicam um aumento do volume escoado variando de 21% a 104% em bacias com 100% de desmatamento. Os valores obtidos com o MGB-IPH no cenário com 100% de pastagem estão em torno de 50%, que é próximo de alguns experimentos citados por ANDRÉASSIAN (2004).

Em uma análise dos dados de precipitação e vazão da bacia do rio Tocantins entre os anos de 1949 a 1998, COSTA *et al.* (2003) verificaram que a mudança de cobertura vegetal não afetou os valores de precipitação na bacia. Por outro lado, as

vazões média e máxima sofreram aumento de 24% e 28% respectivamente. Observando-se os valores da Tabela 8.3 e 8.4, verifica-se que o modelo fornece valores semelhantes, principalmente, os referentes à vazão média. O estudo no rio Tocantins foi realizado na bacia de drenagem da estação fluviométrica de Porto Nacional com 175.360 km<sup>2</sup>.

Verifica-se que as simulações com o modelo MGB-IPH fornecem valores de vazão compatíveis com a maioria dos experimentos e análises que tentam mensurar o impacto do desmatamento. Entretanto, vale destacar o caráter preliminar da análise realizada neste trabalho. Algumas atividades são necessárias para que se reduzam as incertezas relacionadas aos valores dos parâmetros do modelo, com ênfase para a capacidade de armazenamento do solo ( $W_m$ ). Uma vez que se constatou que o parâmetro  $b$  possui alta sensibilidade assim como  $W_m$ , sugere-se que outra calibração seja realizada permitindo-se a variação de  $b$  entre um bloco e outro.

Outras questões devem ser mais bem avaliadas como, por exemplo, o efeito da substituição da floresta por pastagem sobre o processo de erosão do solo na bacia. O processo de erosão pode influenciar o escoamento nos rios da bacia, principalmente, os de pequeno porte. Nos rios principais, como o Ji-Paraná, Aripuanã e Madeira, o efeito deve ser menor. Futuramente, o modelo poderá ser utilizado para avaliar essa questão, pois pesquisas têm sido desenvolvidas com o intuito de implementar, no MGB-IPH, a parametrização do transporte de sedimentos.

Quanto à precipitação, essa variável possui maior efeito de retroalimentação. Na análise realizada neste trabalho, utilizou-se a mesma série de precipitação tanto no cenário com floresta como no cenário com pastagem. Como comentado anteriormente, simulações com MCG's e estudos com séries de dados hidrológicos mostram que a retirada da floresta tende a diminuir as taxas de precipitação na bacia, principalmente, em virtude da redução das taxas de evapotranspiração. O acoplamento do MGB-IPH a modelos atmosféricos fornecerá resultados mais coerentes, pois as simulações considerarão a redução da precipitação incidente na área de estudo.

## **8.2. REGIONALIZAÇÃO DE VAZÃO NA BACIA**

Assim como em outras grandes bacias brasileiras, a bacia Amazônica sofre com o pouco número de estações fluviométricas que permitem avaliar quantitativamente os seus recursos hídricos. Uma vez que o modelo MGB-IPH é distribuído por células, é possível a obtenção de informações de vazão ao longo de toda a rede de drenagem da

bacia. Para avaliar a qualidade dessa informação, comparou-se a vazão calculada pelo modelo com a vazão de estações fluviométricas que não foram utilizadas no processo de calibração. A localização das estações utilizadas é mostrada na Figura 8.4.

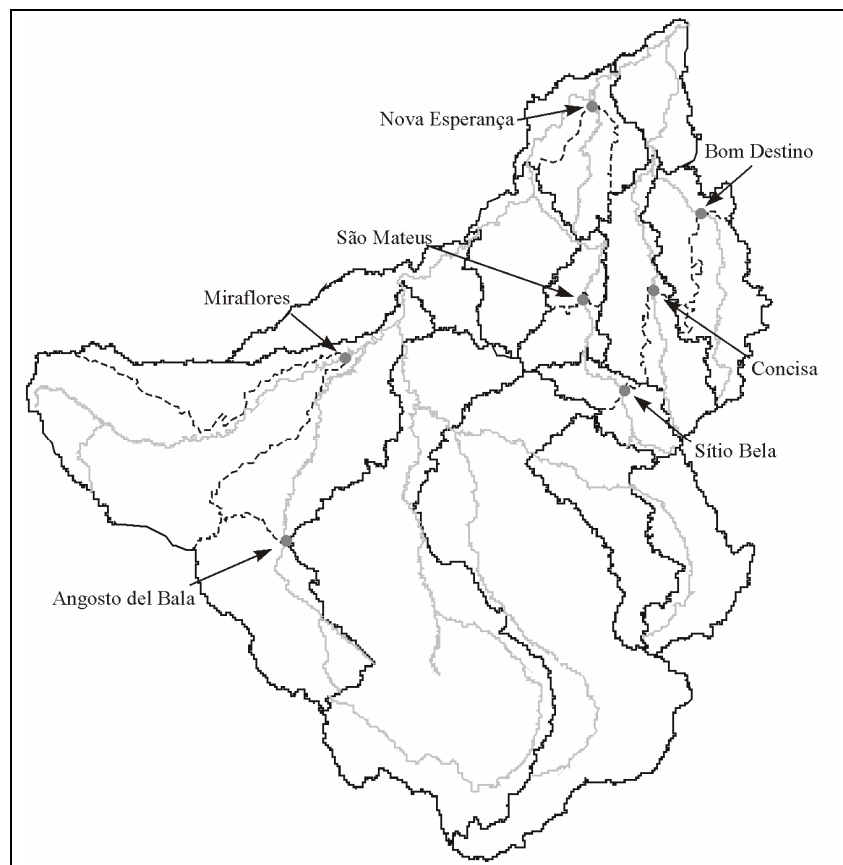


Figura 8.4 - Estações fluviométricas utilizadas na avaliação da qualidade da regionalização de vazão realizada pelo modelo

Essa análise é útil, também, para avaliar o desempenho do modelo, pois as informações das novas estações utilizadas não tiveram qualquer influência sobre o valor dos parâmetros que foram calibrados. A título de exemplo, os hidrogramas observado e calculado em Bom Destino são mostrados na Figura 8.5. Os hidrogramas de todas as estações fluviométricas são mostrados no Anexo A e os valores das estatísticas são apresentados na Tabela 8.5. Na análise, utilizou-se o período correspondente à calibração: 1987 a 1990.

Das sete estações utilizadas na análise, seis apresentaram bons resultados, indicando que é possível obter informações de vazão em pontos intermediários dentro da bacia. O erro de volume se mostrou baixo nas seis bacias, registrando uma variação de  $-7,2\%$  a  $4,0\%$ . Isso concede uma boa segurança no que se refere à previsão de volume escoado nas sub-bacias que compõem a bacia do rio Madeira. Duas das mais

extensas sub-bacias apresentaram os melhores resultados (Bom Destino e São Mateus), enquanto que a menor sub-bacia apresentou um dos piores resultados (Pimenta Bueno). Isso pode indicar que, quanto maior a área em que se deseja obter informações de vazão, mais próximo dos valores reais estará a vazão calculada.

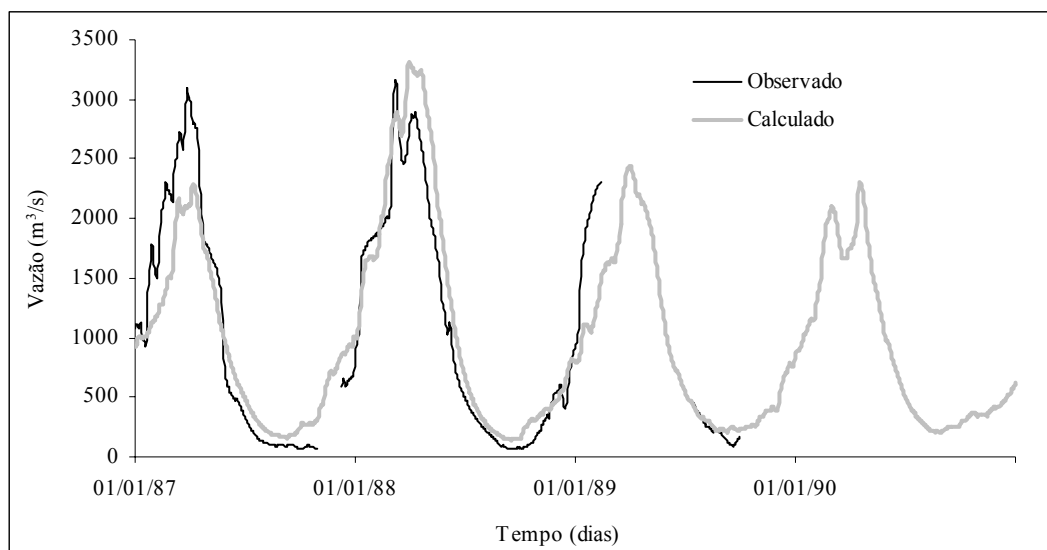


Figura 8.5 - Hidrogramas observado e calculado em Bom Destino

Tabela 8.5 - Valores dos critérios de avaliação de estações não utilizadas na calibração

Estação	Rio	Área (km <sup>2</sup> )	R <sup>2</sup>	R <sub>log</sub>	ΔV
Angosto del Bala	Beni	72.311	-0,133	-0,802	-61,128
Miraflores	Madre de Diós	126.983	0,620	0,657	1,407
Pimenta Bueno	Ji-Paraná	16.092	0,722	0,440	1,575
São Mateus	Ji-Paraná	46.948	0,873	0,882	0,931
Nova Esperança	Marmelos	29.618	0,894	0,545	3,989
Concisa	Roosevelt	23.443	0,853	0,828	-7,203
Bom Destino	Aripuanã	41.540	0,859	0,851	0,100

Com respeito à sub-bacia Angosto del Bala, na Bolívia, há três possíveis explicações para os resultados com qualidade tão inferior quando comparado com o resultado das outras sub-bacias. Conforme discutido no Capítulo 5, verificou-se que os valores de precipitação da base de dados do COLA em alguns locais do Peru são sensivelmente inferiores à precipitação real. Uma possibilidade é que a precipitação utilizada na simulação nessa bacia esteja subestimada. Outra provável explicação para os resultados obtidos em Angosto del Bala é o fato de que essa bacia está localizada no alto Beni e inserida completamente na cordilheira dos Andes. A precipitação em forma de neve pode acarretar um comportamento hidrológico em que o modelo MGB-IPH não é capaz de representar adequadamente a transformação da precipitação em vazão.

Finalmente, o fato de se utilizar uma sub-bacia muito extensa para a calibração dos parâmetros pode prejudicar a regionalização das séries de vazões. A vazão em Angosto del Bala foi obtida com parâmetros calibrados para a sub-bacia de Abunã, que possui 315.153 km<sup>2</sup>. Uma área com essa extensão possui alto grau de heterogeneidade que torna difícil a obtenção de um conjunto de parâmetros adequado para toda a área.

## **9. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

### **9.1. CONCLUSÕES**

Este trabalho teve como objetivo principal estudar os principais processos hidrológicos da bacia Amazônica por meio de modelagem matemática, bem como avaliar a potencialidade do modelo na geração de informações de vazão na bacia em locais não monitorados e avaliar as conseqüências da mudança de cobertura vegetal sobre o escoamento. Para se alcançar esses objetivos, testaram-se bases de dados alternativas para serem utilizadas na modelagem hidrológica da bacia Amazônica. Após a calibração e verificação do modelo, utilizaram-se os resultados das simulações para o estudo dos processos e cumprimento dos demais objetivos.

Os resultados obtidos foram satisfatórios uma vez que se conseguiu alcançar os objetivos propostos para o trabalho. Foi possível aprimorar o entendimento dos processos hidrológicos na Amazônia e, especialmente, na bacia do rio Madeira. As bases de dados alternativas testadas mostraram-se adequadas para o uso em simulação hidrológica. O modelo mostrou-se, ainda, capaz de avaliar as conseqüências da mudança de cobertura vegetal e capaz de gerar informações de vazão em locais não monitorados.

A seguir, discute-se em maior detalhe os resultados obtidos e as conclusões a que se chegaram a respeito dos estudos realizados.

#### **9.1.1. Estrutura do modelo**

O modelo hidrológico MGB-IPH mostrou possuir uma parametrização capaz de representar satisfatoriamente os principais processos hidrológicos da bacia Amazônica. Primeiramente, a avaliação utilizando-se informações hidrometeorológicas levantadas pelo projeto ABRACOS em duas áreas da Amazônia mostrou que o modelo simula adequadamente as variáveis evapotranspiração e umidade do solo. Em seguida, na calibração e verificação dos parâmetros do modelo, obtiveram-se bons resultados na maioria das sub-bacias em que a bacia do rio Madeira foi discretizada. Em algumas sub-bacias, principalmente as localizadas em território boliviano e peruano, os resultados das simulações mostraram uma subestimação da vazão calculada pelo modelo. Esse comportamento na verificação pode ser considerado sistemático, indicando que os dados de entrada utilizados podem ser revistos e melhorados.

Outros resultados obtidos no trabalho indicaram que a parametrização do modelo é adequada para a Amazônia. Primeiramente, no estudo dos processos hidrológicos, verificou-se que os valores determinados pelo MGB-IPH são próximos aos encontrados por outras pesquisas realizadas na região. Além disso, obtiveram-se resultados satisfatórios ao se avaliar a potencialidade do modelo na geração de informações de vazão em pontos não monitorados da bacia.

### **9.1.2. Bases de dados alternativas**

Dentre os dados necessários para a simulação hidrológica com o modelo MGB-IPH, os que se mostraram de mais difícil obtenção são a precipitação, vazão nos rios e informações climatológicas para o cálculo da evapotranspiração. Situação mais crítica foi verificada na parte da bacia Amazônica localizada fora do Brasil. Com o intuito de superar uma parte dessas limitações, buscaram-se alternativas para o suprimento de informações para o modelo.

