



COPPE/UFRJ

CONTRIBUIÇÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL À MODELAGEM
HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS NA AMAZÔNIA

Augusto César Vieira Getirana

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientadores: Webe João Mansur
Marie-Paule Bonnet

Rio de Janeiro
Julho de 2009

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

CONTRIBUIÇÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL À MODELAGEM
HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS NA AMAZÔNIA

Augusto César Vieira Getirana

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) 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. Webe João Mansur, Ph.D.

Dra. Marie-Paule Bonnet, Docteur

Dra. Frédérique Seyler, Docteur

Prof. Nelson Luis da Costa Dias, Ph.D.

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Serge Chauzy, Ph.D.

Prof. Walter Collischonn, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JULHO DE 2009

Getirana, Augusto César Vieira

Contribuições da Altimetria Espacial à Modelagem Hidrológica de Grandes Bacias na Amazônia/ Augusto César Vieira Getirana. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2009.

XXVI, 273 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Webe João Mansur

Marie-Paule Bonnet

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2009.

Referências Bibliográficas: p. 203-225.

1. Amazônia. 2. Balanço hídrico. 3. Altimetria espacial. 4. Sensoriamento remoto. 5. Rio Negro. 6. Modelagem hidrológica. 7. MGB-IPH. I. Mansur, Webe João *et al.*. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

*A todos aqueles que consagraram e consagram suas
vidas em prol do progresso, do ser humano e do
nosso lar, a Terra.*

Agradecimentos

Minha gratidão vai, em primeiro lugar, aos professores, orientadores e amigos Otto Corrêa Rottuno Filho e Webe João Mansur pela oportunidade de realizar esta tese de doutorado e pelo suporte, discussões e conselhos, científicos, acadêmicos e pessoais.

Sou grato à Marie-Paule Bonnet pelo acolhimento no *Laboratoire de Mécanismes et Transferts em Géologie* (LMTG), em Toulouse, e pela oportunidade de trabalhar com o tema “altimetria espacial” na Amazônia. Meus agradecimentos vão também para as equipes do IRD e do *Eau, Sol et Environnement* - LMTG, em especial à Frédérique Seyler, Jean-Loup Guyot, Jean-Michel Martinez, Stephane Calmant, Emmanuel Roux, Frédéric Frappart, Gerard Cochonneau e Sylvain Mangiarotti pelas noções de altimetria espacial, pelo suporte na aquisição de dados hidrológicos e pelos conhecimentos preciosos sobre a hidrologia na Amazônia.

Agradeço ao prof. Walter Collischonn pela cessão do MGB-IPH e pelos ensinamentos sobre modelagem hidrológica. Meus agradecimentos vão também ao Adriano Paz, Daniel Allasia e Bruno Collischonn pelas discussões construtivas sobre MNT, modelagem e dados de chuva. Muito obrigado a todos pelo ótimo acolhimento nas instalações do IPH nas várias vezes que precisei de ajuda e esclarecimentos sobre modelagem hidrológica!

A todos os professores do Departamento de Recursos Hídricos e Meio Ambiente da Escola de Politécnica da UFRJ, em especial aos professores Paulo Renato, Hildebrando Goes e Theophilo Ottoni Filho, os quais tiveram participação fundamental na minha formação como engenheiro.

Aos professores da Área de Recursos Hídricos da COPPE/UFRJ e consultores do Laboratório de Hidrologia pelos ensinamentos e convívio ao longo dos últimos anos.

Aos amigos Afonso, Alfredo, Elias, Kary, Leonardo (*in memoriam*), Luciano, Max e Vasconcellos e aos *colleagues de bureau* Guillaume, Marianne, Seyf e Camille pela boa convivência.

Aos amigos Flavio, Ana Valdez, Poliana, Teresa, Raul, Claire, Anne Christinne, Laurent, Waldo e tantos outros, que compartilharam inesquecíveis momentos da minha vida na França e me deram suporte no grande desafio de viver no exterior.

À dupla Jhan Carlo Espinoza e Josiane Ronchail pelo acolhimento durante as minhas inúmeras passagens pelo LOCEAN, em Paris, e pelas boas discussões sobre o clima na Amazônia.

Aos professores Serge Chauzy e Nelson Dias que me deram a honra de tê-los presentes na minha banca de defesa e ao Dr. Pierre Genthon por ter gentilmente aceito ser relator de minha tese junto à Université Paul Sabatier.

Às instituições ANA, MARN, IDEAM, ORE-HyBAm, CPTEC, NASA, ESA, CNES, NCEP e INPE que, gentilmente, concederam dados essenciais para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao CNPq e CAPES (Projeto CAPES/COFECUB 516/05) pelas bolsas concedidas, e aos funcionários do PEC-COPPE/UFRJ e LMTG/UPS pelo suporte institucional.

Finalmente, meus profundos agradecimentos vão aos meus pais, Valmir e Rosimar, e a minha família pelo suporte e pelo apoio incondicional ao longo desses 29 anos de convivência.

Muito obrigado a todos!!

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

CONTRIBUIÇÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL À MODELAGEM HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS NA AMAZÔNIA

Augusto César Vieira Getirana

Julho/2009

Orientadores: Webe João Mansur

Marie-Paule Bonnet

Programa: Engenharia Civil

O desflorestamento crescente e as mudanças climáticas são considerados como os importantes fatores atuantes na alteração da disponibilidade hídrica na bacia Amazônica. Tais mudanças podem afetar gravemente a biodiversidade e a produção hidroelétrica na região. Visto que previsões confiáveis não podem ser realizadas sem uma rede de monitoramento hidrológico adequado, esta tese propõe metodologias que permitem a integração de dados de satélites, a altimetria espacial, em particular, na modelagem hidrológica de grandes bacias na Amazônia. O modelo MGB-IPH foi usado na simulação dos processos hidrológicos da bacia do rio Negro, o segundo maior afluente do rio Amazonas. As principais contribuições deste estudo são: i) a proposição de dois novos tratamentos na fase de pré-processamento de dados – o primeiro propõe modificações a modelos numéricos do terreno melhorando a aquisição de informações hidrológicas, enquanto o segundo apresenta uma nova discretização de bacias baseada em mini-bacias; ii) uma metodologia que permite a avaliação de simulações do modelo com dados de satélites altimétricos; iii) um procedimento para a geração de curvas-chave e estimativas de declividades e alturas de leitos de rios usando vazões simuladas e altimetria espacial; e iv) a investigação da potencialidade da integração de dados altimétricos espaciais na calibração automática de modelos hidrológicos distribuídos. Resultados indicam que a altimetria espacial constitui fonte importante na geração de dados que podem suprir e complementar a atual rede de coleta e aquisição de dados hidrológicos *in situ*, que, em função de sua carência, inibe e limita a modelagem hidrológica de grandes bacias na Amazônia.

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

SPATIAL ALTIMETRY CONTRIBUTIONS TO THE HYDROLOGICAL
MODELLING OF LARGE BASINS IN AMAZON

Augusto César Vieira Getirana

July/2009

Advisors: Webe João Mansur

Marie-Paule Bonnet

Department: Civil Engineering

Increasing deforestation and climate change are considered as important factors with respect to changes of standards for the Amazon basin water availability. These changes can greatly impact biodiversity and also hydropower production in this region. Moreover, no reliable prevision can be carried out without a proper hydrological monitoring network. This thesis proposes a methodological approach that enable the integration of satellite data, spatial altimetry, in particular, into the large scale hydrological modeling of the Amazon basin. The MGB-IPH hydrological model has been used to simulate the hydrological processes of the Negro River basin, the second biggest tributary of the Amazon River. The main contributions of this study are: i) the proposition of two new treatments in the data pre-processing phase - the first one deals with digital elevation model modifications to improve hydrological information acquisition, while the second one proposes a watershed discretization approach based on mini-basins; ii) a procedure that allows hydrological model output flows to be evaluated taking into account spatial altimetry data; iii) the generation of rating-curves and the estimation of river bed heights and slopes by using modeled streamflow and spatial altimetry; and iv) the investigation of the potential of spatial altimetry data to be integrated into the automatic calibration of distributed hydrological models. The results indicate that spatial altimetry is an important source for generating data that can supply and complement *in situ* dataset, which, due to its scarcity, inhibits and constrains the adequate modeling of hydrological processes at large basins in Amazon.

Résumé de Thèse présenté à COPPE/UFRJ comme partie de réquis exigés pour l'acquisition du titre de Docteur en Science (D.Sc.)

CONTRIBUTIONS DE L'ALTIMETRIE ESPATIALE A LA MODELISATION
HYDROLOGIQUE DE GRANDS BASSINS EN AMAZONIE

Augusto César Vieira Getirana

Juillet/2009

Directeurs de thèse: Webe João Mansur

Marie-Paule Bonnet

Programme: Ingénierie Civile

La déforestation croissante et les changements climatiques sont considérés comme les principaux facteurs d'influence des variations des ressources en eau dans le bassin Amazone. De tels changements peuvent affecter gravement la biodiversité et la production hydroélectrique de la région. Cette thèse propose donc le développement de méthodologies afin de permettre l'intégration de données satellites (altimétrie spatiale en particulier) dans la modélisation hydrologique des grands bassins d'Amazonie. Le modèle MGB-IPH a été utilisé pour la simulation du bassin du Rio Negro, second plus grand affluent du fleuve Amazone. Ses principales contributions sont : i) la proposition de deux nouvelles approches dans la phase de pre-construction des données – l'une propose des modifications des modèles numériques de terrain afin d'améliorer l'acquisition d'informations hydrologiques, l'autre propose la discretisation des bassins par mini-bassins; ii) une méthodologie qui permet la validation des simulations en utilisant de données altimétriques spatiales; iii) une méthodologie pour la création de courbes de tarage et l'estimation des pentes et hauteurs du lit des rivières en utilisant débits simulés et l'altimétrie spatiale; et iv) l'investigation des potentialités d'intégration de données altimétriques spatiales dans la calibration automatique des modèles hydrologiques. Les résultats indiquent que le principal défi de la modélisation hydrologique dans l'Amazonie réside plus dans la disponibilité et l'acquisition de données *in situ* que dans l'altimétrie spatiale qui, malgré certaines limites, peut s'avérer une source additionnelle d'informations hydrologiques pour la modélisation dans les grands bassins.

Sumário

ÍNDICE DE FIGURAS	XV
ÍNDICE DE TABELAS	XXV
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. CONTEXTO, JUSTIFICATIVA E MOTIVAÇÃO	1
1.2. OBJETIVO	7
1.3. ESTRUTURA DO TEXTO	9
CAPÍTULO 2 - MODELAGEM HIDROLÓGICA DE GRANDES BACIAS	14
2.1. INTRODUÇÃO.....	14
2.2. BREVE HISTÓRICO	15
2.3. MODELOS HIDROLÓGICOS DE GRANDE ESCALA.....	19
2.4. MODELAGEM HIDROLÓGICA NA BACIA AMAZÔNICA	23
2.5. O MODELO DE GRANDES BACIAS MGB-IPH.....	30
2.5.1 <i>Descrição do modelo</i>	30
2.6. O ALGORITMO DE OTIMIZAÇÃO GLOBAL MULTI-OBJETIVO MOCOM-UA	42
CAPÍTULO 3 - A ALTIMETRIA ESPACIAL E SEUS APORTES AO MONITORAMENTO DE ÁGUAS CONTINENTAIS	46
3.1. INTRODUÇÃO.....	46
3.2. A ALTIMETRIA ESPACIAL.....	47
3.2.1. <i>A altimetria radar</i>	48
3.2.2. <i>O princípio da altimetria por satélite</i>	48
3.2.3. <i>A altimetria por satélite</i>	50

3.2.4. <i>Estimativa da altura altimétrica</i>	53
3.3. AS DIFERENTES MISSÕES DE ALTIMETRIA POR SATÉLITE	56
3.3.1. <i>A missão altimétrica Topex/Poseidon</i>	58
3.3.2. <i>As missões altimétricas Jason-1&2</i>	60
3.3.3. <i>As missões altimétricas ERS-1&2</i>	61
3.3.4. <i>A missão ENVISAT</i>	63
3.4. O CONCEITO DE ESTAÇÃO VIRTUAL E A EXTRAÇÃO DE DADOS ALTIMÉTRICOS	64
3.4.1. <i>Estação virtual</i>	64
3.4.2. <i>Extração de dados altimétricos em rios e lagos</i>	65
3.5. APLICAÇÕES DA ALTIMETRIA ESPACIAL EM ESTUDOS HIDROLÓGICOS	66
CAPÍTULO 4 - A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO NEGRO	70
4.1. INTRODUÇÃO.....	70
4.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS	71
4.2.1. <i>Descrição geral</i>	71
4.2.2. <i>Cobertura do solo e características geo-morfológicas da bacia</i>	74
4.3. PRECIPITAÇÃO	76
4.4. VAZÃO	77
4.5. PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO.....	82
CAPÍTULO 5 - PRÉ-PROCESSAMENTO DE DADOS PARA A MODELAGEM HIDROLÓGICA	84
5.1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS SOBRE O PRÉ-PROCESSAMENTO DE DADOS.....	84
5.2. FONTES DE DADOS.....	85
5.2.1. <i>Dados pluviométricos</i>	86
5.2.2. <i>Dados climatológicos</i>	88
5.2.3. <i>Dados fluviométricos</i>	89
5.2.4. <i>Topografia</i>	89
5.2.5. <i>Tipo e cobertura dos solos</i>	92
5.2.6. <i>Altimetria espacial</i>	95

5.3. OBTENÇÃO DE INFORMAÇÕES HIDROLÓGICAS A PARTIR DE MNTS	98
5.4. DISCRETIZAÇÃO ESPACIAL DA BACIA HIDROGRÁFICA.....	99
5.5. GERAÇÃO DE GRUS.....	105
5.6. DISTRIBUIÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DOS FORÇANTES CLIMATOLÓGICOS	106
5.7. SUMÁRIO E CONCLUSÕES	111
CAPÍTULO 6 – MODELAGEM HIDROLÓGICA E BALANÇO HÍDRICO DA BACIA DO RIO NEGRO: VALIDAÇÃO COM OBSERVAÇÕES <i>IN SITU</i> E ALTIMETRIA ESPACIAL	114
6.1. INTRODUÇÃO.....	115
6.2. MATERIAIS E MÉTODOS	117
6.2.1. <i>Dados geomorfológicos</i>	117
6.2.2. <i>Dados hidroclimatológicos</i>	117
6.2.3. <i>Dados altimétricos espaciais</i>	120
6.3. MODIFICAÇÕES PROPOSTAS AO MGB-IPH	121
6.3.1. <i>Regionalização de profundidades e velocidades de escoamento do rio</i>	122
6.3.2. <i>Coeficientes de desempenho</i>	125
6.4. RESULTADOS.....	128
6.4.1. <i>Calibração e validação do modelo</i>	128
6.4.2. <i>Balanço hídrico</i>	140
6.5. CONCLUSÕES.....	145
CAPÍTULO 7 - MONITORAMENTO DE BACIAS PRECARIAMENTE MONITORADAS BASEADO EM MODELAGEM HIDROLÓGICA E ALTIMETRIA ESPACIAL	147
7.1. INTRODUÇÃO.....	148
7.2. MATERIAIS E MÉTODOS	151
7.2.1. <i>Base de dados</i>	151
7.2.2. <i>Modelagem hidrológica da bacia do rio Branco superior</i>	152
7.2.3. <i>Seleção de dados altimétricos</i>	152
7.2.4. <i>Relações $h \times Q$</i>	154

7.3. RESULTADOS.....	156
7.3.1. <i>Vazões modeladas</i>	156
7.3.2. <i>Estimativa de curvas-chave</i>	157
7.3.3. <i>Consistência de curvas-chave estimadas</i>	159
7.3.4. <i>Estimativa de declividade de rios e comparação com outras fontes de dados de sensoriamento remoto existentes</i>	162
7.4. CONCLUSÕES.....	164
CAPÍTULO 8 – INTEGRAÇÃO DE DADOS ALTIMÉTRICOS ESPACIAIS NA CALIBRAÇÃO AUTOMÁTICA DE MODELOS HIDROLÓGICOS DISTRIBUÍDOS	168
8.1. INTRODUÇÃO.....	169
8.2. DADOS.....	172
8.3. METODOLOGIA	173
8.3.1. <i>Seleção de parâmetros</i>	173
8.3.2. <i>Definição do hiperdomínio, do ponto de partida e da população de pontos</i>	175
8.3.3. <i>Função objetivo</i>	176
8.4. RESULTADOS.....	179
8.4.1. <i>Verificação da calibração automática</i>	186
8.5. CONCLUSÕES.....	189
CAPÍTULO 9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	192
9.1. SINOPSE.....	193
9.2. CONCLUSÕES GERAIS.....	195
9.2.1. <i>Sobre a estrutura do modelo</i>	195
9.2.2. <i>Sobre os resultados</i>	196
9.3. RECOMENDAÇÕES	199
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	203
ANEXOS	226
ANEXO A - RESUME ÉTENDU.....	227

<i>Objectifs</i>	231
<i>Structure du texte</i>	233
ANEXO B - ESTRUTURA DOS ARQUIVOS DE ENTRADA DO MODELO MGB-IPH	238
ANEXO C – HIDROGRAMAS OBSERVADOS EM 30 ESTAÇÕES FLUVIOMÉTRICAS NA BACIA DO RIO NEGRO E NAS CERCANIAS DE SUA CONFLUÊNCIA	240
ANEXO D – DISPONIBILIDADE DE DADOS PLUVIOMÉTRICOS UTILIZADOS NESTE ESTUDO.	249
ANEXO E – TABELAS DE COEFICIENTES DE DESEMPENHO DO MODELO.	255
ANEXO F - ARTIGO: “IMPROVING HYDROLOGICAL INFORMATION ACQUISITION FROM DEM PROCESSING IN FLOODPLAINS”	260

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Cotograma na estação de Manaus de 1902 a 2009. A linha vermelha corresponde ao ano de 2009.	3
Figura 1.2 – Régua limnométrica do porto de Manaus. O nível do rio Negro atingiu a cota recorde dos últimos 107 anos de 29,71 m no dia 25 de junho de 2009.	3
Figura 2.1– Aplicações do MGB-IPH na América do Sul.	23
Figura 2.2 – Balanço hídrico no solo assim como representado no MGB-IPH.	31
Figura 2.3 - Estrutura de cálculo de uma célula com dois blocos.	38
Figura 3.1– Cobertura global do satélite Topex/Poseidon.	48
Figura 3.2 – Princípio da altimetria por satélite.	49
Figura 3.3 – Formação do eco radar: a) sobre uma superfície oceânica ideal; e b) sobre uma superfície irregular.	51
Figura 3.4 – Balanço de erros das diferentes missões altimétricas para medições em oceanos.	54
Figura 3.5 – Satélite Seasat.	57
Figura 3.6– Satélite GEOSAT.	58
Figura 3.7– Satélite Topex/Poseidon.	59
Figura 3.8 – Satélite Jason-1.	61
Figura 3.9– Satélite ERS-1.	62
Figura 3.10 – Satélite ERS-2.	62
Figura 3.11– Satélite ENVISAT.	64

Figura 4.1 – Esquema geral da bacia hidrográfica do rio Amazonas, suas formações geológicas e a localização geográfica da área de estudo: a bacia hidrográfica do rio Negro.	72
Figura 4.2 – Mapas de: (a) cobertura do solo (Martinez e Le Toan, 2007); e (b) tipo de solo (FAO, 1995) da bacia do rio Negro.....	75
Figura 4.3 – Modelo numérico do terreno da bacia do rio Negro.	76
Figura 4.4 – Localização de estações fluviométricas na bacia até Serrinha (14420000) com dados de vazão disponíveis (1980-2006). Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.	78
Figura 4.5 – Localização de estações fluviométricas na bacia até Caracarái (14710000), com dados de vazão disponíveis e hidrogramas observados (1980-2006). Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.	79
Figura 4.6 – Localização de estações fluviométricas na porção inferior da bacia do rio Negro com dados de vazão disponíveis e hidrogramas observados (1980-2006) em algumas das estações consideradas na modelagem hidrológica. Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas negras e vermelhas correspondem aos anos de maior pico e de menor vazão média, respectivamente. Linhas espessas cinzas correspondem às médias das séries observadas.....	80
Figura 5.1 – Distribuição das estações pluviométricas munidas de observações entre os anos 1980-2006.	87
Figura 5.2 – Base de dados climatológicos de reanálise do NCEP-DOE AMIP-II: a) velocidade do vento em x; b) velocidade do vento em y; c) umidade relativa; d) temperatura do ar; e) radiação solar; e f) pressão média. Todos os valores representam médias para os anos de 2002 a 2006 (http://www.cdc.noaa.gov/).	90

Figura 5.3 - Erro vertical absoluto do SRTM na América do Sul. Verifica-se que erros na Amazônia permanecem entre 5 e 10 metros (Rodriguez <i>et al.</i> , 2005).....	91
Figura 5.4 – Mapa de classificação de solos (FAO, 1995).....	93
Figura 5.5- Composição de mosaicos do satélite JERS-1 para a floresta Amazônica. Nesta imagem, as reflectâncias do período chuvoso, do período seco e da textura do período seco são classificadas em tons de vermelho, amarelo e azul respectivamente (Fonte: Siqueira <i>et al.</i> , 2004).....	94
Figura 5.6 – Exemplo cálculo da mediana do conjunto de medições altimétricas com um ponto inconsistente.	97
Figura 5.7 – Exemplo de seleção de uma EV: a) interseção entre a classe “água permanente” extraída da classificação de imagens JERS-1 e o traço do satélite ENVISAT; b) série temporal da altura da água do rio correspondente aos dados selecionados (Roux <i>et al.</i> , 2009).....	98
Figura 5.8 – Aproveito de séries altimétricas em função da discretização espacial de modelos hidrológicos.....	101
Figura 5.9 - Desvio entre áreas de drenagem estimadas pela resolução de referência (0.002°) e pelas células computacionais de resoluções de 0.05°, 0.10° e 0.25°.....	102
Figura 5.10 – Discretização da bacia do rio Negro por três resoluções de células computacionais (0,05°, 0,10° e 0,25°) e por mini-bacias de áreas variadas.....	104
Figura 5.11 –Limitação da discretização em mini-bacias: não existe um mínimo estabelecido para áreas de células computacionais.....	104
Figura 5.12 – Representação computacional da bacia do rio Negro. Linhas brancas delimitam mini-bacias. Canais (vetores azuis) conectam centróides de mini-bacias indicando as direções para o cálculo da propagação. A direita, um detalhe da parte inferior do rio Negro.	105
Figura 5.13 – Mini-bacias e distribuição espacial dos blocos considerados neste trabalho.	106
Figura 5.14 – Interpolação dos dados de chuva entre os anos de 1980 e 2006. Os círculos representam as estações pluviométricas distribuídas na região.	

Tamanhos e tons de azul variam em função da disponibilidade de dados durante o período definido sob cada imagem. Apenas estações munidas de registros durante cada intervalo são apresentadas. Os tons de vermelho que colorem as micro-bacias correspondem ao número de estações utilizadas na interpolação, seguindo a Eq. (5.1).....	109
Figura 5.15 – Interpolação dos dados de chuva entre os anos de 1980 e 2006. Os tons de vermelho que colorem as micro-bacias correspondem às distâncias médias entre o centróide das mesmas e as estações utilizadas para a obtenção das séries pluviométricas, segundo o período definido sob as imagens. Os círculos correspondem às estações pluviométricas com disponibilidade de dados durante os respectivos intervalos.	109
Figura 5.16 – Anomalias da precipitação sazonal média (mm/dia) para o período de 1997-2006 resultante do processo de interpolação pelo inverso da distância ao quadrado entre centróides de micro-bacias e coordenadas das estações pluviométricas. DJF, MAM, JJA e SON.....	110
Figura 6.1 – Distribuição espacial das estações hidrológicas utilizadas na modelagem hidrológica da bacia do rio Negro: (a) localização das estações fluviométricas e virtuais; e (b) distribuição espacial das estações pluviométricas.	119
Figura 6.2 – Regressões lineares e potenciais utilizadas para o ajuste da equação $h=f(Q,A,w,v)$. Abaixo encontram-se as relações potenciais ($y=ax^b$) entre observações de v e Q nas estações de Cucui, Curicuriari e Serrinha. Acima, verificam-se as regressões para a estimação dos coeficientes a e b em função da área de drenagem de cada estação fluviométrica.	123
Figura 6.3 – Verificação das profundidades calculadas (h_{cal}) a partir da equação $h=f(Q,A,w,v)$ com profundidades observadas (h_{obs}) em diferentes estações fluviométricas.	124
Figura 6.4 – Comparação de séries de vazões médias utilizadas no cálculo dos coeficientes de desempenho $SG.dia$, $SG.mês$, $SG.ano$ e NS em um caso hipotético.	126
Figura 6.5 – Resultados na estação de Caracaraí. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No	

meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas..... 129

Figura 6.6 – Resultados na estação de Caracará. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). 129

Figura 6.7 – Resultados na estação de Taraqua. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas..... 130

Figura 6.8 – Resultados na estação de Taraqua. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). 130

Figura 6.9 – Resultados na estação de Cucui. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas. 131

Figura 6.10 – Resultados na estação de Cucui. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). 131

Figura 6.11 – Resultados na estação de Curicuriari. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No

- meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000$ m³/s)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. 132
- Figura 6.12 – Resultados na estação de Curicuriari. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). 132
- Figura 6.13 – Resultados na estação de Serrinha. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000$ m³/s)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. 133
- Figura 6.14 – Resultados na estação de Serrinha. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). 133
- Figura 6.15 – Coeficientes de desempenho utilizados na avaliação dos resultados da modelagem hidrológica do rio Negro nas etapas de calibração e validação dos parâmetros do modelo em cada uma das 21 estações fluviométricas. 134
- Figura 6.16 – Resultados do modelo em Manaus: acima, vazões diárias simuladas (linha cinza) e adquiridas por ADCP (círculos); abaixo à esquerda, gráfico de dispersão das vazões ADCP e simuladas; e, abaixo à direita, séries de vazões anuais médias simuladas (linha cinza) e observadas (linha pontilhada). 137
- Figura 6.17 – Resultados obtidos nas 27 estações virtuais consideradas para a etapa de validação dos parâmetros: coeficiente de correlação (r) e determinação (R^2); e razões s_{obs}/s_{cal} para avaliar séries temporais de profundidades do rio contra a altimetria espacial obtida pelo satélite ENVISAT. 139
- Figura 6.18 – Níveis de água normalizados em v5 (Rio Negro), v14 (Rio Negro), v20 (Rio Uaupés), v23 (Rio Branco), v26 (Rio Uraricoera) e v27 (Rio

Demeni) (ver Figura 6.1a para a localização das estações). Linhas cheias são níveis modelados e pontos brancos são observações do satélite ENVISAT.....	140
Figura 6.19 – Valores anuais dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e W_r) da bacia do rio Negro de 1997 a 2006.	142
Figura 6.20 – Valores mensais médios dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e W_r) da bacia do rio Negro.....	142
Figura 6.21 – Valores mensais dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e W_r) da bacia do rio Negro de janeiro de 1997 a dezembro de 1999. Detalhes marcam as estações extremas (DJF97 e JJA99) selecionadas para análise.....	142
Figura 6.22 – Distribuição espacial da precipitação [P (mm/dia)] e evapotranspiração [ET (mm/dia)] na bacia do rio Negro para os períodos de DJF97, JJA99 e a média do período modelado (1997-2006).....	143
Figura 6.23 – Distribuição espacial do escoamento superficial [R (mm/dia)] e umidade do solo volumétrica relativa [W_r (-)] na bacia do rio Negro para os períodos de DJF97, JJA99 e a média do período modelado (1997-2006).....	144
Figura 7.1 – Localização geográfica da área de estudo: a) localização da bacia do rio Negro na América do Sul; b) detalhe da bacia do rio Negro; e c) bacia do rio Branco superior. Distribuição espacial das estações <i>in situ</i> e virtuais usadas no estudo. Linhas transversais correspondem a traços do satélite ENVISAT.....	150
Figura 7.2 – Séries altimétricas e hidrogramas nas estações vs1, vs2, vs3 e vs12. Dados altimétricos do satélite ENVISAT foram extraídos automaticamente e passado por uma inspeção visual. Linhas pontilhadas correspondem aos dados altimétricos. Pontos brancos representam as séries originais da maneira em que foram extraídas e pontos pretos são os ciclos após a inspeção visual. Barras verticais cinzas correspondem à incerteza em cada ciclo da série original. Linhas contínuas correspondem às vazões observadas nas estações de controle.	153

Figura 7.3 – Evolução dos valores típicos de ciclos remanescentes, h estimados e R^2 da regressão estatística linear entre h e H das 12 EVs em função da restrição da filtragem.	157
Figura 7.4 – Função $R^2 = f(z)$ para estações virtuais vs8, vs11 e vs12.	157
Figura 7.5 – Curvas-chave em estações virtuais. Q [m^3/s] é a vazão e $h=H-z$ [m] é a profundidade.	158
Figura 7.6 – Estimativas de erro entre vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas e reais: acima, vazões estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) e medidas por ADCP ($Q_{insitu1}$); no meio, vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas (Q_{vs1}) e estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) nas estações vs1, vs2 e vs3; e abaixo, vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas (Q_{vs2}) e estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) nas estações vs1, vs2 e vs3. Q_{vs1} e Q_{vs2} representam vazões em estações virtuais geradas por curvas-chave construídas com vazões observadas e modeladas, respectivamente.	161
Figura 7.7 – Declividade do rio Uraricoera. A imagem do topo apresenta o rio em planta e a localização de suas estações virtuais. A ilustração do meio apresenta estimativas de $Hmin$ e z baseadas na minimização de $ 1-R^2 $ e o perfil de elevações extraídos do MNT SRTM. A ilustração de baixo apresenta valores de $hmin$ calculados a partir da diferença entre $Hmin$ e z (linha vermelha), a quantidade de observações altimétricas descartadas na etapa de inspeção visual, (barras brancas) e filtragem de vazões (barras cinza), e os dados remanescentes considerados na geração das curvas-chave (barras pretas).	163
Figura 8.1 - Localização geográfica da área de estudo e detalhe da bacia do rio Branco com as estações virtuais e fluviométricas utilizadas na calibração automática e validação do modelo.	172
Figura 8.2 - Séries temporais altimétricas correspondentes às EVs consideradas na calibração automática do MGB-IPH. ev1 é a estação virtual usada na calibração automática 1 EV.	173
Figura 8.3 – Exemplo de séries temporais de altimetria espacial ENVISAT e de profundidades simuladas pelo MGB-IPH na bacia do rio Branco: a) série temporal; e b) plotagem da dispersão de pontos observados e simulados. .	177

Figura 8.4 – Exemplo de séries temporais altimétricas de duas estações virtuais situadas em rios de comportamentos hidrológicos distintos e com diferentes elevações: (a) séries temporais altimétricas; (b) plotagem de dados altimétricos e profundidades simuladas; (c) conversão para anomalias; e (d) normalização das séries.....	178
Figura 8.5 – Soluções de Pareto e parâmetros alcançados nos seis processos de otimização. De cima para baixo, 1EV, 4EV e OBS. À esquerda $R^2 \times a_1$ e à direita $R^2 \times NS_{anom_1}$	180
Figura 8.6 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros (b , K_{BAS} , K_{INT} , CS , CI , Wc , W_{m1} e W_{m2}) calibrados automaticamente no cenário 1EV $R^2 \times a_1$. O eixo das abcissas representa o número de evoluções e o eixo das ordenadas corresponde aos valores normalizados, de zero a 2, de cada parâmetro.....	181
Figura 8.7 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário 1EV $R^2 \times NS_{anom_1}$	181
Figura 8.8 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário 4EV $R^2 \times a_1$	182
Figura 8.9 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário 4EV $R^2 \times NS_{anom_1}$	182
Figura 8.10 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário OBS $R^2 \times a_1$	183
Figura 8.11 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário OBS $R^2 \times NS_{anom_1}$	183
Figura 8.12 – Hidrogramas na estação de Caracarái durante todo o período de simulação (2002-2006). Série observada (Obs), ponto de partida (PPart) e conjunto de soluções de Pareto simuladas pelo modelo para os 3 cenários utilizando as funções objetivo $R^2 \times a_1$ (Sim).....	184
Figura 8.13 – Hidrogramas na estação de Caracarái para as funções objetivo $R^2 \times NS_{anom_1}$	185

Figura 8.14 – Hidrogramas na estação de Caracaraí durante o ano de 2005. Série observada (Obs), ponto de partida (PPart) e conjunto de soluções de Pareto simuladas pelo modelo para os 6 cenários (Sim).	186
Figura 8.15 - Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Caracaraí. A escala à esquerda corresponde aos coeficientes <i>NS</i> , <i>SG.dia</i> , <i>SG.mês</i> , <i>SG.ano</i> , <i>a</i> e R^2 , e à direita ao ΔV	188
Figura 8.16 – Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Fazenda Passarão.	188
Figura 8.17 – Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Mucajaí.	189

Índice de Tabelas

Tabela 4.1 – Estimativas de evapotranspiração na Amazônia (adaptado de Ribeiro Neto, 2006).	73
Tabela 4.2 – Resumo das classes de cobertura do solo consideradas no estudo.	75
Tabela 4.3 – Características gerais das estações fluviométricas com dados de vazão disponíveis entre 1980-2006 na bacia do rio Negro.	81
Tabela 4.4 – Características hidrológicas das bacias hidrográficas das estações fluviométricas com dados de vazão disponíveis entre 1980-2006 na bacia do rio Negro. O percentual de ET é em função do total precipitado... ..	82
Tabela 5.1 – Densidade de estações pluviométricas por sub-bacia com dados disponíveis no período de 1980 a 2006.	88
Tabela 5.2 – Principais características da missão ENVISAT.....	95
Tabela 5.3 – Erro RMS entre níveis de água observados <i>in situ</i> e resultantes de cada algoritmo de tratamento usados nos dados ENVISAT (Farppart <i>et al.</i> , 2006).....	96
Tabela 5.4 – Áreas de drenagem obtidas com base no MNT de resolução 0,002° e nas células computacionais de resoluções iguais a 0,05°, 0,10° e 0,25°.	102
Tabela 5.5 – Número de estações pluviométricas e razão entre o percentual observações disponíveis por período usadas para a interpolação nos períodos (1980-1987), (1988-1996), (1997-2001) e (2002-2006).....	108
Tabela 5.6 – Precipitações mínimas máximas e médias na bacia do rio Negro para o período de 1997-2006 e nas estações do ano DJF, MAM, JJA e SON.	108
Tabela 6.1 – Lista de estações fluviométricas consideradas nas etapas de calibração e validação de parâmetros.....	118

Tabela 6.2 – Lista de estações virtuais consideradas durante a etapa de validação de parâmetros. Valores de latitude e longitude correspondem às médias de coordenadas de leituras selecionadas. Áreas de drenagem são extraídas do processamento de MNT e smed é o desvio-padrão médio de ciclos de cada série.	121
Tabela 6.3 – Valores médios de longo prazo e sazonais dos componentes hidrológicos. O período de estiagem corresponde aos meses entre dezembro de 1997 a fevereiro de 1998 (DJF97) e o período úmido é definido pelos meses entre junho e agosto de 1999 (JJA99).	145
Tabela 7.1 – Relação das estações fluviométricas consideradas no ajuste do modelo hidrológico.	152
Tabela 7.2 – Estações virtuais consideradas neste estudo.	154
Tabela 7.3 – Resultados da metodologia proposta. HMIN corresponde ao menor valor altimétrico capturado pelo satélite em uma dada EV. z é a altura do leito do rio estimada pela minimização de $ 1-R^2 $. a e b são coeficientes da equação potencial.	158
Tabela 7.4 – Declividade do rio estimada por dados de ENVISAT e SRTM, e desvios padrões s	164
Tabela 8.1 – Lista de estações virtuais consideradas no processo de parametrização automática da bacia do rio Branco.	173
Tabela 8.2 – Lista de parâmetros otimizados: pontos de partida, limites de contorno, unidades e descrição.	175
Tabela 8.3 – Resultados da calibração automática da bacia do rio Branco.	185

Capítulo 1 - Introdução

Este capítulo tem como objetivo contextualizar o presente estudo, apresentando sua fundamentação e relevância (Seção 1.1). O objetivo será exposto (Seção 1.2), e as etapas da metodologia concebida serão sucintamente apresentadas (Seção 1.3).