A precipitação diária proveniente de reanálises possui algumas limitações que comprometem o seu uso em atividades como simulação hidrológica, em que a precipitação é essencial para a obtenção de bons resultados. A correção da precipitação resultante das reanálises do NCEP/NCAR realizada pelo COLA mostrou ser uma boa alternativa para regiões com grande escassez de dados como a Amazônia. Apesar da melhora da qualidade dos dados após a correção, verificou-se que em algumas partes da bacia do rio Madeira o volume de água precipitado é subestimado. A partir do ano de 1991, em que se utiliza como fator de correção os dados do CMAP, a subestimação é generalizada conforme mostrado no Capítulo 5. Para que se possa contar com os dados de 1991 a 1999 em futuras simulações, poder-se-ia realizar a correção das reanálises utilizando-se outra base de dados em nível mensal como, por exemplo, do CRU ou GPCP. Os dados do CRU mostraram-se de boa qualidade e, inclusive, foram utilizados para corrigir os pontos com informação de precipitação subestimada localizados no Peru.

A evapotranspiração foi calculada com informações climatológicas do projeto ISLSCP e reanálises do NCEP/NCAR. Os valores resultantes da base do ISLSCP mostraram-se mais próximos da realidade.

### 9.1.3. Intercepção e evapotranspiração

Na análise dos processos hidrológicos, utilizaram-se os resultados da simulação que corresponde ao período de calibração (1986 a 1990). Todos os processos foram analisados a partir dos resultados obtidos por outras pesquisas realizadas na Amazônia, as quais utilizaram diferentes metodologias. Uma das metodologias foi o uso do esquema de superfície SSiB, em que se obtiveram valores de intercepção, evapotranspiração e umidade do solo para toda a América do Sul no período de 1979 a 1999. A avaliação dos resultados do modelo MGB-IPH face aos resultados do SSiB tem um caráter apenas indicativo da magnitude dos valores envolvidos. A comparação direta dos resultados não é recomendada porque os dois modelos possuem parametrizações distintas e as simulações foram realizadas com objetivos diferentes.

O processo de intercepção foi o mais bem representado no modelo hidrológico. Tanto a avaliação realizada com os dados gerados com o SSiB pelo COLA como a realizada com resultados de experimentos mostraram que a intercepção calculada com o MGB-IPH é de boa qualidade. Esse resultado se deve à boa formulação utilizada pelo modelo para representar o processo de intercepção (a capacidade do reservatório de intercepção é diretamente proporcional ao valor do IAF). Há uma série de experimentos que realizaram o levantamento dos valores do IAF para os principais tipos de cobertura vegetal da Amazônia, os quais foram adotados nas simulações. O modelo permitiu avaliar a participação de cada tipo de cobertura vegetal sobre o total da intercepção, além de acompanhar a sua variação temporal.

A intercepção está diretamente relacionada ao processo de evapotranspiração que ocorre na Amazônia uma vez que, sempre que há energia disponível, o volume interceptado é evaporado e, dessa forma, uma parte da energia disponível é comprometida. A energia restante é utilizada no processo de transpiração da vegetação.

Foi realizada análise para identificar os fatores que mais influenciam a sazonalidade da evapotranspiração na bacia do Madeira. Observou-se que a variação da umidade do solo não interfere na taxa de transpiração da vegetação, confirmando a conclusão de trabalhos como FISCH *et al.* (1999) e WRIGHT *et al.* (1996). De acordo com os resultados do modelo, os fatores que regulam a sazonalidade são a maior incidência de radiação líquida no período chuvoso e a maior evaporação da água interceptada, que é maior também no período chuvoso. Os valores máximos de evapotranspiração ocorrem durante no período chuvoso (entre dezembro e fevereiro) e

os mínimos três meses antes da estiagem (entre abril e junho). A diferença entre máxima (3,8 mm.dia<sup>-1</sup>) e mínima (3,0 mm.dia<sup>-1</sup>) foi de apenas 0,8 mm.dia<sup>-1</sup>, uma das mais baixas entre os diversos estudos realizados na Amazônia.

A evapotranspiração total anual calculada com o modelo hidrológico (1279 mm.ano<sup>-1</sup>) na bacia do Madeira apresentou valores próximos de trabalhos que determinaram a evapotranspiração para outras grandes áreas como MARQUES *et al.* (1980) (1260 mm.ano<sup>-1</sup>) e LEOPOLDO *et al.* (1987) (1240 mm.ano<sup>-1</sup>) na bacia Amazônica e VICTORIA (2005) na bacia do rio Ji-Paraná (1153 mm.ano<sup>-1</sup>). A exceção são os resultados obtidos pelo COLA com o modelo SSiB e estimados, neste trabalho, para a bacia do Madeira, cujo valor foi de apenas 929 mm.ano<sup>-1</sup>. Comparando-se o resultado do MGB-IPH com resultados de experimentos realizados pontualmente ou em micro bacias, verifica-se que esses últimos apresentam valores superiores como, por exemplo, JORDAN e HEUVELDOP (1981) (1904 mm.ano<sup>-1</sup>), SCHUBART *et al.* (1984) (1548 mm.ano<sup>-1</sup>), SHUTTLEWORTH (1988) (1320 mm.ano<sup>-1</sup>), LEOPOLDO *et al.* (1995) (1493 mm.ano<sup>-1</sup>) e ALVES *et al.* (1999) (1497 mm.ano<sup>-1</sup>). Com exceção do último trabalho, cujo levantamento foi realizado em Rondônia, os demais foram realizados na parte central da bacia Amazônica, onde a umidade é alta. Isso pode explicar, em parte, o comportamento distinto entre os resultados de estudos pontuais e de grande escala.

#### **9.1.4. Umidade do solo e geração do escoamento**

Quando comparada com as outras variáveis, a umidade do solo foi a que apresentou a maior variação entre os diversos estudos analisados. O seu valor médio variou de 734 mm (na bacia do Madeira calculado com o SSiB) a 2005 mm próximo a Manaus (determinado por MALHI *et al.*, 2002). O valor médio da umidade do solo calculado com o MGB-IPH na bacia do Madeira foi de 1156 mm. A diferença entre cheia e estiagem variou de 153 mm (determinado por MALHI *et al.*, 2002) a 724 mm próximo a Marabá (determinado por HODNETT *et al.*, 1996). Nas simulações com o MGB-IPH, a diferença entre e cheia e seca foi, em média, de 349 mm na bacia do Madeira no período entre 1986 a 1990.

Com relação aos valores do projeto ABRACOS, a umidade do solo média medida em área de floresta em Ji-Paraná foi de 992 mm. O valor determinado pelo modelo no bloco argissolo/floresta na sub-bacia do rio Ji-Paraná foi de 692 mm. Uma vez que os experimentos na Amazônia apresentaram alta variabilidade no valor da

umidade do solo, pode-se considerar satisfatório o resultado obtido pelo modelo na sub-bacia do rio Ji-Paraná.

Com o objetivo de se dispor de um maior número de informações a respeito dos processos hidrológicos na Amazônia, realizou-se o cálculo do balanço hídrico em toda a bacia Amazônica utilizando-se as mesmas fontes de dados da simulação com o MGB-IPH: dados de precipitação da ANA e COLA, variáveis climatológicas do ISLSCP e vazão nos rios provenientes da rede da ANA. A umidade do solo resultante do balanço hídrico foi comparada com os resultados do MGB-IPH e do SSiB em três níveis: toda a bacia Amazônica, bacia do Madeira e parte brasileira da bacia do Madeira. Os resultados indicaram que os valores de umidade do solo do MGB-IPH podem estar superestimados para a parte da bacia do Madeira localizada fora do Brasil. A explicação pode estar nas informações de tipo de solo da Bolívia e Peru retiradas do mapa de solos da FAO/UNESCO. Fazem-se necessários esforços no sentido de obtenção de informações de tipo de solo mais acuradas nessa região. Novas simulações com outras fontes de dados podem confirmar ou descartar a hipótese de que os altos valores de umidade do solo estão relacionados às informações de solo utilizadas.

O valor da umidade do solo calculado com o balanço hídrico realizado neste trabalho para toda a bacia Amazônica é uma estimativa inicial e, futuramente, pode ser confrontado com outros trabalhos que englobem a bacia completamente como, por exemplo, o balanço hídrico realizado por ZENG (1999) em toda a bacia Amazônica. A umidade do solo encontrada por ZENG (1999) variou de 100 mm a 300 mm, enquanto que no balanço hídrico realizado no presente trabalho a variação foi de 560 mm a 800 mm. Na medida que se tenha mais resultados de pesquisas, será possível diminuir as incertezas relacionadas ao valor da umidade do solo na Amazônia.

Por meio das simulações, foi possível, ainda, avaliar o efeito do fenômeno *El Niño* sobre a umidade do solo. Nos anos de 1983 e 1987, em virtude das baixas taxas de precipitação, a umidade do solo alcançou níveis muito baixos, que tiveram reflexo nos anos seguintes sobre o valor da umidade mínima. Em cenários de mudança climática, é possível avaliar, por meio do modelo hidrológico, qual a consequência da redução da precipitação sobre a umidade do solo.

Com o intuito de levantar as áreas que mais contribuem para a geração do escoamento, realizou-se o cálculo da proporção de área saturada na bacia do Madeira. O valor médio da proporção no período da simulação foi de 18,2%. Após a espacialização dos resultados, verificou-se que a bacia do alto Madre de Diós, no Peru, apresenta os

maiores valores de porcentagem de solo saturado, enquanto a bacia do rio Guaporé na Bolívia apresentou os valores mais baixos. Em virtude do alto grau de incertezas relacionadas à umidade do solo na Bolívia e Peru devido às informações de solo, esses valores devem ser avaliados com cautela. Por outro lado, vale destacar que o modelo MGB-IPH mostra potencial para fornecer informações relacionadas à geração de escoamento superficial na Amazônia.

Os resultados obtidos pelo modelo aprimoraram o conhecimento dos processos hidrológicos na bacia do rio Amazonas, que foi um dos principais objetivos deste trabalho. O uso do modelo permitiu a avaliação em macro escala da interceptação, evapotranspiração, umidade do solo e geração do escoamento, ao contrário dos estudos pontuais geralmente realizados na Amazônia. Com isso, é possível a obtenção da distribuição espacial dos processos e, conseqüentemente, a identificação das áreas que mais contribuem para o total de cada variável. Outro diferencial da análise realizada neste trabalho diz respeito a maior extensão das séries obtidas a partir das saídas do modelo, o que permite uma melhor avaliação do comportamento sazonal dos processos hidrológicos. Uma característica da metodologia empregada neste trabalho que deve ser destacada, também, é a possibilidade do modelo realizar o prognóstico do comportamento dos processos diante de modificações no ambiente como, por exemplo, mudança da cobertura vegetal, períodos severos de estiagem ou mudanças na dinâmica do clima da região.

#### **9.1.5. Mudança de uso do solo e regionalização de vazão**

A avaliação de modificações de variáveis hidrológicas devido ao desmatamento na Amazônia foi realizada até o momento utilizando-se MCG's. Nesses trabalhos, o principal objetivo era levantar as conseqüências sobre a precipitação e a climatologia regional. Pouca atenção é dada às modificações sobre o escoamento na bacia. Neste trabalho, priorizou-se a variação do escoamento. Os resultados foram comparados com estudos realizados em pequenas bacias experimentais, trabalhos utilizando-se modelos hidrológicos e estudos utilizando-se informações de série de precipitação e vazão e informações de uso do solo como o realizado por COSTA *et al.* (2003) na bacia do rio Tocantins.

Os valores de vazão média, mínima e máxima foram comparados entre um cenário que considera a bacia com 100% de floresta (100F) e outros dois cenários: a situação atual e um cenário considerando a substituição de toda a cobertura vegetal por

pastagem (100P). A comparação do cenário 100F com a situação atual mostrou que há pequena modificação nos valores das vazões. Esse comportamento é resultante da alta proporção de cobertura florestal ainda presente nas duas bacias analisadas, ou seja, não há muita diferença na cobertura vegetal dos dois cenários.

Por outro lado, na comparação dos cenários 100F e 100P, a diferença nos valores das vazões são mais acentuadas. De acordo com os resultados do modelo, a vazão média nas bacias dos rios Ji-Paraná e Aripuanã sofreriam uma elevação de, aproximadamente, 28%. A vazão máxima aumentaria 50% e a mínima reduziria em torno de 37%. Os valores obtidos estão próximos do encontrado em trabalhos como COSTA *et al.* (2003) e MATHEUSSEN *et al.* (2000), que utilizou o modelo VIC na bacia do rio Columbia.

O cenário 100P é uma situação extrema e que tem pequena chance de vir a se concretizar. No futuro, cenários mais realistas devem ser simulados objetivando-se avaliar a resposta da bacia diante de processos de desmatamento localizados em pontos específicos como, por exemplo, nas suas cabeceiras, no curso médio do rio ou pontos próximos à foz. Outra possibilidade é verificar a mudança no escoamento a partir da modificação da cobertura vegetal das áreas geradoras de escoamento superficial conforme mostrado na Figura 7.14. Os resultados das simulações podem indicar em quais áreas o desmatamento influenciará mais fortemente a vazão da bacia. Essa informação pode ser um critério a mais para auxiliar a tomada de decisão quanto ao processo de colonização dos Estados da Amazônia.

Os resultados mostraram que o modelo possui potencial para a realização desse tipo de estudo. A análise realizada neste trabalho traz como diferencial aos demais estudos já realizados na Amazônia o fato de se utilizar um modelo com boa representação da fase terrestre do ciclo hidrológico, com ênfase para a propagação do escoamento gerado na bacia. Essa característica é particularmente importante quando se pretende avaliar as conseqüências da mudança de cobertura sobre o escoamento.

Por outro lado, em simulações futuras, fatores que interferem na geração do escoamento devem ser levados em conta. É importante, por exemplo, que se considere o efeito de retroalimentação que afeta os volumes precipitados na bacia. O acoplamento do MGB-IPH com modelos atmosféricos pode superar essa deficiência.

Outro uso potencial do MGB-IPH que foi investigado diz respeito à regionalização de vazão na Amazônia. Testes realizados com séries de vazão de estações que não foram utilizadas na calibração dos parâmetros mostraram que o MGB-IPH pode fornecer informações de vazão ou, em outras palavras, pode realizar

regionalização de vazão de rios da Amazônia. Foram utilizadas cinco estações do Brasil e duas da Bolívia. Os resultados das estações brasileiras podem ser considerados bons, enquanto, na Bolívia, uma das estações apresentou resultado com qualidade bastante inferior quando comparado com os demais. O comportamento dessa estação pode estar relacionado à subestimação da precipitação utilizada, parametrização do modelo que não considera a precipitação em forma de neve ou, ainda, o fato de ter-se utilizado uma sub-bacia muito grande para calibrar os parâmetros do modelo.

A busca de alternativas de levantamento de séries de vazão em uma região como a Amazônia é importante para o gerenciamento dos recursos hídricos, bem como para estudos hidrológicos na região.

Além da regionalização de vazões, o resultado obtido com as estações fluviométricas não utilizadas na calibração dos parâmetros pode ser utilizado como uma verificação complementar. Ao se obterem bons resultados em locais cuja vazão não teve qualquer influência sobre a determinação dos parâmetros, significa que o modelo está conseguindo simular os processos hidrológicos de forma adequada em diferentes escalas na bacia e que os valores dos parâmetros calibrados são satisfatórios.

## **9.2. RECOMENDAÇÕES**

### **9.2.1. Dados de entrada**

A boa qualidade dos dados de entrada do modelo é essencial para a obtenção de bons resultados nas simulações. Percebeu-se que muito pode ser feito para a melhoria da qualidade dos dados utilizados nas simulações.

No cálculo da evapotranspiração, recomenda-se que testes sejam realizados para que se avalie, isoladamente, a qualidade de cada variável proveniente das reanálises do NCEP/NCAR: radiação líquida, temperatura do ar, pressão de vapor, velocidade do vento e pressão atmosférica. O teste seria feito substituindo-se uma das variáveis do ISLSCP pela mesma variável proveniente das reanálises. Se não houver grandes diferenças no resultado, essa variável poderá ser utilizada em períodos de tempo que não são contemplados pelo ISLSCP.

Quanto à precipitação, outra base de dados que pode ser testada ou que pode ser utilizada como referência é a precipitação medida com satélite. Alguns satélites capazes de medir precipitação são o GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), o METEOSAT, o TRMM e o NOAA (COLLISCHONN *et al.*, 2005). A

NASA disponibiliza dados de precipitação do satélite TRMM de janeiro de 1998 a maio de 2003. Esses dados podem ser utilizados na avaliação da precipitação de outras bases alternativas.

Neste trabalho, as simulações limitaram-se até o ano de 1990 devido à qualidade dos dados de precipitação. Caso se obtenha uma série de dados de precipitação maior, pode-se utilizar os dados climatológicos do ISLSCP, que se estendem até o ano de 1995. Isso permitirá a realização de simulações com períodos mais longos, o que aumentará a confiabilidade dos resultados.

Além da precipitação e evapotranspiração, informações como vazão nos rios, mapa de solo e mapa de cobertura vegetal podem ser melhoradas. Recomenda-se avaliar as medições de vazão disponibilizadas pela ANA para que se identifique qual o comportamento da relação cota-vazão. Todas as curvas-chave utilizadas pela ANA possuem relação do tipo bi-unívoca (a todo valor de vazão corresponde um só e único valor de cota e vice-versa). Entretanto, assim como verificado na estação de Faz. Vista Alegre, pode ser que a relação cota-vazão em outras estações seja não unívoca (para uma mesma vazão há mais de uma cota). Se confirmado, novas curvas-chave devem ser construídas.

Devem-se procurar mapas de solo mais precisos e confiáveis haja vista que o mapa da FAO/UNESCO mostrou-se limitado, pois há indícios de que o mesmo foi responsável por valores superestimados de umidade do solo em sub-bacias localizadas na Bolívia como discutido no item 9.1.4. Uma alternativa é o uso de informações de solo do ISLSCP e da base de dados *Land Cover*, como realizado por CHAPELON *et al.* (2002). Apesar da falta de sucesso em se obter dados de instituições bolivianas e peruanas, é importante que se continue a busca de contato com essas instituições por meio, por exemplo, do projeto HiBAm ou da própria ANA para a obtenção de informações hidrológicas.

A melhora de qualidade da informação de cobertura vegetal é de mais fácil solução. A partir de novas imagens de satélite, pode-se proceder a uma nova classificação da cobertura vegetal. Deve-se destacar, entretanto, que tanto na calibração do modelo como na análise dos processos hidrológicos, não houve qualquer indício de que a classificação utilizada compromettesse os resultados das simulações.

### 9.2.2. Estrutura do modelo e parâmetros

Verificou-se que a capacidade máxima de armazenamento do solo ( $W_m$ ) é o principal parâmetro responsável pela mudança da vazão na bacia decorrente de desmatamento. Por esse motivo, recomenda-se que mais estudos sejam realizados para que se reduzam as incertezas associadas ao valor desse parâmetro. Paralelamente, testes podem ser feitos para avaliar qual a influência do valor adotado para a condição inicial da umidade do solo. Neste trabalho, admitiu-se que em janeiro metade da capacidade de armazenamento do solo está preenchida. Deve-se verificar se esse valor está coerente ou se é possível utilizar um valor mais alto. O uso de um valor de  $W$  mais alto como condição inicial, resulta em maiores valores de vazão apesar da utilização de 1 ano para “aquecimento” do modelo.

Ainda com relação ao armazenamento de água no solo, pode-se testar uma introdução no modelo de uma camada que represente a zona de raízes a exemplo dos modelos VIC e ISBA. Isso permitirá separar a parte do solo que contribui para a transpiração da vegetação e a zona responsável pelo escoamento de base. Deve-se verificar se os resultados das simulações melhoram a ponto de justificar o acréscimo de outro parâmetro no modelo.

Com respeito ao parâmetro  $b$ , seria importante a realização de uma calibração automática do modelo permitindo-se a sua variação entre os diferentes blocos de cobertura vegetal e tipo de solo. Uma vez que se constatou que esse parâmetro possui grande sensibilidade, de forma semelhante à  $W_m$ , espera-se que a sua variação entre os blocos forneça resultados mais confiáveis.

Pode-se testar, ainda, a implementação da propagação lateral do escoamento de base entre as células. Isso pode melhorar o desempenho do modelo no período de estiagem em algumas sub-bacias, onde houve uma superestimação da vazão calculada nesse período.

Na propagação do escoamento nos rios principais, sugere-se o acoplamento do MGB-IPH com um modelo hidrodinâmico. Apesar do modelo de Muskingum-Cunge ter funcionado satisfatoriamente no rio Madeira, é possível que em outras sub-bacias do rio Amazonas a influência das áreas de inundação seja maior como no caso do rio Negro, onde há maior incidência dessas áreas.

### 9.2.3. Processos hidrológicos

No estudo dos processos hidrológicos da Amazônia, outros trabalhos realizados na região devem ser agregados à pesquisa para melhorar a avaliação dos resultados do MGB-IPH. Maior atenção deve ser voltada para a evapotranspiração e, em especial, para a umidade do solo, pois apresentam grande variação entre os diversos estudos realizados na região.

É importante que se melhore o cálculo do balanço hídrico na bacia Amazônica: outras fontes de dados de precipitação podem ser testadas; utilização de sub-bacias de menor extensão; melhora da estimativa da vazão; aumento do número de blocos de tipo de cobertura vegetal; e a variação do valor de  $W_m$  adotado para cada bloco entre as sub-bacias, ou seja, ao contrário do que foi feito neste trabalho, pode-se permitir que o mesmo bloco assuma diferentes valores de  $W_m$  nas sub-bacias.

Na avaliação da mudança de cobertura vegetal sobre o escoamento, mais investigações devem ser realizadas para verificar com maior precisão a influência da elevação do albedo. Podem-se utilizar outras estações com informações climatológicas na Amazônia para calcular a radiação líquida com os dois valores de albedo (floresta e pastagem) ou pesquisar bases de dados que forneçam séries de insolação na região. Ainda com respeito à mudança de uso do solo, além da avaliação das modificações sobre o escoamento, pode-se estudar, também, o impacto sobre as taxas de evapotranspiração.

Outro uso potencial do modelo hidrológico que pode ser testado é a previsão de vazão de longo prazo. A partir de metodologia desenvolvida por SILVA (2005), pode-se utilizar a previsão de precipitação com antecedência de 6 meses proveniente de MCG's. A vazão prevista pode ser utilizada para melhorar a segurança da navegação na hidrovia do rio Madeira e na operação de usinas hidrelétricas que serão construídas no rio Madeira.

Finalmente, pesquisas futuras devem ter como objetivo a simulação hidrológica de toda a bacia Amazônica, haja vista que as simulações realizadas neste trabalho indicam que, apesar de necessitarem de melhoria, as informações hidrometeorológicas disponíveis possuem qualidade adequada. Isso permitirá o estudo dos processos hidrológicos de todo o sistema Amazônico, bem como avaliar as conseqüências de mudanças no ambiente da região sobre esses processos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A. *et al.*, 1986, “An introduction to the European hydrological system – Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 2: structure of a physically-based, distributed modelling system”. *Journal of Hydrology*, v. 87, n. 1-2, pp. 61-77.
- ADLER, R.F., G.J. HUFFMAN, A. CHANG *et al.*, 2003, “The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-Present)”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 4, n. 6, pp. 1147-1167.
- ALLASIA, D.G., COLLISCHONN, W., TUCCI, C.E.M. *et al.*, 2004, “Modelo hidrológico da bacia do Alto Paraguai”. In: *Anais do III Simpósio de Recursos Hídricos do Centro-Oeste*, CD ROM, Goiânia, Brasil, 20 a 22 de maio.
- ALVES, F.S.M., FISCH, G. e VENDRAME, I.F., 1999, “Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil”. *Acta Amazônica*, v. 29, n. 3, pp. 395-409.
- ANDRÉASSIAN, V., 2004, “Waters and forests: from historical controversy to scientific debate”. *Journal of Hydrology*, v. 291, n. 1-2, pp. 1-27.
- ARNELL, N.W., 1999, “A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain”. *Journal of Hydrology*, v. 217, n. 3-4, pp. 314-335.
- ASCE, 1996, *Hydrology Handbook*. 2 ed., New York, USA, American Society of Civil Engineers.
- BECKER, A., 1995, “Problems and progress in macroscale hydrological modelling”. In: FEDDES, R.A. (ed.), *Space and Time Scale Variability and Interdependence in Hydrological Processes*, 1 ed., Capítulo 12, Paris, França, Cambridge University Press.
- BERGSTÖM, S. e GRAHAM, L.P., 1998, “On the scale problem in hydrological modelling”. *Journal of Hydrology*, v. 211, n. 1-4, pp. 253-265.
- BEVEN, K.J., LAMB, R., QUINN, P. *et al.*, 1995, “TOPMODEL”. In: SINGH, V.P. (ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, 1 ed., Capítulo 18, Colorado, EUA, Water Resources Publications.
- BLÖSCHL, G. e SIVAPALAN, M., 1995, “Scale issues in hydrological modelling: a review”. In: KALMA, J.D. e SIVAPALAN, M. (ed.), *Scale Issues in Hydrological Modelling*, 1 ed., Capítulo 2, Chichester, Inglaterra, John Wiley & Sons.

- BONELL, M., 1993, “Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests”. *Journal of Hydrology*, v. 150, n. 2-4, pp. 217-275.
- BOSCH, J.M. e HEWLETT, J.D., 1982, “A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration”. *Journal of Hydrology*, v. 55, n. 1-4, pp. 3-23.
- BREMICKER, M., 1998, *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Tese de D.Sc., Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Alemanha.
- BRUIJNZEEL, L.A., 1990, *Hydrology of Moist Tropical Forests and Effects of Conversion: a State of Knowledge Review*. 1 ed., Amsterdam, The Netherlands, UNESCO/IAHS.
- BRUIJNZEEL, L.A., 1996, “Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 2, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- BRUIJNZEEL, L.A., 2004, “Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees?”. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, v. 104, n. 1, pp. 185-228.
- CALLEDE, J., GUYOT, J.L., RONCHAIL, J. *et al.*, 2002, “L’Amazone à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique”. *Hydrological Sciences-Journal*, v. 47, n. 2, pp. 321-333.
- CALVER, A., 1988, “Calibration, sensitivity and validation of a physically-based rainfall-runoff model”. *Journal of Hydrology*, v. 103, n. 1-2, pp. 103-115.
- CARDILLE, J.A. e FOLEY, J.A., 2003, “Agricultural land-use change in Brazilian Amazônia between 1980 and 1995: Evidence from integrated satellite and census data”. *Remote Sensing of Environment*, v. 87, n. 4, pp. 551–562.
- CHAPELON, N., DOUVILLE, H., KOSUTH, P. *et al.*, 2002, “Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP”. *Climate Dynamics*, v. 19, n. 2, pp. 141-154.
- CHAUVEL, A., VITAL, A.R.T., LUCAS, Y. *et al.*, 1992, “O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta Amazônica”. In: *Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, v. 1, São Paulo, Brasil, 28 de setembro a 2 de outubro.

- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. e MAYS, L.W., 1988, *Applied Hydrology*. 1 ed., Singapore, McGraw-Hill International Editions.
- COLLISCHONN, W., 2001, *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese de D.Sc., IPH/UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- COLLISCHONN, W. e TUCCI, C.E.M., 2001, “Simulação hidrológica de grandes bacias”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.6, n. 1, pp. 95-118.
- COLLISCHONN, B., COLLISCHONN, W., SILVA, B.C. *et al.*, 2005, “Simulação hidrológica da bacia do rio São Francisco usando precipitação estimada pelo satélite TRMM”. In: *Anais do XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, CD-ROM, João Pessoa, Brasil, 20 a 24 de Novembro.
- COOK, P.G., HATTON, T.J., PIDSLEY, D. *et al.*, 1998, “Water balance of a tropical woodland ecosystem, Northern Australia: a combination of micro-meteorological, soil physical and groundwater chemical approaches”. *Journal of Hydrology*, v. 210, n. 1-4, pp. 161-177.
- COSTA, M.H. e FOLEY, J.A., 1997, “Water balance of the Amazon Basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance”. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. D20, pp. 23.973-23.989.
- COSTA, M.H. e FOLEY, J.A., 1998, “A comparison of precipitation datasets for the Amazon basin”. *Geophysical Research Letters*, v. 25, n. 2, pp. 155-158.
- COSTA, M.H. e FOLEY, J.A., 1999, “Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin”. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D12, pp. 14.189-14.198.
- COSTA, M.H., BOTTA, A. e CARDILLE, J.A., 2003, “Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia”. *Journal of Hydrology*, v. 283, n. 1-4, pp. 206-217.
- DICKINSON, R.E., 1984, *Modeling evapotranspiration for the three-dimensional global climate models*. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity*, v. 29, Geophys. Monogr. Series, AGU, pp. 58-72.
- DICKINSON, R.E. e HENDERSON-SELLERS, 1988, “Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization”. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*, v. 114, n. 480, pp. 439-462.
- DIRMEYER, P. A., DOLMAN, A. J. e SATO, N., 1999, “The Global Soil Wetness Project: A pilot project for global land surface modeling and validation”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, n. 5, pp. 851-878.

- DIRMEYER, P. A. e TAN, L., 2001, *A multi-decadal gridded meteorological and land-surface data set over South America*. COLA Technical Report, Calverton, EUA, COLA.
- ECUYER, R., 2003, *Application de Topmodel à différents bassins versants*. Rapport de stage ENSEIHT, INPT, Toulouse, França.
- EID, N.J. e CAMPANA, N.A., 1999, “Estimativa da vazão média mensal em sub-bacia do rio Negro com o apoio de Sistemas de Informações Geográficas”. In: *Anais de Manaus '99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, CD ROM, Manaus, Brasil, 16-19 Novembro.
- ELSENBEER, H. e VERTESSY, R.A., 2000, “Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment”. *Hydrological Processes*, v. 14, n. 14, pp. 2367-2381.
- ESCARIÃO, R.D., 2001, *Modelagem hidrológica da bacia do rio Negro na Amazônia*. Dissertação de M.Sc., Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- EWEN, J., 1997, “Blueprint for the UP modelling system for large scale hydrology”. *Hydrology & Earth System Sciences*, v. 1, n. 1 pp. 55-69.
- EWEN, J., SLOAN, W.T., KILSBY, C.G. *et al.*, 1999, “UP modelling system for large scale hydrology: deriving large-scale physically-based parameters for the Arkansas-Red river basin”. *Hydrology & Earth System Sciences*, v. 3, n. 1, pp. 125-136.
- FEARNSIDE, 1993, “Deforestation in Brazilian Amazonia - the effect of population and land-tenure”. *Ambio*, v. 22, n. 8, pp. 537-545.
- FERREIRA, S.J.F., LUIZÃO, F.J. e DALLAROSA, R.L.G., 2005, “Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central”. *Acta Amazônica*, v. 35, n. 1, pp. 55-62.
- FILIZOLA JUNIOR, N.P., 1999, *O Fluxo de Sedimentos em Suspensão nos Rios da Bacia Amazônica Brasileira*. 1 ed., Brasília, ANEEL.
- FISCH, G., VENDRAME, I., ALBUQUERQUE, V.F., 2000, “Influência da condutância estomática no cálculo da evapotranspiração em Rondônia”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5, n. 2, pp. 59-70.

- FRANCHINI, M. e PACCIANI, M., 1991, “Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models”. *Journal of Hydrology*, v. 122, n. 1-4, pp. 161-219.
- FRANKEN, W., LEOPOLDO, P.R., MATSUI, E. *et al.*, 1982, “Estudo da interceptação da água de chuva em cobertura florestal Amazônica do tipo terra firme”. *Acta Amazonica*, v. 12, n. 2, pp. 327-331.
- GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M. *et al.*, 1996, “An overview of ABRACOS”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 1, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- GÜNTNER, A. e BRONSTER, A., 2004, “Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas”. *Journal of Hydrology*, v. 297, n. 1-4, pp. 136-161.
- GUYOT, J.L., 1993, *Hydrogéochimie des Fluves de L'Amazonie Bolivienne*. 1 ed., Paris, ORSTOM.
- GUYOT, J.L., CALLÉDE, J., COCHONNEAU, G. *et al.*, 1999, “Caractéristiques Hydrologiques du Bassin Amazonien”. In: *Anais de Manaus '99 - Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, CD ROM, Manaus, Brasil, 16-19 Novembro.
- HABETS, F., ETCHEVERS, P., GOLAZ, C. *et al.*, 1999, “Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin”. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D24, pp. 31.145-31.172.
- HIEZ, G., COCHONNEAU, G. e SECHET, P., 1991, “Aplicação do método do vetor regional à análise da pluviometria anual da bacia Amazônica”. In: *Anais do IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, v. 1, pp. 367-377, Rio de Janeiro, Brasil, 10 a 14 de Novembro.
- HODNETT, M.G., PIMENTEL DA SILVA, L., DA ROCHA, H.R. *et al.*, 1995, “Seasonal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture”. *Journal of Hydrology*, v. 170, n. 1-4, pp. 233-254.
- HODNETT, M.G., OYAMA, M.D., TOMASELLA, J. *et al.*, 1996, “Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 3, Chichester, Inglaterra, John Wiley.

- HONZÁK, M., LUCAS, R.M., AMARAL, I. *et al.*, 1996, “Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forests: comparison of methodologies”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 21, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- HORNBERGER, G.M., RAFFENSPERGER, J.P., ESHLEMAN, K.N., *et al.*, 1998, *Elements of Physical Hydrology*. 1 ed., Baltimore, EUA, Johns Hopkins University Press.
- HUTLEY, L.B., O’GRADY, A.P. e EAMUS, D., 2000, “Evapotranspiration from Eucalypt open-forest savanna of Northern Australia”. *Functional Ecology*, v. 14, n. 2, pp. 183-194.
- JIPP, P.H., NEPSTAD, D.C., CASSEL, D.K. *et al.*, 1998, “Deep soil moisture storage and transpiration in forest sand pastures of seasonally-dry Amazonia”. *Climatic Change*, v. 39, n. 2-3, pp. 395-412.
- JORDAN, C.F. e HEUVELDOP, J., 1981, “The water budget of an Amazonian rain forest”. *Acta Amazônica*, v. 11, n. 1, pp. 87-92.
- JORDAN, C.F., 1985, “Soil of the Amazon Rainforest”. In: PRANCE, G.T. e LOVEJOY, T.E. (ed.), *Key Environments: Amazonia*, 1 ed., Capítulo 1, Oxford, Inglaterra, Pergamon Press.
- JUNK, W.J., 1997, “General Aspects of Floodplain Ecology”. In: JUNK, W.J. (ed.), *The central Amazon floodplain: ecology of a pulsing system*, 1 ed., Capítulo 1, New York, EUA, Springer Berlin.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., *et al.*, 1996, “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 3, pp. 437-471.
- KARVONEN, T., KOIVUSALO, H., JAUHAINEN, M. *et al.*, 1999, “A hydrological model for predicting runoff from different land use areas”. *Journal of Hydrology*, v. 217, n. 3-4, pp. 253-265.
- KILSBY, C.G., EWEN, J., SLOAN, W.T., *et al.*, 1999, “UP modelling system for large scale hydrology: simulation of the Arkansas-Red river basin”. *Hydrology & Earth System Sciences*, v. 3, n. 1, pp. 137-149.
- KITE, G.W. e KOUWEN, N., 1992, “Watershed modeling using land classifications”. *Water Resources Research*, v. 28, n. 12, pp. 3193-3200.

- KITE, G.W., 1997, "Simulating Columbia River flows with data from regional-scale climate models". *Water Resources Research*, v. 33, n. 6, pp. 1275-1285.
- KITE, G.W. e HABERLANDT, U., 1999, "Atmospheric model data for macroscale hydrology". *Journal of Hydrology*, V. 217, n. 3-4, pp. 303-313.
- KOUWEN, N., SOULIS, E.D., PIETRONIRO, A., *et al.*, 1993, "Grouped response units for distributed hydrologic modeling". *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 119, n. 3, pp. 289-305.
- KRUSCHE, A.V., BALLESTER, M.V.R., VICTORIA, R.L. *et al.*, 2005, "Efeitos das mudanças do uso da terra na biogeoquímica dos corpos d'água da bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia". *Acta Amazônica*, v. 35, n. 2, pp. 197-205.
- KRYSANOVA, V., MÜLLER-WOHLFEIL, D.I. e BECKER, A., 1998, "Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds". *Ecological Modelling*, v. 106, n. 2-3, pp. 261-289.
- KRYSANOVA, V., BRONSTERT, A. e MÜLLER-WOHLFEIL, D.I., 1999, "Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach". *Hydrological Sciences-Journal*, v. 44, n. 2, pp. 313-331.
- LEGATES, D.R. e WILLMOTT, C.J., 1990, "Mean Seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation". *International Journal of Climatology*, v. 10, n. 2, pp. 111-127.
- LEOPOLDO, P.R., FRANKEN, W., SALATI, E. *et al.*, 1987, "Towards a water balance in the Central Amazonian region". *Experientia*, v. 43, n. 3, pp. 222-233.
- LEOPOLDO, P.R., FRANKEN, W., VILLA NOVA, N.A., 1995, "Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method". *Experientia*, v. 43, n. 3, pp. B222-233.
- LESACK, L.F.W., 1993, "Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the central Amazon Basin". *Water Resources Research*, v. 29, n. 3, pp. 759-773.
- LIANG, X., LETTENMAIER, D.P., WOOD, E.F. *et al.*, 1994, "A Simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models". *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. D7, pp. 14.416-14.428.

- LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., *et al.*, 1997, “Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model”. *Journal of Hydrology*, v. 201, n. 1-4, pp. 53-64.
- LLOYD, C.R. e MARQUES, A.O., 1988, “Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest”. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 42, n. 1, pp. 63-73.
- LLOYD, C.R., GASH, J.H.C., SHUTTLEWORTH, W.J. *et al.*, 1988, “The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest”. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 43, n. 3-4, pp. 277-294.
- LOHMANN, D., RASCHKE, E., NIJSSEN, B. *et al.*, 1998, ”Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model”. *Hydrological Sciences Journal*, v. 43, n. 1, pp. 131-141.
- LOPES, J.E.G., BRAGA, B.P.F. e CONEJO, J.G.L., 1981, “Simulação hidrológica: aplicações de um modelo simplificado”. In: *Anais do IV Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos*, v. 2, pp. 42-49, Fortaleza, Brasil, 15-19 de novembro.
- LUTGENS, F.K. e TARBUCK, E.J., 1998, *The Atmosphere – An Introduction to Meteorology*. 7ª ed., New Jersey, Prentice Hall.
- MALHI, Y., PEGORARO, E., NOBRE, A.D. *et al.*, 2002, “Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest”. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, pp. 45-1 – 45-17.
- MANZI, A.O., PLANTON, S., 1996, “A Simulation of Amazonian Deforestation Using a GCM Calibrated with ABRACOS and ARME Data”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 29, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- MARENGO, J.A., MILLER, J.R., RUSSELL, G.L. *et al.*, 1994, “Calculations of river-runoff in the GISS GCM: impact of a new land-surface parameterization and runoff routing model on the hydrology of the Amazon River”. *Climate Dynamics*, v. 10, n. 6-7, pp. 349-361.
- MARENGO, J.A., 2003, “Condições Climáticas e os Recursos Hídricos no Norte Brasileiro”. In: TUCCI, C.E.M., e BRAGA, B.P.F (org.), *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, 1 ed., Capítulo 4, Brasília, Brasil, ABRH.
- MARENGO, J.A., 2005, “Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River Basin Water Budget”. *Climate Dynamics*, v. 24, n. 1, pp. 11-22.

- MARQUES, J., SALATI, E. e SANTOS, J.M., 1980, “Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia Amazônica Através do Método Aerológico”. *Acta Amazonica*, v. 10, n. 2, pp. 357-361.
- MAZIERO, T.A., OHNUMA JUNIOR, A.A., LIMA, G. *et al.*, 2003, *Década da IAHS sobre Previsões em Bacias sem Dados (PUB): 2003-2012*. Plano Científico e de Implementação do PUB, NIBH, SHS-EESC-USP.
- MENDIONDO, E.M. e TUCCI, C.E.M., 1997, “Escalas Hidrológicas I: Conceitos”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 2, n. 1, pp. 59-79.
- MATHEUSSEN, B., KIRSCHBAUM, R.L., GOODMAN, I.A. *et al.*, 2000, “Effects of land cover change on streamflow in the interior Columbia River Basin (USA and Canada)”. *Hydrological Processes*, v. 14, n. 5, pp. 867-885.
- MITCHELL, T.D. e JONES, P.D., 2005, “An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids”. *International Journal of Climatology*, v. 25, n. 3, pp. 693–712.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., OLIVEIRA, E. *et al.*, 1994, “Hidrologia da bacia do rio Amazonas”. *A Água em Revista*, v. 2, n. 3, pp. 31-36.
- MULLER, F., SEYLER, F., COCHONNEAU, G. *et al.*, 2000, “Watershed extraction using together DEM and drainage network: application to the whole Amazonian basin”. In: *Proceedings of the 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling: Problems, Prospects and Research Needs*, Alberta, Canada, 2 a 8 de Setembro. Disponível em <http://www.colorado.edu/research/cires/banff/pubpapers/220/> em 11/08/2005.
- NASONOVA, O. e GUSEV, Y., 2005, “The application of global 1-degree data sets for prediction in ungaged basins using a land surface model”. In: *VII IAHS Scientific Assembly*, CD ROM, Foz do Iguaçu, Brasil, 03 a 09 de Abril.
- NEPSTAD, D.C. *et al.*, 1994, “The Role of Deep Roots in the Hydrological and Carbon Cycles of Amazonian Forests and Pastures”. *Nature*, v. 372, n. 6507, pp. 666-669.
- NIJSSEN, B., O'DONNELL, G.M., HAMLET, A.F. e LETTENMAIER, D.P., 2001, “Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change”. *Climatic Change*, v. 50, n. 1-2, pp. 143-175.
- NOBRE, C.A., SELLERS, P.J. e SHUKLA, J., 1991, “Amazonian deforestation and regional climate change”. *Journal of Climate*, v. 4, n. 10, pp. 957-988.
- NOILHAN, J. e MAHFOUF, J.F., 1996, “The ISBA land surface parameterisation scheme”. *Global and Planetary Change*, v. 13, n. 1-4, pp. 145-159.