1.1. Contexto, justificativa e motivação

A bacia Amazônica é a maior bacia do mundo e, possivelmente, uma das menos compreendidas no que tange ao ciclo hidrológico. Sua área de drenagem cobre cerca de um terço do continente sul americano e contribui com quase um quinto da água doce lançada por rios nos oceanos (UNEP, 2004). A área de abrangência estende-se por aproximadamente 6.112.000 km², sendo dividida entre Brasil, Peru, Equador, Bolívia, Colômbia, Venezuela e Guiana. As cabeceiras do rio Amazonas encontram-se a cerca de 100 km do Oceano Pacífico, mas percorrem mais de 6.000 km até alcançar o mar, no Oceano Atlântico, com uma vazão média de 209.000 m³/s (Molinier *et al.*, 1993). Ao longo de seu percurso, ele recebe contribuições de inúmeros afluentes, dos quais 14 com comprimentos maiores que 1.000 km.

De acordo com Molinier *et al.* (1993), dentre os afluentes do rio Solimões/Amazonas, o rio Madeira é o mais importante em área de drenagem e vazão, estendendo-se em 1.420.000 km² e contribuindo com 31.200 m³/s, equivalendo a 15% do volume total de água gerado em toda a bacia Amazônica, dentro do período estudado pelos autores. Em seguida, é citado o rio Negro, com cerca de 712.000 km² e 28.800 m³/s. Entretanto, segundo séries de dados mais longas e recentes (1977-2007), a vazão média do rio Negro é de, aproximadamente, 36.000 m³/s. Apesar de apresentar a metade da área de drenagem do Madeira, o Negro é o rio de maior importância na Amazônia com relação à vazão específica, produzindo, aproximadamente, 50,4 l/(s.km²), segundo a

série mais recente. Essa alta taxa de escoamento superficial deve-se à elevada precipitação na bacia, que pode atingir valores anuais médios superiores a 5.300 mm/ano. No entanto, verifica-se também uma grande variabilidade espacial do campo de precipitação, com valores mínimos de 1.200 mm/ano. Segundo Frappart *et al.* (2005), cerca de 152.000 km², ou 21,5% da área de drenagem da bacia do rio Negro, está sujeita a inundações. Essas regiões, caracterizadas por grandes planícies, que podem ser representadas como lagos, regiões úmidas e planícies de inundação, apresentam um armazenamento sazonal da ordem de 330 km³. Tais planícies exercem grande influência não somente no regime hidrológico da bacia, mas também no desenvolvimento da fauna e da flora locais e no ciclo de CO₂ e CH₄ na Amazônia.

Do ponto de vista sócio-econômico, a compreensão do regime fluvial do rio Negro é de fundamental importância devido à susceptibilidade a cheias da população ribeirinha. Os níveis máximos de cheias em Manaus, por exemplo, podem variar vários metros de um ano para outro (Figuras 1.1 e 1.2). A previsão de vazões de longo prazo na Amazônia através de modelos hidrológicos adequadamente calibrados pode ser de grande importância para todas essas comunidades, uma vez que alertas contra cheias podem ser realizados, reduzindo danos econômicos e sociais causadas pelas águas.

As previsões de curto, médio e longo prazos também são fundamentais para a operação de hidrelétricas. Cerca de 83% da energia produzida no Brasil é proveniente da hidroeletricidade, destacando-se como o segundo maior consumidor do planeta desse tipo de energia gerada por hidrelétricas (ANEEL, 2008). Além disso, o Brasil é o país com maior potencial hidrelétrico em todo o mundo, com um total de 260 mil MW, segundo o Plano 2015 da Eletrobrás, último inventário produzido no país em 1992. Desse total, pouco mais de 30% se transformaram em usinas construídas ou outorgadas. De acordo com o Plano Nacional de Energia 2030, o potencial a aproveitar é de cerca de 126.000 MW. Desse total, mais de 70% estão nas bacias do Amazonas e do Tocantins/Araguaia. A bacia do rio Amazonas, em particular, é a maior, com um potencial de 106 mil MW, superior à potência já instalada no Brasil, em 2008, de 102 mil MW. Por essas razões, evidencia-se um interesse de caráter estratégico para o desenvolvimento econômico brasileiro em estudos voltados para o reconhecimento dos potenciais hidráulicos na Amazônia. Esta tese vem de encontro a esse interesse, uma vez que busca, através de informações de satélite, melhorar o entendimento dos processos

hidrológicos de um importante afluente do rio Amazonas.

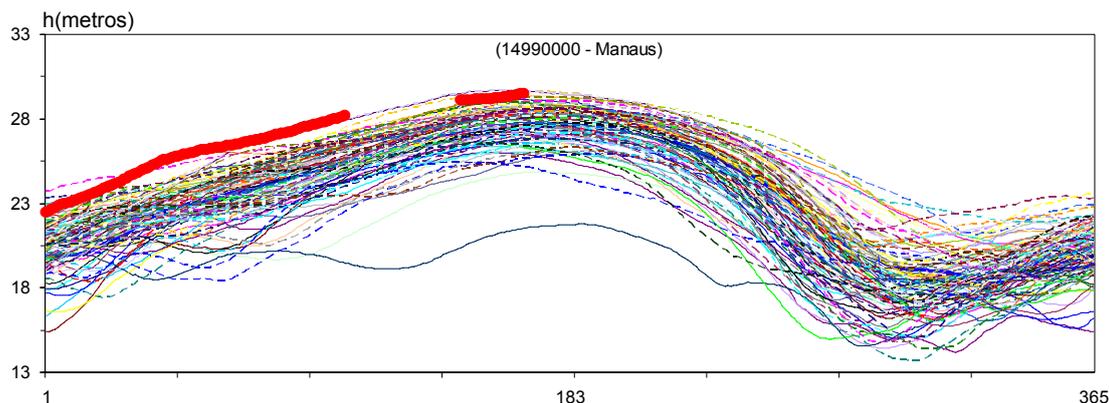


Figura 1.1 – Cotograma na estação de Manaus de 1902 a 2009. A linha vermelha corresponde ao ano de 2009.



Fonte: www.terra.com.br

Figura 1.2 – Régua limnimétrica do porto de Manaus. O nível do rio Negro atingiu a cota recorde dos últimos 107 anos de 29,71 m no dia 25 de junho de 2009.

Indicadores de cenários climáticos globais futuros gerados por modelos de circulação global do IPCC atraem a atenção de grupos de pesquisa de todo o mundo à bacia Amazônica. O aumento da concentração de CO₂ na atmosfera e as mudanças relativas à distribuição da temperatura e precipitação podem alterar a resposta hidrológica da bacia e, conseqüentemente, toda a sua biota. Nesse sentido, uma melhor compreensão do ciclo hidrológico e do balanço hídrico da bacia Amazônica é de essencial importância. No entanto, a precária distribuição de estações hidrometeorológicas e a baixa confiabilidade dos dados observados em algumas regiões tornam a estimativa do balanço hídrico da bacia um grande desafio.

Diversos estudos tratam de estimativas do balanço hídrico ou seus componentes na Amazônia ou em regiões menores. Marengo (2006) apresenta uma ampla revisão de estudos dedicados à compreensão do balanço hídrico na bacia. Os primeiros estudos concernentes a estimativas de componentes do ciclo hidrológico na Amazônia vieram na década de 70 com Molion (1975) e Salati *et al.* (1979). Diversos trabalhos, nessa direção, foram, em seguida, desenvolvidos no âmbito de cooperações e projetos científicos nacionais e internacionais (por exemplo, os projetos ABRACOS e LBA).

Outros estudos de interpretação de dados hidrológicos observados e regionalização de comportamentos hidrológicos na Amazônia foram desenvolvidos a partir do fim da década de 80 (Guyot *et al.*, 1993 e 1998; Molonier *et al.*, 1993; 1996; Costa e Foley, 1998; Callede *et al.*, 2002; 2004). Tendo em vista a escassez de dados distribuídos na bacia Amazônica, tais estudos foram úteis para um primeiro reconhecimento de balanço hídrico nas escalas regionais e continentais, além de fornecer estimativas de vazões médias em locais não monitorados e avanços na regionalização de estações pluviométricas.

Foi também no fim da década de 80 que os primeiros trabalhos de modelagem hidrológica da bacia Amazônica foram publicados (Costa e Foley, 1997; Marengo *et al.*, 1994; Chapelon *et al.*, 2002; Coe *et al.*, 2002, 2008; Decharme *et al.*, 2008). Esses modelos, utilizados no quadro dos estudos direcionados à compreensão das mudanças climáticas, propõem descrições baseadas nos processos físicos de trocas entre solos, plantas e atmosfera e, portanto, implicam na demanda de uma quantidade considerável de dados e de esforços na calibração. Em contrapartida, a propagação no sistema fluvial é descrito simplesmente através de sistemas de reservatórios lineares levando em conta uma velocidade de escoamento dependente da declividade dos rios e, mais recentemente, do raio hidráulico (Coe *et al.*, 2008). Esses modelos, destinados a aplicações nas escalas globais e continentais, apresentam resoluções espaciais entre 5' e >1° e fornecem vazões ao passo de tempo mensal. Nenhuma das publicações recentes permite a avaliação desses modelos ao passo de tempo diário, ainda que o passo de tempo de cálculo seja de frações de dia. Portanto, a resolução espacial e a baixa disponibilidade de dados constituem entraves para uma modelagem hidrológica eficiente.

Verifica-se que, nas últimas duas décadas, houve um grande avanço na expansão

de diferentes vertentes na utilização e aplicação de dados de missões espaciais em estudos hidrológicos de grande escala, muitos deles na Amazônia. Algumas das diversas aplicações de dados coletados por satélites de monitoramento da Terra na bacia Amazônica são: identificação de cobertura e uso do solo, tais quais planícies inundáveis ou inundadas (Saatchi *et al.*, 2000; Hess *et al.*, 2003; Martinez e Le Toan, 2007) e volume armazenado de água (Frappart *et al.*, 2005, 2008), tipos de vegetação e extensão de zonas desmatadas (Lu *et al.*, 2007); utilização de informações NDVI (*normalized difference vegetation index*) no mapeamento de fluxos energéticos, umidade do solo e evapotranspiração real (Numata *et al.*, 2007); estimativa do armazenamento e variação de água estocada nos continentes e evapotranspiração por gravimetria espacial, assim como sua integração e assimilação na modelagem hidrológica (Ramillien *et al.*, 2005, 2006; Frappart *et al.* 2006b; Zaitchik *et al.*, 2008; Werth *et al.*, 2009); e variação dos níveis de rios e lagos e suas relações com vazões observadas ou calculadas (Alsdorf *et al.*, 2000, 2001a,b; Mercier, 2001; Birkett *et al.*, 2002a,b; Alsdorf e Lettenmaier, 2003; Le Faveur e Alsdorf, 2005; León *et al.*, 2006a,b; Frappart, 2006a).

A crescente disponibilização, o acesso relativamente fácil e a alta frequência de aquisição de dados adquiridos remotamente a partir de satélites de monitoração da Terra são fatores relevantes para o desenvolvimento de modelos hidrológicos distribuídos e de grande escala capazes de assimilar uma ampla quantidade de dados e fornecer resultados satisfatórios em intervalos de tempo reduzidos. Nesse sentido, torna-se relevante o aperfeiçoamento de modelos hidrológicos existentes de modo a se procurar absorver tais dados da melhor maneira possível para compreensão dos processos hidrológicos existentes na bacia Amazônica.

Visto os vários desafios lançados por frentes interdisciplinares difundidas em todo o mundo, este trabalho contextualiza-se em diversos projetos, cooperações e iniciativas internacionais. Dentre as iniciativas internacionais, esta tese insere-se na proposta de projeto conjunto de pesquisa Convênio CAPES/COFECUB Cooperação Técnica Brasil – França No. 516/05 intitulado “Modelagem hidrológica-atmosférica aplicada à gestão de grandes bacias hidrográficas”. Essa cooperação contempla os estudos hidrológicos da região Amazônica, tendo em vista a importância de uma avaliação rigorosa sobre a disponibilidade de água no Brasil e sobre a preservação dos diversos ecossistemas existentes na floresta Amazônica.

Ela enquadra-se igualmente no programa TCCyFLAM (*Tropical Carbon Cycle and weathering coupled modelling of spatial and in situ data: Guyana and Brazilian shields geochemistry*) (ANR blanc 2005-2009) cujos principais objetivos são :

- a utilização de dados espaciais, em particular a altimetria radar para caracterizar a hidrologia das bacias hidrográficas do escudo Guianês, dando continuidade aos trabalhos realizados no quadro do programa CASH (*Contribution de l'altimétrie spatiale à l'hydrologie*, programa MAE/RTE);
- a quantificação dos fluxos de carbono associados aos processos físico-químicos.

O primeiro ponto que concerneu este trabalho se insere no quadro internacional do plano de desenvolvimento de metodologias para a predição em bacias pouco ou não monitoradas – PUB (*Prediction in Ungaged Basins*). O PUB é uma iniciativa que tem origem em discussões entre membros da IAHS (*International Association of Hydrological Sciences*) pela internet e durante uma série de encontros da associação em Maastricht (18-27 de julho de 2001), Kofu (28-29 de março de 2002) e Brasília (20-22 de novembro de 2002) sobre a necessidade de reduzir incertezas nas predições e previsões em hidrologia. Dentre os objetivos da iniciativa PUB, destacam-se:

- desenvolver novos e inovadores modelos e abordagens capazes de captar a variabilidade espaço-temporal de processos hidrológicos para predições e previsões em bacias não monitoradas;
- aperfeiçoar modelos hidrológicos existentes de maneira a caracterizar suas habilidades de predição e previsão em bacias não monitoradas através de medidas apropriadas de incertezas das estimativas de vazão ou de variáveis intrínsecas aos modelos;
- identificar o valor dos dados para predições e previsões hidrológicas, de forma a prover bases racionais para futuras aquisições de informações, incluindo fontes alternativas de dados bem como quantificando os vínculos entre dados e incertezas na predição e previsão.

Outra vertente que envolve estreitamente os desafios encontrados na bacia

Amazônica é aquela traçada pelo programa de grande escala da biosfera-atmosfera na Amazônia (LBA – *Large Biosphere Atmosphere Project*). O LBA é um programa dedicado à geração de conhecimento necessário para compreensão do funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico e hidrológico da Amazônia, do impacto das mudanças dos usos da terra nesse funcionamento, e das interações entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global da Terra.

Finalmente, é importante notar que este trabalho se apóia na rede do observatório de pesquisa em meio ambiente ORE-HyBAm que permitiu constituir, primeiramente, uma base de dados *in situ* concernentes aos níveis de água, vazões e precipitação no conjunto de países da bacia Amazônica, baseando-se nas redes de observação e gestão nacionais. Possibilitou também a composição de uma base de dados espaciais, em particular de dados altimétricos e de cores da água, assim como o desenvolvimento de diversas ferramentas de tratamento ou de aplicação a esses tipos de dados. Esse observatório compõe, igualmente, um quadro de cooperação entre os diferentes países vizinhos da bacia, viabilizando uma ajuda preciosa na obtenção de dados hidrológicos da Venezuela e Colômbia.

1.2. Objetivo

Esta tese tem como objetivo aprimorar o entendimento dos processos hidrológicos na bacia Amazônica, mais especificamente na bacia do rio Negro, através da integração de dados altimétricos adquiridos remotamente por satélites de monitoramento da Terra em modelos computacionais hidrológicos. O potencial de obter altimetria em águas continentais em escalas temporais entre 10 e 35 dias em uma ampla distribuição espacial fomenta a busca de métodos de assimilação que usufruam desses dados de maneira a se ter uma melhor compreensão dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas. Portanto, dentro desse grande objetivo, estabelece-se como meta, na primeira etapa deste trabalho, utilização de dados altimétricos espaciais na validação da calibração de parâmetros do modelo hidrológico MGB-IPH (Modelo de Grandes Bacias – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, cf. Seção 2.5) (Collischonn, 2001; Allasia *et al.*, 2005; Collischonn *et al.*, 2007). A calibração do modelo possibilita a análise do comportamento e distribuição espacial das variáveis de maior influência no ciclo

hidrológico. É igualmente estabelecida como meta o desenvolvimento de um procedimento para a geração de curvas-chave a partir de dados altimétricos espaciais e vazões fornecidas pelo modelo hidrológico. Essa última meta é especialmente útil no sentido de geração de novos pontos de monitoramento remoto, os quais podem contribuir com um aumento significativo do número de estações de monitoramento na bacia Amazônica.

Na tentativa de alcançar as metas estabelecidas, explorando a atual diversidade de fontes alternativas de dados espaço-temporalmente distribuídos, propõe-se como objetivos específicos:

- criação de uma base de dados hidrológicos em forma de um sistema de informações geográficas (SIG) para armazenar, analisar e interpretar visualmente a combinação das diferentes fontes de dados espacialmente distribuídos;
- modificação do modelo numérico do terreno (MNT) adquirido pelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), possibilitando a extração de informações hidrológicas (delimitações de bacias e rede de drenagem) mais consistentes em regiões planas e sujeitas à inundação (Getirana *et al.*, 2009a,b);
- extração automática de dados altimétricos espaciais do satélite ENVISAT baseada no método de Roux *et al.* (2009) utilizando: i) imagem classificada JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007); e ii) rede de drenagem extraída do MNT-SRTM;
- proposição de nova distribuição de unidades computacionais do modelo MGB-IPH fundamentada em uma estrutura de mini-bacias (MB), em substituição à tradicional malha de células quadradas regulares, e desenvolvimento de novo algoritmo para a geração do arquivo característico das células componentes da bacia, baseado na estrutura MB;
- desenvolvimento de equação empírica capaz de estimar a profundidade da água dos rios a partir da vazão modelada pelo modelo;

- validação do modelo hidrológico com dados altimétricos espaciais ENVISAT a partir das profundidades estimada pelo modelo ao longo dos rios (Getirana *et al.*, em revisão a);
- geração de mapas de precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial (*runoff*) e umidade do solo, permitindo análise espaço-temporal do balanço hídrico da bacia do rio Negro através das principais variáveis hidrológicas;
- geração de curvas-chave baseadas em vazões simuladas pelo modelo e altimetria ENVISAT convertida em profundidades de rios em regiões precariamente monitoradas na bacia do rio Branco, afluente do rio Negro (Getirana *et al.*, em revisão b);
- análise da potencialidade de dados altimétricos espaciais em substituir séries temporais de vazão na calibração automática de modelos hidrológicos distribuídos, notadamente o MGB-IPH.

1.3. Estrutura do texto

Este documento foi estruturado de forma a aclarar o tema principal abordado e tornar sua compreensão acessível a todos os interessados pelo assunto. Para isso, juntamente com esta breve introdução, o texto é organizado em nove capítulos, onde temas específicos são abordados separadamente.

Os Capítulos 2 e 3 são dedicados à revisão bibliográfica dos principais temas abordados, procurando definir a importância e os fundamentos da pesquisa desenvolvida e aqui documentada. Pode-se dizer que este estudo tem duas vertentes principais. A primeira engloba conceitos e a base teórica da modelagem hidrológica em grandes bacias. A segunda envolve os conhecimentos ligados à aquisição, tratamento e aplicação de dados remotos, notadamente a altimetria espacial. Nesse sentido, os próximos dois capítulos são dedicados à revisão bibliográfica de cada vertente.

Uma das grandes dificuldades do estudo da hidrologia de grandes bacias está na questão da escala. Dentre esses desafios, pode-se citar (Mendiondo e Tucci, 1997): i) a

heterogeneidade espacial dos sistemas hídricos e a incerteza com a qual os parâmetros e processos são medidos em diferentes escalas; ii) a dificuldade de representar os processos caracterizados e analisados na micro-escala para outras escalas da bacia hidrográfica; e iii) a falta de relação entre os parâmetros de modelos matemáticos com as diferentes configurações espaciais encontradas na natureza. Tais problemas são encontrados freqüentemente em estudos hidrológicos envolvendo a Amazônia. Nesse sentido, o Capítulo 2 é dedicado a uma ampla discussão das características gerais de modelos hidrológicos de grande escala, de modelagens hidrológicas na bacia Amazônica e da apresentação das características gerais do modelo MGB-IPH.

A altimetria por satélite vem despertando o interesse de muitos com a crescente aplicabilidade nos estudos de águas continentais. Essa tecnologia, que foi inicialmente desenvolvida para aplicações aos oceanos, vem demonstrando utilidade nos estudos de águas continentais (lagos, planícies de inundação e rios), principalmente nas regiões de difícil acesso e precariamente monitoradas. Dando continuidade à revisão bibliográfica, seguindo a segunda vertente do estudo, os aspectos principais da altimetria espacial, o histórico e as principais aplicações aos estudos hidrológicos são os objetos de análise do Capítulo 3.

O Capítulo 4, por sua vez, faz a caracterização da região de estudo, ou seja, a bacia hidrográfica do rio Negro. Nesse capítulo, tenta-se colocar em evidência todos os aspectos geofísicos e hidrológicos da bacia concernentes à proposta deste estudo. Por outro lado, toda a base de dados utilizada, o tratamento, e metodologias necessárias para contornar problemas específicos encontrados tanto na região quanto na aplicação de novas bases de dados, são descritos no Capítulo 5.

O pré-processamento de dados é um passo fundamental para a modelagem hidrológica. No caso da modelagem hidrológica distribuída, os modelos numéricos do terreno (MNTs) vêm se tornando uma importante fonte de informações. Obtém-se de MNTs a delimitação de bacias, rede hidrográfica, declividade e comprimento dos rios, entre outros. No entanto, a qualidade dos dados de entrada é essencial para a aquisição de bons resultados. Visto que a aquisição da topografia por satélites é sujeita a erros de leitura da superfície terrestre ou do processamento dos dados adquiridos, é recomendado um pré-tratamento do MNT antes de sua aplicação à hidrologia. Deparando-se com

limitações encontradas no MNT da região de estudo, percebeu-se ser necessário o desenvolvimento de um método de tratamento de modelos numéricos do terreno (MNTs) baseados no conhecimento da cobertura vegetal a partir de imagens de satélite. Esse método, chamado de identificador de planícies de inundação, nomeado em inglês de *floodplain burning* (inspirado no método *stream burning*), é introduzido também no Capítulo 4, mas descrito em maiores detalhes no Anexo F na forma de artigo publicado na revista *Hydrological Processes* (Getirana *et al.*, 2009a). O método tem como objetivo modificar o MNT para a melhor aquisição de dados hidrológicos em planícies de inundação. O *floodplain burning* foi aplicado a uma região compreendendo a bacia hidrográfica do rio Demeni, afluente do rio Negro, onde planícies de inundação estendem-se por mais de 30% da superfície correspondente a bacia no período de cheias. O MNT original e sua combinação com outros métodos tradicionais de correção falham na geração de resultados consistentes nessa região. Verifica-se, no entanto, que o método proposto é capaz de fornecer redes de drenagem e delimitações de bacias mais adequadas e compatíveis com a realidade.

Os Capítulos 6, 7 e 8 são dedicados à exposição dos métodos desenvolvidos e resultados obtidos. Cada capítulo apresenta-se de maneira independente, com introdução, materiais e métodos utilizados, resultados e conclusões específicos de cada assunto tratado.

A descrição do modelo hidrológico da bacia do rio Negro, base de dados, considerações e modificações propostas à representação computacional, resultados e análises são apresentados no Capítulo 6. Nesse estudo, os parâmetros do modelo são calibrados com dados de vazão observados *in situ* para um determinado período. A qualidade da parametrização é verificada não somente com vazões de um período distinto, mas também com dados altimétricos espaciais nesse mesmo intervalo. Nota-se que, uma vez adaptada uma curva-chave para a estimativa de profundidades ao longo de rios, dados altimétricos espaciais podem enriquecer o processo de validação da calibração de parâmetros e validação dos resultados da modelagem hidrológica em regiões precariamente monitoradas.

Trabalhos anteriores buscam relações entre altimetria espacial e vazões. Essas vazões são de dois tipos, a saber: i) vazões observadas em estações *in situ* nas

proximidades dos locais onde a altimetria foi coletada (Zakharova *et al.* 2006); e ii) calculadas a partir de modelos de propagação (León *et al.*, 2006a). Um novo método de geração de curvas-chave utilizando dados altimétricos espaciais em bacias precariamente monitoradas é proposto no Capítulo 7. O método prescinde tanto de aproximações realizadas no primeiro caso quanto da exigência de dados de vazão a montante e a jusante de um trecho de rio como é proposto no segundo caso. Doze curvas-chave são estimadas em diferentes locais na bacia do alto rio Branco. Um processo de filtragem de vazões simuladas é realizado no sentido de eliminar vazões geradas por chuvas inconsistentes. A comparação de vazões geradas por algumas curvas-chave estimadas com vazões diárias disponibilizadas pela Agência Nacional de Águas (ANA) mostra a confiabilidade das curvas e a potencialidade em se estimar vazões por leituras altimétricas de satélites.

O crescente interesse pela modelagem de processos físicos em escalas continentais e globais, assim como o precário monitoramento de regiões remotas como a Amazônia, tem motivado investigações no sentido de utilizar dados de sensoriamento remoto como forçantes, condições iniciais ou determinantes de parâmetros, proporcionando estimativas mais refinadas dos fenômenos ou, ainda, apontando limitações dos modelos e contribuindo para as estimativas de incertezas dos resultados adquiridos. Recentemente, trabalhos têm sido publicados com a proposta de empregar séries de variações de armazenamento total de água obtidos através de informações gravimétricas adquiridas por satélite na verificação (Ngo-Duc, 2005) e assimilação (Zaitchik *et al.*, 2008) de dados em modelos de processos de superfície, e na integração de dados em modelos hidrológicos globais (Werth *et al.*, 2009). Apesar de avaliações da viabilidade de integração desse tipo de dado em modelos computacionais já estarem em andamento, nada ainda foi constatado a respeito de dados altimétricos espaciais. Nesse sentido, o Capítulo 8 apresenta a pioneira integração de dados altimétricos espaciais ENVISAT no processo de calibração automática de modelos hidrológicos distribuídos. Esse capítulo mostra vantagens, desvantagens e desafios na utilização de dados altimétricos na parametrização de modelos e a previsão de vazões em bacias precariamente monitoradas. Os primeiros resultados são obtidos utilizando-se séries altimétricas de duas formas distintas: em um único ponto; e em quatro pontos distintos ao longo do rio Branco, o principal afluente do rio Negro. Um algoritmo de otimização global multi-critério foi utilizado para obter conjuntos ótimos de parâmetros do modelo em cada

situação. Hidrogramas foram comparados com aqueles adquiridos com a calibração automática empregando-se dados de vazão observada em uma estação fluviométrica. Verifica-se que, globalmente, a utilização de dados altimétricos espaciais é viável, desde que boas aproximações de relações cota \times vazão sejam conhecidas nos pontos onde dados altimétricos são disponíveis. A baixa frequência desses dados é uma restrição, mas que pode ser amenizada considerando-se diversas séries temporais simultaneamente na modelagem.

O Capítulo 9 encerra esta tese, com a apresentação do sumário dos estudos realizados e discussões, conclusões para os próximos passos e futuros estudos.

Capítulo 2 - Modelagem

Hidrológica de Grandes Bacias

2.1. Introdução

Encontra-se, na atualidade, uma enorme gama de categorias e grupos conceituais de modelos hidrológicos disponíveis. Yevjevich (1971), Clarke (1973), Rottuno Filho (1995), Xavier (2002) e Araujo (2006), por exemplo, abordam alguns aspectos e concepções sobre esses grupos. Inicialmente, dois grandes grupos de modelos para a geração de séries de vazão podem ser reconhecidos: (1) modelos estocásticos; e (2) modelos determinísticos ou conceituais. Várias são as definições desses modelos. Chow (1964) define um modelo estocástico como aquele que leva em conta a chance de ocorrência das variáveis com o conceito de probabilidades introduzido na formulação, enquanto um modelo determinístico é descrito como aquele que não leva em conta a chance de ocorrência das variáveis, não seguindo leis probabilísticas. Neste trabalho, tratar-se-á, exclusivamente, de modelos determinísticos, aqui denominados também de conceituais, porquanto procuram explicitar os processos físicos que ocorrem ou influenciam o balanço hídrico na bacia hidrográfica.

Esse grupo desdobra-se em outras duas categorias, em função da representação dos processos físicos. Modelos chuva-vazão podem representar processos físicos através de equações diferenciais, ou por formas simplificadas nelas baseadas. Além disso, a discretização espacial dos processos hidrológicos, na bacia hidrográfica, pode ser dada de maneira concentrada ou distribuída.

Mais recentemente, verifica-se uma nova divisão de concepções de modelos

hidrológicos: (a) modelos para grandes bacias, que tratam, de forma empírica, a distribuição dos parâmetros em áreas de grande magnitude; (b) e modelos de pequenas bacias que buscam representar com maior precisão, e de forma distribuída, os processos hidrológicos (Tucci, 2005).

Seguindo a diretriz lógico-conceitual proposta inicialmente, este capítulo desenvolver-se-á com um enfoque sobre a categoria de modelos hidrológicos distribuídos de grandes bacias. No entanto, um breve histórico a respeito do desenvolvimento dos modelos hidrológicos até a situação atual será realizado (Seção 2.2) seguido por uma síntese da evolução e desenvolvimento de modelos hidrológicos de grande escala ao longo das últimas décadas (Seção 2.3). Posteriormente, será feito um relato sobre as experiências de pesquisas com modelos hidrológicos na Amazônia, ressaltando avanços obtidos e limitações observadas, situando a pesquisa hidrológica na região através da exposição das últimas tendências com a assimilação de dados adquiridos por satélites de monitoramento da Terra (Seção 2.4). Finalmente, será feita a descrição matemática do modelo MGB-IPH, utilizado neste estudo (Seção 2.5).

2.2. Breve histórico

O desenvolvimento dos primeiros modelos hidrológicos remonta ao início do século XX, com a apresentação da teoria da hidrógrafa unitária (Sherman, 1932). No entanto, foi na década de 60 quando se deu início à intensificação de esforços na pesquisa em modelos hidrológicos. Esse período teve como destaque a apresentação do modelo conceitual concentrado *Stanford Watershed Model IV* (Crawford e Linsley, 1966). Outros modelos de base teórica similar mereceram atenção nos anos posteriores [SSARR (Rockwood *et al.*, 1972); Sacramento (Burnash *et al.*, 1973) e Tank (Sugawara *et al.*, 1976)], representando, de diferentes formas, os mecanismos de resposta dos vários fenômenos envolvidos. Em sua maioria, empregam reservatórios lineares ou não-lineares, diretamente conectados seja por funções de transferência linear ou por técnicas de propagação não-linear hidrológica ou hidráulica. No entanto, críticas a respeito da simplicidade na representação dos processos hidrológicos, ou seja, representação através de um conjunto de reservatórios, caracterizando diferentes processos físicos do ciclo hidrológico terrestre, não demoraram a surgir.

Uma das principais críticas levantadas sobre o uso de modelos hidrológicos conceituais concentrados é a de que a consideração da bacia hidrográfica, ou de conjuntos de sub-bacias, como homogêneas representa uma simplificação extrema da realidade. Surkan (1969) cita, como limitantes desses modelos na tentativa de representar redes hidrográficas, a perda da heterogeneidade espacial da precipitação e a uniformidade do escoamento e ação de armazenamento. Ao mesmo tempo, até meados da década de 70, os grandes entraves encontrados por modeladores ao tentarem representar heterogeneidades concernentes a uma bacia hidrográfica foram a aquisição de dados espacializados e a capacidade de processamento computacional de grandes bases de dados quando disponíveis. Com a criação de novas técnicas de coleta de dados, notadamente, o sensoriamento remoto, e o desenvolvimento de computadores mais eficientes, possibilitando o armazenamento e o processamento de grandes quantidades de dados a custos reduzidos, o fim da década de 60 e início da de 70 presenciaram o surgimento dos primeiros modelos hidrológicos distribuídos (Solomon *et al.*, 1968; Surkan, 1969; Solomon e Gupta, 1977, 1978). Esses modelos passaram a utilizar bases de dados na forma de sistemas de informação (Gupta e Solomon, 1977a) capazes de armazenar a variabilidade espaço-temporal das variáveis hidrológicas consideradas. Os trabalhos apresentados por Steephenson e Freeze (1974), Solomon e Gupta (1977) e Gupta e Solomon (1977b) caracterizaram-se pelo aumento na complexidade matemática, buscando uma parametrização de maior coerência com os processos hidrológicos existentes. Apesar da adaptatividade a diferentes situações, como bem defendido por Solomon e Gupta (1978), esses modelos estavam ainda restritos às simplificações matemáticas como exposto por Khaleel *et al.* (1978). Foi, entretanto, a partir da década de 80, com o lançamento do modelo TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979) que os modelos hidrológicos distribuídos passaram a chamar a atenção da comunidade hidrológica.

Uma preocupação constante entre os hidrólogos sempre foi a questão da parametrização dos modelos hidrológicos. A busca por uma calibração eficiente dos parâmetros em meados da década de 60 (Dawdy e O'Donnel, 1965) impulsionou, mais adiante, ao longo da década de 70 e durante a década de 80, a geração de trabalhos como os de Johnston e Pilgrim (1976), Canedo (1979), Kuczera (1983a,b), Sorooshian *et al.* (1983), Gupta e Sorooshian, (1983, 1985) e Sooroshian e Gupta (1983, 1985) e Rotunno (1989). Sorooshian *et al.* (1983) afirmam que o sucesso de um procedimento de

calibração automática é altamente dependente da escolha da função objetivo e natureza em termos de quantidade e qualidade dos dados utilizados. Continuam, ainda, esclarecendo que a função objetivo deve ser selecionada em função das propriedades estocásticas dos erros presentes nos dados e no modelo. Adicionalmente, os dados devem ser escolhidos de maneira que contenham a maior quantidade possível de informações representativas do processo.

Outra questão de grande importância durante o processo de calibração de um modelo é a constituição da análise dos fatores que contribuem para a incerteza do modelo e de que modo pode-se aumentar o grau de confiabilidade da predição e da previsão a partir de suas correspondentes avaliações.

O'Donnell e Canedo (1980) dividiram, em três classes, as principais fontes de incerteza provenientes da modelagem hidrológica:

1) Registro de dados:

- 1.1) erros na coleta de dados brutos;
- 1.2) informações pontuais são tomadas como médias espaciais;
- 1.3) informações contínuas são referenciadas por médias temporais;
- 1.4) processos de estimação para variáveis não diretamente observadas (por exemplo, evaporação).

2) Estrutura do modelo:

- 2.1) conhecimento imperfeito dos processos físicos que ocorrem na bacia;
- 2.2) aproximações introduzidas na representação dos processos físicos;
- 2.3) substituição de propriedades variáveis espacialmente na bacia por valores concentrados (por exemplo, capacidade de infiltração);
- 2.4) tratamento de processos que ocorrem simultaneamente como se cada um desses processos ocorresse isoladamente;

2.5) omissão de alguns processos que ocorrem, dado que não atendem ao objetivo de uma certa modelagem.

3) Calibração do modelo:

3.1) escolha da função objetivo;

3.2) tamanho da amostra a ser utilizada na fase de ajuste do modelo;

3.3) variabilidade que pode afetar o processo de calibração em virtude do uso de diferentes amostras;

3.4) critérios para definir a convergência dos parâmetros no processo de otimização;

3.5) dificuldades na estimação adequada dos parâmetros.

Com esse referencial, vieram à tona questionamentos a respeito da unicidade na estimativa de parâmetros, abordagem que caracterizou os trabalhos anteriormente citados, o que estimulou fortemente a geração de metodologias alternativas para a análise da incerteza dos modelos hidrológicos nos anos 90. Um bom exemplo é o método GLUE que, baseado em simulações utilizando o procedimento de Monte Carlo, fundamenta-se no conceito de equifinalidade, segundo o qual se supõe não ser possível encontrar o conjunto ótimo de parâmetros de um modelo hidrológico, mas apenas conjuntos prováveis de parâmetros, os quais deveriam ser analisados segundo um critério definido.

Paralelamente às discussões envolvendo o processo de calibração de modelos hidrológicos, surgiu a iniciativa de se tentar aperfeiçoar a parametrização de modelos hidrológicos em função das propriedades de cobertura e tipo do solo, como foi o caso da criação da unidade de resposta hidrológica (*hydrological response unit* - HRU). Propôs-se, com a HRU, a subdivisão da bacia em pequenos elementos computacionais, de maneira que cada elemento fosse hidrológicamente homogêneo. No entanto, a abordagem HRU tem como limitação a arbitrariedade no tamanho desses elementos, fator limitante para a modelagem de grandes regiões. Na tentativa de contornar essas limitações, Kouwen (1988) desenvolve uma abordagem alternativa usando as chamadas

unidades de respostas agrupadas (*grouped response units* - GRUs). Uma GRU é formada por grupos de HRUs com características de respostas hidrológicas similares localizadas dentro dos limites de uma unidade computacional (UC), não havendo a necessidade, todavia, de que sejam contíguos. A UC pode ser uma sub-bacia ou uma célula, expostas a condições meteorológicas uniformes (Kite e Kouwen, 1992). GRUs compartilham da mesma rede de drenagem em uma UC. Contribuições do escoamento superficial de áreas hidrologicamente similares (grupos de HRUs) como florestas, pastos, áreas úmidas, entre outras coberturas e usos do solo, localizadas na UC, são calculadas separadamente e, então, somadas antes de se dar início ao escoamento no curso do rio (Tao and Kouwen, 1989; Kouwen *et al.*, 1990).

A abordagem GRU foi inicialmente aplicada aos modelos concentrados SIMPLE (Kouwen, 1988; Kouwen *et al.*, 1990) e SLURP (Kite e Kouwen, 1992) e, posteriormente, a modelos distribuídos, no objetivo de trabalhar com grandes bacias, como WATFLOOD (Kouwen, 1988; Kouwen *et al.*, 1993) e GHEIS (Shawinigan Engineering, 1982). Atualmente, ela é encontrada na grande maioria dos modelos de grandes bacias, inclusive no modelo MGB-IPH, como será visto mais adiante.

2.3. Modelos hidrológicos de grande escala

De acordo com Kite e Kouwen (1992), a maioria dos modelos hidrológicos é criada com uma aplicação específica em mente. Alguns, como o modelo SHE (*Système Hydrologique Européen*) (Abbot *et al.*, 1985), podem ser vistos como modelos voltados para a pesquisa e são possivelmente mais apropriadamente usados para investigar os detalhes dos processos hidrológicos na bacia hidrográfica. Outros, como o modelo SSARR, são desenvolvidos para a simulação de grandes bacias para a previsão de cheias, dimensionamento de reservatórios e estudos operacionais. O modelo escolhido para uma aplicação particular deve equilibrar a escala da bacia e a representação apropriada do processo com a disponibilidade e demanda de dados do modelo.

Conforme previamente mencionado, contrariamente ao que erroneamente poderia ser interpretado a partir da literatura hidrológica usual, modelos hidrológicos distribuídos surgiram quase que concomitantemente aos modelos concentrados. Foi, em 1968, quando um dos primeiro modelos desse gênero foi apresentado em periódico

internacional em inglês (Solomon *et al.*, 1968). Antes ainda, poder-se-ia, por exemplo, relacionar os trabalhos de Golf (1960) e Gönnewein (1961), publicados em alemão, provavelmente pouco disseminados. O modelo então apresentado por Solomon *et al.* (1968) tratava da espacialização de forçantes do tipo temperatura, evaporação e precipitação via balanço hídrico mensal de longo curso, obtendo-se, por conseguinte, escoamento superficial distribuído em todo o domínio. Sua aplicação inicial foi dada no âmbito do estudo de recursos hídricos das províncias de Newfoundland e de Labrador, no Canadá, em uma região de, aproximadamente, 360.000 km² recortada por uma malha de células quadradas com dimensões de 10 km, caracterizando-se, portanto, como um modelo de grandes bacias. Esses precursores da modelagem hidrológica distribuída em grandes bacias ponderaram espacialmente variáveis hidrometeorológicas levando em conta, não somente latitude e longitude, mas também a elevação de cada célula da malha. No desenvolvimento do modelo, levou-se também em conta a taxa de ocupação dos diferentes tipos de cobertura do solo encontrados na região. Os autores atribuem a criação de um modelo de grande escala à necessidade de se produzir informações hidrológicas espacialmente distribuídas em grandes regiões, no sentido de aprimorar o sistema de planejamento e gestão dos recursos hídricos. Apesar do pioneirismo, o modelo de Solomon *et al.* (1968) apresentava limitações na representação matemática dos processos físicos. Modelos hidrológicos distribuídos dedicados à simulação dos fenômenos hidrológicos em grande escala foram desenvolvidos posteriormente.

A escola canadense ainda contribuiu na década de 70 com um modelo distribuído capaz de operar em diferentes escalas espaciais, em função do tamanho da célula computacional, e temporais (Gupta e Solomon, 1977a,b; Solomon e Gupta, 1977, 1978), e, mais tarde, com o modelo WATFLOOD (Kouwen, 1988) . Esse último é a combinação de um modelo de escoamento de base física com um modelo de simulação hidrológica de bacias hidrográficas. É utilizado para a modelagem de grandes bacias para a previsão de vazões e simulações de longo termo (Pietroniro e Soulis, 2003; Shaw *et al.*, 2005). WATFLOOD é conhecido por ser o primeiro modelo hidrológico distribuído a utilizar o conceito de GRUs.

Em uma perspectiva complementar, o avanço no desenvolvimento de modelos de circulação geral (MCGs) buscou, na modelagem hidrológica, o suporte para a representação do ciclo da água superficial e subterrânea. Manabe (1969) usou o modelo

Budyko para representar a hidrologia superficial na escala global, e variações desse modelo passaram a ser usadas na maioria dos MCGs.

Veio, então, no fim da década de 70, o surgimento dos SVATs (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer Scheme*) introduzidos por Deardorff (1978). A maioria dos SVATs simula bem as trocas verticais de calor e água. No entanto, não modelam adequadamente os processos hidrológicos, negligenciando o transporte lateral de água no solo e seu efeito no nível de água subterrânea. Em escalas regionais, a não consideração desses processos pode resultar em campos de umidade inconsistentes, influenciando a estrutura da camada limite atmosférica e a precipitação (Araujo, 2006).

Diversos outros modelos hidrológicos de grandes bacias, acoplados ou não a MCGs vêm sendo desenvolvidos ao longo das últimas décadas. Collischonn (2001) contribuiu com uma revisão bibliográfica nesse sentido.

O modelo VIC é um modelo desenvolvido, originalmente, como um módulo de hidrologia superficial de um MCG (Wood *et al.*, 1992), tendo como proposta inicial o aperfeiçoamento na representação da fase terrestre do ciclo hidrológico, em relação à representação usual. O principal aspecto inovador foi a representação da variabilidade da capacidade de infiltração no interior da célula do modelo, utilizando uma formulação semelhante ao modelo ARNO (Todini, 1996).

O modelo original foi aperfeiçoado, a seguir, para representar diversos tipos de cobertura vegetal no interior da célula e considerando a divisão do solo em duas camadas, quando passou a ser chamado VIC-2L (Wood *et al.*, 1992; Liang *et al.*, 1994; Abdulla e Lettenmaier, 1997b; Lohmann *et al.* 1998a). A evapotranspiração é calculada para cada cobertura vegetal utilizando a equação de Penman –Monteith. A solução da equação de evapotranspiração, no entanto, é iterativa, porque o modelo foi desenvolvido para ser acoplado aos modelos de previsão de tempo e clima. Nijssen *et al.* (1997) e, mais recentemente, Lohmann *et al.* (1998a,b) incluíram, no modelo VIC-2L, módulos de propagação de vazões, permitindo comparar os resultados do modelo com medições de vazão em grandes bacias. O modelo VIC-2L é, essencialmente, um modelo de balanço de água vertical, embora as células estejam conectadas entre si.

O modelo hidrológico LARSIM (*Large Area Runoff Simulation Model*) foi desenvolvido para ser o módulo de hidrologia superficial acoplado a um modelo atmosférico (Krysanova *et al.*, 1998; Bremicker, 1998 *Apud* Collischonn, 2001). O conjunto foi testado na bacia de contribuição do Mar Báltico, no contexto de um projeto chamado BALTEX (*Baltic Sea Experiment*), que, por sua vez, fez parte de um projeto chamado GEWEX (*Global Energy and Water Cycle Experiment*), em que foram realizados testes de modelos hidrológicos diversos em bacias da Ásia, do rio Mississipi, do rio Mackenzie e do rio Amazonas.

O ORCHIDEE (*Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems*) é um modelo desenvolvido no Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), resultante da acoplagem de três modelos: SECHIBA (*Schématization de Echanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère*) (Ducoudré *et al.* 1993; de Rosnay e Polcher 1998; Ducharne *et al.*, 1998; Ducharne e Laval 2000); STOMATE (*Sacalay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems*) (Viovy, 1996); e LPJ (*Lund-Potsdam-Jena*) (Sitch *et al.*, 2000). A acoplagem desses modelos torna-o capaz de descrever os ciclos da água e do carbono na interface solo-vegetação-atmosfera, assim como a evolução da vegetação. Suas aplicações podem ser dadas, seja acoplada a um MCG, seja em modo dito forçado (*off-line* ou *stand-alone*). Aplicações tanto na escala global quanto na continental são encontradas na literatura (Gno-Duc, 2005; Ronchail *et al.*, 2005).

O MGB-IPH (Modelo de Grandes Bacias – Instituto de Pesquisas Hidráulicas) está, provavelmente, entre os primeiros modelos brasileiros distribuídos dedicados à modelagem de grandes bacias. Sua estrutura é baseada nos modelos LARSIM e VIC-2L, com algumas adaptações. O modelo foi, inicialmente, aplicado às bacias dos rios Taquari e Uruguai (Collischonn, 2001), mas diversos outros estudos hidrológicos foram desenvolvidos no território brasileiro e América do Sul desde então (Silva, 2005; Collischonn, 2006; Corbo *et al.*, 2005; Ribeiro Neto, 2006; Libos, 2008, entre outros). A Figura 2.1 apresenta as bacias hidrográficas modeladas com o MGB-IPH. O MGB-IPH terá suas propriedades principais descritas com maiores detalhes na Seção 2.5.



Fonte: Collischonn *et al.* (2007).

Figura 2.1– Aplicações do MGB-IPH na América do Sul.

Outros modelos foram desenvolvidos para diferentes regiões, cada qual com suas características específicas. Uma região que vem se tornando um verdadeiro celeiro de modelos hidrológicos para grandes bacias e validação de dados de sensoriamento remoto é a Amazônia. A grande extensão, o monitoramento precário e os processos hidrológicos complexos fazem da bacia Amazônica um grande desafio para hidrólogos de todo o mundo.

2.4. Modelagem hidrológica na bacia Amazônica

Os primeiros estudos de estimativas de balanço hídrico em larga escala na Amazônia tiveram início em meados dos anos 70 (Molion, 1975; Villa Nova *et al.*, 1976). Esses estudos, assim como a modelagem hidrológica da bacia Amazônica, estão diretamente relacionados a estudos de mudanças climáticas e da cobertura vegetal e ao respectivo impacto sobre o clima da região e sobre os ciclos biogeoquímicos inerentes à região. Muitos dos trabalhos desse tipo encontrados na literatura adotam o passo de

tempo mensal. Essa abordagem é suficiente quando o interesse é o entendimento do balanço hídrico global, mas falha em representar determinados processos de maior variabilidade temporal. Vörösmarty *et al.* (1989) são pioneiros na apresentação de um trabalho 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. A bacia foi discretizada em uma malha com células de 5'×5'. Dois modelos acoplados foram utilizados: o WBM (*Water Balance Model*) e o WTM (*Water Transport Model*). O 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, enquanto o 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 conjugado é capaz de simular o efeito do armazenamento de parte do volume de água nas áreas de inundação por meio de equação da continuidade aplicada a reservatórios. Os resultados gerados foram comparados com as séries de vazão de estações nos rios Amazonas, Madeira e Xingu.

Dentre os estudos que buscam uma melhor compreensão do ciclo e processos hidrológicos na bacia Amazônica, aqueles que utilizam MCGs e SVATs são os mais freqüentes. Marengo *et al.* (1994) simularam toda a bacia do Amazonas e do Tocantins com duas versões do MCG *Goddard Institute for Space Studies* (MCG GISS) da NASA. Manzi e Planton (1996) utilizaram o SVAT ISBA juntamente com o MCG EMERAUDE para simular o impacto da substituição da floresta por pastagem.

Outros estudos de modelagem hidrológica na Amazônia merecem destaque. Costa e Foley (1997) utilizaram um modelo semelhante ao desenvolvido por Vörösmarty *et al.* (1989) para modelar as bacias do Amazonas e Tocantins. Forçantes foram interpolados para o passo de tempo diário (mesmo intervalo de tempo do modelo) e resolução espacial de 5'×5'. Vazões simuladas foram comparadas com dados médios mensais e anuais. No caso das vazões mensais, verificou-se uma 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 a propagação nas calhas principais e secundárias ou, ainda, o armazenamento nas áreas de inundação e efeitos de remanso. Nijssen *et al.* (2001)

utilizaram o modelo VIC para modelar toda a bacia Amazônica no passo de tempo diário, porém a avaliação da modelagem foi realizada com valores médios mensais da vazão. O modelo foi utilizado para avaliar as conseqüências de mudanças climáticas sobre o escoamento na bacia. Tanto Nijssen *et al.* (2001) como Costa e Foley (1997) realizaram simulações em nível diário, mas utilizaram vazões observadas médias de longo prazo para avaliar seus resultados.

Mais recentemente, Chapelon *et al.* (2002) realizaram simulações acoplando os modelos ISBA (*Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère*) (Noilhan e Planton, 1989) e TRIP (*Total Runoff Integrating Pathways*) (Oki e Sud, 1998) no passo de tempo mensal e resolução espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, utilizando diferentes combinações de fonte de dados: HyBAm, ISLSCP e LC. As simulações realizadas com os dados do HyBAm e LC apresentaram os melhores resultados. Coe *et al.* (2002) acoplaram os modelos IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) (Kucharik *et al.*, 2000) e HYDRA (*Hydrological Routing Algorithm*) (Coe, 2000) para modelar a bacia Amazônica no período de 1939-1998. Resultados indicam boa consistência das vazões de tributários originários do Brasil. No entanto, grandes subestimações de vazões, atingindo diferenças superiores a 20%, são observadas em tributários drenando regiões de outros países. Os autores atribuem a causa da subestimação de vazões à subestimação da base de dados de chuva nessas regiões. Ronchail *et al.* (2005) utilizaram o modelo ORCHIDEE para simular os processos hidrológicos da bacia durante um intervalo de 53 anos. Verifica-se que vazões são subestimadas nos rios Negro e Solimões e superestimadas nos rios Xingu e Juruá. Bons resultados em Óbidos indicam uma compensação de erros de sub-bacias. Os autores constatam também que a qualidade dos resultados nessa estação superam a de Coe *et al.*, 2000). Os últimos dois estudos utilizaram a base de dados de chuva do *Climate Research Unit* (CRU) (New *et al.*, 2000) e foram realizados empregando o passo de tempo mensal.

Na escala regional, com o passo de tempo mensal, encontram-se os trabalhos de Escarião (2001), que utilizou o modelo conceitual IPHMEN, e Eid e Campana (1999), que utilizaram SIG para o cálculo do balanço hídrico, ambos em sub-bacias do rio Negro. Adicionalmente, pode-se citar Alexandre (2007), que modelou todas as bacias do estado de Roraima (rio Branco e afluentes) utilizando o modelo SMAP (Lopes *et al.*, 1981).

Há ainda outro estudo hidrológico de escala global realizado no âmbito do projeto GEWEX (*Global Energy and Water Cycle Experiment*), em que 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 a *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 os valores de escoamento superficial. Chapelon *et al.* (2002) sugerem que a subestimação do escoamento nas simulações realizadas na bacia Amazônica pelo projeto GSWP deve-se às informações de precipitação, solo e vegetação levantadas pelo ISLSCP.

Nota-se que, de maneira geral, subestimações de dados de chuva observadas na Amazônia ocorrem em todos os estudos, independente da base de dados utilizada. Essa constatação leva a algumas reflexões e questionamentos: i) os dados de chuva/vazão disponíveis são suficientemente consistentes para que um balanço hídrico seja feito de maneira eficiente e eficaz? ii) os processos hidrológicos da bacia são satisfatoriamente representados pelos modelos utilizados?; iii) haveria contribuições externas à bacia, não consideradas no balanço hídrico?

Não é do conhecimento do autor um estudo que tenha procurado buscar contribuições externas ao sistema hidrológico da bacia do rio Amazonas. Entretanto, é bem conhecida a existência de conexões superficiais como a do Orinoco-Negro, através do canal de Casiquiare (Georgescu, 1984; 1998; Carreiro, 1987). Essas contribuições, chegando a vazões na ordem de $10^2 \text{m}^3/\text{s}$, podem ser desprezíveis com relação à vazão dos afluentes principais, por outro lado, o fluxo de água subterrâneo entre bacias é algo

ainda desconhecido.

Conforme mencionado anteriormente, a maioria dos estudos hidrológicos na Amazônia é realizada no passo de tempo mensal. Essas simulações possibilitam a análises de balanço hídrico a médio e longo prazo. No entanto, apresentam limitações, por exemplo, na previsão de vazões instantâneas ou de curto prazo. Verifica-se, ao mesmo tempo, um avanço importante em trabalhos com simulações na escala regional em nível diário. Estudos como os desenvolvidos no âmbito do projeto LBA, utilizando-se o modelo VIC-2L podem ser citados. Modelou-se a bacia do rio Ji-Paraná com aproximadamente 60.000 km² (Richey *et al.*, 2004) e a bacia do rio Juruá (Victoria *et al.*, 2005). Tratando-se ainda de modelagem hidrológica na Amazônia no passo de tempo diário, encontra-se, também, o trabalho de Ecuyer (2004). O autor simulou seis sub-bacias do rio Negro, com áreas variando entre 1.401 km² e 71.061 km² com o modelo Topmodel (Beven e Kirkby, 1979). O caráter semi-distribuído desse modelo torna necessário o cálculo de valores médios espaciais dos forçantes, chuva e evapotranspiração, em cada sub-bacia. O modelo apresentou limitações como baixo desempenho em regiões com baixa declividade e dificuldade em representar a recessão do hidrograma em algumas sub-bacias.

De maneira geral, esses modelos simulam a propagação superficial na rede de drenagem em escala continental utilizando reservatórios lineares (Vörösmarty *et al.*, 1989; Russell e Miller, 1990; Vörösmarty e Moore, 1991; Miller *et al.*, 1994; Marengo *et al.*, 1994; Costa e Foley, 1997; Nijssen *et al.*, 1997; Coe *et al.*, 2002). Essa técnica é aplicada definindo-se direções de drenagem e velocidades efetivas de escoamento a cada célula (Miller *et al.*, 1994; Marengo *et al.*, 1994; Oki *et al.*, 1996) ou sinuosidade dos rios (Vörösmarty *et al.*, 1989). Sua simplicidade resulta em defasagens na simulação de cheias, como se apresenta na quase totalidade dos modelos que utilizam essa técnica em modelagem em grande escala. Outros estudos na Amazônia utilizaram métodos mais complexos [(método Muskingum-Cunge, ou simplesmente MC (Ponce, 1986)] para efetuar a propagação em rios (Ribeiro Neto, 2006; Collischonn, 2006). O modelo computacional utilizado (Modelo de Grandes Bacias – MGB-IPH, descrito na próxima seção) leva em conta que todas as células computacionais, com exceção daquelas que representam cabeceiras da bacia, propagam o escoamento por MC. Nesses trabalhos, utilizou-se a forma linear do método. Apesar do maior tempo de processamento, o

método resulta em melhores representações dos picos de cheia, quando comparado com o método do reservatório linear (Tucci, 2005). No caso de Ribeiro Neto (2006), modelou-se a bacia do rio Madeira no passo de tempo diário com resolução espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Devido à indisponibilidade de dados para o estudo na porção da bacia pertencente à Bolívia, o autor verificou a potencialidade de dados de reanálise na modelagem hidrológica de grande escala na Amazônia.

Collischonn (2006) modelou a bacia do rio Tapajós com resolução espacial de $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$, também no passo de tempo diário. Nesse caso, o autor verificou a qualidade de dados de chuva adquiridos pelo *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) na modelagem hidrológica. O modelo foi forçado com dados *in situ* (ANA, 2009), TRMM e uma terceira base, gerada pelo autor, de dados TRMM corrigidos com dados *in situ*. Respostas do modelo foram comparadas com vazões observadas em diversas estações fluviométricas. Verificou-se que o satélite pode representar satisfatoriamente o campo de precipitação nessa região da Amazônia.

Estudos mais recentes propõem a utilização de distribuições espaciais de planícies de inundação adquiridas a partir de classificações de imagens de satélite (Sippel *et al.*, 1998; Hess *et al.*, 2003; Martinez e Le Toan, 2007; Prigent *et al.*, 2007), notadamente o sensor de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar - SAR*), e dados altimétricos adquiridos remotamente (Brikett, 1998; 2000; Brikett *et al.*, 2002) na validação ou avaliação de modelos hidrológicos. Nesse sentido, são propostas modificações aos modelos já existentes, de maneira a considerar a propagação e armazenamento de água em planícies de inundação (Bates e De Roo, 2000; Dalponte *et al.*, 2007; Wilson *et al.*, 2007) e a velocidade de escoamento e profundidade dos rios a partir de relações lineares entre vazões calculadas e outras características geomorfológicas da bacia (Vörösmarty *et al.*, 1989; Liston *et al.*, 1994; Miller *et al.*, 1994; Sausen *et al.*, 1994; Marengo *et al.*, 1994; Oki e Sud, 1998; Costa e Foley, 1997; Hagemann e Dumenil, 1998) ou de equações empíricas como as de Manning e Chèzy (Arora e Boer, 1999; Arora *et al.*, 1999; Coe *et al.*, 2008).

Trabalhos que merecem destaque são os de Coe *et al.* (2002, 2008) e Decharme *et al.* (2008). Coe *et al.* (2002), pioneiramente, compararam saídas da combinação dos modelos IBIS e HYDRA com vazões observadas em estações fluviométricas distribuídas

na bacia, dados altimétricos obtidos pelo satélite Topex/Poseidon (T/P) e áreas de inundação médias mensais estimadas por observações SMMR a bordo do Nimbus-7 combinadas com um modelo empírico ao longo do rio Solimões/Amazonas. O modelo foi lançado com o passo de tempo de 1 hora e resolução espacial de $5' \times 5'$. As adaptações no modelo utilizado por Coe *et al.* (2002) são relativamente simples, originando resultados pouco satisfatórios. Dando continuidade ao estudo, Coe *et al.* (2008) propuseram modificações no cálculo da velocidade de escoamento e profundidade dos rios, incluindo uma variação temporal baseada na equação de Chèzy, e também inserindo, no modelo, uma série de parâmetros sujeitos a calibração. Seus resultados foram, mais uma vez, comparados com observações T/P, estimativas de planícies de inundação e imagens JERS-1 classificadas (Hess *et al.*, 2003), no passo de tempo mensal, constatando-se melhorias com relação ao primeiro trabalho. Entretanto, constataram-se, ainda, limitações na representação do escoamento superficial como, por exemplo, retardos na chegada dos picos de cheia. De acordo com Trigg *et al.* (2009), para a obtenção de bons resultados na propagação de cheias na Amazônia, a consideração do termo difusivo nas equações de propagação é essencial. Esse fato explicaria os problemas enfrentados por Coe *et al.* (2002, 2008), uma vez que o modelo utilizado pelos autores trata a propagação por reservatórios lineares.

Decharme *et al.* (2008) usaram a acoplagem ISBA-TRIP para modelar toda a América do Sul no passo de tempo mensal em uma malha de resolução $1^\circ \times 1^\circ$, utilizando forçantes atmosféricos ISLSCP-2 no período de 1986–1995. Propôs-se como melhorias ao modelo um reservatório de água subterrânea e o cálculo de velocidade de escoamento variável no tempo (Arora e Boer, 1999). As simulações foram avaliadas com vazões observadas e estimativas de planícies de inundação adquiridas por satélite (Prigent *et al.*, 2007). Resultados em Óbidos indicam, além da subestimação do escoamento superficial, uma antecipação do pico das cheias. Áreas inundadas também foram subestimadas na bacia Amazônica.

Conclui-se, portanto, que, se por um lado verificam-se avanços na representação dos processos hidrológicos em diferentes modelos, ainda encontram-se dificuldades no desenvolvimento de modelos para a bacia Amazônica capazes de agrupar todos ou grande parte desses fenômenos e tratá-los em passos de tempo inferiores ao mensal e com maiores resoluções espaciais. Além disso, a estimativa do balanço hídrico

consistente com dados observados, ao longo da bacia, ainda é um desafio para os hidrólogos engajados na compreensão dos processos hidrológicos na Amazônia.

2.5. O Modelo de Grandes Bacias MGB-IPH

O MGB-IPH é um modelo hidrológico distribuído desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas (Collischonn, 2001) para a simulação de grandes bacias. Sua estrutura é baseada na dos modelos LARSIM (Krysanova *et al.*, 1998) e VIC-2L (Wood *et al.*, 1992; Liang *et al.*, 1994; Abdulla e Lettenmaier, 1997b; Lohmann *et al.* 1998a), com algumas adaptações. Na versão original do modelo, o cálculo de evapotranspiração é baseado naquele descrito por Shuttleworth (1993) e Wigmosta *et al.* (1994), a propagação na rede de drenagem é feita através do método MC, conforme descrito por Tucci (2005), e o módulo de balanço de água no solo foi simplificado. Esta seção descreve os principais atributos do MGB-IPH necessários para a compreensão do estudo desenvolvido. Maiores detalhes a respeito são encontrados em Collischonn (2001).

2.5.1 Descrição do modelo

O modelo é composto basicamente por quatro módulos:

1. balanço de água no solo;
2. evapotranspiração;
3. escoamento (superficial, sub-superficial e subterrâneo) na célula;
4. escoamento na rede de drenagem.

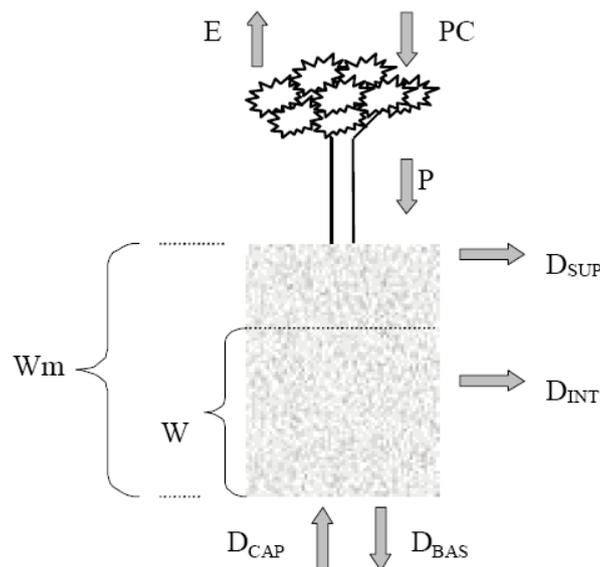
De acordo com Franchini e Pacciani (1991), o componente de balanço hídrico no solo é a parte mais importante e característica do modelo. Nele, ocorre a entrada, na forma de precipitação e as saídas, em forma de evapotranspiração e de escoamento que divide a água em três níveis: escoamento superficial, correspondente à chuva que cai diretamente sobre áreas impermeáveis e áreas saturadas, escoamento sub-superficial, que ocorre na zona de solo não-saturada, e escoamento subterrâneo (ou de base), que ocorre

na zona saturada. Após a quantificação do volume de 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.

Na versão original do modelo, a bacia hidrográfica é dividida em células quadradas de dimensões homogêneas que, por sua vez, são divididas em GRUs, ou simplesmente grupos, de acordo com características de cobertura vegetal, uso e tipo de solo.

2.5.1.1. Componente de balanço hídrico no solo

O componente de balanço hídrico no solo do 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 existente em uma bacia, em que a célula é dividida, equivale a uma área hidrologicamente homogênea, ou seja, o bloco deve responder de forma homogênea às precipitações incidentes (Seção 1.3).



Fonte: Ribeiro Neto (2006).

Figura 2.2 – Balanço hídrico no solo assim como representado no MGB-IPH.

O balanço hídrico na camada superficial do solo em um determinado bloco de uma célula, no passo de tempo t , é dado pela Eq. (2.1), conforme ilustrado na Figura 2.2.

$$W^{t+1} = W^t + (P - E - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{CAP}) \quad (2.1)$$

onde W^t e W^{t+1} [mm] são, respectivamente, os armazenamentos na camada superficial no início e no fim do intervalo de tempo; E e P [mm] representam a evapotranspiração da água do solo e a precipitação menos interceptação no intervalo de tempo; D_{SUP} , D_{INT} e D_{BAS} [mm] correspondem, respectivamente, às drenagens superficial (drenagem rápida), sub-superficial e subterrânea (drenagem muito lenta) no intervalo de tempo; e D_{CAP} [mm] representa o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo.

Em cada instante de cálculo, W e P são conhecidos, e E , D_{SUP} , D_{INT} , D_{BAS} e D_{CAP} são estimados com base no estado de armazenamento do início do intervalo de tempo (W) e em parâmetros do modelo. Cada processo é descrito a seguir.

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 (2005), os modelos conceituais tratam a interceptação como um reservatório com uma capacidade máxima de acordo com o tipo de cobertura do solo. A variável de estado que representa o nível de água no reservatório é atualizada a cada intervalo de tempo.

O reservatório é preenchido com o volume de 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 o índice de área foliar (*IAF*) para estimar a capacidade do reservatório de interceptação. No modelo VIC-2L, assim como no MGB-IPH, essa capacidade é dada por:

$$SIL = \alpha \times IAF \quad (2.2)$$

onde SIL é a capacidade do reservatório de interceptação, e α é a capacidade máxima de armazenamento de água por unidade de área das folhas.

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 CO₂ 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, em estudos sobre as conseqüências da retirada da cobertura vegetal, o *IAF* é mais sensível e pode representar melhor os impactos sobre o escoamento na bacia (Ribeiro Neto, 2006). O balanço de água no reservatório de interceptação (*SIL*) é realizado da forma seguinte:

$$SF^t = SF^{t-1} + PC \text{ se } SF^{t-1} + PC \leq SIL \quad (2.3)$$

$$SF^t = SIL \text{ se } SF^{t-1} + PC \geq SIL \quad (2.4)$$

$$P = PC - (SF^t - SF^{t-1}) \quad (2.5)$$

onde SF^{t-1} e SF^t 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 Eq. (2.5).

Evapotranspiração

O modelo MGB-IPH utiliza o método de Penman-Monteith (Shuttleworth, 1993). O método de Penman-Monteith procura representar os processos de resistência superficial (r_s) e aerodinâmica (r_a) que ocorrem na evapotranspiração. Essa equação pode ser aplicada diretamente ao tipo de cobertura vegetal, utilizando-se os valores adequados dos parâmetros r_a e r_s :

$$E = f_{DE} \cdot \left(\frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (2.6)$$

onde E [m/s] é a evapotranspiração, λ [MJ/kg¹] é o calor latente de vaporização, Δ [kPa/°C¹] é a taxa de variação da pressão de saturação do vapor, R_L [MJ/(m².s¹)] é radiação líquida, G [MJ/(m².s¹)] é o fluxo de energia para o solo, ρ_A [kg/m³] é a massa específica do ar, ρ_w [kg/m³] é a massa específica da água, c_p [MJ/(kg¹.°C¹)] é o calor específico do ar úmido, e_s [kPa] é a pressão de saturação do vapor de água, e_a [kPa] é a pressão de vapor de água, r_s [s/m] é a resistência superficial, r_a [s/m] é a resistência aerodinâmica e γ [kPa/°C¹] é a constante psicométrica.

O reservatório de interceptação (SIL) é esvaziado com a evaporação calculada pela Eq. (2.6). A resistência superficial considera o valor zero para o cálculo da evaporação potencial da lâmina interceptada (EIP). 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 segundo a equação abaixo:

$$SF^{t+1} = SF - EI \quad (2.7)$$

onde SF^{t+1} corresponde à lâmina interceptada no final do intervalo de tempo. Caso se verifique que a lâmina interceptada é menor que a evaporação potencial (EIP), a energia remanescente deve atender à transpiração (E). A fração de energia remanescente é denominada de fração de demanda da evapotranspiração (FDE). Portanto, a evapotranspiração real total é dada pela soma de EI e E (transpiração real).

Geração do escoamento superficial

A formulação do armazenamento de água no solo W baseia-se no modelo Xinanjiang (Zhao *et al.*, 1980; Todini, 1996; Liang *et al.*, 1994; Noilhan e Mahfouf,

1996). 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 (Todini, 1996; Collischonn, 2001).

O termo $D_{SUPi,j}$, que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a chuva que cai sobre uma porção de solo já saturada de umidade gera escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre W (estado de armazenamento no início do intervalo de tempo) e a porcentagem de área saturada, conforme proposto no modelo ARNO (Todini, 1996). O escoamento superficial de um bloco em uma célula em cada passo de tempo é calculado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot \left[\left(1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{W_m \cdot (b+1)} \right]^{b+1} \quad (2.8)$$

onde W_m [mm] é o armazenamento máximo na camada superficial do solo, e b [-] é um parâmetro que define a relação entre W e a proporção de área saturada. Ambos são parâmetros associados ao bloco.

A Eq. (2.8) é aplicada quando $W+P < W_m$, ou seja, quando a precipitação P não é suficiente para saturar toda a área. A condição para o uso dessa equação é dada por:

$$\left[\left(1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right] > 0 \quad (2.9)$$

Caso contrário, se $W+P > W_m$, o escoamento superficial é dado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (2.10)$$

Geração do escoamento sub-superficial

Para descrever esse escoamento sub-superficial, o modelo utiliza uma relação

semelhante a de Brooks e Corey (Rawls *et al.*, 1993), que relaciona propriedades do solo (porosidade, distribuição dos poros, continuidade dos poros) e do fluido (viscosidade e massa específica). A relação de Brooks e Corey é não-linear com relação à umidade do solo e corresponde à medida da capacidade do solo de transmitir água (dada em m/s), relacionando o escoamento sub-superficial ao índice de porosidade do solo (XL) e à condutividade hidráulica em meio saturado (K_{INT}). A taxa de drenagem sub-superficial quando o solo está próximo da saturação é muito maior do que quando o solo está mais seco.

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left(\frac{W - W_z}{W_m - W_z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (2.11)$$

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.

Geração do escoamento de base

O escoamento subterrâneo é obtido a partir de uma equação linear, que relaciona o armazenamento de água no solo e o escoamento de base:

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (2.12)$$

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.

2.5.1.2. Componentes de transferência

Escoamento 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 Δt .