- PIMENTEL DA SILVA, L. e EWEN, J., 2000, “Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.5, n. 4, pp. 81-92.
- RADAM-BRASIL, 1978, *Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro, Brasil, Vol. 16, Ministério das Minas e Energia.
- RAWLS, W.J., AHUJA, L.R., BRAKENSIEK, D.L. *et al.*, 1993, “Infiltration and soil water movement”. In: Maidment, D.R. (Editor in Chief). *Handbook of Hydrology*, 1 ed., Capítulo 4, New York, EUA, McGraw-Hill Inc.
- RIBEIRO NETO, A., 2001, *Modelagem hidrodinâmica da bacia do rio Amazonas*. Dissertação de M.Sc., Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- RICHEY, J.E., CABRAL, M.C.C. SANTIAGO, A.V. *et al.*, 2004, “Recent progress in modeling surface hydrology across the Amazon Basin using a Variable Infiltration Capacity approach”. In: *Anais da III Conferência Científica do LBA*, CD ROM, Brasília, Brasil, 27 a 29 de Julho.
- ROBERTS, J.M., CABRAL, O.M.R., COSTA, J.P. *et al.*, 1996, “An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 16, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- ROCHA, H.R., GOULDEN, M.L., MILLER, S.D. *et al.*, 2004, “Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia”. *Ecological Applications*, v. 14, n. 4 Supplement, pp. S22-S32.
- ROMERO-SALTOS, H., STERNBERG, L.S.L., MOREIRA, M.Z. *et al.*, 2005, “Rainfall Exclusion in an Eastern Amazonian Forest Alters Soil Water Movement and Depth of Water Uptake”. *American Journal of Botany*, v. 92, n. 3, pp. 443-455.
- SCHUBART, H.O.R., FRANKEN, W. e LUIZÃO, F.J., 1984, “Uma floresta sobre solos pobres”. *Ciência Hoje*, v. 2, n. 10, pp. 26-32.
- SHUTTLEWORTH, W.J., 1988, “Macrohydrology – the new challenge for process hydrology”. *Journal of Hydrology*, v. 100, n. 1-3, pp. 31-56.
- SHUTTLEWORTH, W.J., 1993, “Evaporation” In: Maidment, D.R. (Editor in Chief). *Handbook of Hydrology*, 1 ed., Capítulo 4, New York, EUA, McGraw-Hill Inc.
- SILVA, B.C., 2005, *Previsão hidroclimática de vazão para a bacia do rio São Francisco*. Tese de D.Sc., IPH/UFRGS, Porto Alegre, Brasil.
- SMITH, J.A., 1993, “Precipitation”. In: Maidment, D.R. (Editor in Chief). *Handbook of Hydrology*, 1 ed., Capítulo 3, New York, E.U.A, McGraw-Hill Inc.

- SOLOMON, S.I., DENOUIL, J.P., CHART, E.J. *et al.*, 1968, “The use of a square grid system for computer estimation of precipitation, temperature and runoff”. *Water Resources Research*, v. 4, n. 5, pp. 919-929.
- SOMMER, R., FOLSTER, H., VIELHAUER, K. *et al.*, 2003, “Deep soil water dynamics and depletion by secondary vegetation in the Eastern Amazon”. *Soil Science Society of America Journal*, v. 67, n. 6, pp. 1672-1686.
- SOUZA FILHO, J.D.C., RIBEIRO, A., COSTA, M.H. *et al.*, 2005, “Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia”. *Acta Amazônica*, v. 35, n. 2, pp. 223-229.
- STEENHUIS, T.S., AGNEW, L., GÉRARD-MARCHANT, P. *et al.*, 2004, “Overland flow generation”. In: HILLEL, D. (ed.), *Proc. encyclopedia of soils in the environment*, Article Number: Soil 00568, Elsevier B.V.
- TODINI, E., 1996, “The ARNO rainfall-runoff model”. *Journal of Hydrology*, v. 175, n. 1-4, pp. 339-382.
- TUCCI, C.E.M., 1993, “Fundamentos do Escoamento Não-Permanente”. In: Tucci, C.E.M. (Organizador), *Hidrologia – Ciência e Aplicação*, 1 ed., Capítulo 6, Porto Alegre, Brasil, ABRH/Editora da Universidade (UFRGS).
- TUCCI, C.E.M. e CLARKE, R.T., 1997, “Impacto das mudanças da cobertura vegetal no escoamento”. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 2, n. 1, pp. 135-152.
- TUCCI, C.E.M., 1998, *Modelos Hidrológicos*. 1 ed., Porto Alegre, Brasil, Editora Universidade/UFRGS/ABRH.
- TUCCI, C.E.M., 2003, “Processos hidrológicos e os impactos do uso do solo”. In: TUCCI, C.E.M., e BRAGA, B.P.F (org.), *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, 1 ed., Capítulo 2, Brasília, Brasil, ABRH.
- UBARANA, V.N., 1996, “Observations and Modeling of Rainfall Interception at Two Experimental Sites in Amazonia”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 8, Chichester, Inglaterra, John Wiley.
- VERBUNT, M., GURTZ, J., JASPER, K. *et al.*, 2003, “The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling”. *Journal of Hydrology*, v. 282, n. 1-4, pp. 36-55.
- VICTORIA, D.C., 2004, *Estimativa da evapotranspiração da bacia do Ji-Paraná (RO) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento*. Dissertação de M.Sc., Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", USP, Piracicaba, Brasil.

- VICTORIA, D.C., BALLESTER, M.V.R., SANTIAGO, A.V. *et al.*, 2005, “Simulação hidrológica da bacia Amazônica com o modelo VIC-nL: calibração preliminar na bacia do Juruá”. In: *Anais do II Congresso de Estudantes e Bolsistas do Experimento LBA*, Manaus, Brasil, 11 a 13 de Julho. Disponível em [http://www.lbaconferencia.org/manaus\\_conf\\_2005/index.htm](http://www.lbaconferencia.org/manaus_conf_2005/index.htm) em 11/08/2005.
- VÖRÖSMARTY, C.J., MOORE, B., GRACE, A.L. *et al.*, 1989, “Continental scale models of water balance and fluvial transport: an application to South America”. *Global biogeochemical cycles*, v. 3, n. 3, pp. 241-265.
- WEBBER, S.R. e WILLMOTT, C.J., 1998, *South America precipitation: 1960-1990 gridded monthly time series*. Center for Climatic Research, Dept. of Geography, University of Delaware, Newark, EUA.
- WEI, X., LIU, S. e ZHOU, G. *et al.*, 2005, “Hydrological processes in major types of Chinese forest”. *Hydrological Processes*, v. 19, n. 1, 63-75.
- WERTH, D. e AVISSAR, R., 2005, “The regional evapotranspiration of the Amazon”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 5, n. 1, 100-109.
- WIGMOSTA, M.S., VAIL, L.W. e LETTENMAIER, D.P., 1994, “A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain”. *Water Resources Research*, v. 30, n. 6, pp. 1665-1679.
- WIGMOSTA, M.S., e LETTENMAIER, D.P., 1999, “A comparison of simplified methods for routing topographically driven subsurface flow”. *Water Resources Research*, v. 35, n. 1, pp. 255-264.
- WHITE, G. e SABA, S., 1999, “Estimation of the global energy and water cycle from global data assimilation”. In: BROWNING, K.A. e GURNEY, R.J. (ed.), *Global energy and water cycles*. 1 ed., Capítulo 2, Reino Unido, Cambridge University Press.
- WOOLDRIDGE, S.A. e KALMA, J.D., 2001, “Regional-scale hydrological modelling using multiple-parameter landscape zones and a quasi-distributed water balance model”. *Hydrology & Earth System Sciences*, v. 5, n.1, pp. 59-74.
- WRIGHT, I.R., NOBRE, C.A., TOMASELLA, J. *et al.*, 1996, “Towards a GCM surface parameterization for Amazonia”. In: GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M., VICTORIA, R.L. (ed.), *Amazonian Deforestation and Climate*, 1 ed., Capítulo 28, Chichester, Inglaterra, John Wiley.

- XIE, P. e ARKIN, P.A., 1997, “Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical outputs”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 11, pp. 2539-2558.
- ZENG, N., 1999, “Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle”. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, n. D8, pp. 9097-9106.
- ZHAO, R. J., ZUANG, Y. L., FANG, L. R. *et al.*, 1980, The Xinanjing model. In: *Hydrological Forecasting, (Proc. Oxford Symp.)*, 351–356. IAHS 129. IAHS Press, Wallingford, UK.

## ANEXO A – HIDROGRAMAS NAS SUB-BACIAS

Apresenta-se a seguir os hidrogramas calculado e observado nas estações fluviométricas utilizadas na calibração e verificação do modelo MGB-IPH. A Figura A.1 mostra as sub-bacias simuladas e as Figuras de A.2 a A.14 mostram os hidrogramas de montante para jusante. Em seguida, nas Figuras de A.15 a A.21 são apresentados os hidrogramas das estações que não foram utilizadas na calibração, mas sim na avaliação da potencialidade do modelo na geração de informações de vazão na bacia.