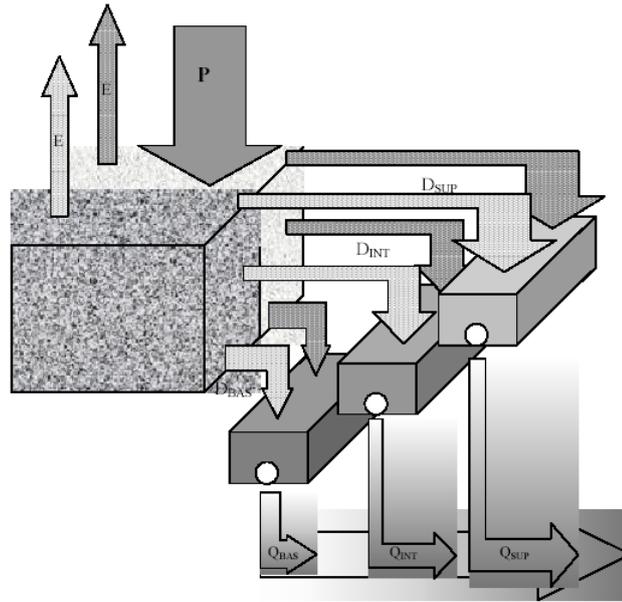
Os termos D_{SUP} , D_{INT} e D_{BAS} , definidos antes no texto, referem-se ao escoamento que deixa a camada superior do solo, conforme mostra a Figura 2.3. Esse escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Esses efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial é encaminhado para o reservatório sub-superficial, e o escoamento subterrâneo alimenta o reservatório subterrâneo. Nesses reservatórios, o escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal são somados, conforme as equações que seguem.

$$V_{SUP}^{t+1} = V_{SUP} + \sum D_{SUP} \quad (2.13)$$

$$V_{INT}^{t+1} = V_{INT} + \sum D_{INT} \quad (2.14)$$

$$V_{BAS}^{t+1} = V_{BAS} + \sum D_{BAS} \quad (2.15)$$

onde V_{SUP}^{t+1} , V_{INT}^{t+1} e V_{BAS}^{t+1} [m^3] são os respectivos volumes nos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo ao fim do passo no tempo, após o armazenamento dos somatórios dos escoamentos $\sum D_{SUP}$, $\sum D_{INT}$ e $\sum D_{BAS}$ [m^3] gerados pelos blocos da célula. V_{SUP} , V_{INT} e V_{BAS} [m^3] são os volumes dos reservatórios no início do intervalo de tempo.



Fonte: Collischonn (2001).

Figura 2.3 - Estrutura de cálculo de uma célula com dois blocos.

As vazões geradas por cada reservatório na célula são, então, obtidas a partir de relações lineares, onde se leva em consideração o tempo de retardo e amortecimento representados no modelo pela passagem por reservatórios lineares.

$$Q_{SUP} = \frac{I}{TKS} \cdot V_{SUP}^{t+1} \quad (2.16)$$

$$Q_{INT} = \frac{I}{TKI} \cdot V_{INT}^{t+1} \quad (2.17)$$

$$Q_{BAS} = \frac{I}{TKB} \cdot V_{BAS}^{t+1} \quad (2.18)$$

onde Q_{SUP} , Q_{INT} e Q_{BAS} [m^3/s] são as vazões de saída dos reservatórios, e TK [s] é o tempo de retardo do reservatório. Os termos TKS , TKI e TKB representam as taxas de deplecionamento dos reservatórios e podem ser obtidos a partir de características físicas como o tempo de concentração da célula e recessão do hidrograma. O tempo de retardo do reservatório subterrâneo TKB pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma. Esse parâmetro pode ser obtido para cada célula computacional pelas equações a seguir (Collischonn, 2001):

$$TKB_i = C_B \cdot 86400 \quad (2.19)$$

$$C_B = -\frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{FR}}{Q_{IR}}\right)} \quad (2.20)$$

onde C_B [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo, 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.

Os valores de TKS_i e TKI_i são obtidos considerando as características do relevo. A calibração é complementar a um processo de regionalização, proposto por Bremicker (1998 *apud* Collischonn, 2001), que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para cada célula computacional do modelo, é calculado o tempo de concentração característico no seu interior ($Tind_i$), que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste adimensional. $Tind_i$ é obtido pela equação de Kirpich:

$$Tind_i = 3.600 \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L_i^3}{\Delta h_i}\right)^{0,385} \quad (2.21)$$

onde L_i [km] é a maior distância percorrida pela água no interior da célula i e Δh_i [m] é a diferença de altura entre os extremos desse percurso. Na versão original do modelo, L_i é aproximada à largura da célula quadrada, e Δh_i é calculada pela diferença entre elevações máximas e mínimas encontradas na mesma. Conforme será visto no Capítulo 5, modificações foram propostas ao modelo de forma que esses parâmetros representem o relevo das células com maior fidelidade.

Os tempos de retardo dos reservatórios superficial e sub-superficial são calculados em função do tempo de concentração característico no interior da célula:

$$TKS_i = C_S \cdot Tind_i \quad (2.22)$$

$$TKI_i = C_I \cdot Tind_i \quad (2.23)$$

onde C_s [-] e C_l [-] são, respectivamente, parâmetros calibráveis da propagação superficial e sub-superficial nas células.

As Eqs. (2.16), (2.17) e (2.18) são, então, aplicadas aos seus respectivos reservatórios e, em seguida, a vazão total da célula é obtida a partir do somatório das vazões dos reservatórios. Os volumes nos reservatórios são atualizados subtraindo-se os volumes equivalentes às vazões geradas no passo de tempo de cálculo.

Propagação na rede de drenagem

A propagação entre células no MGB-IPH é realizada segundo o método MC, conforme descrito por Tucci (2005). As células computacionais estão ligadas pela rede de drenagem, sendo que cada célula possui uma única direção de escoamento. As células de cabeceira, ou seja, aquelas que não possuem contribuições a montante, são classificadas como células fonte, enquanto que aquelas a jusante são consideradas como células com curso de água. A vazão propagada em uma determinada célula com curso de água é aquela gerada por ela própria somada às contribuições vindas de montante. O método MC relaciona a vazão de saída de um trecho de rio, em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual. O processo de propagação é descrito por:

$$QR_s^{t+1} = C_1 \cdot QR_e^t + C_2 \cdot QR_e^{t+1} + C_3 \cdot QR_s^t \quad (2.24)$$

onde QR_s^{t+1} [m^3/s] é a vazão de saída do trecho de rio no intervalo $t+1$; QR_s^t [m^3/s] é a vazão de saída do trecho de rio no intervalo t ; QR_e^{t+1} [m^3/s] é a vazão de entrada do trecho de rio no intervalo $t+1$; QR_e^t [m^3/s] é a vazão de entrada do trecho de rio no intervalo t ; C_1 , C_2 e C_3 [-] são coeficientes obtidos com as seguintes equações:

$$C_1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (I - X) + \Delta t} \quad (2.25)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (I - X) + \Delta t} \quad (2.26)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (2.27)$$

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

$$K = \frac{\Delta x}{c_0} \quad (2.28)$$

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0 \cdot \Delta x} \quad (2.29)$$

onde Q_0 [m³/s] é a vazão de referência calculada em função da vazão específica da bacia e da área de drenagem a montante da célula; B_0 [m], Δx [m] e S_0 [-] são, respectivamente, a largura média, o comprimento e a declividade do rio principal que percorre a célula; e c_0 [m/s] é a celeridade cinemática, dada por dQ/dA (Ponce, 1989), onde A [m²] é a área molhada da seção do rio. Considerando uma seção retangular, $A = B_0 \cdot h$. Calculando Q a partir da equação de Manning, tem-se $c_0 = 5/3 \cdot V$, onde V [m/s] é a velocidade de escoamento do rio. Calculando V a partir de Manning, tem-se:

$$c_0 = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_0^{0,4} \cdot S_0^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_0^{0,4}} \quad (2.30)$$

onde n [-] é o coeficiente de Manning do canal. A vazão $QR_s^{t+\Delta t}$ que sai de uma célula fará parte da condição de contorno de montante da célula a jusante. Esse processo é repetido até o exutório da bacia.

Na ausência de medições ao longo dos rios principais, Q_0 e B_0 podem ser determinadas a partir de relações entre medições nas estações fluviométricas mais representativas e suas respectivas áreas de drenagem. Δx e S_0 podem ser obtidos a partir da medição em mapas na escala adequada ou extraídos do MNT (Jenson e Domingue, 1988).

2.6. O algoritmo de otimização global multi-objetivo MOCOM-UA

Diversos métodos de calibração automática de modelos hidrológicos têm sido desenvolvidos nas últimas décadas com graus de sofisticação normalmente acompanhando desenvolvimento tecnológico dos computadores. O objetivo tem sido o desenvolvimento de uma estratégia objetiva na estimação de parâmetros que resulte em desempenhos consistentes, eliminando julgamentos humanos subjetivos envolvidos no processo manual de calibração (Boyle, 2000).

A tentativa de identificar-se um “melhor” critério (Sorooshian e Dracup, 1980; Kuczera, 1983a, 1983b; Schaepli e Gupta, 2007) e os “melhores” algoritmos de otimização (Duan *et al.*, 1992, 1993; Rotunno Filho, 1989; Yapo *et al.*, 1998; Boyle, 2000; Vrugt *et al.*, 2003; Kolat e Reed, 2006) é um caminho longo e árduo, e que não necessariamente proverá uma única resposta. O cenário atual demonstra que encontramos-nos ainda na etapa da busca por bons critérios e algoritmos, assim como bons modelos hidrológicos capazes de representar os processos hidrológicos de interesse.

De maneira geral, a implementação de um processo de calibração automática requer que o usuário especifique a região (um hiper-cubo) no hiper-espaço dos parâmetros que será considerada na busca por valores de parâmetros factíveis, normalmente definida por limites inferiores e superiores de cada parâmetro. A versão atual do MGB-IPH é munida do algoritmo MOCOM-UA (*Multi-Objective COMplex evolution algorithm* - Yapo *et al.*, 1998). O MOCOM-UA é um algoritmo de otimização multi-objetivo global de uso geral capaz de fornecer estimativas eficientes e eficazes do espaço de Pareto (Pareto, 1971) e tem como base o algoritmo de otimização mono-objetivo SCE-UA (Duan *et al.*, 1992, 1993), adaptado para objetivos múltiplos (Boyle, 2000). Esse algoritmo tem como grande vantagem a exigência da definição de um único coeficiente que é o número *ns* de conjuntos de parâmetros ou pontos lançados aleatoriamente no hiper-espaço. O algoritmo MOCOM-UA é descrito em detalhes por Yapo *et al.* (1998) e Collischonn (2001) e será brevemente comentado nos parágrafos a seguir.

Conforme mencionado anteriormente, técnicas de calibração automática requerem

a definição dos limites mínimos e máximos dos valores que os n parâmetros a serem calibrados podem tomar. Tem-se, portanto, como primeira etapa do MOCOM-UA, a definição do hiper-cubo de n dimensões onde se executa a busca pelos conjuntos de parâmetros ótimos. Em seguida, são gerados, aleatoriamente, ns conjuntos de parâmetros ou pontos na região válida. Cada ponto é dado pelos valores dos n parâmetros e, para cada um dos pontos, as nf funções objetivo são avaliadas, gerando uma matriz de resultados $f = (ns, nf)$. Uma vez obtidos os valores das funções objetivo, os conjuntos de parâmetros são avaliados e hierarquizados pelos critérios de dominância e não dominância (um ponto é dominado se os valores de todas as funções objetivo desse ponto são inferiores aos valores de todas as funções objetivo de pelo menos um dos outros pontos). A hierarquização é realizada seguindo os passos a seguir (Collischonn, 2001):

1. Toma-se os ns conjuntos de parâmetros (ou pontos no espaço das funções objetivo) e identifica-se aqueles que são dominados e os que são não-dominados;
2. Aos conjuntos que são não-dominados, atribui-se o índice 1;
3. Os conjuntos com o índice 1 são retirados e os conjuntos remanescentes são novamente analisados, conforme os passos 1 e 2;
4. Aos conjuntos que são não-dominados nessa segunda análise, atribui-se o índice 2;
5. Os conjuntos com o índice 2 também são retirados e os conjuntos remanescentes são analisados.

Os passos se repetem até que se encontre um grupo de pontos em que não podem ser definidos dominados e não-dominados. Esses pontos recebem o índice R_{\max} , onde R_{\max} é o número de passos necessários para não existir mais dominância entre os pontos. Ao final da etapa de hierarquização, cada um dos pontos tem um índice que indica, aproximadamente, a qualidade relativa das funções objetivo associadas. Quanto menor o valor do índice, mais próximo o ponto está da região de Pareto. A etapa de evolução dos pontos ocorre gerando NR_{\max} complexos (grupos de pontos), onde NR_{\max} é o número de pontos que recebem o pior índice durante a hierarquização. Cada complexo é constituído

por $n+1$ pontos, sendo um deles retirado do grupo de NR_{\max} pontos com o pior índice, e os outros n selecionados aleatoriamente dos pontos remanescentes, de acordo com a probabilidade associada a cada ponto, dada pela equação a seguir, e com reposição.

$$p_i = \frac{(R_{\max} - r_i + 1)}{\sum_{j=1}^{ns} (R_{\max} - r_j + 1)} \quad (2.31)$$

onde p_i é a probabilidade associada a cada ponto e r_i é o índice atribuído a cada ponto durante a hierarquização e R_{\max} é o pior índice encontrado no conjunto.

A Eq. (2.31) atribui uma probabilidade a cada ponto de que o mesmo participe do processo de evolução. Os pontos com índice mais baixo estarão, mais provavelmente, representados nos complexos que gerarão os novos pontos. A evolução dos complexos é realizada pelo método simplex de Nelder e Mead (1965), de forma semelhante ao algoritmo SCE-UA, porém com duas ou mais funções objetivo. O pior ponto do complexo é identificado (um dos NR_{\max} pontos com o pior índice) e o centróide dos pontos remanescentes é calculado. Os passos de reflexão e contração são avaliados conforme a dominância, isto é, o ponto de reflexão é aceito se estiver dentro da região válida e se ele for não-dominado em relação aos outros n pontos que foram utilizados para definir o centróide. Caso contrário, o ponto de contração é aceito imediatamente. Cada complexo evolui uma única vez, gerando NR_{\max} novos pontos que substituem os NR_{\max} piores pontos anteriores. Em seguida, os pontos são novamente analisados e hierarquizados, e o processo se repete até que, na etapa de hierarquização, todos os pontos recebam o mesmo índice, ou seja, não é possível definir pontos melhores ou piores. Normalmente, nessa situação, deverá ter sido encontrada uma boa amostra de soluções sobre a região de Pareto. O algoritmo é sensível ao número de pontos da população ns no que se refere ao tempo de processamento e no resultado final. Quanto maior o número de pontos na população, melhor é a aproximação da região de Pareto e maior o tempo de processamento (Yapo *et al.*, 1998).

Conforme demonstrado por Vrugt *et al.* (2003), o MOCOM-UA apresenta a tendência, em determinados casos, de agrupar as soluções de Pareto na região mais

comprometedora entre os objetivos. O autor propõe como solução o algoritmo MOSCEM-UA para a obtenção de melhores distribuições de soluções. No entanto, não é o objetivo principal desta tese a avaliação de técnicas de otimização, mas sim a de metodologias de integração de dados altimétricos espaciais em modelos hidrológicos. Nesse sentido, aproveitou-se do algoritmo atualmente acoplado ao MGB-IPH para os estudos apresentados nesta tese. Partiu-se do princípio que, apesar do lançamento recente de novos métodos, o MOCOM-UA é capaz de fornecer resultados suficientemente satisfatórios para os fins almejados no Capítulo 8.

Capítulo 3 - A Altimetria Espacial e seus Aportes ao Monitoramento de Águas Continentais

3.1. Introdução

A necessidade de conhecer o comportamento de rios no Brasil, motivada inicialmente pela geração de energia elétrica, mas com interesses os mais diversos na atualidade, leva à instalação de estações hidrometeorológicas e à criação de uma rede de monitoramento em todo o país. Em regiões de difícil acesso e/ou sem grande importância energética, essas redes de observação *in situ* sofrem de problemas relacionados à situação geográfica das estações de medição como (Mercier, 2001): fronteiras políticas podem limitar medições em uma parte da zona de estudo; e, geralmente, somente a rede hidrográfica principal é munida de tais dispositivos. No que concerne à medição de níveis de água, é frequente que as escalas limnimétricas não estejam vinculadas a um nível de referência comum. As cotas medidas são, portanto, relativas, e não absolutas em relação ao nível médio dos oceanos, criando dificuldades ao processo modelagem de processos hidrodinâmicos e de transferência de massa, energia e quantidade de movimento.

O governo brasileiro, com a iniciativa da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), confirmada posteriormente pela Agência Nacional de Águas (ANA), tornou todos os dados da rede de monitoramento hidrológica nacional disponível gratuitamente na internet em um relativamente curto intervalo de tempo desde a aquisição através do

sítio <http://hidroweb.ana.gov.br>. No entanto, verifica-se, em determinados países, que a instalação e manutenção de uma rede de monitoramento são tarefas duras em função do alto custo, sendo necessário, muitas vezes, programas internacionais de cooperação para iniciá-los. Os atrasos na disposição dessas observações, às vezes anos, podem também dificultar estudos em tempos reais. A coleta de dados dos processos hidrológicos não é, portanto, homogênea no espaço nem no tempo. Determinadas técnicas de sensoriamento remoto vêm apresentando soluções alternativas originais e de bom desempenho no monitoramento e compreensão dos processos hidrológicos nas escalas da bacia hidrográfica, regional e global.

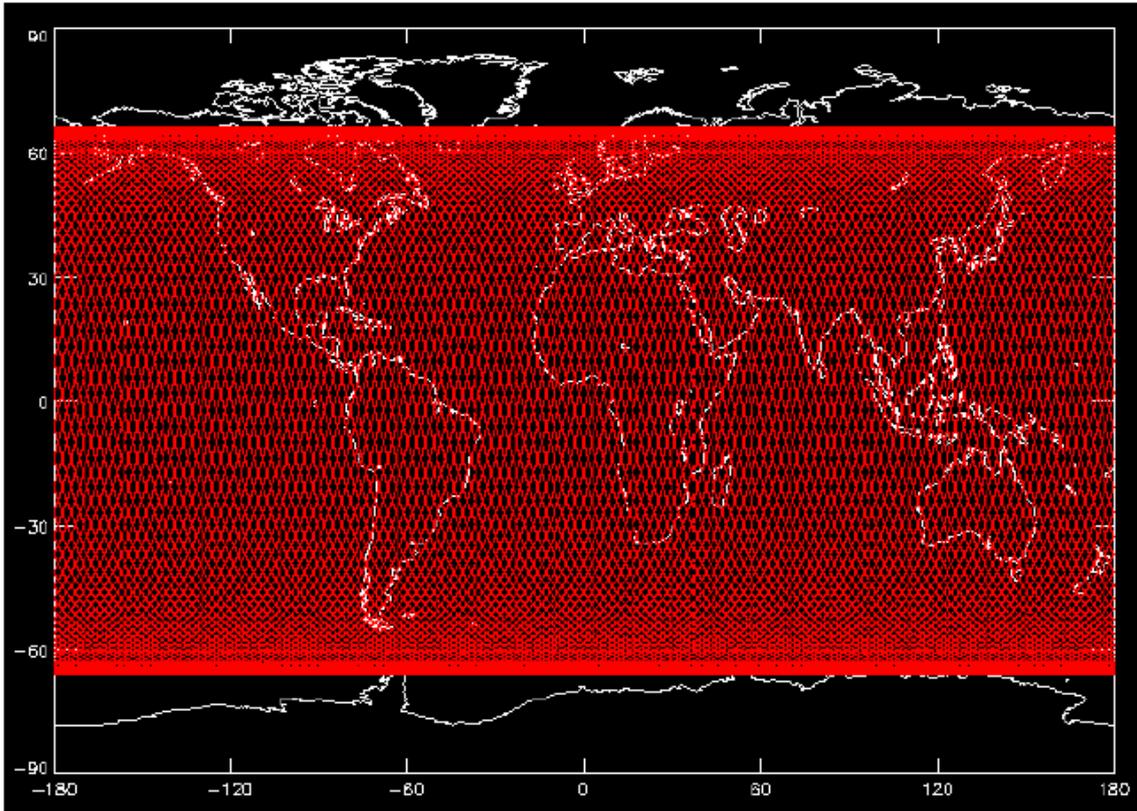
A crescente aplicabilidade da altimetria por satélite aos estudos de águas continentais, por exemplo, tem atraído o interesse de muitos especialistas. Essa tecnologia, que foi inicialmente desenvolvida para aplicações aos oceanos e posteriormente introduzida em pesquisas na área de glaciologia, vem demonstrando utilidade nos estudos de águas continentais (lagos, planícies de inundação e rios), principalmente nas regiões precariamente monitoradas e de difícil acesso.

Dando continuidade à revisão bibliográfica e seguindo a segunda vertente do estudo, este capítulo tem como objetivo introduzir o conceito de altimetria espacial, descrevendo sucintamente os principais conceitos físicos relacionados (Seção 3.2) e apresentando um breve histórico de missões desenvolvidas (Seção 3.3). O conceito de estação virtual e métodos de extração de dados altimétricos para aplicações em águas continentais serão descritos (Seção 3.4), para que, em seguida, sejam listadas algumas das cada vez mais amplas aplicações da altimetria espacial aos estudos hidrológicos (Seção 3.5). O capítulo é finalizado com um conciso resumo de todo assunto abordado (Seção 3.6).

3.2. A altimetria espacial

Se o conceito de altimetria é bastante simples, o desenvolvimento da altimetria por satélite baseia-se na construção de instrumentos de grande tecnicidade (Frappart, 2006). Originalmente concebida e desenvolvida para o estudo da topografia dos mares, a altimetria por satélite mostrou-se ser uma técnica pertinente para o monitoramento das variações dos níveis de água nas grandes bacias hidrográficas devido a sua cobertura

espacial densa e homogênea (Figura 3.1). Entretanto, sua frequência é insuficiente (10 dias para o T/P e Jason-1; e 35 dias para o ENVISAT, ERS-1 e 2) para garantir um monitoramento hidrográfico diário.



Fonte: Frappart (2006).

Figura 3.1– Cobertura global do satélite Topex/Poseidon.

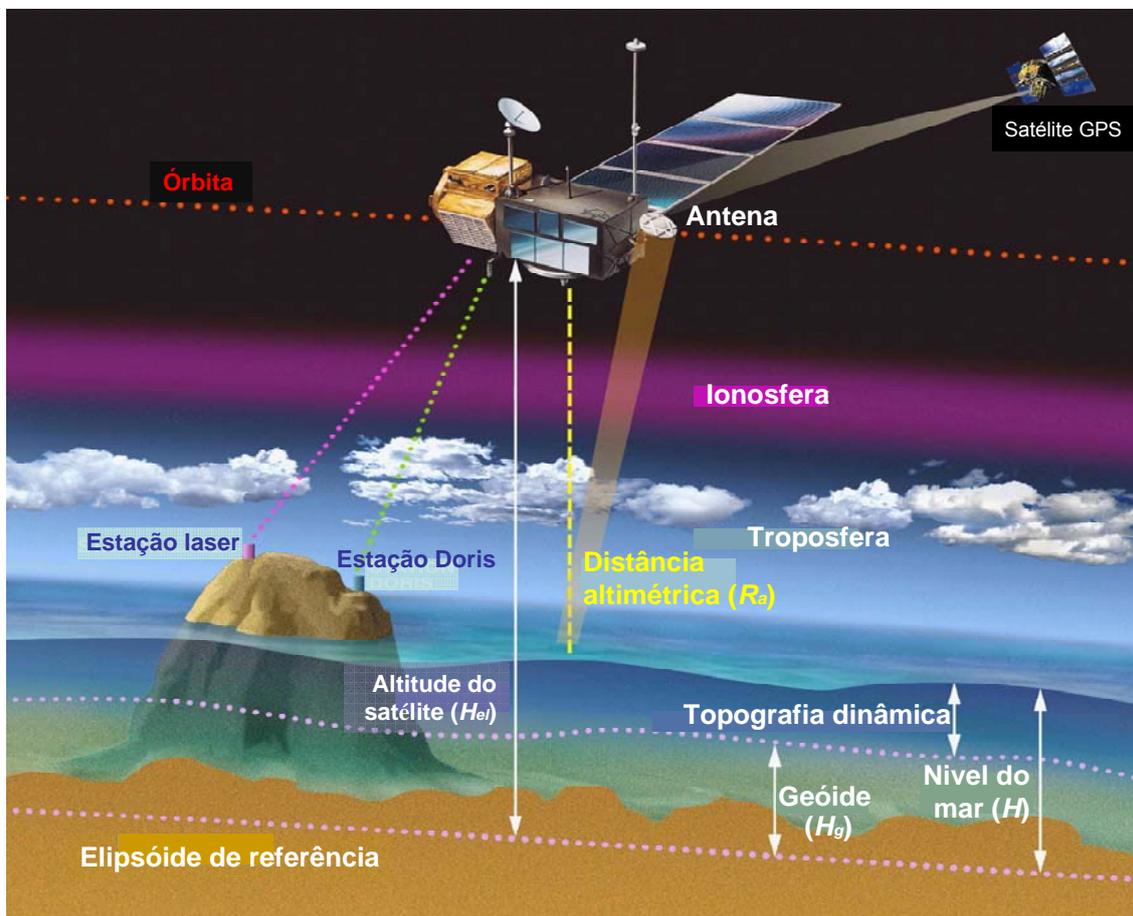
3.2.1. A altimetria radar

Acoplados em satélites, os radares altímetros são instrumentos que medem a distância que separa o satélite da superfície terrestre. Esses instrumentos têm origem em um princípio físico, baseado na emissão de ondas eletromagnéticas na vertical e na medição do intervalo de tempo dt que separa a emissão da onda do retorno do eco. A distância altimétrica R_a que separa o emissor do alvo é obtido da duração do trajeto de ida e volta, percorrido na velocidade da luz c , com $R_a = c \cdot dt/2$.

3.2.2. O princípio da altimetria por satélite

O princípio da altimetria por satélite é apresentado na Figura 3.2. A grandeza física

buscada e utilizada na prática é a altura denotada H , que representa a medida instantânea do nível do espelho de água (Fu e Cazenave, 2001). Dessa forma, H corresponde à altura da superfície refletora que envia o eco ao radar, tendo-se como referência uma superfície matemática ou um elipsóide.



Fonte: Acervo CNES (adaptado).

Figura 3.2 – Princípio da altimetria por satélite.

A estimativa de H , onde $H=H_{el}-R_a$, requer o conhecimento das duas grandezas, R_a , que representa a distância que separa o satélite da superfície terrestre e H_{el} , a altitude do satélite em relação ao elipsóide de referência, em uma dada posição geográfica. Esse último termo, o qual foi a principal fonte de erros de medição durante muito tempo, será apresentado de maneira mais aprofundada na próxima seção.

O valor obtido para H representa, portanto, a soma de dois componentes:

1. uma topografia permanente, soma da altura do geóide H_g com relação ao elipsóide de referência e da topografia dinâmica média que se superpõe ao geóide; essa

topografia dinâmica média deve-se às grandes correntes oceânicas e, no caso dos rios, a sazonalidade hidrológica;

2. uma topografia variável no tempo-espaço, na ordem de 1 metro, nos oceanos, causada pelos diversos fenômenos, incluídos as marés oceânicas, as correntes o estado do mar, entre outros.

O geóide é um equipotencial do campo de gravidade coincidente com o nível médio do mar em repouso e é de grande importância para os estudos dos fundos oceânicos. Para os oceanógrafos, o geóide é útil para isolar a topografia dinâmica média resultante de correntes oceânicas. De fato, esses últimos se interessam pelos diferentes aspectos da circulação oceânica que se traduzem em uma altura dinâmica H_{din} , resultante das variações da energia térmica e cinética das massas oceânicas. A topografia instantânea do mar causada pelas marés e pelos fenômenos da dinâmica oceânica, somada à H_{din} , é o valor buscado na oceanografia. Ele não ultrapassa 1 a 2 metros em pleno mar e sua estimativa necessita de um conhecimento refinado de todas as fontes de erros que perturbam a medição altimétrica.

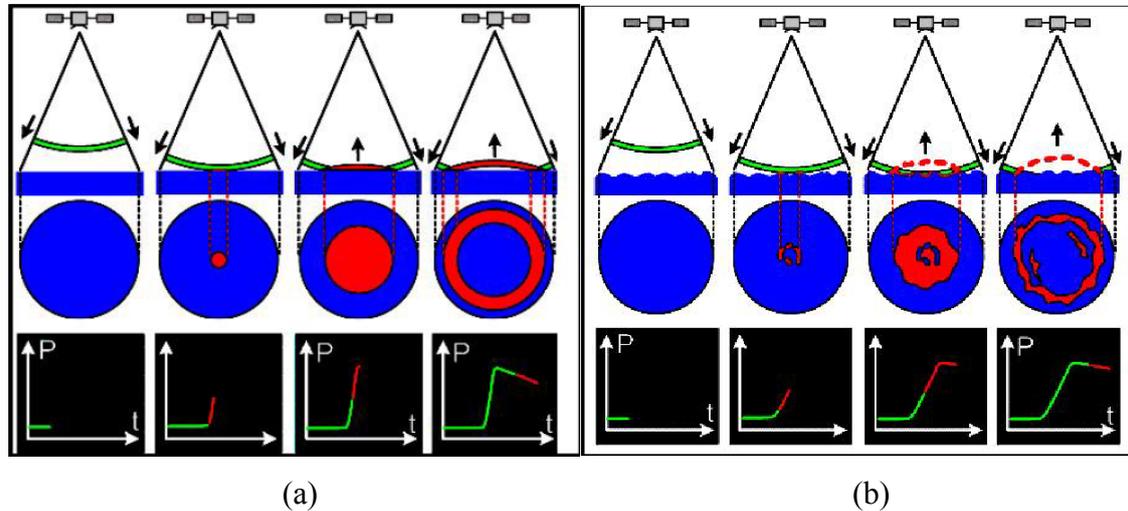
3.2.3. *A altimetria por satélite*

A altimetria por satélite requer a determinação precisa da distância altimétrica R , em função do tempo, determinado a partir do feixe emitido em determinadas frequências na faixa de microondas do espectro eletromagnético (radar) para fazer o percurso total de ida e volta satélite/superfície, e da órbita do satélite H_{el} , associada à localização precisa do satélite no espaço (Fu e Cazenave, 2001).

3.2.3.1. Princípio da medida de radar

Impulsos na faixa de microondas são enviados do satélite em direção à superfície da Terra com alta frequência (na ordem de 4 kHz no caso do T/P). Depois da reflexão sobre a superfície iluminada, uma parte do sinal é refletida e retorna ao satélite. A informação procurada é função da forma e do tempo de chegada dos ecos radares. A duração do impulso emitido, função das características do altímetro (100 ms, no caso do

Jason 1), permite associar o sinal emitido a uma parte específica da casca esférica. A emissão e a reflexão de um impulso para o caso ideal de uma superfície oceânica sem sofrer efeito de cintilações são ilustradas Figura 3.3a.



Fonte: Fu e Cazenave (2001).

Figura 3.3 – Formação do eco radar: a) sobre uma superfície oceânica ideal; e b) sobre uma superfície irregular.

A superfície iluminada pela onda é representada por uma interseção da superfície terrestre com a casca esférica que passa sucessivamente de um ponto a um disco. Então, a potência do eco refletido em direção ao satélite aumenta. A superfície iluminada atinge seu tamanho máximo na forma de um disco, conhecido pelo nome de “*pulse limited footprint*”, tornando-se, em seguida, uma coroa de superfície constante, cujo diâmetro cresce até atingir os limites do feixe, o “*beam limited footprint*”, função das características do instrumento. Essa representação da potência recebida pelo altímetro em função do tempo é chamada comumente de forma de onda.

Na prática, as superfícies observadas afastam-se mais ou menos de uma superfície plana e horizontal ideal. Essas modificações estão relacionadas à heterogeneidade do relevo e do poder de reflexo da superfície Figura 3.3b.

As formas de ondas obtidas a partir de cada eco elementar contêm ruídos e, para se adquirir um sinal útil, torna-se necessário aproximá-los a médias em grupos. O tratamento desses ecos radares, realizados de maneira sucinta a bordo do satélite ou por meio de algoritmos sofisticados no solo, e, às vezes, a bordo, permite a extração de diversas informações, dentre as quais a distância satélite-superfície R . Esses

procedimentos, conhecidos pelo nome de “*tracking*”, cujo objetivo é a conservação do sinal na janela de análise (em distância e potência), e também “*retracking*”, estimativa refinada de parâmetros como a distância satélite-superfície, são descritos em detalhe por Fu e Cazenave (2001) e Frappart (2006).

3.2.3.2. Resolução no nadir e amostragem temporal

O tratamento eficaz das formas de ondas depende da maneira pela qual se torna possível obter amostras de eco de retorno recebido pelo instrumento e, em particular, a parte frontal da onda refletida. Esse depende, ao mesmo tempo, da resolução teórica do instrumento e também da rugosidade da superfície e de sua função de distribuição.

A resolução vertical do instrumento contribui em parte na determinação mais ou menos precisa da distância até o ponto de impacto sobre a superfície. Esta, por sua vez, é afetada pelos efeitos dos compostos em pequena escala da topografia, presentes assim que se começa a se distanciar do nadir¹.

A resolução vertical do instrumento, obtida pela compressão do impulso, e, conseqüentemente, pela maneira com que se pode medir as formas de ondas, é dada por:

$$r' = c \frac{\tau}{2} \quad (3.1)$$

$$\tau = \frac{1}{B} \quad (3.2)$$

onde r' e B são, respectivamente, a resolução vertical e a largura de banda da frequência emitida.

Portanto, a resolução vertical intrínseca depende somente da largura da banda emitida. Entretanto, devido à obstrução do espectro eletromagnético, a largura da banda é diretamente delimitada pela escolha da frequência do instrumento.

¹ Nadir, do arabe *nadeer*, *nathir* = oposto, é o termo astronômico para o ponto diretamente sob o observador, ou ainda, o ponto com uma inclinação de -90° . Geometricamente, é o ponto na esfera celestial interseccionada por uma linha traçada desde o observador sobre a superfície terrestre até o centro da Terra.

3.2.4. Estimativa da altura altimétrica

3.2.4.1. Princípios

Os níveis dos espelhos de água h , oriundos das medidas altimétricas, são obtidos pela diferença entre a órbita do satélite H_{el} , com relação a um elipsóide de referência, e a distância altimétrica R :

$$h = H_{el} - R = H_{el} - \hat{R} + \sum_j \Delta R_j \quad (3.3)$$

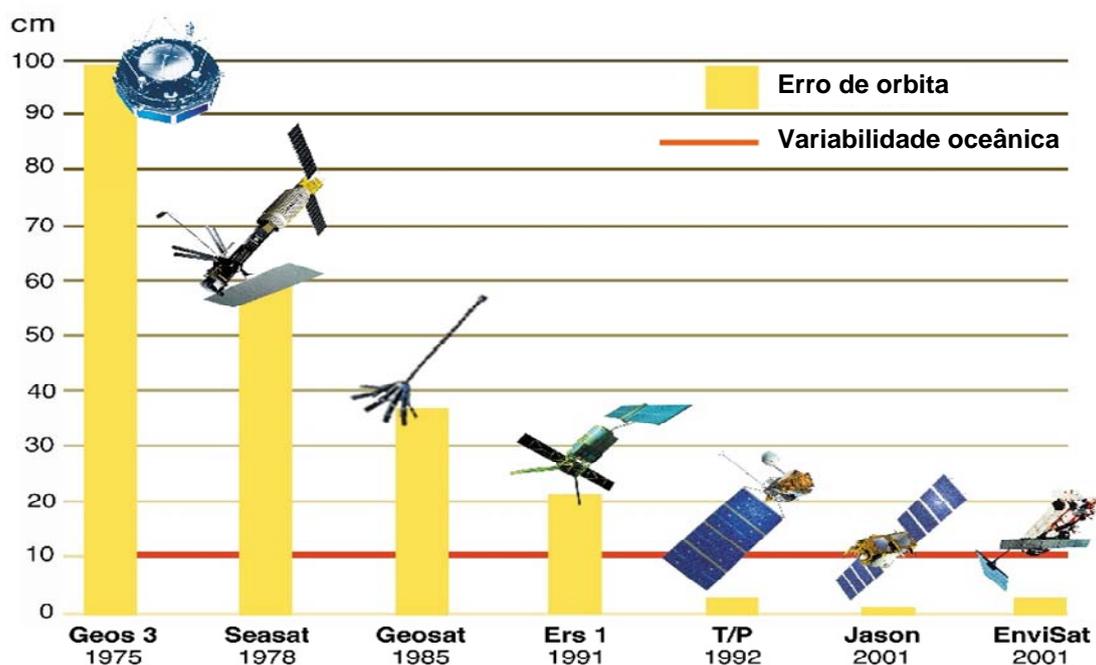
onde $R = \frac{ct}{2}$ é a distância altimétrica calculada desconsiderando-se as interações com a atmosfera, e ΔR_j são as correções instrumentais, ambientais e geofísicas.