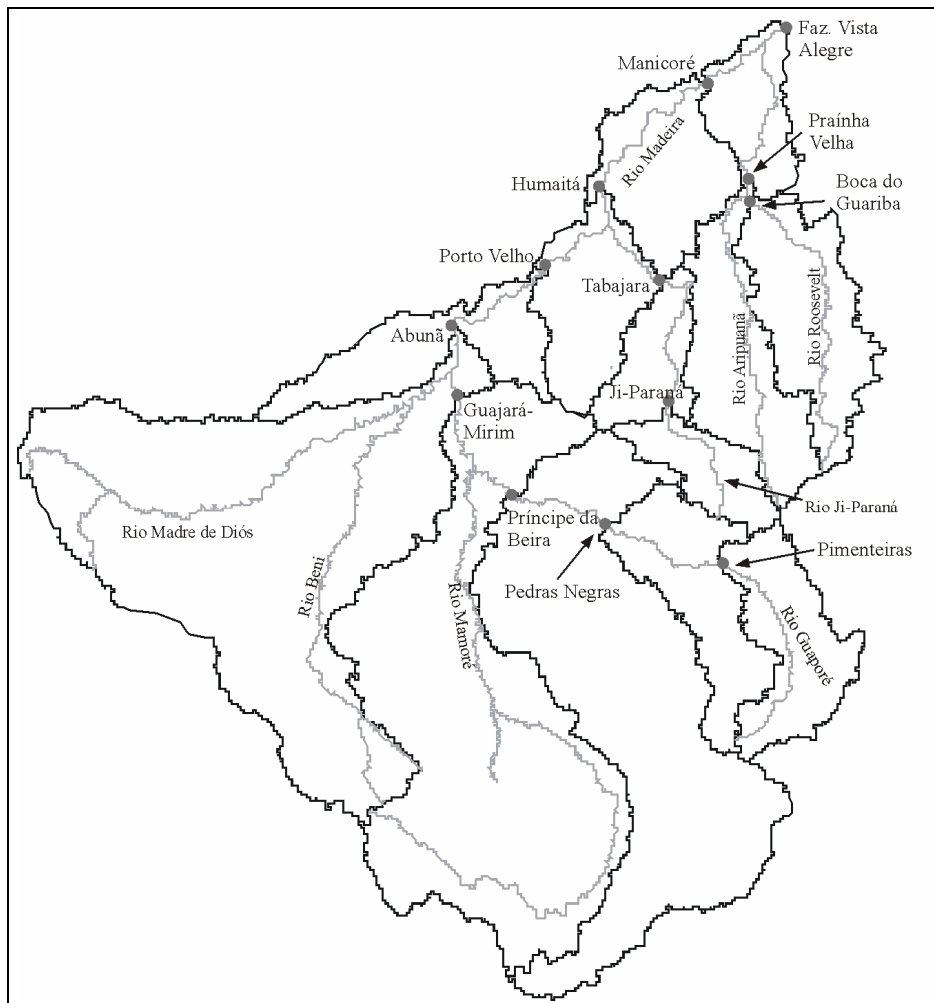


Figura A.1 – Sub-bacias da bacia do rio Madeira

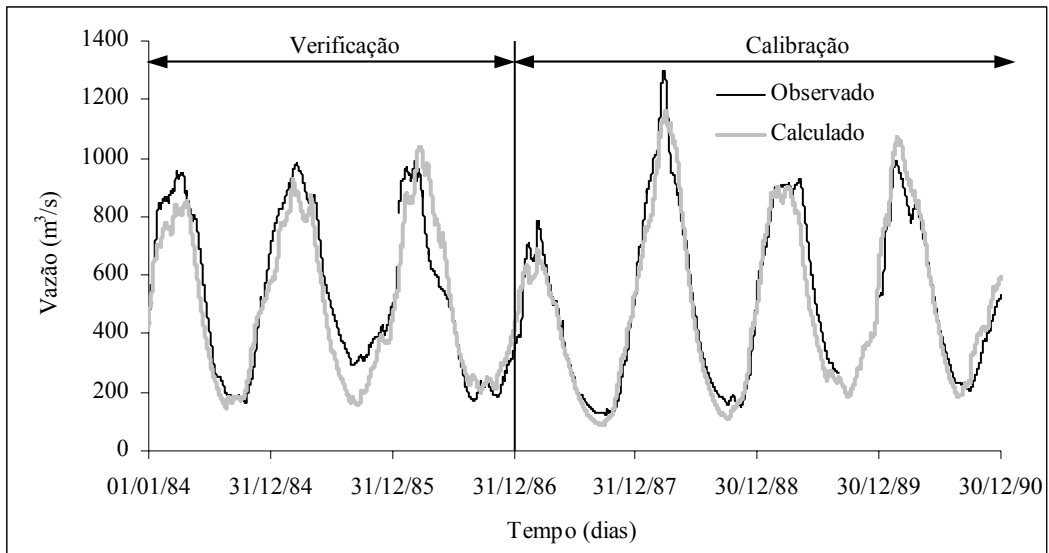


Figura A.2 – Vazão calculada e observada em Pimenteiras

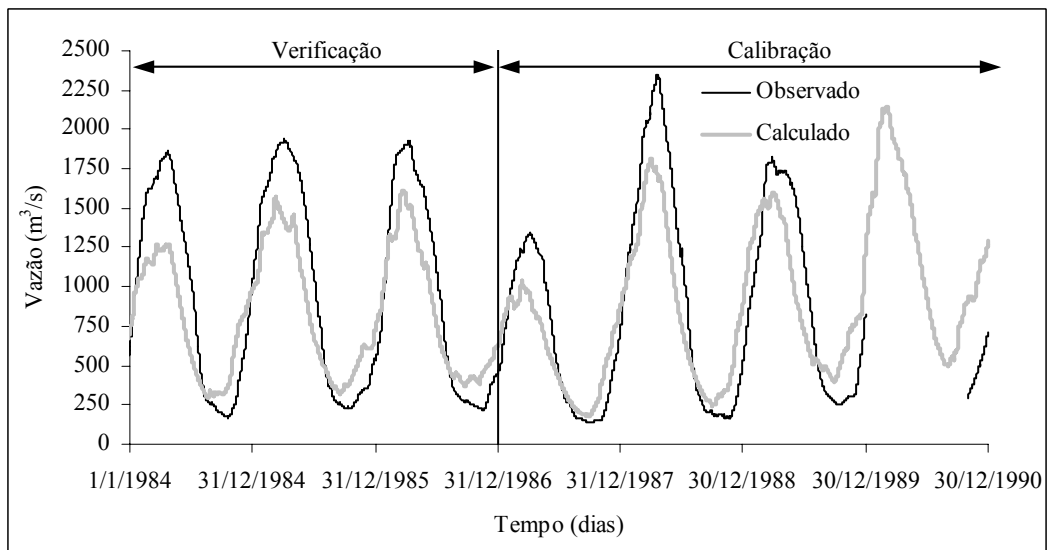


Figura A.3 – Vazão calculada e observada em Pedras Negras

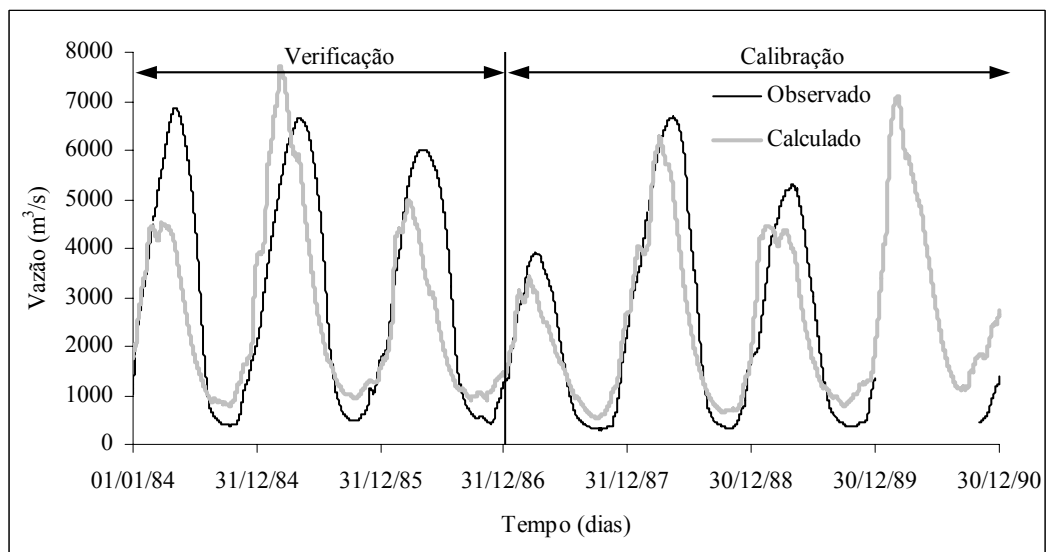


Figura A.4 – Vazão calculada e observada em Príncipe da Beira

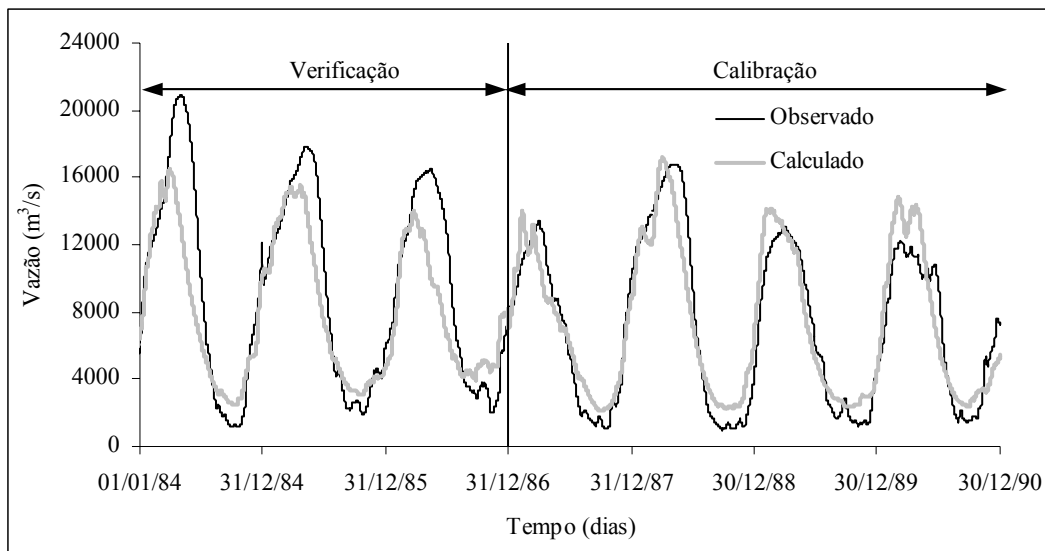


Figura A.5 – Vazão calculada e observada em Guajará-Mirim

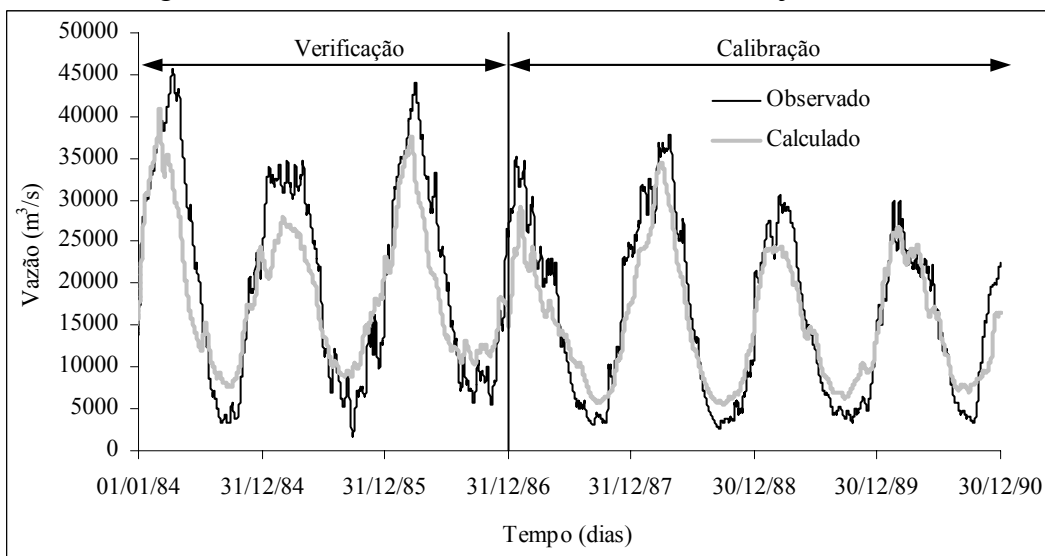


Figura A.6 – Vazão calculada e observada em Abunã

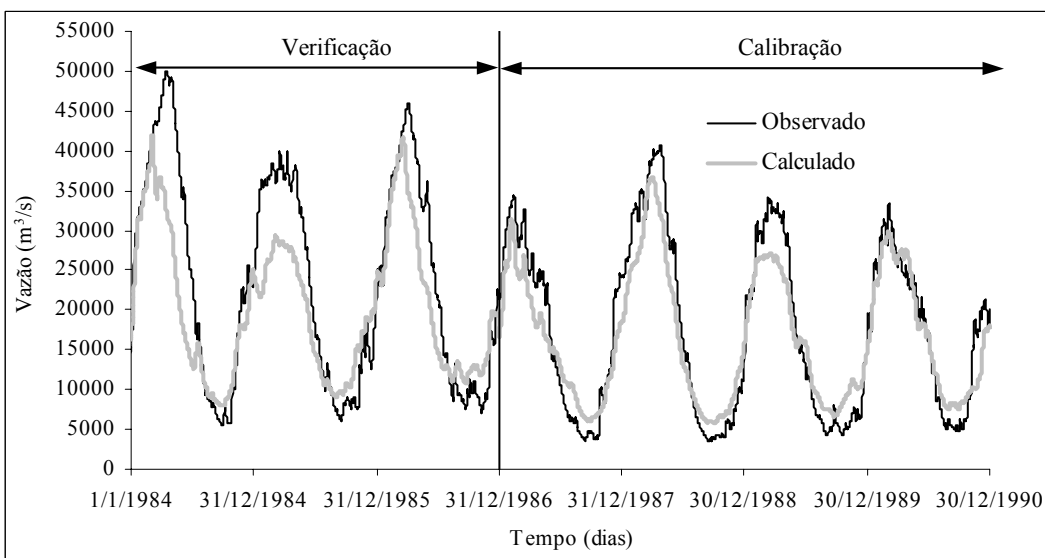


Figura A.7 – Vazão calculada e observada em Porto Velho

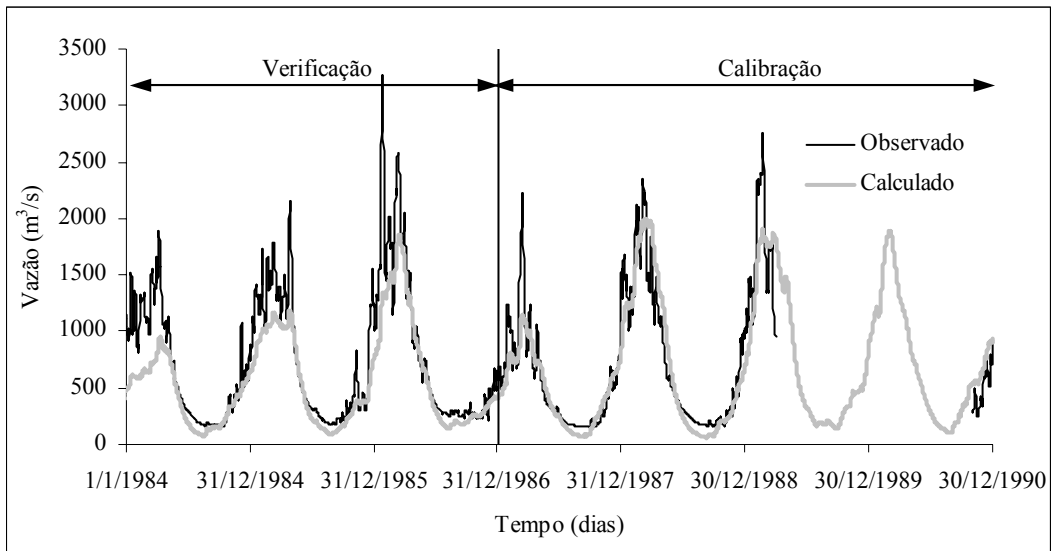


Figura A.8 – Vazão calculada e observada em Ji-Paraná

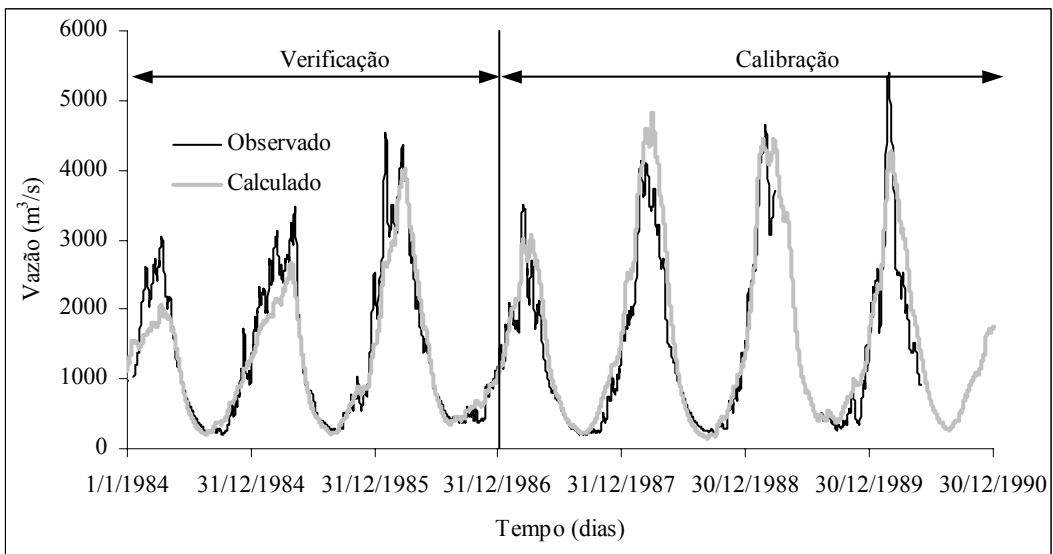


Figura A.9 – Vazão calculada e observada em Tabajara

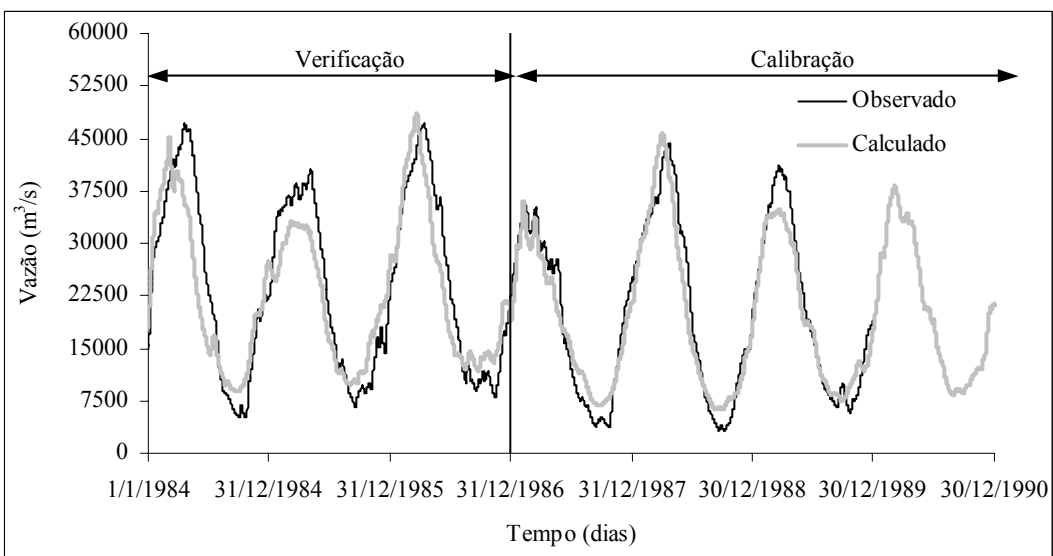


Figura A.10 – Vazão calculada e observada em Humaitá

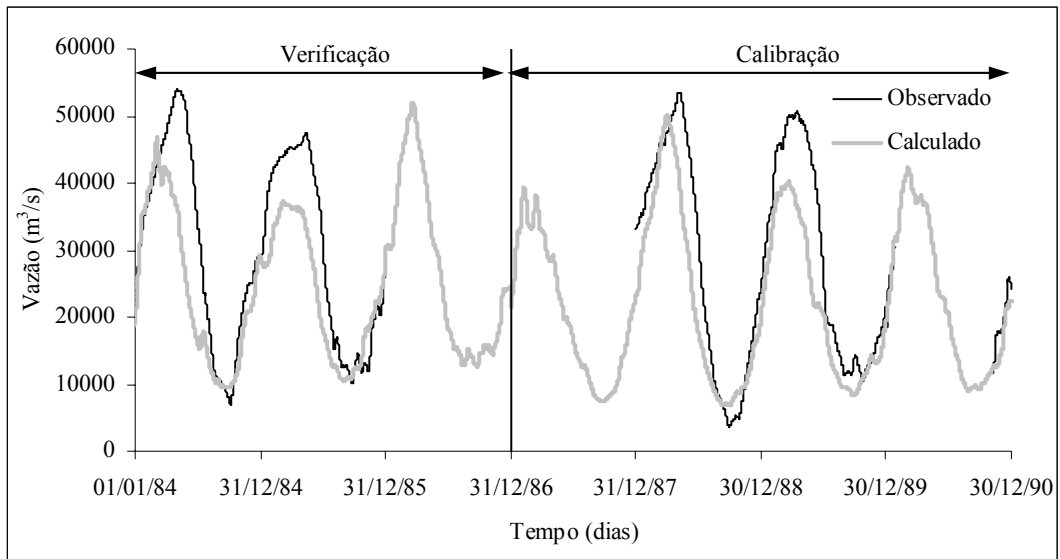


Figura A.11 – Vazão calculada e observada em Manicoré

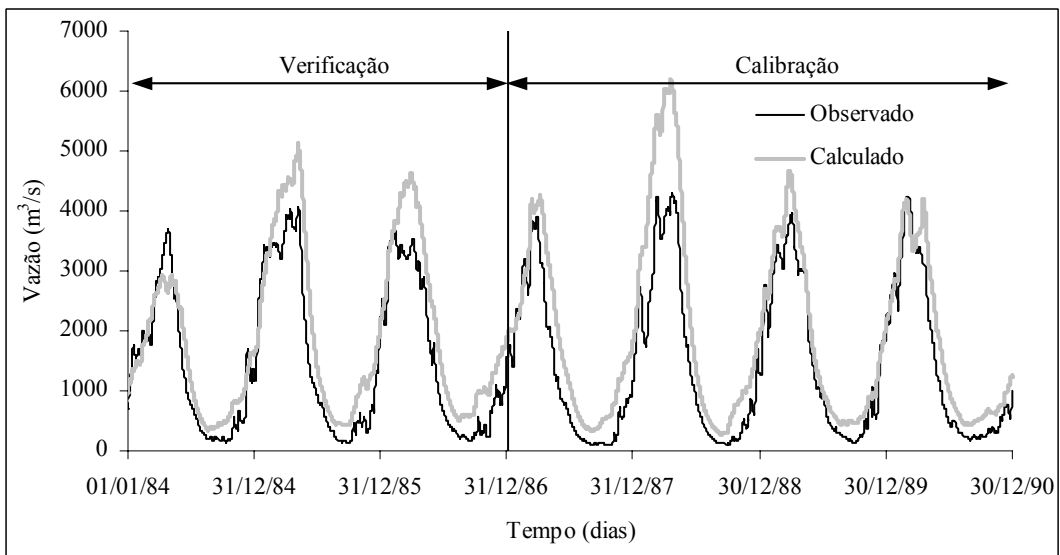


Figura A.12 – Vazão calculada e observada em Boca do Guariba

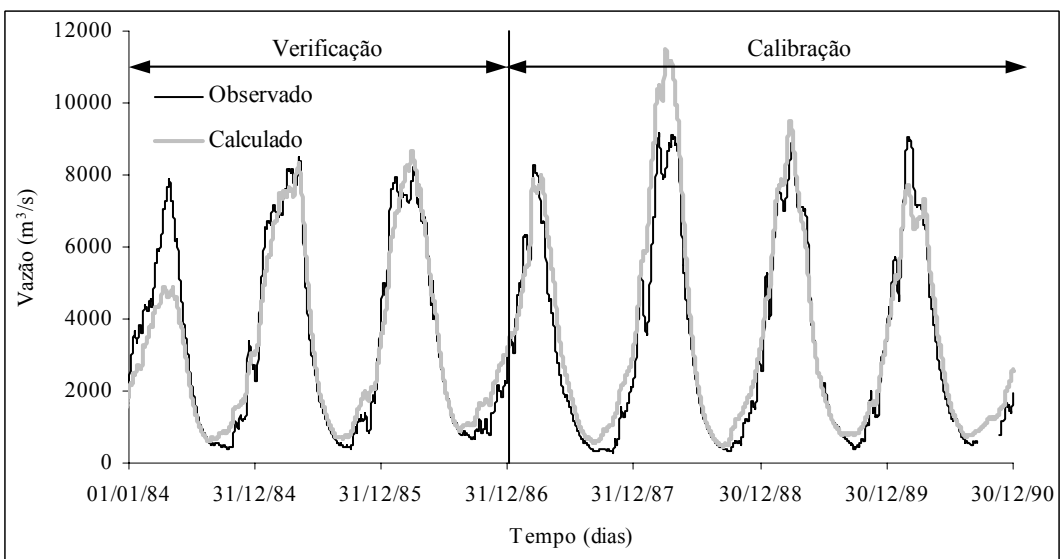


Figura A.13 – Vazão calculada e observada em Práinha Velha

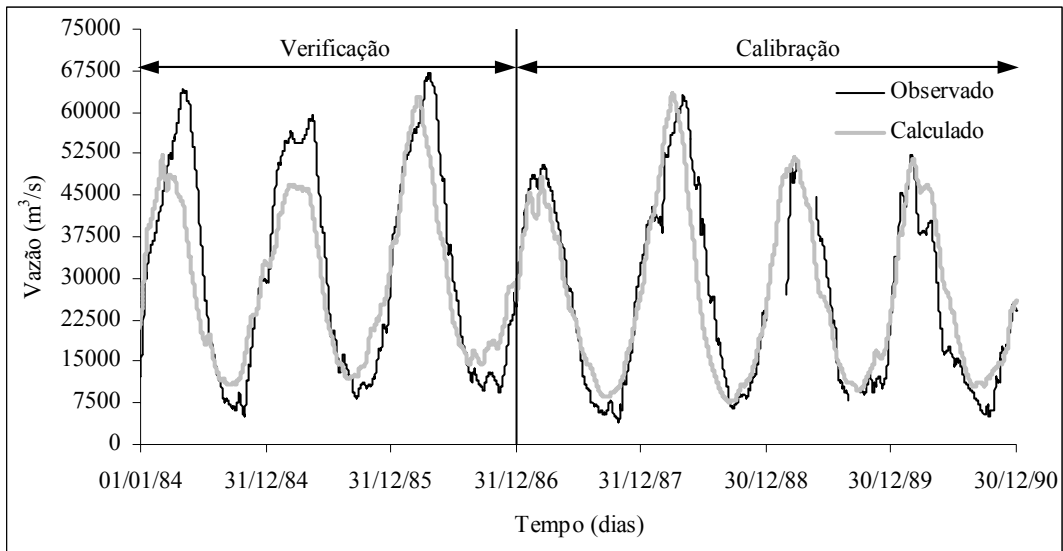


Figura A.14 – Vazão calculada e observada em Faz. Vista Alegre

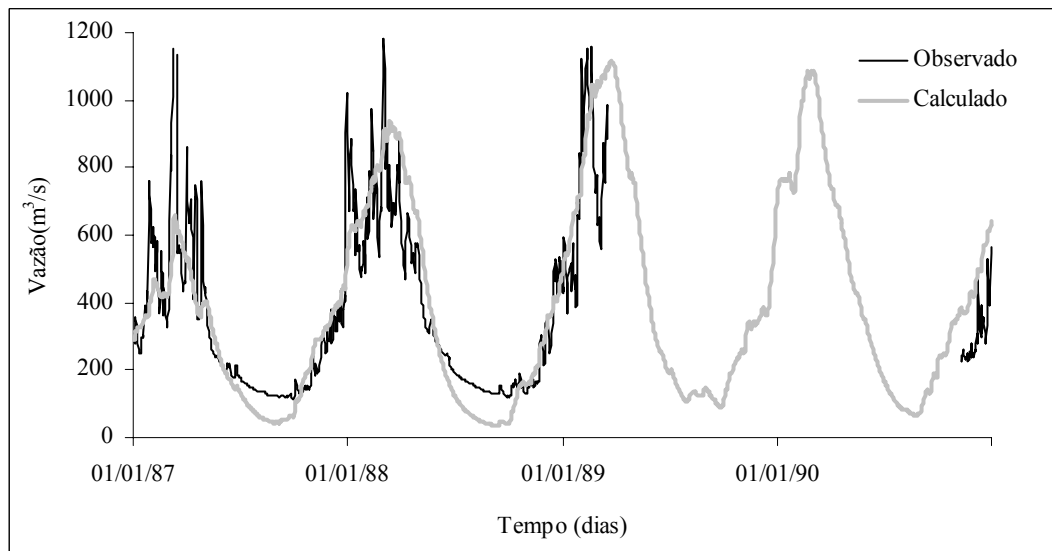


Figura A.15 – Vazão calculada e observada em Pimenta Bueno

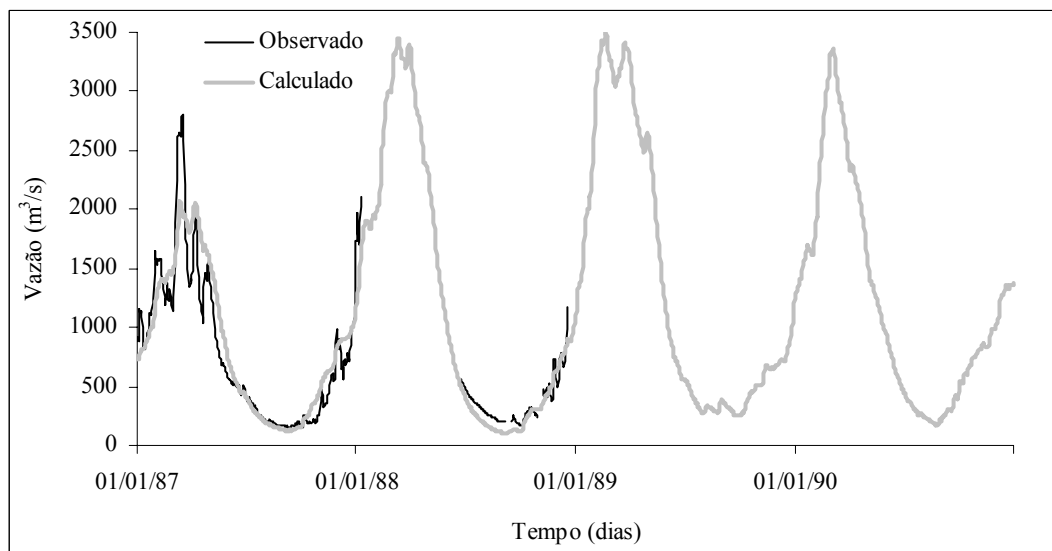


Figura A.16 – Vazão calculada e observada em São Mateus

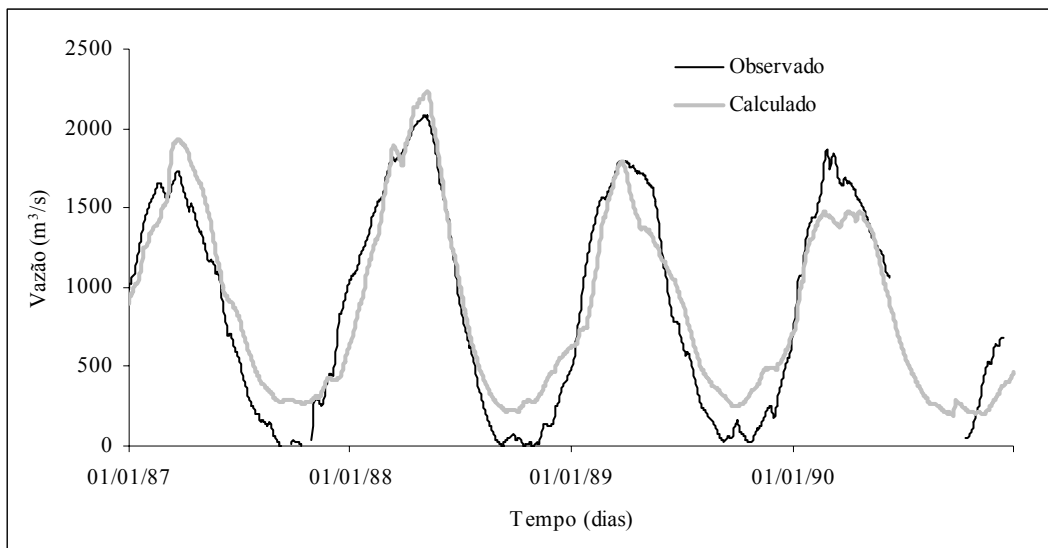


Figura A.17 – Vazão calculada e observada em Nova Esperança