Ao longo de seu trajeto de ida e volta que separa o satélite da superfície terrestre, a radiação radioelétrica emitida pelo altímetro, em seguida refletida pela superfície terrestre, atravessa a atmosfera da Terra; ela é, então, retardada pelos conteúdos gasosos ou eletrônicos das diferentes camadas encontradas. A busca pela grande precisão na medida altimétrica necessita corrigir os erros introduzidos por esses efeitos que podem resultar em um alongamento da distância de vários metros até a chegada ao solo. Uma descrição extremamente detalhada dessas correções pode ser encontrada em Fu e Cazenave (2001).

3.2.4.2. A órbita dos satélites

Para obter uma estimativa da altura da superfície observada, é primordial o conhecimento perfeito do posicionamento do satélite e sua altura H_{el} no ponto de medição, com relação a uma referência fixa. A escolha da órbita percorrida pelo satélite é o resultado de uma solução de compromisso entre várias considerações, tais como as especificações dos instrumentos acoplados ao satélite, as regiões e a natureza dos fenômenos estudados e a amostragem espaço-temporal para o cálculo da órbita.

O movimento dos satélites é submetido às leis do movimento em um campo gravitacional, ao qual se agregam os outros efeitos perturbadores como a pressão de radiação solar e o atrito atmosférico, os efeitos de atração da Lua ou do Sol, as marés, entre outros. Quanto mais o satélite está próximo da Terra, maior influência o campo gravitacional terrestre exercerá sobre ele. A melhora progressiva do conhecimento do campo de gravidade e das outras perturbações permite o recálculo de órbitas sempre mais precisas.



Fonte: Acervo CNES (adaptado).

Figura 3.4 – Balanço de erros das diferentes missões altimétricas para medições em oceanos.

Combinando esses cálculos às observações da posição do satélite realizadas pelo sistema DORIS (Determinação de Órbita por Rádio-posicionamento Integrado ao Satélite) e complementadas por diferentes dispositivos de localização de satélites (verificação por laser e, às vezes, medições GPS), melhorando constantemente o conhecimento do campo de gravidade e das outras perturbações, o erro na órbita é, atualmente, da ordem de 1 a 2 cm para o T/P e Jason 1. Para o ENVISAT, a precisão da órbita é inferior a 5 cm no componente radial. Sem dúvidas, é graças à redução considerável do erro de órbita que os satélites altimétricos podem medir hoje variações centimétricas do nível dos oceanos e das águas continentais (Figura 3.4).

3.2.4.3. As correções geofísicas e ambientais a serem aplicadas na medição altimétrica

Correção ionosférica

A difusão do sinal de radar entre elétrons contidos na ionosfera chega à distância aparente de 2 a 30 mm. Nos oceanos, essa correção é estimada pelos altímetros de bi-frequência em detrimento do desvio de recepção entre duas medidas efetuadas simultaneamente a duas frequências diferentes. Nos continentes, a mesma correção pode ser estimada a partir das medidas efetuadas pelos sistemas de posicionamento bi-frequência a bordo dos satélites, como o sistema DORIS (Determinação de Órbita por Rádio-posicionamento Integrado ao Satélite). Trata-se de um instrumento bi-frequência cujo princípio de funcionamento baseia-se na medida da defasagem Doppler de sinais rádio-elétricos emitidos pelas estações no solo. Suas medidas intervêm no cálculo preciso da órbita do satélite e no cálculo da correção ionosférica (Fu e Cazenave, 2001).

Correção da troposfera seca

Esse efeito de retardamento da velocidade de propagação das emissões eletromagnéticas realizadas pelo altímetro é devido à presença de gases nas camadas baixas da atmosfera (entre zero e 15 km), que podem modificar o índice de refração atmosférica. A correção que deve ser aplicada para compensar o alongamento induzido na medição é da ordem de 2,3 metros no nível do mar e sua variabilidade temporal, na ordem de alguns centímetros, é bastante evidente nas latitudes médias, causada pelo estabelecimento sucessivo de regimes anti-ciclônicos e de depressão.

Correção da troposfera úmida

A presença de água na forma líquida ou gasosa na troposfera provoca um retardamento da onda de radar e, conseqüentemente, um alongamento da medida altimétrica que pode ir desde alguns milímetros na travessia de uma camada de ar frio e seco a 40 cm para uma camada de ar quente e úmido (Tapley *et al.*, 1982). Nos oceanos, essa correção é estimada a partir de medidas realizadas por radiômetros acoplados aos satélites altimétricos. Nos continentes, as medidas dos radiômetros, cujo diâmetro do

ponto no solo é de várias dezenas de quilômetros, integram as emissões térmicas das diferentes superfícies sobrevoadas e são, portanto, inutilizáveis para o cálculo da correção de troposfera úmida. Saídas dos modelos meteorológicos ECMWF (*European Center for Mid-term Weather Forecast*) e NCEP (*National Center for Environment Prediction*) são utilizadas na representação espaço-temporal dessas variáveis.

3.2.4.4. Correção de maré sólida

O fenômeno conhecido pelo nome de maré sólida tem origem na deformação da Terra sólida, sob a ação conjunta da atração lunar e solar, segundo um processo comparável à maré oceânica. O movimento vertical da crosta terrestre e das águas que a cobrem pode atingir 50 cm. Esse movimento é perfeitamente modelado (Cartwright e Tayler, 1971; Cartwright e Edden, 1973) com uma precisão centimétrica.

3.2.4.5. Correção de maré polar

Ela corresponde ao movimento vertical da superfície terrestre provocada pelas mudanças de orientação do eixo de rotação da Terra no espaço, cuja posição média coincide com a do eixo vertical do elipsóide de referência, que é fixa. A amplitude da maré polar é da ordem de 2 cm durante vários meses, e esse efeito pode ser também perfeitamente modelado (Wahr, 1985).

3.3. As diferentes missões de altimetria por satélite

Um primeiro radar altímetro, acoplado a título experimental no satélite Skylab, em 1973, permitiu a observação das ondulações do geóide associadas às grandes fossas oceânicas, evidenciando, assim, as potencialidades da altimetria por satélite na geofísica. Essa tentativa foi seguida a partir do lançamento de GEOS-3 (*Geodynamics Experimental Ocean Satellite*), em 1975. Foi a primeira missão de satélite de altimetria radar a níveis de desempenho modestos. Lançado pela NASA em junho de 1978, o Seasat é reconhecido pela comunidade científica como o primeiro satélite a alcançar um grau tecnológico satisfatório em relação ao nível de ruído do radar altimétrico (inferior a 10 cm) para o estudo dos oceanos (Figura 3.5). O Seasat transportava também um

difusímetro, um SAR e um radiômetro. Um curto circuito no sistema elétrico causou a perda do satélite ao fim do terceiro mês de operação. Apesar de sua curta duração de funcionamento, ele foi capaz de fornecer à comunidade científica, notadamente aos oceanógrafos, uma quantidade considerável de dados.



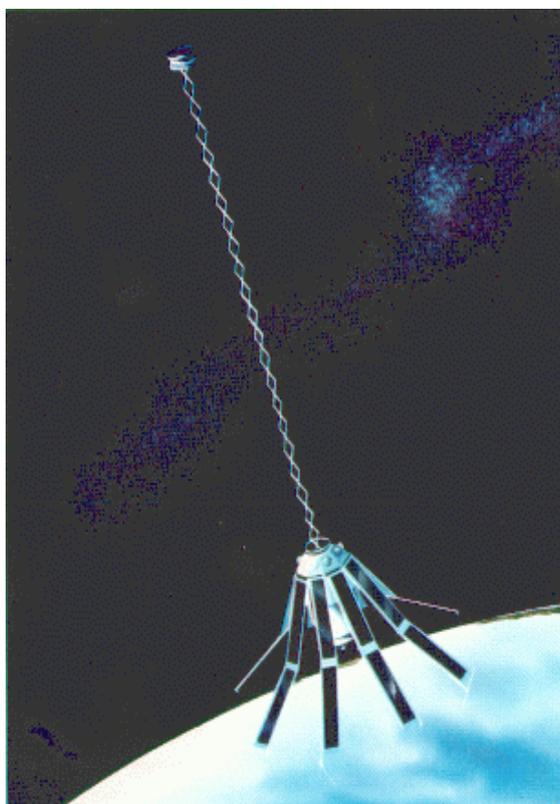
Fonte: acervo CNES.

Figura 3.5 – Satélite Seasat.

O primeiro satélite que permitiu verdadeiramente o monitoramento da evolução espaço-temporal do nível dos oceanos foi o GEOSAT (*GE*Odetic *SAT*ellite), lançado em março de 1985 pela *US Navy* (Figura 3.6). Os seus primeiros 18 meses de funcionamento (*Geosat Geodetic Mission*) foram dedicados à produção de uma carta detalhada do geóide marítimo até 72° de latitude, respondendo aos objetivos estratégicos dos militares americanos. De outubro de 1986 a janeiro de 1990, Geosat foi posto em uma órbita repetitiva – frequência de 17 dias e distância entre traços de 164 km – correspondendo a uma missão de vocação científica (*Geosat Exact Repeat Mission*) dedicada ao estudo dos oceanos. A missão, que teve uma duração de 3 anos e meio, adquiriu dados de grande qualidade, caracterizados por um nível de ruído instrumental

inferior a 5 cm, mas penalizados por um alto erro de órbita.

É nesse contexto que duas famílias de missões altimétricas foram criadas, no início dos anos 1990. A primeira família, desenvolvida conjuntamente pelo CNES e pela NASA, acoplada ao satélite T/P e seus sucessores Jason-1&2, foram especificamente dedicados ao estudo dos oceanos. A segunda família, concebida pela Agência Espacial Européia (*European Spatial Agency* - ESA) e acoplada nas plataformas multi-captoras ERS-1&2 e ENVISAT, foi desenvolvida para o estudo dos oceanos e de terras submersas (graças ao modo “continente”), permitindo, sob certas condições, a aquisição de medidas mais confiáveis nos continentes e calotas polares. As seções que se seguem são dedicadas à descrição mais detalhada dessa nova geração de sensores altimétricos.



Fonte: acervo CNES.

Figura 3.6– Satélite GEOSAT.

3.3.1. A missão altimétrica Topex/Poseidon

A missão T/P (Figura 3.7), lançada em agosto de 1992, é o resultado de uma colaboração entre o CNES e a NASA, tendo como objetivo a medição precisa do relevo

da superfície dos oceanos – sendo TOPEX o acrônimo de *TOPography EXperiment* (Zieger *et al.*, 1991). O satélite foi colocado em uma órbita inclinada a 66° a uma altitude de 1.336 km. Sua cobertura espaço-temporal, caracterizada por uma distância entre traços de 315 km na linha do Equador e uma frequência de 10 dias, permitiu a cobertura da quase-totalidade dos oceanos. A escolha dos parâmetros orbitais foi ditada pelos objetivos científicos iniciais: a altitude elevada resulta em uma trajetória do satélite menos sensível às perturbações gravitacionais e aos efeitos de atrito da atmosfera, permitindo um cálculo bastante preciso da órbita; a inclinação atende as exigências de uma amostragem espaço-temporal adaptada à observação da circulação oceânica média.



Fonte: acervo CNES.

Figura 3.7– Satélite Topex/Poseidon.

Seis instrumentos foram acoplados a bordo do satélite T/P – 4 fornecidos pela NASA e 2 pelo CNES:

- a) NASA *Radar Altimeter* (NRA): altímetro radar bi-frequência, operacional em 90% do tempo, funcionando na banda Ku (13,6 GHz) e na banca C (5,3 GHz). Esse sistema bi-frequência foi concebido para o cálculo da correção da ionosfera sobre os oceanos;

- b) *Topex Microwave Radiometer* (TMR): radiômetro microonda tri-frequência capaz de medir temperaturas de brilho nas frequências 18, 21 e 37 GHz, destinado à medição dos conteúdos em vapor de água e água líquida da atmosfera. Essas medidas foram utilizadas para o cálculo da correção da troposfera úmida sobre os oceanos;
- c) um receptor GPS experimental funcionando em desempenho degradado;
- d) Laser Retroreflector Array: instrumento destinado à calibragem do sistema DORIS;
- e) Poseidon ou SSALT (Solid State ALtimeter): altímetro experimental, leve e de pouco consumo energético, funcionando em banda Ku, desenvolvido pela Alcatel Space; compartilha a mesma antena que NRA, estando em operação somente 10% do tempo de observação;
- f) um receptor DORIS para o cálculo preciso da órbita.

Com uma precisão da medição altimétrica de 2 cm nos oceanos, o T/P foi perfeitamente otimizado para a observação da circulação oceânica média, da variabilidade oceânica intra-sazonal e inter-anual e da evolução do nível médio dos oceanos.

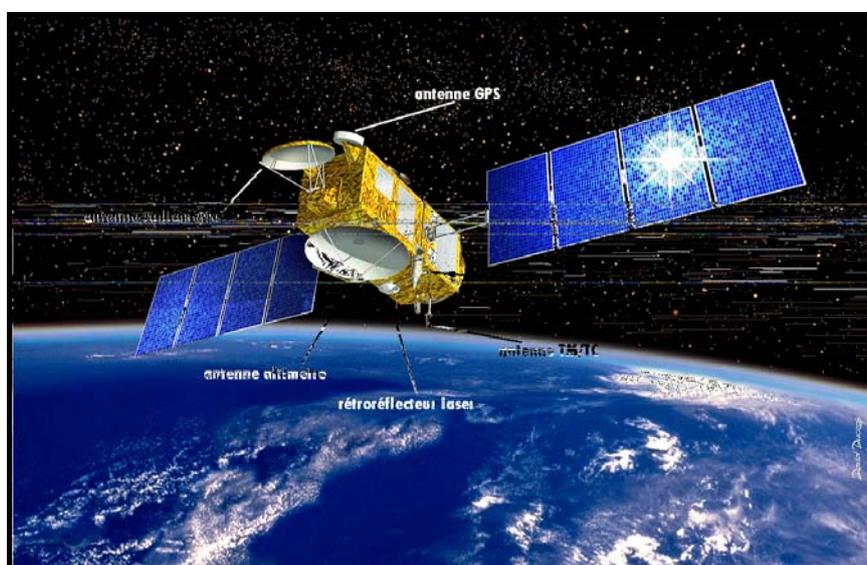
3.3.2. As missões altimétricas Jason-1&2

Seguindo o sucesso da missão T/P, as agências espaciais americana e francesa puseram em órbita, em dezembro de 2001, seu sucessor, o satélite Jason-1 (Figura 3.8), primeiro exemplar da série Jason. Seus parâmetros orbitais e os instrumentos que compõem seu carregamento útil são semelhantes aos embarcados no T/P. Um único altímetro bi-frequência, que funciona nas bandas Ku e C, foi mantido para realizar as medições da topografia dos oceanos. O peso do Jason-1 foi reduzido em um fator de 5 com relação ao T/P. A carga útil do satélite compreende o radiômetro tri-frequência JMR (*Jason-1 Microwave Radiometer*) para a medição de conteúdos em vapor de água e água líquida da atmosfera, assim como três sistemas de localização: um receptor DORIS, o sistema de localização LRR (*Laser Retro-Reflector*) e um sistema de posicionamento

GPS experimental TRSR (*Turbo Rogue Space Receiver*). O desempenho do Jason-1 ultrapassa as do T/P na precisão da medição no domínio oceânico.

Jason-2, que deveria ser seu sucessor, mas que, devido à prolongação da vida útil do Jason-1, opera simultaneamente, foi lançado em junho de 2008. Sua missão é de garantir a continuidade da série de medições efetuadas desde 1992 pelos seus antecessores TOPEX/Poséidon e Jason-1, enquadrado em uma cooperação entre o CNES, Eumetsat, NASA e NOAA.

A carga útil do Jason-2 é quase idêntica àquela do Jason-1, compondo-se da nova geração de altímetros Poseidon (Poseidon-3) e do sistema de posicionamento Doris. O altímetro tem as mesmas características gerais do seu antecessor, mas um ruído instrumental mais fraco e, em modo experimental, um algoritmo acoplando o altímetro ao Doris permite um melhor desempenho, especialmente sobre as zonas costeiras, os continentes e geleiras. A precisão esperada passa a 1 cm na medida altimétrica e na órbita.



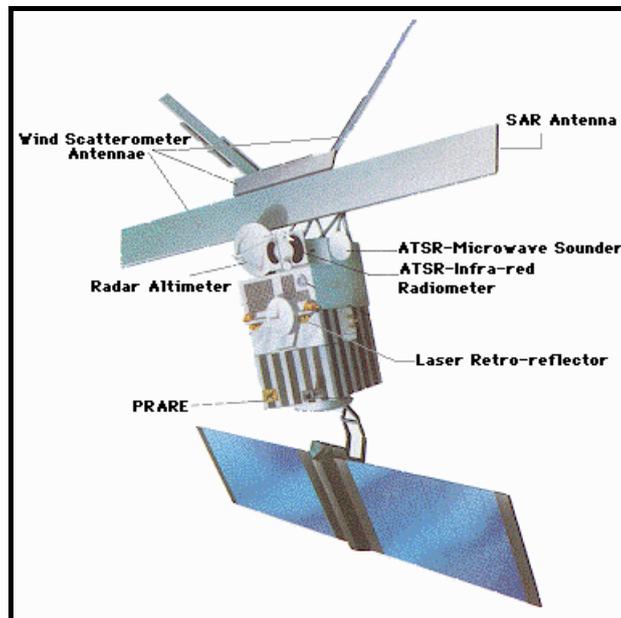
Fonte: acervo CNES.

Figura 3.8 – Satélite Jason-1.

3.3.3. As missões altimétricas ERS-1&2

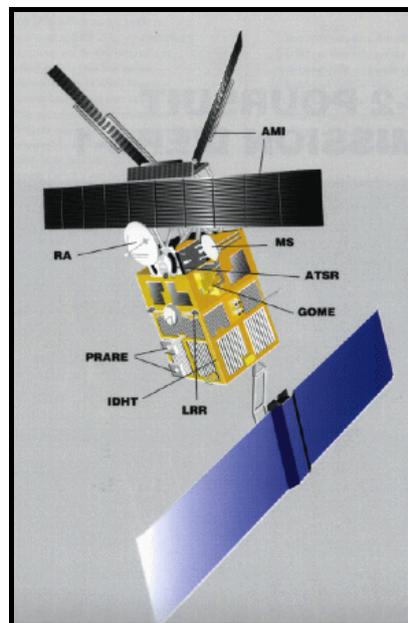
Os satélites ERS-1 (Figura 3.9) e ERS-2 (Figura 3.10) (*European Remote Satellite*) foram concebidos e desenvolvidos pela ESA, tendo como missão principal a observação

da Terra através de técnicas radar. Eles estão em uma órbita a 800 km de altitude e inclinada a $97,8^\circ$, oferecendo uma cobertura espacial de $82,2^\circ$ de latitude norte.



Fonte: acervo CNES.

Figura 3.9– Satélite ERS-1.



Fonte: acervo CNES.

Figura 3.10 – Satélite ERS-2.

Esses dois satélites gêmeos têm a bordo vários sistemas instrumentais:

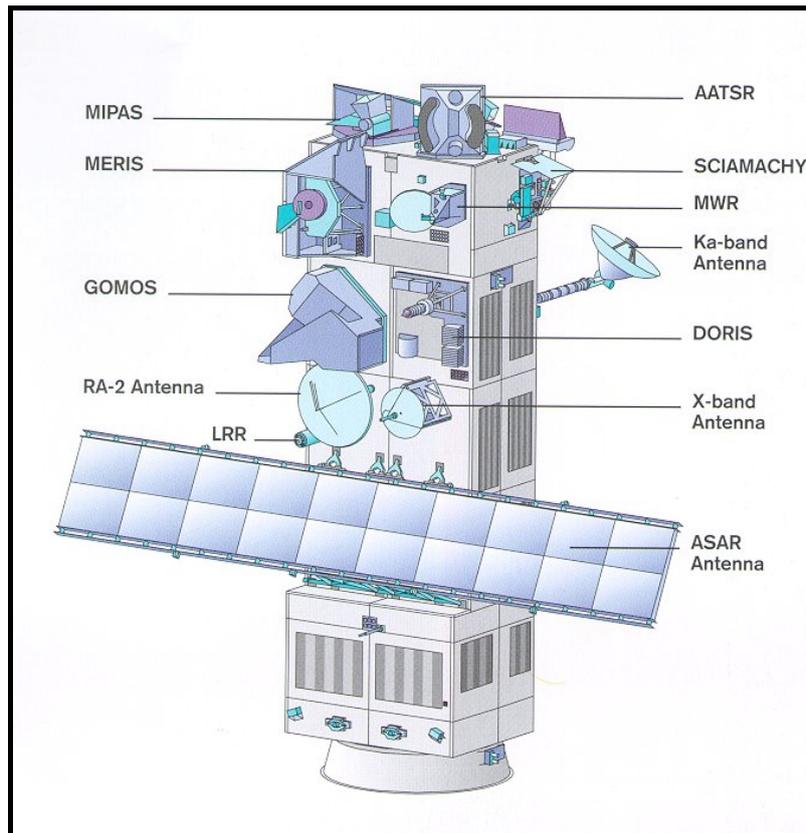
- a) um radar altímetro mono-freqüência funcionando em banda Ku (13,6 GHz);

- b) *Active Microwave Instrument (AMI)*, instrumento combinando as funções de um SAR e de um difusômetro a vento. O SAR, que gera imagens de radar de alta resolução, permite o estudo das geleiras, da vegetação ou dos movimentos de campo por técnicas de interferometria. O difusômetro, cuja função inicial foi a cartografia dos campos de vento (velocidade e direção) no oceano, foi também utilizado para observar as geleiras no mar, as calotas polares e a vegetação.
- c) *Microwave Sounder (MWS)*, radiômetro microonda passivo que permite, da mesma forma que o radiômetro a bordo do T/P, estimar o conteúdo em vapor de água e água líquida da atmosfera. No entanto, o MWS opera somente nas frequências 22 e 37 GHz;
- d) *Along Track Scanning Radiometer (ATSR)*, instrumento funcionando no domínio do infravermelho que permite, entre outras coisas, a restituição, na ausência de nuvem, das temperaturas de superfície.

3.3.4. A missão ENVISAT

No quadro de seu programa de observação da Terra, a ESA lançou o satélite ENVISAT (Figura 3.11) em março de 2002, conhecido por permitir à comunidade científica o melhor conhecimento de nosso meio ambiente e os fenômenos responsáveis pelas mudanças climáticas. Durante seus anos de vida, essa missão contribuirá para a melhora (Gardini *et al.*, 1995):

1. das decisões tomadas para a gestão de recursos da Terra;
2. da caracterização dos processos que afetam a Terra sólida.



Fonte: Acervo CNES.

Figura 3.11– Satélite ENVISAT.

3.4. O conceito de estação virtual e a extração de dados altimétricos

3.4.1. Estação virtual

Concebidos para o estudo das superfícies oceânicas, os radares altímetros demonstraram potencialidades inesperadas nas superfícies continentais. No continente, as condições de funcionamento nominal dos altímetros, como o monitoramento de superfícies planas, não são respeitadas na maioria dos casos (Frappart, 2006). Em geral, vários efeitos provocam distorções e variações do eco radar (variabilidade espacial da elevação da superfície refletora, presença de ecos quase-especulares devidos às zonas de grande reflexão na superfície, os efeitos meio-absorventes/meio-refletores da cobertura vegetal e a penetração de ondas no solo), reduzindo sua capacidade de fornecer estimativas precisas da distância entre o satélite e a Terra (Guzkowska *et al.*, 1990). Diferentes soluções de tratamento de formas de onda foram desenvolvidos seguindo a natureza da superfície considerada. Três grandes famílias se destacam: os métodos do

“limiar” (*thresholding method*) [algoritmos Ice-1 (Wingham *et al.*, 1986) e Sea Ice (Laxon, 1994 ; ESA, 2002)], os métodos analíticos [algoritmo Ice-2 (Legrésy, 1995; Legrésy e Rémy, 1997)] e o reconhecimento de formas (Berry, 2000). Uma descrição mais detalhada desses métodos pode ser encontrada em Frappart (2006).

A extração dos dados altimétricos no continente é feita em função da disposição de traços que interseccionam espelhos de água. Cada interseção de um traço altimétrico com o plano de água consiste numa estação virtual (EV), sendo potencialmente possível obter uma série temporal da altura do plano de água (Silva *et al.*, 2007).

3.4.2. Extração de dados altimétricos em rios e lagos

Igualmente à manipulação de dados nos diversos campos da ciência, a extração de dados de EVs em águas continentais é uma tarefa que vem evoluindo no sentido da automatização. No entanto, trabalhos pioneiros adotaram técnicas manuais dispendiosas para a aquisição de séries altimétricas em rios e lagos. Birkett (1998) supôs que espelhos de água estão associados a coeficientes de retro-espalhamento radar (*radar backscatter coefficient*) maiores que 20dB. Em seguida, Campos *et al.* (2001) e Mercier (2001) avaliaram três critérios de seleção de dados na tentativa de automatizar o processo. São eles: densidade de medida latitudinal, flutuação do nível de água e o coeficiente de retro-espalhamento (β_0), na condição de $\beta_0 > 20\text{dB}$. Os resultados apontaram deficiências no método proposto por Birkett (1998) no contexto da Amazônia, invalidando sua suposição. Para a seleção de dados, Mercier (2001) realizou delimitações geográficas precisas de áreas de interseção entre caminhos do satélite na superfície terrestre (*satellite ground tracks*) e os espelhos de água de rios e lagos. Para lagos, utilizou os contornos disponibilizados pelo WDB (*World Data Bank*). Para grandes rios na Amazônia, imagens brutas do SAR JERS-1. Outros trabalhos seguiram o exemplo de extração manual utilizando imagens brutas Landsat TM (Kouraev *et al.*, 2004), JERS-1 brutas (León, 2006; Zakharova *et al.*, 2006) e classificadas (Frappart *et al.*, 2005). Dependendo do período de aquisição da imagem utilizada, planícies de inundação podem ser definidas como espelho de água trazendo erros aos dados extraídos. Silva *et al.* (2007) propõem uma metodologia para criação das estações virtuais pela seleção dos dados correspondentes ao cruzamento do plano de água, adaptadas às variações no tempo e no

espaço, permitindo uma seleção tri-dimensional dos dados em um espaço superfície-profundidade, utilizando imagens JERS-1. Essa metodologia permitiu avanços na extração de dados altimétricos em EVs. No entanto, tratando-se de grandes números de séries a serem extraídas em grandes bacias, o processo manual torna-se indesejável. Próximas etapas dessa metodologia será, provavelmente, a sua automatização eliminando o processo desgastante de seleção manual de dados para grandes áreas como a Amazônia.

Roux *et al.* (2009) comparam o método manual com seleção em 3 dimensões (método 3-D) com outros dois automáticos: um baseado em classes de cobertura do solo; e outro que utiliza informações hidrográficas extraídas de modelos numéricos do terreno (MNTs). O primeiro método adota o traçado do satélite e a classe “água permanente” obtida na classificação da imagem JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007) na extração de EVs. Essa classe representa todo espelho de água presente tanto no período de cheia quanto no de seca. O segundo baseia-se na combinação da rede de drenagem resultante do processamento do MNT SRTM com os traços do satélite. No segundo método, utilizou-se uma estimativa da largura do rio através de uma relação com a área de drenagem empregada para ampliar a seleção de dados. Os autores concluem que, de um ponto de vista global, métodos automáticos podem ser considerados na extração de dados em EVs. No entanto, precauções devem ser tomadas na utilização, uma vez que, de um ponto de vista individual, algumas EVs não têm suas séries reproduzidas adequadamente, sendo necessário um pós-processamento manual.

3.5. Aplicações da altimetria espacial em estudos hidrológicos

Uma ampla revisão dos conceitos, histórico e aplicações da altimetria espacial na hidrologia pode ser encontrada em Calmant e Seyler (2006) e Calmant *et al.* (2008). Os primeiros estudos de viabilidade de utilização de dados altimétricos espaciais em águas continentais datam do fim da década de 70. Brown (1977) analisou o retro-espalhamento e as formas de ondas típicas para o lago Salt Lake, em Utah, enquanto Miller (1979) apresentou aplicações para os níveis de água dos lagos continentais a partir de medidas coletadas pelo radar altimétrico GEOS-3. Estudos pioneiros foram utilizados com dados coletados pelo Seasat em 1978 (Brooks, 1982) e Geosat de 1986 a 1988 (Morris e Gill,

1994a), demonstrando a viabilidade do uso de dados de missões dedicadas aos estudos oceânicos para as águas continentais. Mason *et al.* (1985) conduziram estudos prospectivos sobre a capacidade de dados do ERS-1 para o monitoramento dos níveis de água em relação às mudanças climáticas.

Os Grandes Lagos da América do Norte constituíram-se nas primeiras zonas de estudos das águas continentais, inicialmente por Brooks (1982) com Seasat, Morris e Gill (1994a) e Birkett (1994) com Geosat e, em seguida, Morris e Gill (1994b) e Birkett (1995a) com T/P. A exploração desses dados realizou-se de acordo com metodologias já provadas e bem dominadas, previamente aplicadas às observações oceânicas (Calmant e Seyler, 2006). Outras regiões do globo foram, então, exploradas com a ajuda do T/P, notadamente os grandes lagos da África (Ponchaut e Cazenave, 1998; Birkett *et al.*, 1999; Coe e Birkett, 2004), bem como os mares interiores como o mar Cáspio (Cazenave *et al.*, 1997) e o mar de Aral (Birkett, 1995b; Mercier, 2001 e Mercier *et al.* 2002).

Quase concomitantemente às primeiras utilizações em lagos, verificou-se aplicações para a medição da topografia das calotas polares (Zwally *et al.*, 1989 ; Rémy *et al.*, 1990). Por último, vieram as aplicações em rios (Koblinsky *et al.*, 1993; Birkett, 1998 ; Campos *et al.*, 2001 ; Birkett *et al.*, 2002a, 2002b; Maheu *et al.*, 2003)

Koblinsky *et al.* (1993) estimaram níveis da água de rios, utilizando dados do satélite Geosat, em quatro pontos distintos na Amazônia. Os níveis de água obtidos foram comparados com dados de estações *in situ*. Os autores encontram um erro médio quadrático (*RMS*) entre as medidas por satélite e em estações fluviométricas de 0,70 m. Segundo eles, incertezas nas medidas *in situ* (10 cm ou mais) e no componente radial da órbita do satélite (estimada em 50 cm) foram as maiores fontes para esse erro.

A precisão de dados altimétricos espaciais tem aumentado com o desenvolvimento de novos sensores. Desde os 50 cm de erro estimados pelo GEOSAT por Koblinsky *et al.*(1993), a incerteza no componente radial da órbita passou a 15 cm para o ERS-1 e 3 cm para o T/P (Le Traon *et al.*, 1995, *apud* Calmant e Seyler, 2006). Birkett (1998) encontrou erros *RMS* de ~60 cm e ~25 cm para medições realizadas pelo T/P no curso principal do rio Amazonas e em suas planícies de inundação, respectivamente. Campos

et al. (2001) obtiveram erros *RMS* de 45 cm entre medições *in situ* e altimétricas, também adquiridas pelo T/P no rio Amazonas, próximo à Manaus. Esse estudo permitiu relacionar os níveis de água do curso principal do rio Amazonas com o fenômeno climático El Niño de 1997-1998. Cudlip *et al.* (1992, *apud* Calmant e Seyler, 2006) empregaram dados do SEASAT para estabelecer a declividade do rio Amazonas. Birkett *et al.* (2002b) estimaram declividades em diversos rios da bacia Amazônica a partir de dados T/P adquiridos entre 1992 e 1999 com erro *RMS* de 1,10 m.

Atualmente, os dados utilizados usualmente para estabelecer séries temporais de níveis de água dos rios em todo o mundo provêm do Jason-1&2 (frequência de 10 dias, desde 2002) e do ENVISAT (seguindo o traço iniciado pelo ERS em 1991 com frequência de 35 dias) (Calmant e Seyler, 2006). Nesse sentido, Frappart *et al.* (2006a) validou o desempenho de diferentes séries de níveis de água fornecidos pelo ENVISAT. Melhores resultados de erros *RMS* variaram desde 7 cm a 40 cm.

Outros estudos mais recentes propõem a utilização de dados altimétricos adquiridos por T/P na validação de modelos hidrológicos e hidrodinâmicos. Coe *et al.* (2002, 2008) propuseram a validação do modelo hidrológico THMB (*Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry*) desenvolvido para a bacia Amazônica com dados observados *in situ*, de T/P e imagens classificadas JERS-1 (Sippel *et al.*, 1998) em um trecho do rio Solimões. O modelo foi executado no passo de tempo mensal e os resultados comparados com médias das mediadas altimétricas. León *et al.* (2006a,b) modelaram a propagação em trechos dos rios Negro e Uaupés utilizando o método MC com contornos condicionados por vazões observadas a montante e a jusante e obtiveram como resultado vazões em locais não monitorados. Combinando dados altimétricos adquiridos ao longo dos trechos modelados, viabilizaram a geração de curvas-chave em EVs. Wilson *et al.* (2007) e Trigg *et al.* (2009) aplicaram o modelo hidrodinâmico 1D/2D LISFLOOD-FP (Horritt e Bates, 2001) em um trecho do rio Solimões, recebendo contribuições do rio Purus, totalizando ~300 km de comprimento simulados. O modelo foi validado com dados de cotas *in situ*, altimetria espacial e distribuição espacial de planícies de inundação. Roux *et al.* (2008) propuseram uma metodologia para obter séries temporais diárias de níveis de água em estações virtuais adquiridas em amostragens de 10 (T/P) e 35 dias (ENVISAT). O método baseia-se em um modelo linear que explora dados em uma ou mais estações limnimétricas e considera três

procedimentos de estimação parâmetros (os métodos dos mínimos quadrados e dos mínimos quadrados ponderados, e um método de otimização baseado em um critério multi-objetivo). Os autores constataram que erros *RMS* dos resíduos das interpolações variaram de 0,6 a 41 cm.

Deparamo-nos, portanto, com o lançamento de uma nova corrida pela busca de metodologias para estimar vazões a partir de variações de nível dos rios obtidas por altimetria espacial, combinadas com modelos hidrológicos, hidráulicos ou outras relações mais simplificadas como a equação de Manning. Interpolações temporais de dados altimétricos espaciais baseados em observações limnimétricas diárias (Roux *et al.*, 2008), técnicas de estimativa de parâmetros de modelos hidrodinâmicos como suporte a modelagem baseada em dados de sensoriamento remoto (Roux e Dartus, 2006; 2007; Souza *et al.*, 2007) e metodologias simples de estimativa de vazão em grandes rios (Lefavour e Alsdorf, 2005) serão os subsídios necessários para futuros avanços nessa nova linha de pesquisa.

Capítulo 4 - A Bacia Hidrográfica do Rio Negro

4.1. Introdução

Diversas publicações encontradas na literatura dedicam-se à descrição da bacia do rio Amazonas, do seu ciclo hidrológico e de seus componentes (Meade *et al.*, 1991; Molinier *et al.*, 1993; Molinier *et al.*, 1995; Molinier *et al.*, 1996; Guyot *et al.*, 1998). Esses estudos foram concebidos com o objetivo de descrever características geofísicas e bioquímicas da bacia e de adquirir os primeiros resultados a partir de análises estatísticas de dados coletados *in situ*, visando a compreensão do comportamento hidrológico da Amazônia. Por se tratar de uma região de escala continental, na maioria dos casos, não é dada a devida importância a determinados detalhes em escalas regionais. Muitos processos são ignorados devido a simplificações necessárias em modelagens de bacias com áreas nessa ordem de grandeza. Um exemplo disso é o caso da bacia do rio Negro. Apesar de ser um rio com uma área de drenagem aproximada de 712.000 km² e uma vazão média de 35.900 m³/s, pouco é mencionado a respeito de suas características hidrológicas na literatura. Uma das únicas publicações que trata especificamente desse assunto é a de Guyot *et al.* (1993). Nesse trabalho, os autores realizaram um estudo de regionalização de vazões médias na bacia com séries de dados entre os anos de 1973 e 1992. Na época, diversas estações (pluviométricas e fluviométricas) ainda não haviam sido instaladas.

Mais recentemente, alguns estudos desenvolvidos em forma de teses de doutorado tomaram essa bacia para a análise de viabilidade da utilização de dados altimétricos

adquiridos remotamente por satélite para a melhor compreensão dos processos hidrológicos em grandes bacias tropicais (León, 2006; Frappart, 2006). No entanto, pouco é descrito a respeito das características hidroclimatológicas da bacia.

Neste sentido, este capítulo é dedicado à descrição da bacia hidrográfica do rio Negro, que corresponde à área de estudo deste trabalho. Dar-se-á uma visão geral das características físicas (geográfica, geológica, hidráulica) e climatológicas da bacia, de maneira a subsidiar o desenvolvimento dos estudos propostos nos capítulos posteriores.

As informações apresentadas neste capítulo são provenientes de uma prévia revisão da literatura e de resultados obtidos de análises de dados distribuídos espaço-temporalmente coletados *in situ* ou remotamente por satélites. Os dados *in situ* são provenientes, em sua grande maioria, da base de dados da Agência Nacional de Águas (ANA, 2008). No entanto, dados hidrológicos também foram adquiridos junto ao observatório HyBAm (2009), o *Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales* (MARN, 2008) da Venezuela e o *Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales* (IDEAM, 2008) da Colômbia. Os dados obtidos do lado brasileiro são disponibilizados no passo de tempo diário, enquanto que dos lados venezuelano e colombiano, adquiriram-se os dados no passo de tempo mensal.

4.2. Características físicas

4.2.1. Descrição geral

A bacia hidrográfica do rio Negro, com seu exutório definido pela sua confluência com o rio Solimões, na cidade de Manaus, estende-se entre as latitudes 3°14'S e 5°8'N e longitudes 72°57'W e 58°16'W, cobrindo 12% da bacia do rio Amazonas. Possui uma área de drenagem de aproximadamente 712.000 km², sendo 82% inserido no território brasileiro, 10% na Colômbia, 6% na Venezuela e 2% na Guiana (Figura 4.1). No Brasil, a bacia ocupa parte dos estados de Roraima e Amazonas. Partindo de sua foz em Manaus, o rio Negro conta com cerca de 1.900 km de comprimento até a sua cabeceira mais distante (rio Siapa, na Venezuela). Possui em seu canal principal os dois maiores arquipélagos fluviais do mundo, que são o das Anavilhanas e o de Mariuá. Seus

principais afluentes, por ordem de área de drenagem, são: i) rio Branco (189.925 km²); ii) rio Uaupés (64.890 km²); iii) canal de Casiquiare¹ (44.242 km²); iv) rio Unini (27.900 km²); v) rio Guainia (27.035 km²); e vi) rio Demeni (23.761 km²). A confluência do rio Guainia e do canal de Casiquiare, ainda na Venezuela, forma o rio Negro.

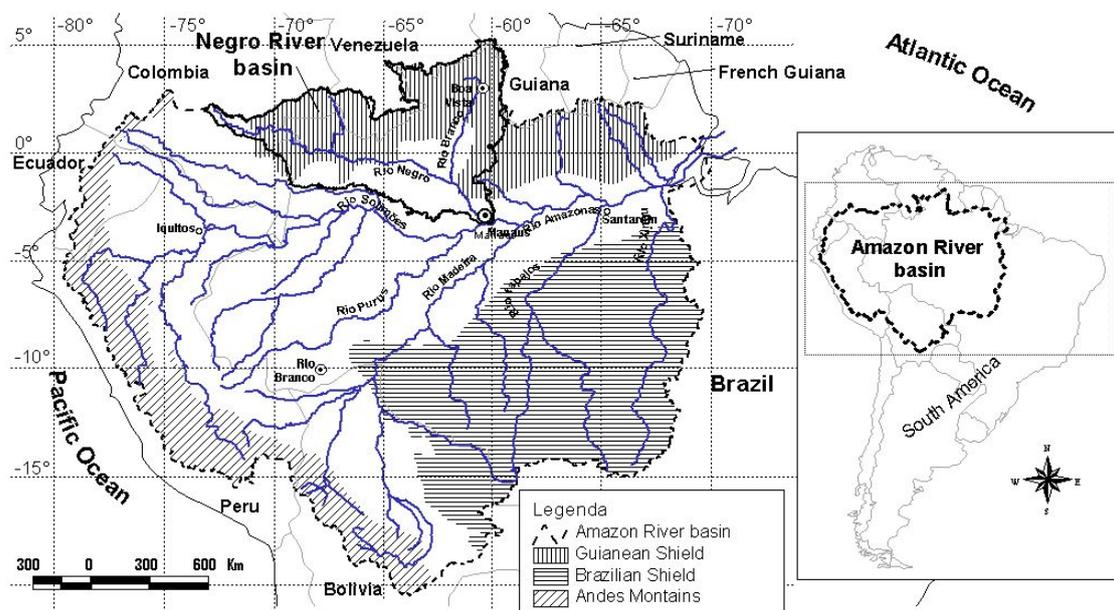


Figura 4.1 – Esquema geral da bacia hidrográfica do rio Amazonas, suas formações geológicas e a localização geográfica da área de estudo: a bacia hidrográfica do rio Negro.

O rio Negro é o maior tributário localizado na margem esquerda do rio Amazonas e o mais importante ao se tratar da relação vazão \times área de drenagem. São encontradas em sua bacia diversas planícies que se inundam nos períodos de cheia, como o arquipélago das Anavilhanas no rio Negro e o arquipélago sem nome, entre os rios Padauri/Demini e Branco (Goulding *et al.*, 1988). Além disso, florestas são periodicamente inundadas pela chuva e, conseqüentemente, criam outro tipo de ambiente inundado, cobrindo grandes áreas contíguas próximas às margens dos rios Negro e Branco, assim como nas cabeceiras de seus afluentes. Tais planícies de inundação exercem grande importância no ciclo hidrológico, do carbono e do ecossistema da bacia. O rio Branco é caracterizado pela savana periodicamente inundada pela chuva que favorece a cultura de arroz e gado (Barthem, 2001).

¹ A área do canal de Casiquiare contabilizada neste capítulo corresponde àquela obtida pelo processo de delimitação automática da bacia do rio Negro. No entanto, o canal ainda conta com a contribuição parcial da área de drenagem de 39.912 km², atribuída à bacia do rio Orinoco e outra contribuição de vazão devido à defluência do mesmo rio.

O ciclo hidrológico do rio Negro é caracterizado pela chegada do período de cheias entre maio e agosto, com picos ocorrendo em junho e julho (Guyot *et al.*, 1993). Experimentos realizados na bacia e proximidades determinaram taxas médias de evapotranspiração de 3,76 mm/dia (Reserva Ducke – Shuttleworth, 1988), 3,07 mm/dia (Reserva Biológica do Cuieiras – Malhi *et al.*, 2002) e 3,86 mm/dia (bacia do Asu – Tomasella *et al.*, 2007). Esses valores médios de evapotranspiração estão de acordo com outros experimentos realizados na bacia Amazônica em diferentes períodos utilizando métodos distintos (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Estimativas de evapotranspiração na Amazônia (adaptado de Ribeiro Neto, 2006).

Local	Período	ET (mm/dia)	Método ³	Referência
Bacia Amazônica	1972-1975	3,75	A	Marques <i>et al.</i> (1980)
San Carlos de Rio Negro	1975-1977	5,22	T	Jordan e Heuveldop (1981)
Bacia Modelo	1980-1981	4,24	BH	Schubart <i>et al.</i> (1984)
Reserva Ducke	1983-1985	3,62	PM	Shuttleworth (1988)
Lago Calado	1984-1985	3,07	BH	Lesack (1993)
Reserva Ducke	1981-1983	4,09	BH	Leopoldo <i>et al.</i> (1995)
Reserva Jaru	1992-1993	4,10	PM	Alves <i>et al.</i> (1999)
Reserva Jaru	1992-1994	3,10	PM	Alves <i>et al.</i> (1999)
Reserva Cuieiras	1995-1996	3,08	CV	Malhi <i>et al.</i> (2002)
Igarapé-Açu	1997-1998	3,90	BREB	Sommer <i>et al.</i> (2002)
Igarapé-Açu	1997-1998	3,90	PM	Sommer <i>et al.</i> (2002)
Ji-Paraná	1995-1996	3,16	TM	Victoria (2005)
Madeira	1986-1991	3,50	PM	Ribeiro Neto (2006)
Bacia Asu	2002-2004	3,86	PM	Tomasella <i>et al.</i> (2007)
Bacia Amazônica	2002-2005	2,80	PM	Beighley <i>et al.</i> (2009)

A grande quantidade de ácido húmico em forma coloidal é uma característica dos rios de águas negras, como o Negro e o Urubu. As propriedades químicas dessas águas são determinadas pelos solos arenosos e um tipo de vegetação conhecida como campina e campinarana que cresce nesses solos. A matéria orgânica depositada no solo não é completamente decomposta e a porosidade dos solos permite a percolação de colóides de ácido húmico nos rios, reduzindo, dessa forma, o pH da água a algo entre 4 e 5,5 e gerando a coloração negra característica do rio Negro. Apesar da alta concentração de matéria orgânica, a água é quimicamente mais pura que as águas de rios claros, com condutividade de até 8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Junk, 1997). O rio transporta 8,0 Mt/ano de sedimentos

³ A – Aerológico; T – Thornthwaite; BH - Balanço hídrico; P – Penman; C – Climatológico; CV - Correlação de vórtices; BREB - Bowen ratio energy balance; PM – Penman-Monteith; TM - Thornthwaite-Mather.

em suspensão ao rio Amazonas (Filizola, 1999), que pode ser considerada insignificante ao se tratar de sua enorme vazão (Latrubesse e Franzinelli, 2005).

4.2.2. Cobertura do solo e características geo-morfológicas da bacia

A partir da classificação de imagens multitemporais JERS-1 (Seção 5.2) (Martinez e Le Toan, 2007), pode-se dizer que 89,3% da área a bacia do rio Negro é coberta por floresta tropical, enquanto que 8,5% é coberta por savana. As savanas encontram-se, sobretudo, nas áreas marginais dos Llanos colombianos e nas planícies do estado de Roraima (Latrubesse e Franzinelli, 2005). A bacia ainda conta com uma quantidade representativa de áreas cobertas por água (rios, lagos, planícies de inundação e regiões úmidas), totalizando cerca de 6,4% de superfície permanentemente coberta por água e 11,5% de áreas periodicamente inundadas (Figura 4.2a e Tabela 4.2).

De acordo com o mapa global de tipos de solo elaborado pela FAO/UNESCO e UNEP (*United Nations Environment Programme*) (FAO, 1995), os solos predominantes na bacia podem ser discriminados em quatro classes: latossolo (74,4%), litossolo (10,8%), gleyssolo (8,5%) e acrissolo (6,3%). A distribuição espacial dos tipos de solo é apresentada na Figura 4.2b.

O Alto Negro drena uma pequena região de planícies sedimentares da Colômbia coberta por savana e rochas graníticas e granulíticas pré-cambrianas do escudo da Guiana cobertas por uma densa floresta tropical. Essa porção da bacia, juntamente com seus tributários da margem direita, como o Xié, Içana, Vaupés e Curicuriari, drenam uma planície de baixo relevo com elevações que variam entre 60 e 160m. Relevos mais elevados são representados por diversos inselbergues isolados ou agrupados, variando até 700m. é nas cabeceiras dos afluentes da margem esquerda onde elevações ultrapassam 2.500m. Na região norte-nordeste da bacia encontra-se o Monte Roraima e nele, o pico da Neblina, o ponto mais alto do Brasil, com 2.994m (Figura 4.3).

A grande heterogeneidade ambiental da bacia Amazônica pode ser ilustrada pela categorização de diferentes biotas, considerando as diferentes sub-bacias que a constituem, os relevos definidos pelo passado geológico e os diferentes tipos de planícies de inundação. As principais unidades morfo-estruturais da bacia Amazônica

incluem os escudos (da Guiana e do Brasil), a cordilheira dos Andes e a planície Amazônica. Elas ocupam respectivamente 44%, 11% e 45% da superfície total da bacia (Molinier *et al.*, 1993).

Tabela 4.2 – Resumo das classes de cobertura do solo consideradas no estudo.

Classes de cobertura do solo	Area (km ²)	Proporção
Água ⁴	15.438,1	0,022
Floresta ocasionalmente inundada	52.179,3	0,073
Floresta não inundada	566.019,6	0,794
Savana não inundada	41.879,1	0,059
Savana ocasionalmente inundada ⁵	18.400,6	0,026
Floresta permanentemente inundada	18.400,6	0,026
Total	712.451,2	1,000

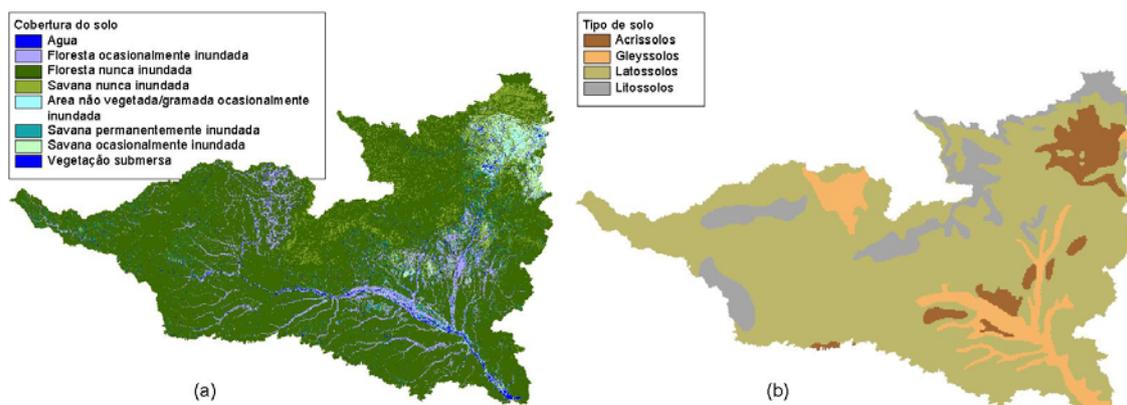


Figura 4.2 – Mapas de: (a) cobertura do solo (Martinez e Le Toan, 2007); e (b) tipo de solo (FAO, 1995) da bacia do rio Negro.

Essas três estruturas geológicas são de fundamental importância para a composição química das águas, assim como a composição e produção de peixes nos rios da bacia Amazônica. Os tipos de água encontrados nos rios são classificados como branco, claro ou negro, em função de suas cores, determinadas pelas estruturas geológicas onde as águas se originam (Sioli e Klinge, 1965; Sioli, 1967; Sioli, 1975).

Verifica-se que a porção da bacia do rio Negro localizada no Hemisfério Norte é praticamente composta pelo escudo da Guiana, enquanto que a porção ao Sul da linha do Equador situa-se na planície Amazônica. Essa importante característica exerce influência direta no comportamento das águas subterrâneas e, por conseguinte, no regime hidrológico da bacia. A declividade extremamente baixa, juntamente com a alta taxa de precipitação, contribui parcialmente com as consideráveis extensões de planícies de inundação. Devido à sua posição geográfica (parte localizada no hemisfério norte e outra

⁴ Considerou-se como “água” as classes “água” e “vegetação submersa”.

⁵ Consideraram-se como “savana ocasionalmente inundada” as classes “área não vegetada/gramada ocasionalmente inundada” e “savana ocasionalmente inundada”.

no hemisfério sul), o rio Negro apresenta um comportamento hidrológico bastante distinto dos outros afluentes da bacia do rio Amazonas.

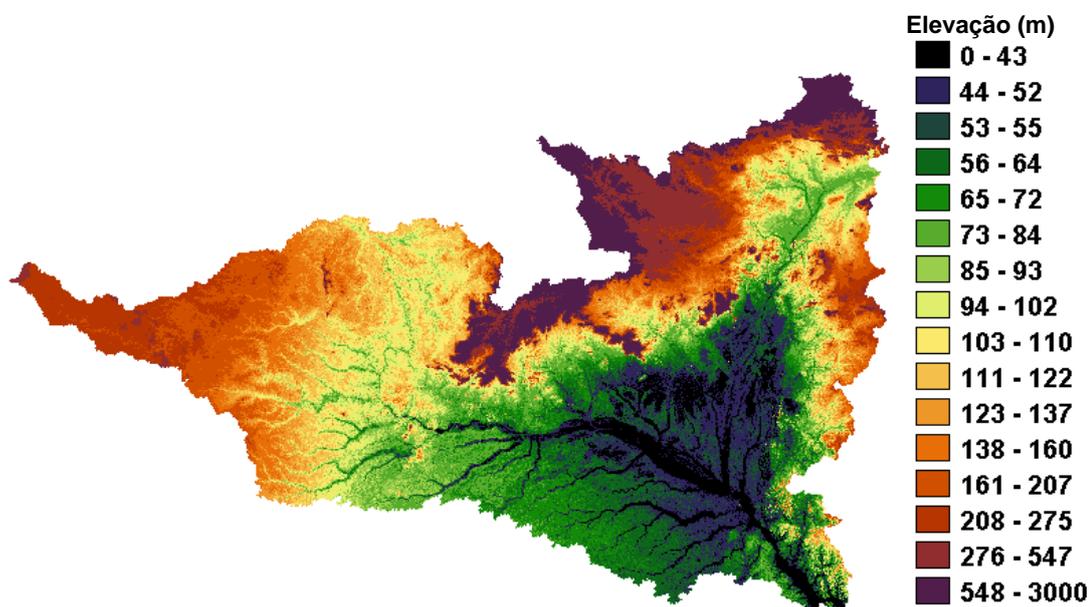


Figura 4.3 – Modelo numérico do terreno da bacia do rio Negro.

4.3. Precipitação

A precipitação apresenta alta variabilidade na bacia Amazônica. Regiões particularmente chuvosas (3000 mm/ano, ou mais) encontram-se no nordeste, no delta do Amazonas, próximo do oceano Atlântico, exposto à zona de convergência inter-tropical e no noroeste da bacia (Colômbia, norte da Amazônia equatoriana, nordeste do Peru e noroeste do Brasil). Chuvas são também abundantes no sudeste, próximo da posição média da zona de convergência do Atlântico Sul, estabelecida durante o verão austral, do Noroeste da bacia Amazônica ao Atlântico Sul subtropical. A precipitação se reduz em direção aos trópicos, atingindo mais de 2.000 mm/ano no sudeste e menos de 1.500 mm/ano na planície peru-boliviana e no estado de Roraima, no Brasil, o qual é protegido dos fluxos úmidos do Atlântico pelo escudo guianês (Salati *et al.*, 1978; Figueroa e Nobre, 1990); Espinoza Villar *et al.*, 2009). Isso explica as chuvas orográficas constantes e a alta variabilidade espacial da precipitação no norte da bacia do rio Negro, variando desde menos de 1.200 mm/ano na região mais seca (nordeste da bacia) até mais de 5.300 mm/ano na região mais úmida (noroeste da bacia). Devido à alta variabilidade de chuvas encontradas na região, Guyot *et al.* (1993) definiram três

zonas na bacia do rio Negro representando as tendências pluviométricas a partir do método de vetores regionais. São elas:

1. bacia do rio Negro até Serrinha (Figura 4.4);
2. bacia do rio Branco até Caracaraí (Figura 4.5);
3. jusante das bacias dos rios Negro e Branco, até Manaus (Figura 4.6).

4.4. Vazão

Dentre as várias estações fluviométricas em operação na bacia do rio Negro, somente 28 possuem curvas-chave calibradas e, portanto, estão aptas para o fornecimento de dados de vazão. Levando-se em conta o período entre 1980 e 2006, outras duas estações fluviométricas (Mocidade e Vila Conceição) que foram desativadas em outubro de 2000 também podem ser consideradas nesse conjunto. As localizações dessas estações são indicadas nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6.

Efeitos de remanso causados pelo rio Solimões que adentram o rio Negro por centenas de quilômetros, é uma das razões pela qual a estação de Serrinha é a mais próxima da confluência munida de curva-chave e capaz de fornecer uma série consistente de vazões. Outras estações fluviométricas localizadas mais a jusante (Barcelos, Moura e Manaus) não dispõem de curva-chave devido à influência do rio Solimões no regime do rio Negro. Nesse sentido, grande parte da bacia não é munida de qualquer tipo de monitoramento de vazões.

Por haver uma menor amplitude na distribuição pluviométrica ao longo do ano, o regime do rio Negro e seus afluentes a montante da confluência com o rio Branco apresentam a razão R_m entre as vazões médias mensais extremas (Q_{mmMax}/Q_{mmMin}), em média, igual a 2,5, variando entre 2,2 e 4,5, dependendo da localização da estação fluviométrica. Por outro lado, a porção que abrange a bacia do rio Branco apresenta valores de R_m comparáveis aos rios andinos (Molinier *et al.*, 1993), na ordem de 8,0, podendo ultrapassar o valor de 160 em alguns cursos d'água. Os quatro meses de enchente totalizam de 43 a 88% do volume total escoado. Essa relação permite

caracterizar o comportamento hidrológico dos rios em função das variações sazonais das vazões. Esse comportamento pode ser observado em alguns hidrogramas apresentados nas Figuras 4.4, 4.5 e 4.6.

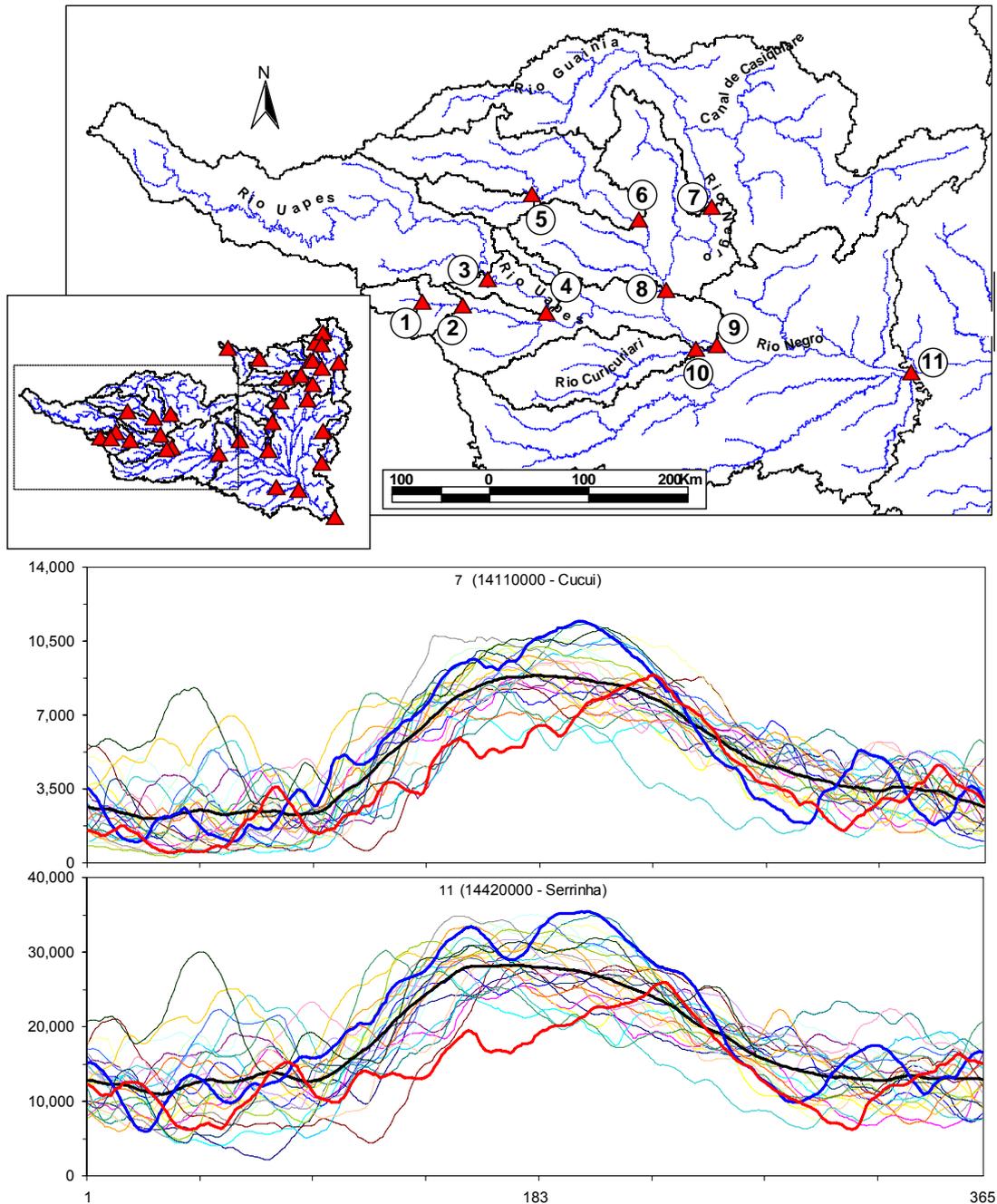


Figura 4.4 – Localização de estações fluviométricas na bacia até Serrinha (14420000) com dados de vazão disponíveis (1980-2006). Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

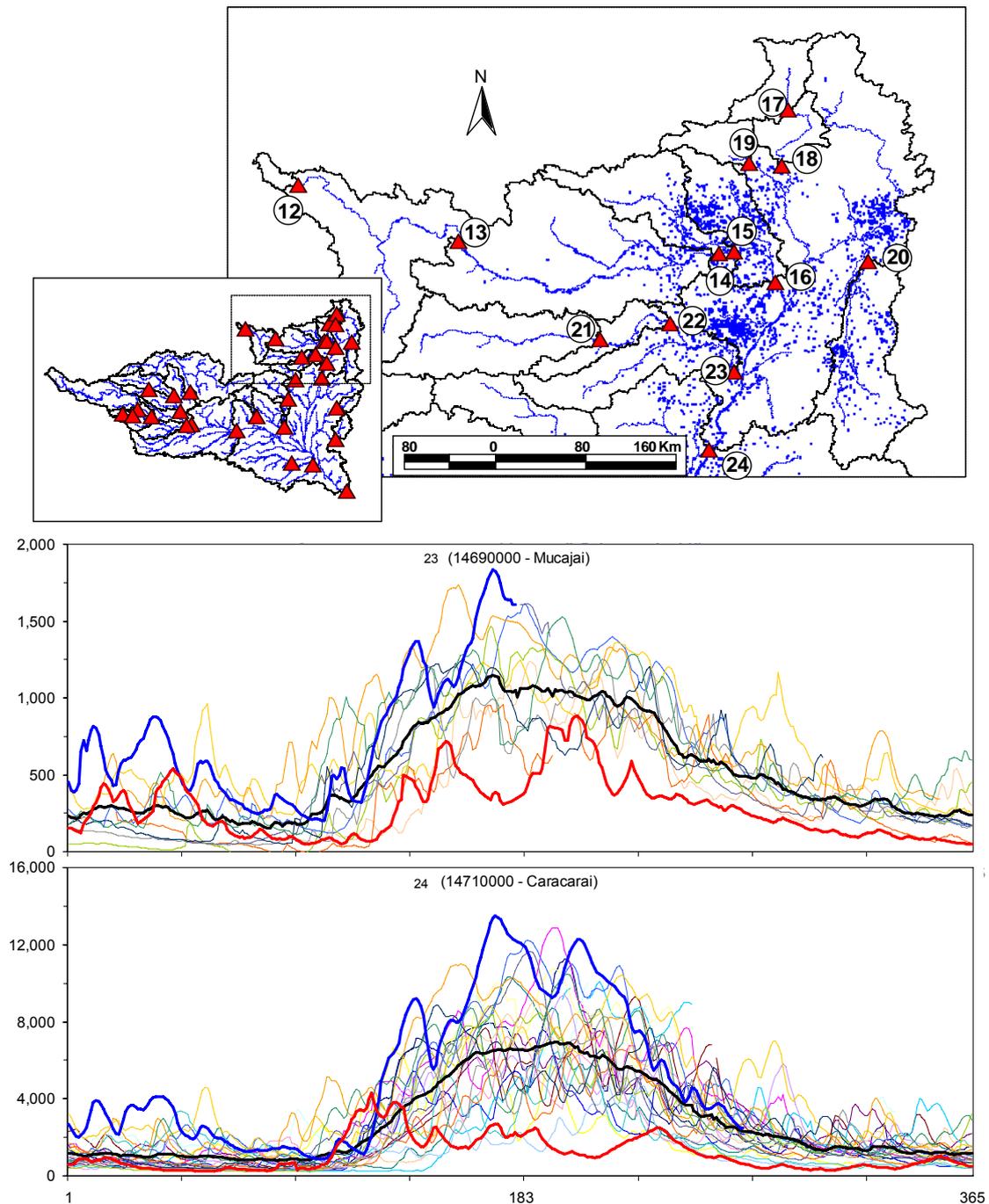


Figura 4.5 – Localização de estações fluviométricas na bacia até Caracarái (14710000), com dados de vazão disponíveis e hidrogramas observados (1980-2006). Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

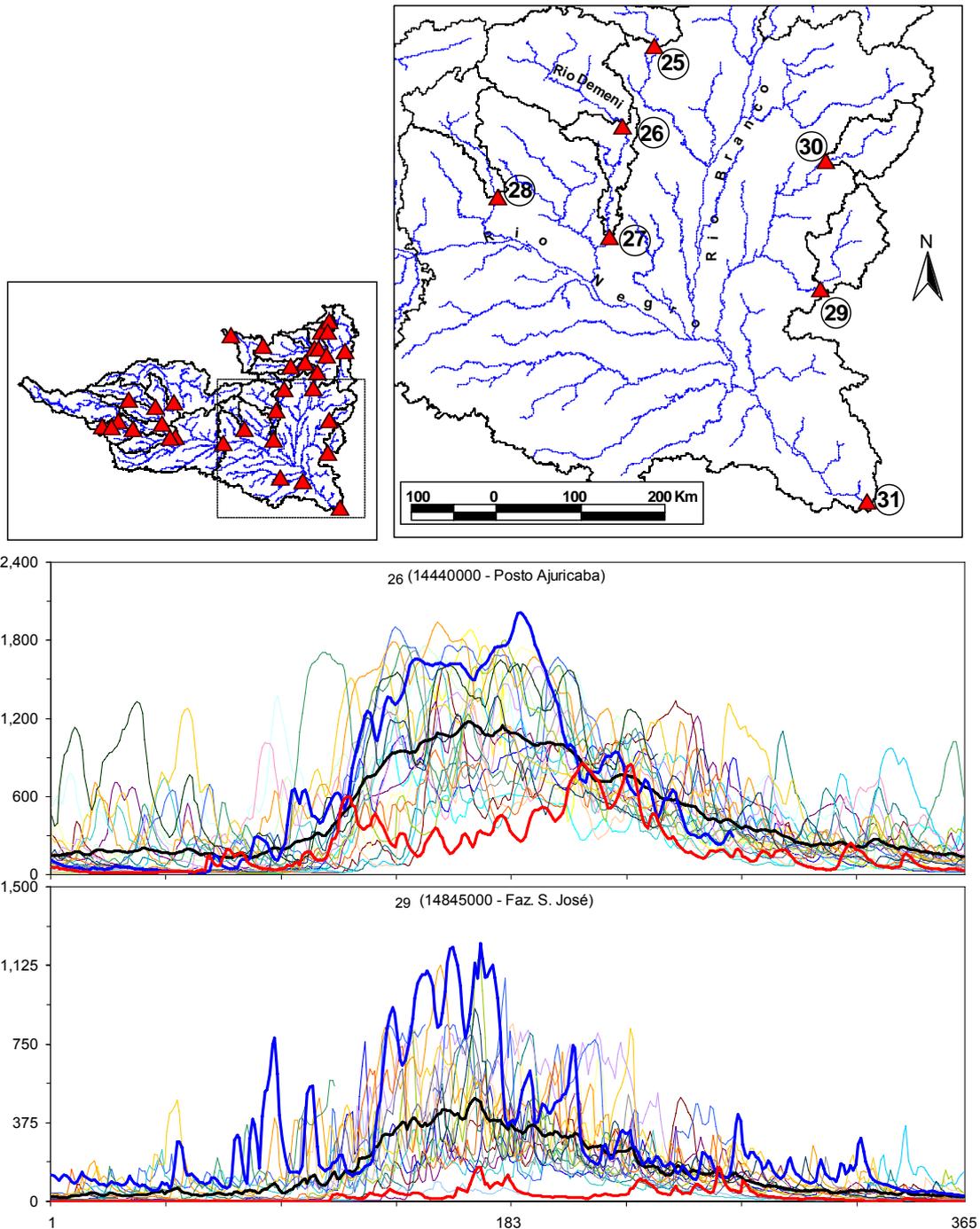


Figura 4.6 – Localização de estações fluviométricas na porção inferior da bacia do rio Negro com dados de vazão disponíveis e hidrogramas observados (1980-2006) em algumas das estações consideradas na modelagem hidrológica. Nos hidrogramas, cada linha representa um ano hidrológico. As linhas espessas negras e vermelhas correspondem aos anos de maior pico e de menor vazão média, respectivamente. Linhas espessas cinzas correspondem às médias das séries observadas.

Sendo a bacia do rio Negro a região onde há um dos maiores extremos de chuvas anuais médias da Amazônia, a vazão específica média é da ordem de 50 l/s/km², com

máximos e mínimos de 81,6 l/s/km² no rio Içana (atingindo 92,4 l/s/km² no rio Guainía, na Venezuela) e 19,9 l/s/km² no rio Catrimani, respectivamente. A Tabela 4.3 lista todas as estações fluviométricas com dados de vazão disponíveis a partir de 1980. Nela, são apresentadas as principais características de cada estação, como o código nacional, o nome do rio, tipos de dados disponíveis, localização geográfica e frequência de dados de vazão. Baseado nessa última característica, verifica-se que todas as estações no rio Negro (Cucui, São Felipe, Curicuriari e Serrinha) apresentam uma excelente série, isentas de falhas desde 1980. Por outro lado, o mesmo não ocorre na bacia do rio Branco, onde todas as séries de vazão disponíveis apresentam falhas.

Tabela 4.3 – Características gerais das estações fluviométricas com dados de vazão disponíveis entre 1980-2006 na bacia do rio Negro.