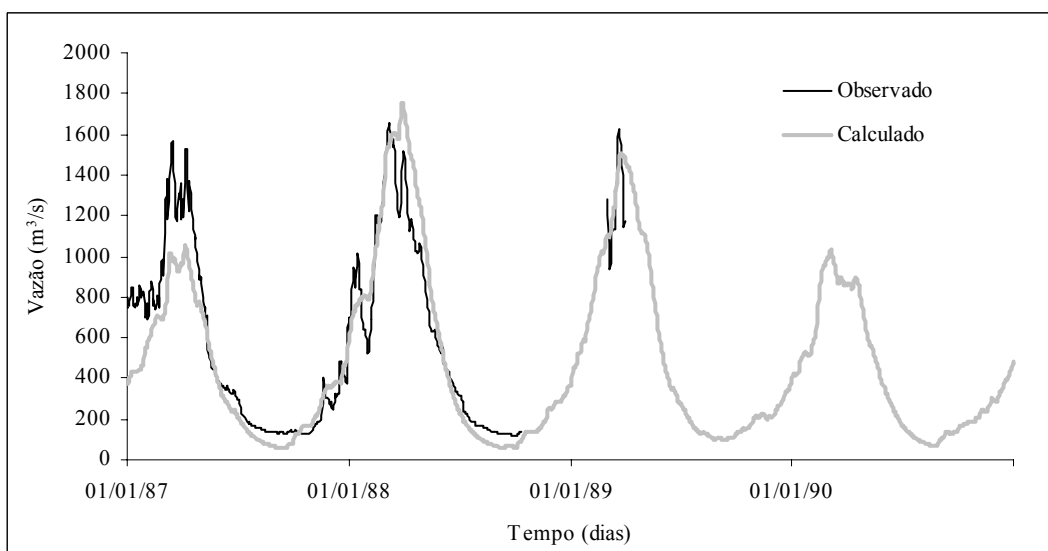


Figura A.18 – Vazão calculada e observada em Concisa

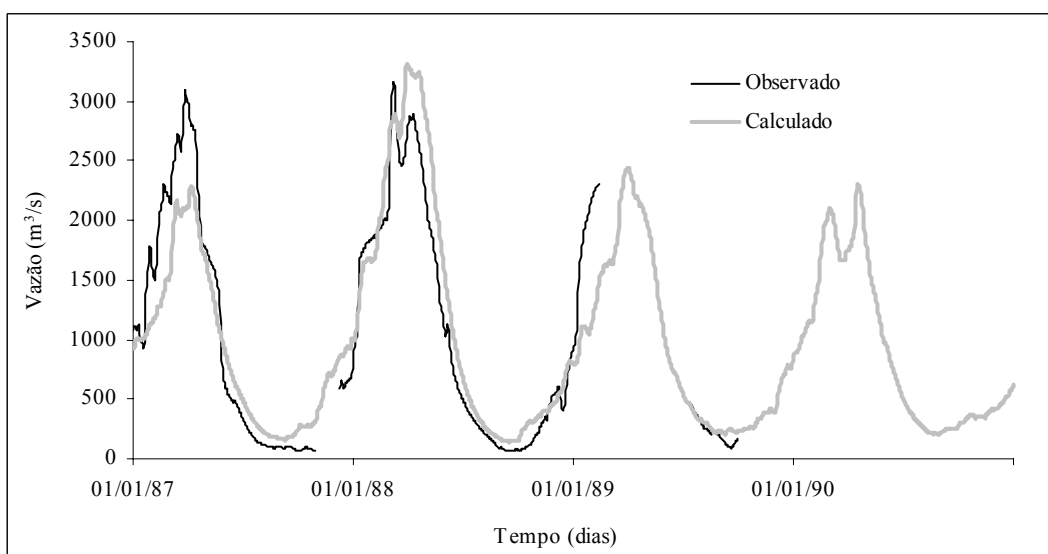


Figura A.19 – Vazão calculada e observada em Bom Destino

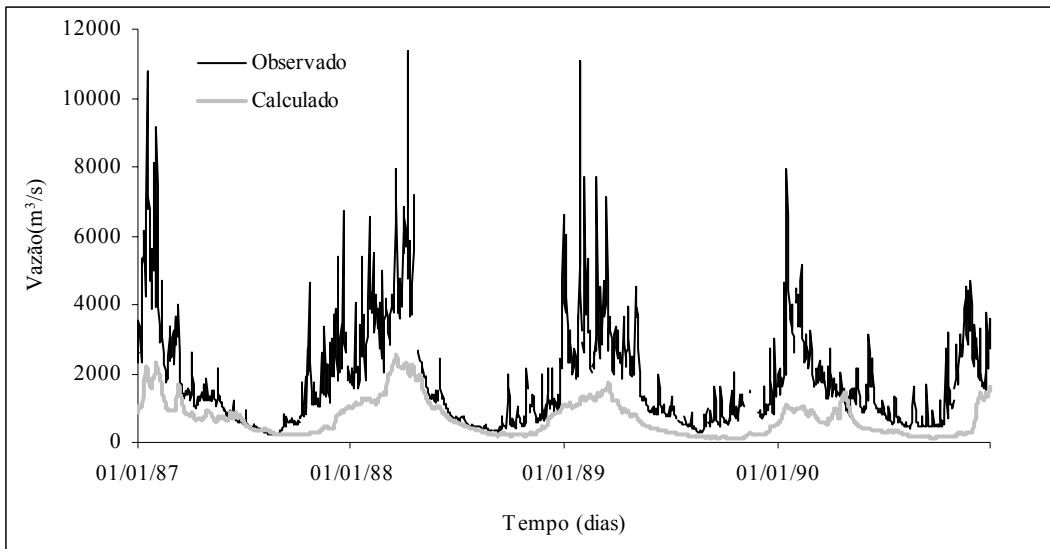


Figura A.20 – Vazão calculada e observada em Angosto del Bala

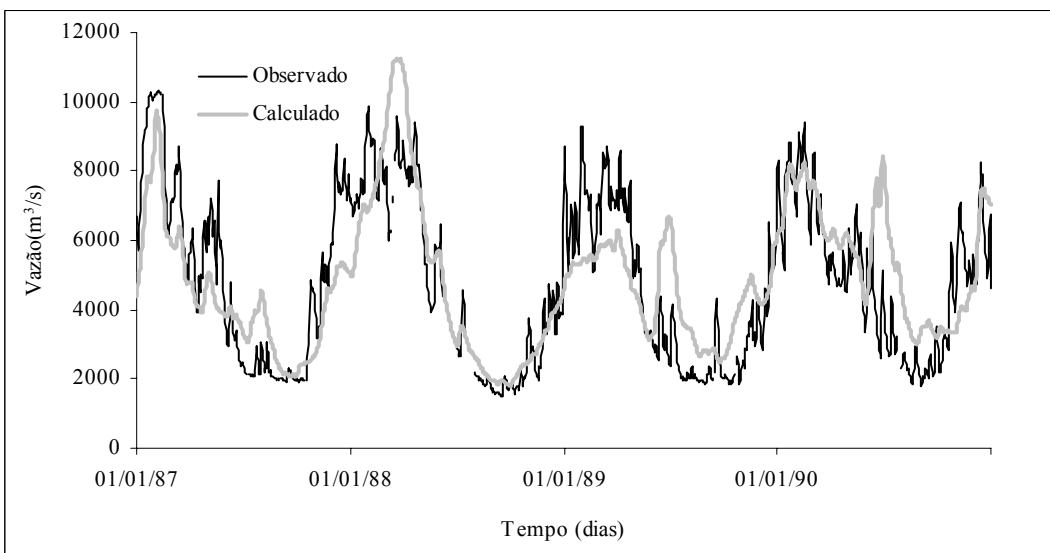


Figura A.21 – Vazão calculada e observada em Miraflores

## ANEXO B – VALORES DOS PARÂMETROS

Tabela B.1 – Valores dos parâmetros por bloco

Bacia	Bloco	W <sub>m</sub>	b	K <sub>BAS</sub>	K <sub>INT</sub>	XL
Pimenteiras	Argissolo e floresta	1912	0,36	0,016	0,41	0,40
	Latossolo e floresta	3488	0,36	0,016	0,41	0,40
	Solo raso e floresta	1830	0,36	0,016	0,41	0,40
	Pastagem	730	0,36	0,016	0,41	0,40
	Argissolo e cerrado	1592	0,36	0,016	0,41	0,40
	Solo raso e cerrado	743	0,36	0,016	0,41	0,40
	Argissolo e cerrado	1426	0,36	0,016	0,41	0,40
	Solo raso e cerrado	706	0,36	0,016	0,41	0,40
	Água	0	1,00	0,000	0,00	0,00
Pedras Negras	Argissolo e floresta	7883	0,11	0,06	1,00	0,40
	Latossolo e floresta	6688	0,11	0,06	1,00	0,40
	Solo raso e floresta	532	0,11	0,06	1,00	0,40
	Pastagem	984	0,11	0,06	1,00	0,40
	Argissolo e cerrado	2090	0,11	0,06	1,00	0,40
	Solo raso e cerrado	1214	0,11	0,06	1,00	0,40
	Argissolo e cerrado	1012	0,11	0,06	1,00	0,40
	Solo raso e cerrado	1420	0,11	0,06	1,00	0,40
	Água	0	1,00	0,00	0,00	0,00
Príncipe da Beira	Argissolo e floresta	1011	0,14	0,14	38,66	0,40
	Latossolo e floresta	4209	0,14	0,14	38,66	0,40
	Solo raso e floresta	532	0,14	0,14	38,66	0,40
	Pastagem	2169	0,14	0,14	38,66	0,40
	Argissolo e cerrado	1170	0,14	0,14	38,66	0,40
	Solo raso e cerrado	1349	0,14	0,14	38,66	0,40
	Argissolo e cerrado	2305	0,14	0,14	38,66	0,40