ID	Código Nacional	Rio	Estação	Dados disponíveis	Y	X	Início	Fim	Freq. de registros (%)
1	14300000	Tiquié	Pari Cachoeira	Completo	0.25	-69.79	07/80	-	93
2	14310000	Tiquié	Cunuri	Completo	0.21	-69.38	08/82	-	99
3	14260000	Uaupés	Uaracu	Completo	0.48	-69.13	12/77	-	100
4	14280001	Uaupés	Taraqua	Completo	0.13	-68.54	05/77	-	99
5	14220000	Aiari	Louro Poco	Completo	1.34	-68.69	07/82	-	98
6	14230000	Içana	Missão Icana	Completo	1.07	-67.59	07/80	-	100
7	14110000	Negro	Cucui	Completo	1.22	-66.85	07/80	-	100
8	14250000	Negro	Sao Felipe	Completo	0.37	-67.31	12/77	-	100
9	14330000	Negro	Curicuriari	Completo	-0.20	-66.80	11/77	-	100
10	14350000	Curicuriari	Jus. Cachoeira	Completo	-0.24	-67.02	06/82	-	100
11	14420000	Negro	Serrinha	Completo	-0.48	-64.83	08/77	-	100
12	14485010	Auari	Missão Auaris	Completo	4.00	-64.49	04/95	-	94
13	14488000	Uraricoera	Uaicás	Completo	3.55	-63.17	05/84	-	82
14	14495000	Uraricoera	Faz. Cajupira	Completo	3.44	-61.04	09/79	-	90
15	14500000	Uraricoera	Mocidade	Completo	3.46	-60.91	10/75	10/00	21
16	14515000	Uraricoera	Faz. Passarão	Completo	3.21	-60.57	05/77	-	97
17	14540000	Cotingo	Faz. Bandeira	Completo	4.63	-60.47	10/70	-	57
18	14550000	Cotingo	Mal. do Contão	Completo	4.17	-60.53	09/75	-	97
19	14530000	Surumu	Vila Surumu	Completo	4.20	-60.79	01/84	-	84
20	14526000	Tacutu	Bom Fim	Completo	3.38	-59.82	07/84	-	99
21	14650000	Mucajá	Posto Funai	Completo	2.73	-62.02	04/84	-	42
22	14680001	Mucajá	Fé e Esperança	Completo	2.87	-61.44	12/73	-	98
23	14690000	Mucajá	Mucajá	Completo	2.47	-60.92	03/95	-	96
24	14710000	Branco	Caracará	Completo	1.82	-61.12	01/67	-	92
25	14750000	Catrimani	M. Catrimani	Completo	1.75	-62.28	06/84	-	64
26	14440000	Demeni	Ajuricaba	Completo	0.88	-62.62	05/82	-	100
27	14450000	Demeni	Jalauaca	Completo	0.30	-62.76	08/80	-	65
28	14430000	Paduari	Vila Conceicao	Completo	0.13	-63.96	03/81	10/00	71
29	14850000	Alalaú	Base Alalau	Completo	-0.86	-60.52	06/77	-	81
30	14845000	Jauaperi	Faz. São José	Completo	0.52	-60.47	02/83	-	81
31	14990000	Negro	Manaus	Cota/Qual	-3.14	-60.03	09/02	-	-

Um panorama geral das características hidrológicas das sub-bacias definidas pelas 30 estações fluviométricas e o exutório, em Manaus, é apresentado na Tabela 4.4. Verifica-se a alta variabilidade de chuvas anuais médias entre bacias, com mínimos de 1.519 mm/ano na bacia da estação Maloca do Contão, chegando a 3.966 mm/ano em Missão Icana. A partir da vazão média, em mm/ano, pode-se obter uma estimativa grosseira da evapotranspiração anual média por sub-bacia. Calculando-se a diferença entre P e Q , tem-se taxas evapotranspirativas variando entre 699 mm/ano e 1.944

mm/ano. Em valores relativos, tem-se razões ET/P que vão desde 0,28 na sub-bacia de Cunuri a 0,75 em Vila Conceição. A partir desses dados, pode-se notar a grande complexidade, em termos hidrológicos, da bacia do rio Negro. O monitoramento precário na região é ainda outro fator que contribui para as dificuldades no processo de modelagem hidrológica da bacia.

Tabela 4.4 – Características hidrológicas das bacias hidrográficas das estações fluviométricas com dados de vazão disponíveis entre 1980-2006 na bacia do rio Negro. O percentual de ET é em função do total precipitado.

ID	Estação	Área de drenagem	Vazão (Q)			Precipitação (P) (mm/ano)	ET~P-Q		R _m
			(m ³ /s)	(l/s.km ²)	(mm/ano)		(mm/ano)	(%)	
1	Pari Cachoeira	1.967	129	65,5	2.068	3.223	1.155	0,36	2,6
2	Cunuri	4.576	338	73,9	2.333	3.259	926	0,28	2,3
3	Uaracu	40.065	2.416	60,3	1.912	3.595	1.683	0,47	4,5
4	Taraqua	44.255	2.755	62,3	1.972	3.557	1.585	0,45	3,5
5	Louro Poco	4.598	318	69,2	2.187	3.688	1.501	0,41	2,2
6	Missão Icana	23.289	1.901	81,6	2.618	3.966	1.348	0,34	3,0
7	Cucui	71.132	4.940	69,4	2.207	3.192	985	0,31	3,7
8	Sao Felipe	122.080	7.984	65,4	2.084	3.419	1.335	0,39	3,6
9	Curicuriari	191.787	12.613	65,8	2.092	3.441	1.349	0,39	2,8
10	Jus. da Cachoeira	13.379	953	71,2	2.248	3.317	1.069	0,32	2,2
11	Serrinha	291.150	18.082	62,1	2.211	3.241	1.030	0,32	2,4
12	Missão Auaris	611	29	48,2	1.549	2.661	1.112	0,42	3,0
13	Uaicas	15.520	554	35,7	1.130	2.549	1.419	0,56	2,7
14	Fazenda Cajupira	36.446	1.078	29,6	936	2.450	1.514	0,62	3,4
15	Mocidade	43.504	1.266	29,1	1.080	2.414	1.334	0,55	3,6
16	Fazenda Passarão	49.709	1.383	27,8	882	2.345	1.463	0,62	4,5
17	Fazenda Bandeira	3.241	79	24,3	771	1.546	775	0,50	5,1
18	Maloca do Contão	5.896	152	25,8	818	1.517	699	0,46	7,5
19	Vila Surumu	2.279	71	30,9	977	2.083	1.106	0,53	9,5
20	Bom Fim	10.025	197	19,6	620	1.922	1.302	0,68	163,4
21	Posto Funai	9.708	259	26,7	845	2.364	1.519	0,64	4,1
22	Fê e Esperança	12.558	296	23,5	744	2.333	1.589	0,68	3,9
23	Mucajai	20.140	541	26,9	849	2.261	1.412	0,62	6,1
24	Caracarái	126.085	2.903	23,0	731	2.044	1.313	0,64	7,7
25	Missão Catrimani	6.008	120	19,9	629	2.309	1.680	0,73	5,9
26	Ajuricaba	18.036	490	27,2	868	2.191	1.323	0,60	7,2
27	Jalauaca	23.440	527	22,5	717	2.135	1.418	0,66	6,0
28	Vila Conceição	6.961	143	20,6	649	2.593	1.944	0,75	4,1
29	Base Alalau	7.200	212	29,4	934	2.482	1.548	0,62	5,4
30	Fazenda São José	5.667	157	27,6	907	2.356	1.449	0,62	14,5
31	Manaus ⁶	712.451	35.943	50,4	1.591	2.667	1.076	0,40	2,0

4.5. Planícies de inundação

Conforme mencionado anteriormente, devido às baixíssimas declividades do relevo, a bacia do rio Negro apresenta grandes extensões de planícies inundáveis nos períodos de cheia. A partir do mapa de cobertura do solo adquirido pela classificação das imagens JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007) combinado com séries altimétricas obtidas pelo radar T/P e por observações *in situ* disponibilizadas pela ANA (2009), Frappart *et al.* (2005) fizeram um estudo da variação do volume de água armazenado nas planícies

⁶ A vazão média em Manaus é estimada a partir da diferença entre vazões observadas a jusante e a montante da confluência dos rios Negro e Solimões, conforme descrito no Capítulo 6.

de inundação da bacia do rio Negro. Segundo os autores, tais variações são mais significativas nas confluências entre o rio principal e seus tributários (Serrinha, Foz do Branco, bacias a jusante do Branco e do Negro). Durante o período de cheias, o nível da água dos tributários (Uaupes, Branco e Negro, como tributário do Solimões) é controlado pelo nível de água dos cursos principais, provocando grande inundação perto das confluências. Por outro lado, o efeito desse fenômeno é menor durante os períodos de estiagem. Ainda no mesmo estudo, foram calculadas as mudanças de armazenamento de água durante os anos hidrológicos de 1995-1996 na bacia do rio Negro. Os autores encontraram uma variação de volume de 331 km^3 para toda a planície de inundação da bacia.

Capítulo 5 - Pré-Processamento de Dados para a Modelagem Hidrológica

5.1. Considerações iniciais sobre o pré-processamento de dados

Como foi visto no Capítulo 3, o MGB-IPH é um modelo distribuído que adota a abordagem de GRUs e simula o comportamento hidrológico em células computacionais no passo de tempo diário. A execução do modelo demanda uma série de arquivos de entrada, os quais requerem um processamento prévio de dados. Dados topográficos, hidrográficos, hidrológicos e climatológicos, além de parâmetros relacionados a características do tipo e cobertura dos solos devem ser conhecidos *a priori* para a obtenção de resultados satisfatórios.

As etapas tradicionais do processamento de dados envolvem a utilização de células quadradas na discretização espacial da região de estudo, técnicas de transferência de dados de escalas com maior detalhe para de menor detalhe, interpolação de dados pluviométricos e outros forçantes climatológicos necessários para o cálculo da evapotranspiração. Como será visto na seqüência do texto, propôs-se, neste trabalho, abordagens distintas daquelas tradicionalmente adotadas durante a geração dos arquivos de entrada do modelo. Especial atenção foi dada ao processamento de dados espaciais.

Inicialmente, será realizada uma descrição das fontes dos dados utilizados na modelagem (Seção 5.2). Em seguida, será descrita a estrutura dos arquivos de entrada requeridos pelo modelo MGB-IPH (Seção 5.3). O pré-processamento de dados

topográficos é primeira etapa na aquisição de dados hidrológicos espacializados. A utilização de modelos numéricos do terreno (MNTs), sobretudo aqueles adquiridos via radar, estão sujeitos a erros de diferentes origens, principalmente em regiões de florestas tropicais como é o caso da bacia do rio Negro. Uma nova metodologia de tratamento de MNTs para a obtenção de informações hidrológicas de maior grau de representatividade será introduzida neste estudo (Seção 5.4). Essas informações hidrológicas são essenciais para as etapas de geração dos arquivos de entrada do MGB-IPH. Outra modificação introduzida no pré-processamento de dados é a discretização da região de estudo. Técnicas tradicionais fazem uso de células quadradas na representação de bacias hidrográficas. Propõe-se aqui a substituição das últimas por sub-bacias elementares, ou mini-bacias (Seção 5.5). Uma análise quantitativa dos aspectos positivos trazidos pela substituição é brevemente abordada. O capítulo é, então, concluído com a geração de GRUs (Seção 5.6) e a distribuição espaço-temporal da precipitação e os outros forçantes climatológicos (Seção 5.7).

5.2. Fontes de dados

Os dados utilizados na modelagem têm diversas origens, que variam em função de suas naturezas. As fontes de dados mais freqüentemente utilizadas na modelagem hidrológica são: i) a observação *in situ*; ii) a observação remota (satélites); e iii) saídas de MCGs.

O grande avanço tecnológico na aquisição remota de dados a partir de satélites de observação da Terra tem trazido informações cada vez mais confiáveis. Dados de precipitação em escalas espaciais sub-diárias e em altíssimas resoluções de até ~8 km são disponíveis atualmente graças a essas tecnologias. Produtos oriundos de observações espaciais como o TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA; Huffman *et al.*, 2007), o *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks* (PERSSIAN; Sorooshian *et al.*, 2000) e o *Climate Prediction Center's morphing technique* (CMORPH; Ebert *et al.*, 2007) são exemplos de bases de dados de precipitação de alta resolução espaço-temporal atualmente disponíveis em escalas global e quasi-global. Adicionalmente, topografia (SRTM; Farr *et al.*, 2007) e vegetação/cobertura do solo (JERS-1; Martinez e Le Toan, 2007) são informações

adquiridas por satélites globalmente e que podem ser úteis em estudos de regiões com indisponibilidade de dados.

Dados climatológicos podem ser adquiridos a partir de observações *in situ* ou saídas de MCGs. Esses últimos, apesar trazer consigo toda a incerteza introduzida pelas simplificações encontradas em modelos computacionais para a representação de fenômenos físicos, se torna uma boa solução para estudos de grande escala, principalmente de regiões precariamente monitoradas. Nesse sentido, diversos estudos usaram tais tipos de dados para análises hidroclimatológicas em escalas continentais e globais (Ribeiro Neto, 2006; Su *et al.*, 2006; Karam e Bras, 2008; Voisin *et al.*, 2008; Espinoza Villar *et al.*, 2009). Dados altimétricos espaciais têm chamado a atenção da comunidade hidrológica. Esta seção é dedicada a descrição das fontes dos dados requeridos pelo MGB-IPH e também daqueles que serão inseridos no processo de modelagem.

5.2.1. Dados pluviométricos

Foram identificadas 156 estações pluviométricas localizadas nos limites da bacia do rio Negro ou em seu entorno. Essas estações estão distribuídas no Brasil (119), Colômbia (14) e Venezuela (23) e são operadas respectivamente pela ANA, MARN (*Ministerio de Medio Ambiente y de los Recursos Naturales*) and IDEAM (*Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales*). Os dados brasileiros estão livremente disponíveis no passo de tempo diário no portal da ANA, enquanto os dados colombianos e venezuelanos foram adquiridos no passo de tempo mensal através do observatório HyBAm. Os dados mensais foram distribuídos homogeneamente segundo o número de dias de cada mês para se obter uma aproximação da chuva diária. Esse procedimento pode provocar incertezas provenientes da suavização das variações intra-sazonais (sub-mensais) da chuva, que pode ser amortecidas pela interpolação com dados diários observados no Brasil. O uso desses dados mensais é preferível visto que a região em questão apresenta um aumento considerável no volume precipitado, com relação ao resto da bacia do rio Negro, trazendo, portanto, melhores resultados no balanço hídrico a longo prazo. Grande parte dos dados venezuelanos foi adquirida na antiga base de dados do DNAEE (Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica) e suas últimas

atualizações datam do início da década de 90. Outras estações situadas na bacia Amazônica não-brasileira têm dados disponíveis até os anos 2004/05.

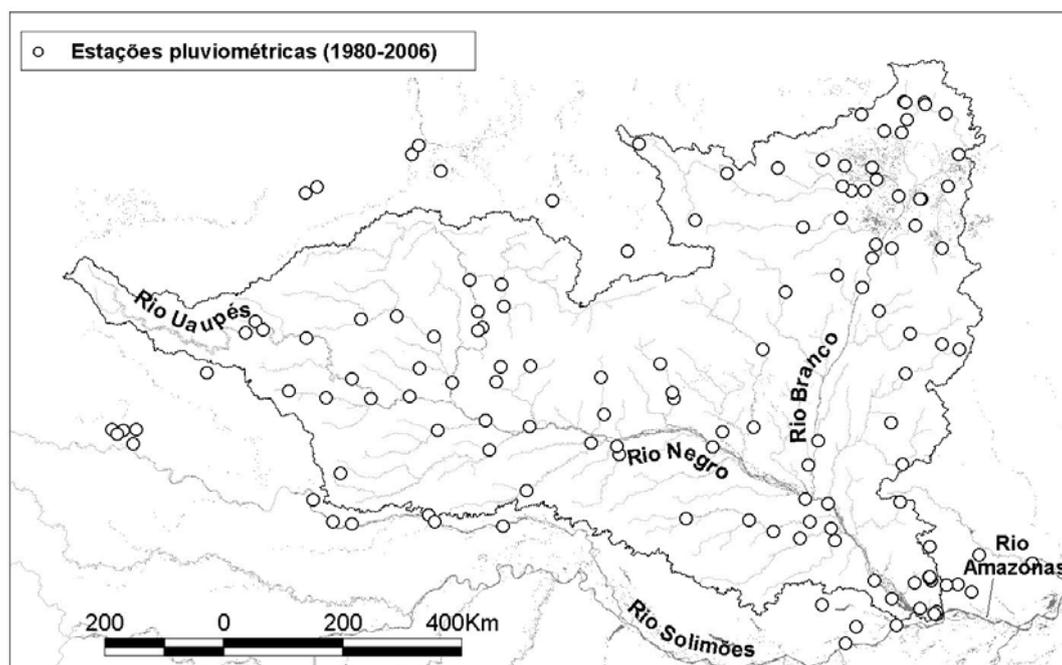


Figura 5.1 – Distribuição das estações pluviométricas munidas de observações entre os anos 1980-2006.

Além das séries de dados apresentarem falhas, algumas estações já se encontram desativadas ou dados não são disponíveis até a atualidade. O número de estações com dados disponíveis entre os anos de 1980 e 2006 é de 136 (115 no Brasil, 15 na Colômbia e 6 na Venezuela). A distribuição dessas estações é exibida na Figura 5.1. Desse total, 106 encontram-se dentro dos limites da bacia, resultando em uma densidade média de $\sim 0,15$ estações pluviométricas/1.000 km². Essa densidade varia temporalmente (valores reduzidos durante período de falhas de determinadas estações) e espacialmente (em função da sub-bacia). Densidades médias de estações pluviométricas podem variar desde 0,06 (sub-bacia da estação Ajuricaba) até 1,64 (sub-bacia da estação Missão Auaris), conforme é listado na De acordo com a classificação proposta pela WMO6F (1994), a bacia Amazônica encontra-se abaixo do patamar de bacia precariamente monitorada, com uma média de 0,14 estação pluviométrica por 1000 km².

. Verifica-se, entretanto, que o valor elevado da estação Missão Auaris não se deve ao maior número de estações pluviométricas, mas sim ao tamanho reduzido da bacia

(611 km²). De acordo com a classificação proposta pela WMO⁷ (1994), a bacia Amazônica encontra-se abaixo do patamar de bacia precariamente monitorada, com uma média de 0,14 estação pluviométrica por 1000 km².

Tabela 5.1 – Densidade de estações pluviométricas por sub-bacia com dados disponíveis no período de 1980 a 2006.

ID	Estação	Área de drenagem (km ²)	Estações pluviométricas	Densidade de estações plu (est./1.000km ²)
1	Pari Cachoeira	1.967	1	0,51
2	Cunuri	4.576	1	0,22
3	Uaracu	40.065	4	0,10
4	Taraqua	44.255	6	0,14
5	Louro Poco	4.598	1	0,22
6	Missão Icana	23.289	3	0,13
7	Cucui	71.132	6	0,08
8	Sao Felipe	122.080	11	0,09
9	Curicuriari	191.787	21	0,11
10	Jus. da Cachoeira	13.379	1	0,07
11	Serrinha	291.150	34	0,12
12	Missão Auaris	611	1	1,64
13	Uaicas	15.520	3	0,19
14	Fazenda Cajupira	36.446	6	0,16
15	Mocidade	43.504	10	0,23
16	Fazenda Passarão	49.709	12	0,24
17	Fazenda Bandeira	3.241	2	0,62
18	Maloca do Contão	5.896	4	0,68
19	Vila Surumu	2.279	2	0,88
20	Bom Fim	10.025	2	0,20
21	Posto Funai	9.708	1	0,10
22	Fé e Esperança	12.558	2	0,16
23	Mucajá	20.140	3	0,15
24	Caracará	126.085	33	0,26
25	Missão Catrimani	6.008	1	0,17
26	Ajuricaba	18.036	1	0,06
27	Jalauaca	23.440	2	0,09
28	Vila Conceição	6.961	3	0,43
29	Base Alalau	7.200	1	0,14
30	Fazenda São José	5.667	3	0,53
31	Manaus	712.451	106	0,15

5.2.2. Dados climatológicos

Devido à falta de um sistema de monitoramento climatológico eficiente na região de estudo, preferiu-se utilizar dados climatológicos de reanálise como forçantes para o MGB-IPH. As reanálises consistem em utilizar sistemas de análise/previsão modernos alimentados com dados atmosféricos do passado (Kalnay *et al.*, 1996). Centros de pesquisa internacionais como ECMWF (*European Centre for Mediumrange 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). Neste estudo, optou-se pela base de dados disponibilizada pelo *Earth*

⁷ A WMO recomenda uma média de, ao menos, uma estação por 5750 km², ou 0,17 estações por 1.000km², no caso de uma bacia precariamente monitorada.

System Research Laboratory do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA/ESRL), a reanálise do *National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy* (NCEP–DOE) *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP-II) (Kanamitsu *et al.* 2002). Os dados de extraídos da base NCEP–DOE AMIP-II são: velocidade do vento em x; velocidade do vento em y; umidade relativa; temperatura do ar; radiação solar; e pressão média. Todos esses dados correspondem a valores para a superfície terrestre. A Figura 5.2 apresenta valores médios dessas variáveis com uma cobertura global para os anos de 2002 a 2006, porém os dados foram extraídos desde 1979.

5.2.3. *Dados fluviométricos*

O inventário das estações fluviométricas de interesse para este estudo, distribuídas ao longo do rio Negro, foi obtido através sítio da ANA (2009). Segundo a classificação da agência, a bacia do rio Negro é denominada sub-bacia 14 e compõe a bacia 1 (rio Amazonas). Apesar de sua grande dimensão, a rede fluviométrica existente nessa sub-bacia tem densidade muito baixa, contando com dados fluviométricos de 57 estações no período de 1980 a 2006. Desse total, 50 contam com resumos de descarga (dados de velocidade de escoamento, profundidade e largura da seção, vazão, entre outros, coletados algumas vezes por ano com o uso de ADCP - *Acoustic Doppler Current Profiler*) ou molinete e apenas 30 (das quais duas já estão desativadas) contam com curva-chave calibrada e são aptas a fornecer séries diárias de vazão (Seção 4.5).

5.2.4. *Topografia*

A topografia utilizada neste estudo é aquela disponibilizada pelo satélite SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). O SRTM, lançado em fevereiro de 2000 a bordo do *Space Shuttle Endeavour*, foi um projeto em cooperação entre a *National Aeronautics and Space Administration*, a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA) [formalmente *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA)] do departamento de defesa dos Estados Unidos e *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt* (DLR) (Farr e Kobrick, 2000; Werner, 2001). O projeto teve como objetivo a aquisição de um modelo numérico do terreno de todo o solo terrestre entre as latitudes 60°N e 65°S, totalizando

cerca de 80% da superfícies dos continentes. O MNT SRTM foi produzido utilizando-se a técnica de uma passagem de SAR interferométrico (InSAR), onde dois SARs foram empregados, um sistema de banda C (comprimento de onda de 5,6 cm) e outro de banda X (comprimento de onda de 3,1 cm). Essas antenas foram capazes de produzir medidas tri-dimensionais da superfície terrestre durante o voo em torno do planeta.

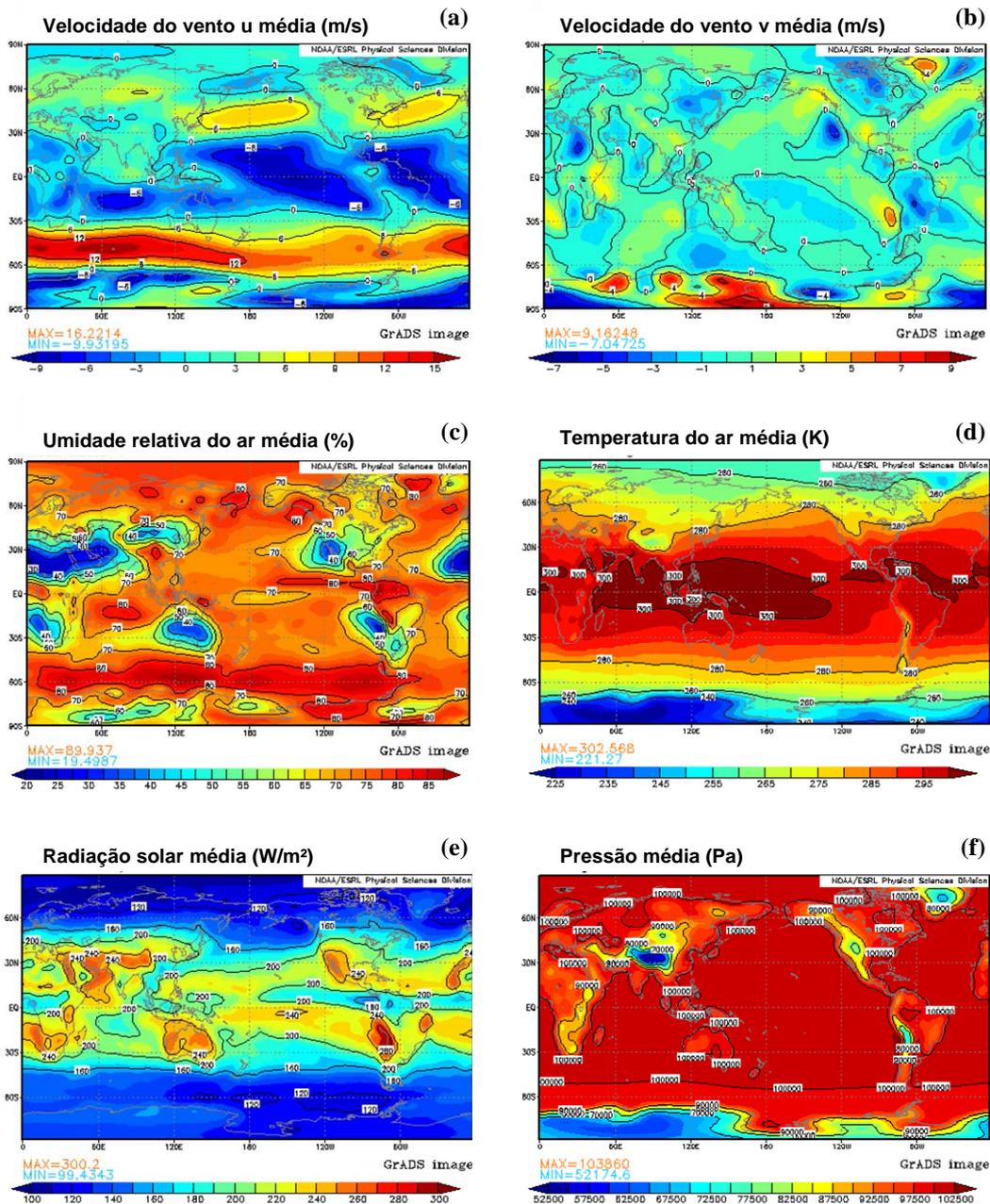


Figura 5.2 – Base de dados climatológicos de reanálise do NCEP-DOE AMIP-II: a) velocidade do vento em x; b) velocidade do vento em y; c) umidade relativa; d) temperatura do ar; e) radiação solar; e f) pressão média. Todos os valores representam médias para os anos de 2002 a 2006 (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

Produtos do SRTM foram validados em escalas continentais através de comparações com dados coletados por GPS cinemáticos adquiridos pelo JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) e NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*). Dados foram coletados ao longo de estradas na maioria dos continentes principais, viabilizando o desenvolvimento do espectro de erro espacial e o erro total absoluto (Farr *et al.*, 2007). A precisão vertical absoluta de 90% dos erros é melhor que 9 metros, indicando que o SRTM superou largamente as metas originais de projeto que definiam 16 metros de erro absoluto. No caso da América do Sul, os erros verticais absoluto e relativo são de 6,2 e 5,5 metros, respectivamente (Rodriguez *et al.*, 2005, 2006, *apud* Farr *et al.*, 2007). A Todos os erros quotados têm grau de confiança de 90%. A Figura 5.3 apresenta os padrões espaciais do erro vertical absoluto do SRTM na América do Sul.

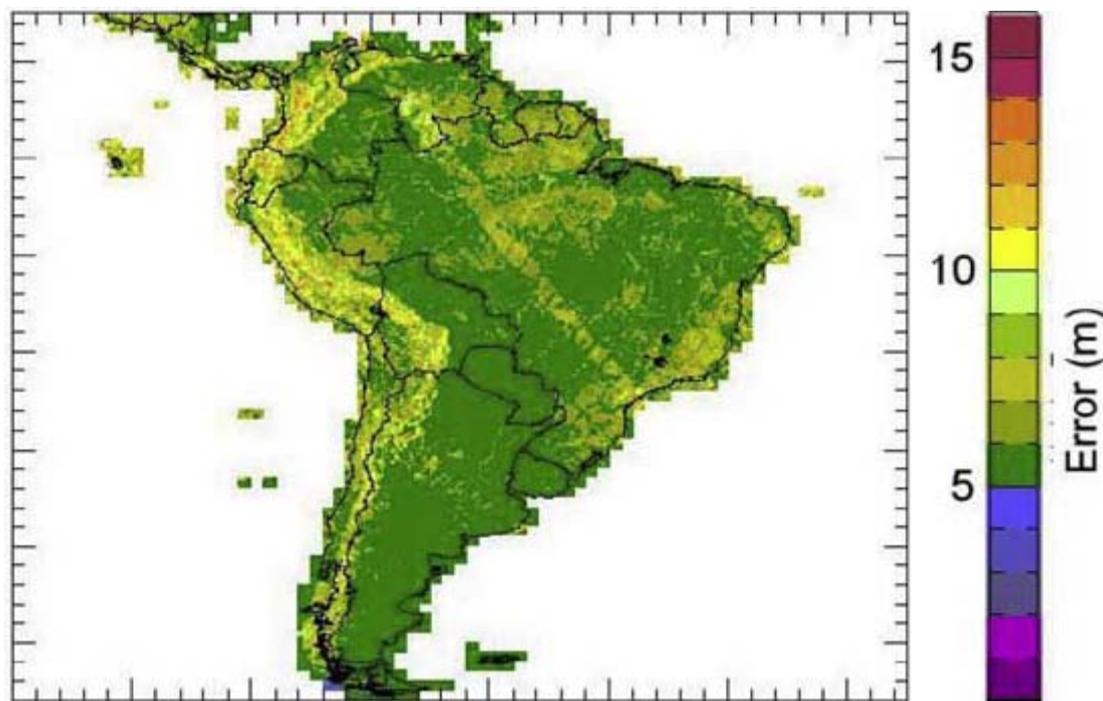


Figura 5.3 - Erro vertical absoluto do SRTM na América do Sul. Verifica-se que erros na Amazônia permanecem entre 5 e 10 metros (Rodriguez *et al.*, 2005).

O produto de 1 arc segundo de resolução com cobertura global não se encontra livremente disponível na Internet. Portanto, adotou-se neste estudo o produto SRTM v3⁸ de 90 metros degradado para a resolução de 0.002° (~225 metros). A degradação é

⁸ A base de dados SRTM está em constante avaliação e novas versões do produto são lançadas periodicamente, substituindo a versão anterior.

necessária para viabilizar o processamento de dados na região estudada⁹ devido a limitações dos programas utilizados. Como o ruído nos dados do SRTM é dominado por comprimentos de correlação curtos (escala de 45-90 metros), o ruído entre píxeis não apresenta correlação e reduz-se linearmente na proporção $1/n$, onde n é o número de píxeis agregados, para se calcular uma média (Rodriguez *et al.*, 2006). Levando em conta que um píxel de 225 metros de resolução abrange 6,25 píxeis de 90 metros, tem-se o ruído reduzido a $\sim 1,20$ metros.

5.2.5. Tipo e cobertura dos solos

5.2.5.1. Classificação dos solos

A classificação de solos utilizada é aquela definida pela *Food and Agriculture Organization* (FAO). A distribuição espacial de classes de solos é disponibilizada na base de dados da FAO (1995). Trata-se de um mapa de cobertura global digitalizado pela FAO/UNESCO e UNEP (*United Nations Environment Programme*) e convertido ao formato matricial com resolução espacial de 2 arc minutos (Figura 5.4). O mapa é discretizado em 131 unidades de solos distribuídos nos continentes. Tipos de solos na bacia do rio Negro podem ser discriminados em quatro classes distintas: Acrissolos, Gleysolos, Latossolos e Litossolos. Similarmente ao resto da bacia Amazônica, o latossolo é o solo predominante na área de estudo.

5.2.5.2. Vegetação/Cobertura do solo

A distribuição espacial de cobertura do solo utilizada, neste estudo, foi obtida a partir da classificação das imagens multitemporais do satélite japonês para recursos terrestre (JERS-1 - *Japanese Earth Resources Satellite*). O JERS-1 foi um satélite SAR banda L (comprimento de onda de 23,5 cm) lançado em fevereiro de 1992 e operado até outubro de 1998. Os sinais da banda L são sensíveis tanto a espelhos de água expostos quanto aos cobertos pela copa de árvores (Rosenqvist *et al.*, 2000). Os mapas de alta

⁹ Definiu-se um quadro, envolvendo os limites da bacia do rio Negro, na projeção latlon com canto superior esquerdo em (-74.00, 5.50) e canto inferior direito em (-58.50, -3.50), criando-se uma matriz 7750x4650, ou 36.037.500 píxeis na resolução de 0.002°.

resolução de 3 arc segundos (~90m na linha do Equador) foram adquiridos para florestas inteiras ao longo de regiões tropicais no âmbito do *Global Rain Forest Mapping Project* (GRFM), uma colaboração internacional iniciada e gerida pela *National Space Development Agency of Japan* (NASDA) com a participação de diversos laboratórios distribuídos no mundo. Nessa colaboração, representaram o Brasil o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o Instituto Nacional e Pesquisas da Amazônia (INPA).

O projeto GRFM consistiu no mapeamento das florestas tropicais do planeta em duas estações. Os dados foram adquiridos nos períodos entre outubro e novembro de 1995, durante a época chuvosa, e entre maio e julho de 1996, durante o período de seca. A dualidade de estações torna os mosaicos do satélite JERS-1 capazes de identificar regiões ocasionalmente e permanentemente inundadas (Figura 5.5). Os mosaicos variam em tamanho em função da localização, no entanto a dimensão média é de 5°×5°.

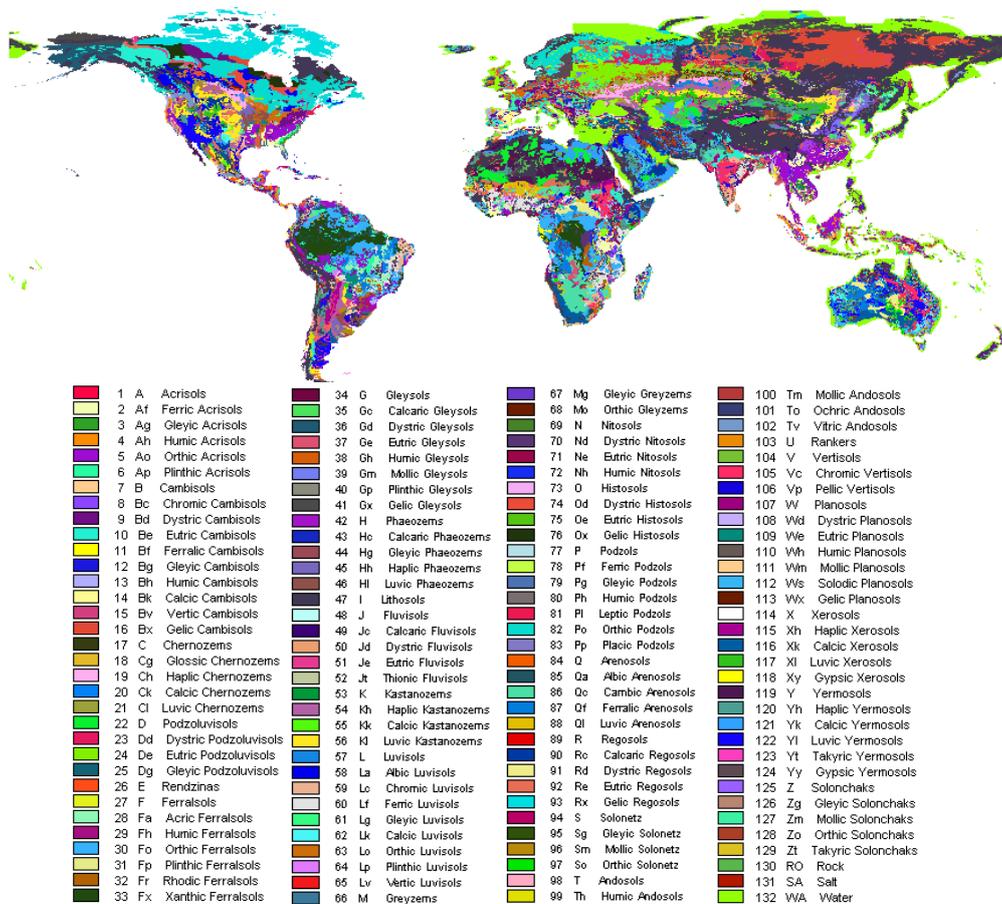


Figura 5.4 – Mapa de classificação de solos (FAO, 1995).