	Solo raso e cerrado	1264	0,14	0,14	38,66	0,40
	Água	0	1,00	0,00	0,00	0,00
Guajará-mirim	Argissolo e floresta	2017	0,50	0,240	42,32	0,40
	Latossolo e floresta	4676	0,50	0,240	42,32	0,40
	Solo raso e floresta	658	0,50	0,240	42,32	0,40
	Pastagem	2270	0,50	0,240	42,32	0,40
	Argissolo e cerrado	3400	0,50	0,240	42,32	0,40
	Solo raso e cerrado	764	0,50	0,240	42,32	0,40
	Argissolo e cerrado	2527	0,50	0,240	42,32	0,40
	Solo raso e cerrado	1383	0,50	0,240	42,32	0,40
	Água	0	1,00	0,000	0,00	0,00

Continuação da Tabela B.1

Bacia	Bloco	$W_m$	b	$K_{BAS}$	$K_{INT}$	XL
Abunã	Argissolo e floresta	6729	1,17	2,01	37,54	0,40
	Latossolo e floresta	5170	1,17	2,01	37,54	0,40
	Solo raso e floresta	537	1,17	2,01	37,54	0,40
	Pastagem	2126	1,17	2,01	37,54	0,40
	Argissolo e cerradão	2404	1,17	2,01	37,54	0,40
	Solo raso e cerradão	622	1,17	2,01	37,54	0,40
	Argissolo e cerrado	2648	1,17	2,01	37,54	0,40
	Solo raso e cerrado	1034	1,17	2,01	37,54	0,40
	Água	0	1,00	0,000	0,00	0,00
Bacias 6 a 13 (Porto Velho a Faz. Vista Alegre)	Argissolo e floresta	1243	0,35	0,37	36,07	0,40
	Latossolo e floresta	2490	0,35	0,37	36,07	0,40
	Solo raso e floresta	1430	0,35	0,37	36,07	0,40
	Pastagem	546	0,35	0,37	36,07	0,40
	Argissolo e cerradão	1249	0,35	0,37	36,07	0,40
	Solo raso e cerradão	1550	0,35	0,37	36,07	0,40
	Argissolo e cerrado	1989	0,35	0,37	36,07	0,40
	Solo raso e cerrado	1489	0,35	0,37	36,07	0,40
	Água	0	1,00	0,000	0,00	0,00

Tabela B.2 – Valores dos parâmetros por sub-bacia

Bacia	$C_S$	$C_I$	$C_B$
Pimenteiras	289	1086	2100
Pedras Negras	339	149	2500
Príncipe da Beira	184	108	2300
Guajará-mirim	182	77	2000
Abunã	97	337	1000
Bacias 6 a 13 (Porto Velho a Faz. Vista Alegre)	119	43	1300