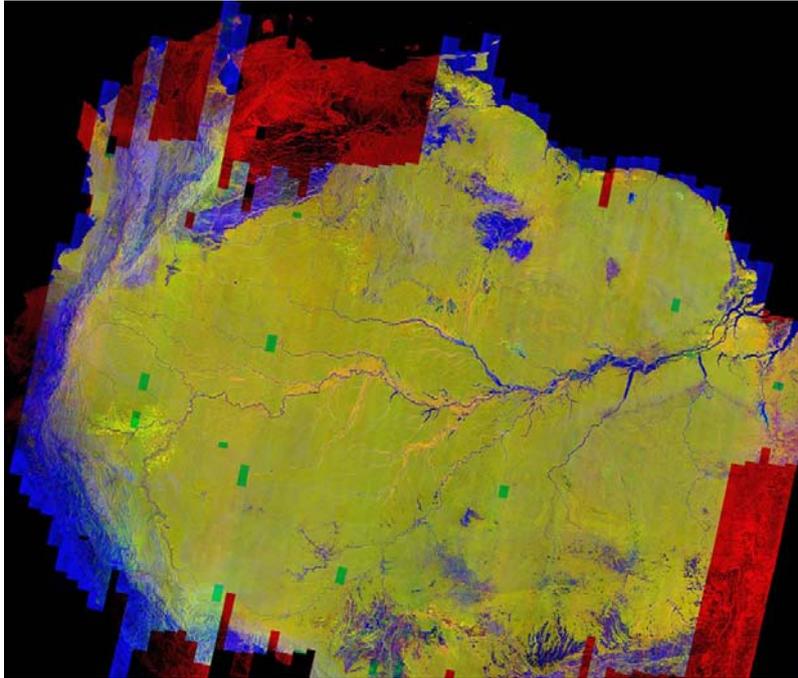


Figura 5.5- Composição de mosaicos do satélite JERS-1 para a floresta Amazônica. Nesta imagem, as reflectâncias do período chuvoso, do período seco e da textura do período seco são classificadas em tons de vermelho, amarelo e azul respectivamente (Fonte: Siqueira *et al.*, 2004).

O produto adotado neste trabalho é o resultado da classificação realizado por Martinez e Le Toan (2007). Os autores classificaram os mosaicos que cobrem a bacia Amazônica em 8 classes distintas, em função da condição de inundação e do tipo de vegetação. São elas:

1. água permanente;
2. floresta ocasionalmente inundada;
3. floresta não inundada;
4. savana não inundada;
5. área não vegetada/vegetação rasteira ocasionalmente inundada;
6. floresta permanentemente inundada;
7. savana ocasionalmente inundada;

8. vegetação submersa.

De acordo com os autores, a precisão da classificação foi estimada em mais de 90% para áreas de floresta e 70% para vegetações rasteiras devido à baixa sensibilidade da banda L a esse tipo de vegetação e também a superfícies suaves. A precisão foi calculada utilizando-se o coeficiente Kappa que leva em conta todos os elementos na matriz de erros e não apenas elementos diagonais. O coeficiente Kappa indica quando os resultados da classificação são significativamente melhores que os resultados gerados aleatoriamente.

5.2.6. Altimetria espacial

O ENVISAT orbita a uma altitude de, aproximadamente, 800 km de altitude com um período de revisita de 35 dias, disponibilizando observações da superfície de águas continentais e oceanos entre as latitudes 82,4°N e 82,4°S, com um espaçamento entre traços sobre o Equador de ~85 km e uma resolução ao longo do traço entre medições de 350m. Os dados ENVISAT são distribuídos pela ESA sob a forma do *Geophysical Data Records* (GDRs). Os parâmetros necessários para o cálculo de níveis de água no domínio continental foram obtidos da base de dados multi-missão do GDR, mantido pelo *Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère* (CTOH) no LEGOS. Esses parâmetros incluem correções geofísicas que levam em conta atrasos do pulso radar na propagação nas camadas da troposfera e ionosfera. A série de dados empregados neste trabalho tem início em outubro de 2002 até outubro de 2006, correspondendo às passagens, ou ciclos, 009 ao 52 (Tabela 5.2). Alguns ciclos são inexistentes, dependendo do traço do satélite. Entretanto, o satélite ainda está em funcionamento, o que quer dizer que a série de dados altimétricos atualmente disponível é ainda maior.

Tabela 5.2 – Principais características da missão ENVISAT.

Disponibilidade dos dados	Traços	Ciclos	Altitude	Inclinação da órbita	Distância inter-traço sobre o Equador	Período de revisita	Tratamento de ecos do radar	Frequência de medidas	Distância entre 2 medidas
10/2002 – 10/2006	005 – 994	009 – 52	800 km	98,5°	80 km	35 dias	Ocean, Ice-1, Ice-2, Sea Ice	20 Hz	350m

Conforme demonstrado em estudos anteriores, é igualmente possível monitorar

níveis de água utilizando outras bases de dados altimétricas, em particular os dados altimétricos oriundos dos satélites T/P e Jason-1&2. Ambos os satélites apresentam maior refinamento nas séries temporais (10 dias). No entanto, possuem maior distância entre traços (315 km). Algumas configurações específicas empregando múltiplas bases de dados permitem melhorar ambas as resoluções espaciais e temporais (Leon *et al.*, 2006a,b; Calmant e Seyler, 2006). Entretanto, foi demonstrado que essas bases têm uma pior precisão quando comparadas com o ENVISAT (Frappart *et al.*, 2006a). Decidiu-se, portanto, por restringir o uso de dados ENVISAT neste estudo de maneira a manter a alta precisão nas séries altimétricas.

Estimativas mais precisas desses dados são obtidas a partir da utilização de procedimentos refinados conhecidos como tratamento de ecos do radar (*altimeter waveform retracking*). Esses tratamentos consistem no pós-processamento de ecos do radar de maneira a obter melhores estimativas que aquelas fornecidas pelos algoritmos de tratamento a bordo do satélite (Frappart *et al.*, 2006a).

Para a missão ENVISAT, quatro tratamentos distintos são operacionalmente aplicados aos dados brutos, resultando em estimativas precisas da altimetria. Cada um foi desenvolvido para uma resposta de superfície específica: uma para oceanos (OCEAN), duas para calotas polares (ICE-1&2) e outra para gelos oceânicos (*icebergs*) (SEA ICE). Deve-se ressaltar que nenhum deles foi desenvolvido para o processamento de ecos de radar coletados em águas continentais (Fu e Cazenave, 2001).

Tabela 5.3 – Erro *RMS* entre níveis de água observados *in situ* e resultantes de cada algoritmo de tratamento usados nos dados ENVISAT (Frappart *et al.*, 2006).

Rio	Estação de referência	Posição do traço ENVISAT (km)	Erro <i>RMS</i> (m)			
			Ocean	Ice-1	Ice-2	Sea Ice
	Tabatinga	20 (montante)	0.27	0.4	0.32	1.37
Solimões	Manacapuru	43,5 (montante)	0.27	0.2	0.86	0.69
Solimões	Manacapuru	43,5 (jusante)	0.31	0.27	0.29	0.21
Amazonas	Obidos	5,25 (jusante)	0.26	0.26	0.58	0.4
Negro	Curicuriari	29 (montante)	0.12	0.07	0.1	0.13
Negro	Tapuruquara	15,5 (montante)	0.5	0.35	0.42	0.33
Negro	Tapuruquara	47,5 (jusante)	0.42	0.12	0.23	0.14
Negro	Manaus	29 (montante)	0.31	0.11	0.56	0.32

Com o objetivo de verificar a qualidade das séries produzidas por cada tipo de tratamento, Frappart *et al.* (2006a) compararam as saídas dos algoritmos com dados observados *in situ* em diferentes localidades na Amazônia. Os resultados da análise são apresentados na Tabela 5.3. Verifica-se que, de maneira geral, o algoritmo ICE-1 produz

séries mais consistentes com os dados observados *in situ*. Portanto, adotou-se, neste trabalho, as séries resultantes desse algoritmo.

5.2.6.1. Aquisição de dados altimétricos

Estações virtuais foram extraídas automaticamente de acordo com um dos procedimentos descritos por Roux *et al.* (2009). O procedimento utiliza a classe “água permanente” (AP) obtida na classificação de imagens JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007), descrita anteriormente, e traços do satélite para identificar EVs. Dados altimétricos coincidentes geograficamente aos píxeis classificados como AP são selecionados. O valor mediano do conjunto de medições extraídas em um dado ciclo é usado para a produção da série temporal de alturas em uma dada EV. A mediana torna-se mais apropriada na medida que atenua o efeito causado por medidas altimétricas inconsistentes. A Figura 5.6 ilustra um exemplo de como a mediana pode atenuar o efeito de pontos inconsistentes na série de medições altimétricas.

Falhas no processo de classificação de imagens de satélite para a aquisição da distribuição espacial da cobertura do solo (Martinez e Le Toan, 2007) e limitações no georreferenciamento e ortorretificação das imagens JERS-1 (Sheng e Alsdorf, 2005) podem resultar na aquisição de medidas altimétricas fora de rios, fornecendo alturas das copas das árvores. Nesse caso, uma inspeção visual torna-se necessária. Esse assunto, seguido de uma metodologia para a redução dos ruídos advindos dessas limitações da seleção automática, é abordado com maiores detalhes no Capítulo 7.

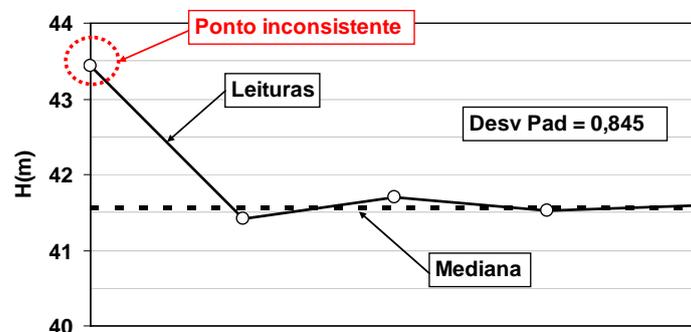


Figura 5.6 – Exemplo cálculo da mediana do conjunto de medições altimétricas com um ponto inconsistente.

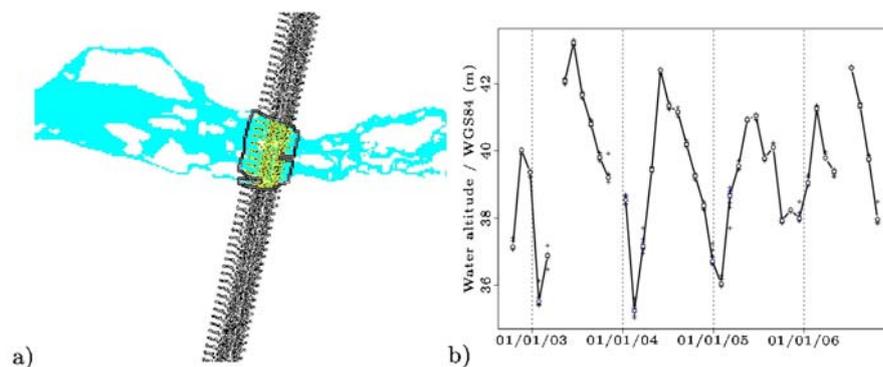


Figura 5.7 – Exemplo de seleção de uma EV: a) interseção entre a classe “água permanente” extraída da classificação de imagens JERS-1 e o traço do satélite ENVISAT; b) série temporal da altura da água do rio correspondente aos dados selecionados (Roux *et al.*, 2009).

5.3. Obtenção de informações hidrológicas a partir de MNTs

A extração de informações hidrológicas a partir de MNTs é um passo necessário durante processos de modelagem que utilizam modelos hidrológicos distribuídos. Normalmente, métodos automáticos são utilizados na extração de tais informações. Entretanto, erros oriundos de limitações do processo de aquisição dos dados topográficos ou ainda dos efeitos da cobertura do solo podem produzir erros na extração da rede de drenagem e delimitação de bacias a partir de métodos convencionais de processamento de MNTs. Verifica-se na literatura um grande esforço na tentativa de melhor reproduzir direções de drenagem em superfícies planas e planícies de inundação. Entretanto, dados complementares são essenciais na extração de informações hidrológicas consistentes a partir de MNTs nessas áreas. Será demonstrado neste capítulo que abordagens tradicionais de pré-processamento de MNTs, como aquela conhecida por “*stream burning*”, sofrem de limitações ao fornecer mapas de direções de drenagem e delimitações de bacias quando regiões planas são extensas. Alternativamente, propõe-se um novo método que considera informações adquiridas por sensoriamento remoto para realizar um processo de dupla modificação do MNT. Nesse sentido, o MNT passa por um primeiro tratamento tendo reduzidas as elevações dos píxeis correspondentes aos rios principais reconhecidos por uma rede hidrográfica digital já existente e, em seguida, as planícies de inundação a partir do reconhecimento dessas regiões provenientes da classificação de imagens multi-temporais do satélite SAR JERS-1. Um sistema de equações é utilizado para produzir uma variação de elevação entre píxeis desde o curso do rio até a outra extremidade da região inundada em função da distância mínima entre

um píxel e a rede hidrográfica digital, a qual é calculada a partir de uma transformação de distâncias. A nova abordagem é aplicada a uma bacia localizada na bacia Amazônica. A região em questão é caracterizada pelas grandes extensões de planícies de inundação. A delimitação de bacias resultante da nova abordagem é comparada com aquelas obtidas pelo processamento de outros MNTs modificados ou não por outras abordagens tradicionais. Todo o processo metodológico da abordagem proposta e resultados obtidos estão descritos no Anexo F no formato de artigo publicado no periódico *Hydrological Processes* (Getirana *et al.*, 2009a).

5.4. Discretização espacial da bacia hidrográfica

A necessidade de modelar o comportamento hidrológico de grandes bacias estabelecida tanto pelo planejamento dos recursos hídricos na escala regional quanto pelo avanço da modelagem de circulação global, definiu a estrutura computacional dos modelos distribuídos de grandes bacias. A malha de células quadradas, sendo a maneira mais prática de representar grandes porções da superfície terrestre e de se adaptar aos modelos climáticos, com tamanhos variando entre desde $0,1^\circ$ a valores superiores a $1,0^\circ$, foi adotada pela comunidade hidróloga desde o fim da década de 60 até a atualidade. A adoção de baixas resoluções espaciais na modelagem hidrológica vai contra as tendências tecnológicas que propiciam atualmente informações da superfície terrestre coletadas por satélites em resoluções cada vez maiores e erros reduzidos. Neste caso, tende-se a perder informações úteis, as quais são, atualmente, facilmente adquiridas na Internet. Essa asseveração é particularmente justa ao tratar-se de modelagens hidrológicas sem o acoplamento ou interação com MCGs (também chamado de modelagem *off-line*). Enquadrado neste contexto, buscou-se neste trabalho uma melhor representação da representação computacional da região de estudo.

Técnicas que permitem a transferência de informações obtidas em escalas com maior detalhe para escalas de menor detalhe (*upscaling*) buscam incorporar características hidro-geo-morfológicas resultantes do processamento de dados de alta resolução espacial às malhas de baixa resolução espacial. Pode-se atribuir à abordagem GRU na modelagem hidrológica de grandes bacias o pioneirismo nesse tipo de procedimento. Esta abordagem busca informações da distribuição da cobertura e tipo dos

solos fornecidas normalmente em imagens de alta resolução e associa-as às unidades computacionais de baixa resolução do modelo. Tem-se, também, como exemplo, as direções de drenagem das células da malha. Técnicas obsoletas utilizam elevações médias da malha de baixa resolução para a obtenção dessa informação. Métodos mais recentes utilizam MNTs de alta resolução na geração da hidrografia digital, permitindo a determinação das direções em baixa resolução com uma maior precisão. Outra informação extraída seguindo o mesmo procedimento é o comprimento do rio representativo de uma dada célula computacional. Procedimentos de técnicas de *upscaling* para a aquisição de informações hidrográficas são descritos em Olivera *et al.* (2002), Reed (2003), Paz *et al.* (2006), Shaw *et al.* (2005), Paz e Collischonn (2007) e Paz *et al.* (2008).

O modelo MGB-IPH trabalha, a princípio, com malhas de células quadradas na representação de bacias hidrográficas. Apesar dos avanços trazidos pelas técnicas de *upscaling*, restam, ainda, limitações inerentes à modelagem hidrológica com malhas de baixa resolução espacial.

Ao se tratar da utilização da altimetria por satélite, EVs podem aumentar significativamente a quantidade de locais onde registros de vazões ou qualquer outra variável hidrológica simulada pelo modelo podem ser requisitados. EVs podem encontrar-se próximas o suficiente uma das outras para que sejam abrangidas por uma mesma célula computacional, mesmo quando essas estações pertencerem a rios distintos (o rio representativo da célula e seu afluente, por exemplo). Para se aproveitar ao máximo a disponibilidade de dados de estações virtuais, seria necessário, assim, a redução da malha para resoluções possivelmente não justificáveis em termos de custos computacionais. A Figura 5.8 apresenta quatro exemplos de discretizações em malhas quadradas com tamanhos de células distintos: $0,05^\circ$ (~5 km); $0,10^\circ$ (~10 km); $0,25^\circ$ (~25 km); e $0,50^\circ$ (~50 km). Traços nas cores vermelho, azul e verde correspondem, respectivamente, aos satélites ENVISAT, T/P-1 e T/P-2. Nota-se que, para tirar maior proveito de todas as informações oferecidas pela altimetria espacial, seria necessário um maior refinamento na discretização da região. Caso contrário, séries altimétricas são perdidas.

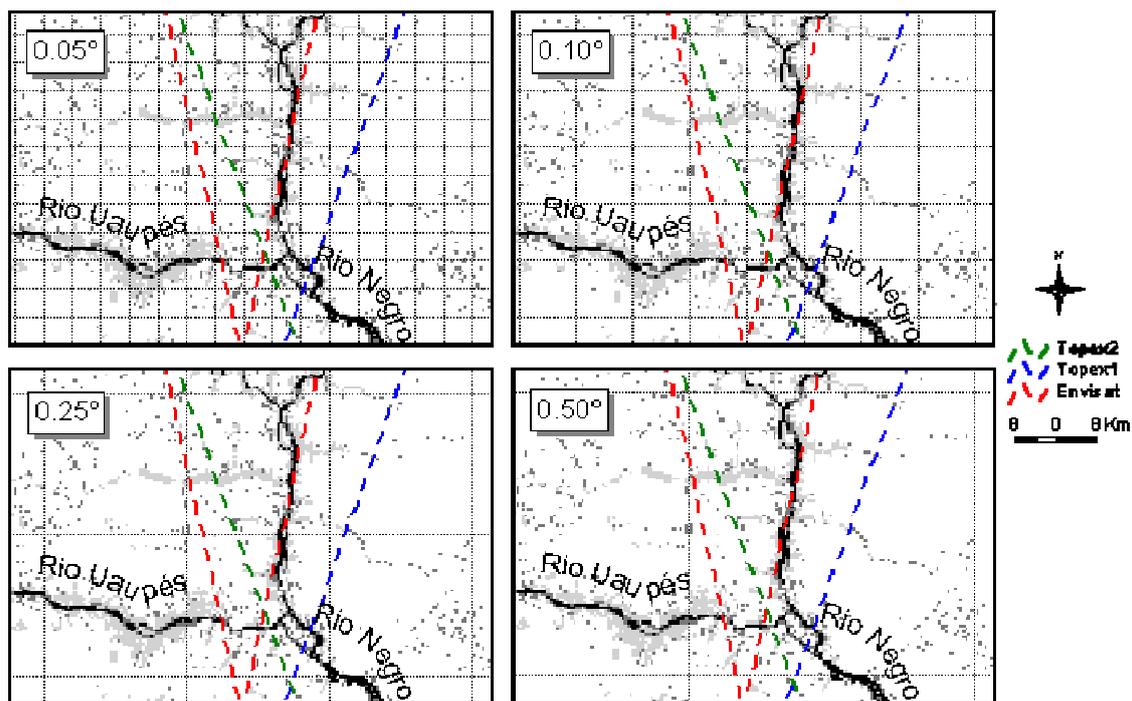


Figura 5.8 – Aproveito de séries altimétricas em função da discretização espacial de modelos hidrológicos.

Outra limitação a respeito das células quadradas é o cálculo das áreas de drenagem de bacias. Erros podem ocorrer em função do tamanho e forma das bacias e da resolução adotada para o modelo. Com o intuito de verificar a influência desses fatores na aquisição de áreas das estações fluviométricas da bacia do rio Negro, a região foi discretizada em células quadradas de três resoluções: 0,05°, 0,10° e 0,25° (~5 km, ~10 km e ~25 km, respectivamente). Em seguida, compararam-se os resultados obtidos para todas as 31 sub-bacias com áreas que variam desde 611 km² a 712.451 km², com aqueles obtidos anteriormente com a resolução espacial de 0,002° (~200m), adotada como referência. Verifica-se que a redução de resolução das células computacionais causa o aumento do desvio dos valores de áreas de drenagem. A Tabela 5.4 apresenta os valores absolutos das áreas de drenagem calculadas com base nas diferentes resoluções, enquanto a Figura 5.9 ilustra os desvios em função das áreas de drenagem e resoluções.

Tendo em vista todas essas limitações na boa representação computacional de bacias hidrográficas, propõe-se neste estudo uma nova abordagem de discretização, baseada na delimitação de sub-bacias elementares, ou mini-bacias de dimensões e formas que variam em função de características geomorfológicas da área de estudo. Assim, o desvio na delimitação de bacias é minimizado, uma vez que as mesmas são

obtidas a partir do MNT de alta resolução. Além disso, a nova abordagem permite a definição de células computacionais em qualquer local da região de estudo, suprimindo a questão das diversas estações virtuais numa mesma célula computacional.

Tabela 5.4 – Áreas de drenagem obtidas com base no MNT de resolução 0,002° e nas células computacionais de resoluções iguais a 0,05°, 0,10° e 0,25°.

ID	Estação	Área de drenagem			
		0,002°x0,002°	0,05°x0,05°	0,10°x0,10°	0,25°x0,25°
1	Pari Cachoeira	1.967	1.890	2.107	1.549
2	Cunuri	4.576	4.492	4.585	4.647
3	Uaracu	40.065	40.050	39.397	41.813
4	Taraqua	44.255	44.109	43.734	44.911
5	Louro Poco	4.598	4.677	4.460	4.646
6	Missão Icana	23.289	23.351	23.288	23.226
7	Cucui	71.132	70.873	71.456	69.661
8	Sao Felipe	122.080	121.482	122.124	115.341
9	Curicurari	191.787	191.553	191.508	192.780
10	Jus. da Cachoeira	13.379	13.415	13.755	12.392
11	Serrinha	291.150	291.087	291.003	294.228
12	Missão Auaris	611	649	742	773
13	Uaicás	15.520	15.555	14.967	16.234
14	Fazenda Cajupira	36.446	36.460	35.501	37.881
15	Mocidade	43.504	43.569	42.425	44.836
16	Fazenda Passarão	49.709	49.845	48.732	50.246
17	Fazenda Bandeira	3.241	3.180	3.210	4.631
18	Maloca do Contão	5.896	5.620	5.929	6.175
19	Vila Surumu	2.279	2.317	2.101	2.317
20	Bom Fim	10.025	10.028	9.904	8.512
21	Posto Funai	9.708	9.933	10.150	10.057
22	Fé e Esperança	12.558	12.533	12.997	13.151
23	Mucajá	20.140	20.208	20.549	19.341
24	Caracará	126.085	126.327	125.060	126.014
25	Missão Catrimani	6.008	5.944	5.944	6.966
26	Ajuricaba	18.036	18.209	18.333	17.807
27	Jalauaca	23.440	23.878	24.033	23.228
28	Vila Conceição	6.961	7.249	7.558	7.744
29	Base Alalau	7.200	7.218	7.311	7.745
30	Fazenda São José	5.667	5.576	5.824	6.195
31	Manaus	712.451	712.000	711.389	716.006

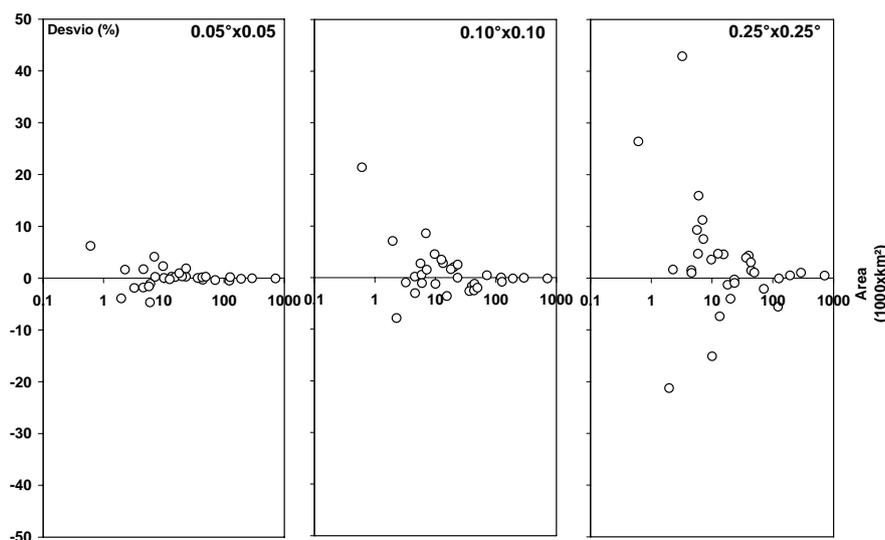


Figura 5.9 - Desvio entre áreas de drenagem estimadas pela resolução de referência (0,002°) e pelas células computacionais de resoluções de 0,05°, 0,10° e 0,25°.

Uma grande peculiaridade da utilização de mini-bacias é a alteração da topologia das células computacionais. As malhas quadradas apresentam uma estrutura topológica de três direções: horizontal, vertical e diagonal. Com a utilização de mini-bacias, essa estrutura dá lugar a outra onde a topologia das células computacionais respeita as direções de fluxo definidas pelo MNT de alta resolução.

O programa “GeraBac” foi desenvolvido no intuito de substituir o programa “PREPARA”, necessário para a geração do arquivo “CELL.HIG” (Anexo B), o qual armazena os metadados das células computacionais do modelo computacional da região de estudo (Seção 5.2). A esse programa, acoplou-se um algoritmo responsável pela inserção de exutórios, distribuídos na bacia hidrográfica, que definirão as mini-bacias. Esse algoritmo demanda os arquivos matriciais binários de direção de fluxo e área de drenagem acumulada (A_{dac}) da região em questão. No caso de haver exutórios pré-definidos, um outro arquivo matricial binário com as correspondentes localizações dos mesmos também é requisitado. A área de drenagem máxima (A_{max}) das mini-bacias também deve ser fornecida. A partir do píxel de maior A_{dac} na imagem, segue-se o caminho pelo curso principal, de jusante a montante, verificando se a área incremental entre o exutório da mini-bacia e o píxel lido ultrapassa A_{max} . Ao ultrapassar, marca-se o exutório de uma nova mini-bacia no píxel anterior. Ao haver exutórios pré-definidos, estes são preservados, forçando a criação de novas mini-bacias nesses locais. O processo é repetido enquanto houver píxeis não lidos com A_{dac} superior a A_{max} . O cálculo do comprimento dos rios principais é efetuado simultaneamente a esse processo.

A abordagem foi implementada para a bacia do rio Negro. Dentre estações fluviométricas *in situ* e virtuais, 197 exutórios foram pré-definidos. Estabeleceu-se $A_{max}=600$ km². Esta área é equivalente àquela de uma célula computacional de dimensões ligeiramente inferiores a 0.25°. Ao fim do processamento de dados, obteve-se um total de 1.746 mini-bacias. A Figura 5.10 mostra a distribuição das células computacionais quadradas/mini-bacias e as respectivas redes de drenagem para todas as resoluções mencionadas anteriormente (0.05°, 0.10°, 0.25° e mini-bacias).

Verifica-se um aumento de 50% no número de unidades computacionais em relação à resolução de 0.25°. Isto se deve à geração ocasional de mini-bacias de áreas reduzidas localizadas em trechos de rios entre dois afluentes de áreas de drenagem

superiores a A_{max} . Um exemplo dessa situação é ilustrado na Figura 5.11.

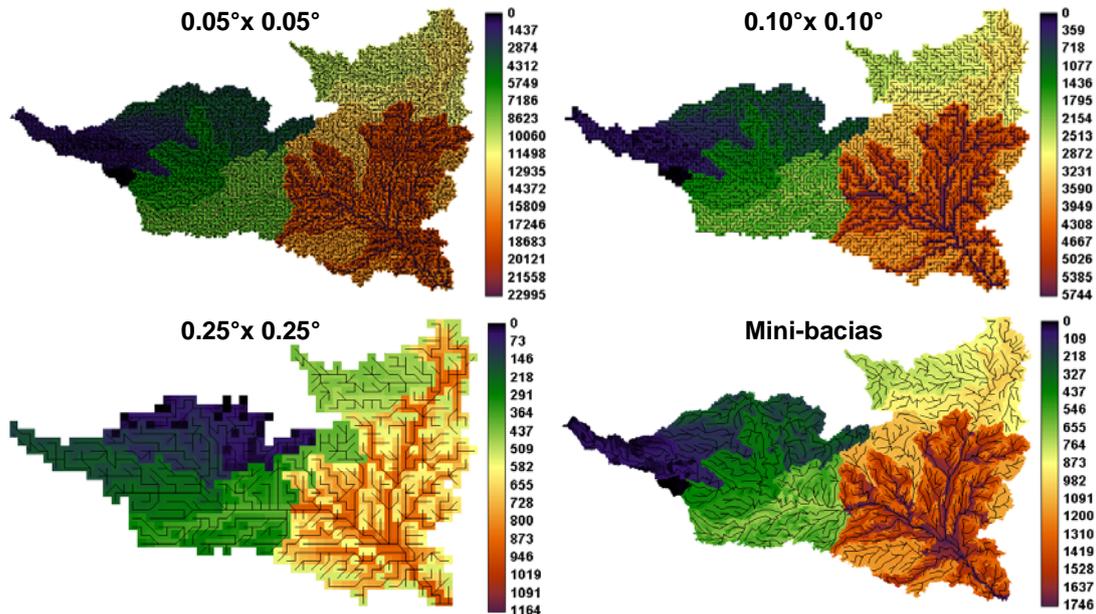


Figura 5.10 – Discretização da bacia do rio Negro por três resoluções de células computacionais ($0,05^\circ$, $0,10^\circ$ e $0,25^\circ$) e por mini-bacias de áreas variadas.

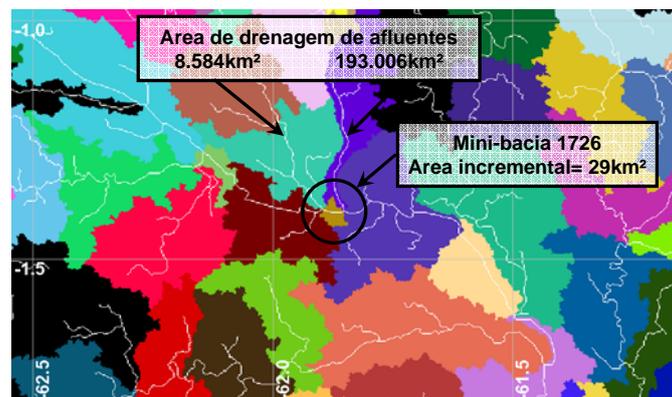


Figura 5.11 – Limitação da discretização em mini-bacias: não existe um mínimo estabelecido para áreas de células computacionais.

Por outro lado, estas mini-bacias evitam a presença de dois rios principais numa mesma célula computacional quadrada, problema já discutido por Paz *et al.* (2005). Com o objetivo de eliminar essa limitação, enquanto que as células quadradas necessitam de regras para definir um curso como principal nos casos onde mais de um rio cruzam a célula (Reed, 2003; Paz *et al.*, 2005), uma mini-bacia terá sempre um curso principal somente. A Figura 5.12 ilustra o resultado final do processo de discretização espacial em mini-bacias para a bacia do rio Negro.

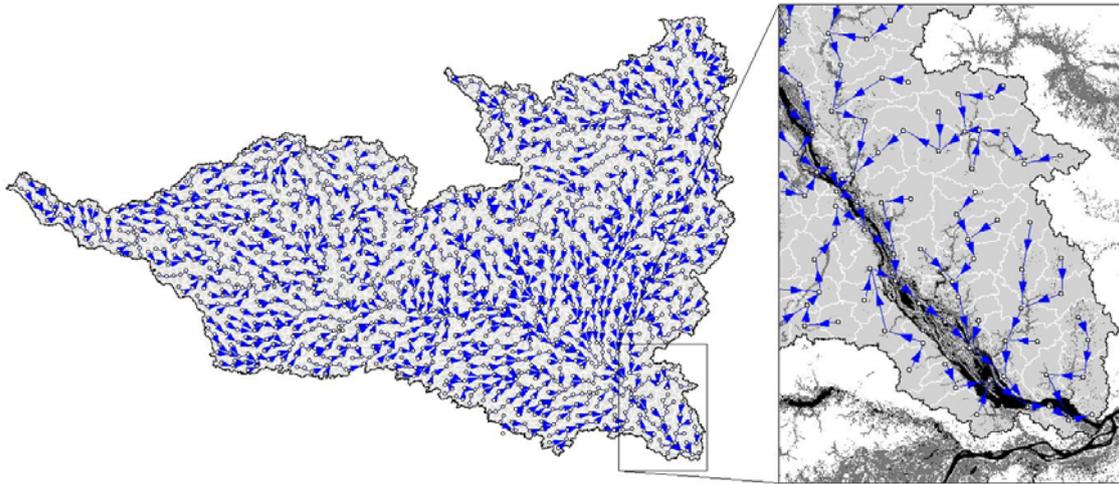


Figura 5.12 – Representação computacional da bacia do rio Negro. Linhas brancas delimitam mini-bacias. Canais (vetores azuis) conectam centróides de mini-bacias indicando as direções para o cálculo da propagação. A direita, um detalhe da parte inferior do rio Negro.

Conforme descrito no Capítulo 2, os tempos de retardo dos reservatórios superficial e sub-superficial são calculados em função do tempo de concentração característico no interior da célula pela fórmula de Kirpich [Eq. (2.21)]. A substituição das células quadradas por mini-bacias possibilita a aquisição de valores de L_i mais coerentes com a realidade. Outro algoritmo, responsável pelo cálculo do comprimento entre o exutório de uma mini-bacia e o píxel mais distante do mesmo, sempre respeitando as direções de fluxo dos píxeis vizinhos, foi implementado no programa GeraBac. Normalmente, esse comprimento é equivalente ao comprimento do rio principal da célula computacional, mas podem ocorrer exceções, caso o trecho do rio principal na mini-bacia receba um afluente de comprimento superior ao seu. Essa informação foi introduzida para cada célula computacional no arquivo “CELL.HIG”. Utilizam-se os centróides como coordenadas das mini-bacias. Outras informações encontradas no arquivo “CELL.HIG” são adquiridas através do MNT (declividade do rio principal e alturas extremas) ou da classificação de vegetação/cobertura e tipo dos solos (GRUs). Esse último será descrito a seguir.

5.5. Geração de GRUs

Conforme mencionado anteriormente, os blocos são obtidos através da superposição entre as classes de coberturas e tipos de solos. Esta superposição, combinada com a distribuição das células computacionais, possibilita identificar a fração

das GRUs em cada mini-bacia.

Os produtos gerados pela FAO (1995) e Martinez e Le Toan (2007) foram usadas para o reconhecimento dos tipos e cobertura dos solos, respectivamente. As resoluções de ambas as imagens foram padronizadas para a resolução de referência (0,002°) e, em seguida interpostas. 24 blocos foram gerados em toda a extensão da bacia do rio Negro. Entretanto, a variação do número de parâmetros do modelo é linear ao número de blocos. Portanto, blocos com coberturas de áreas consideradas como desprezíveis foram associadas a outros blocos de mesmas características de cobertura vegetal ou pedológicas. O número de blocos na bacia foi, então, restrito a 11, os quais são apresentados na Figura 5.13.

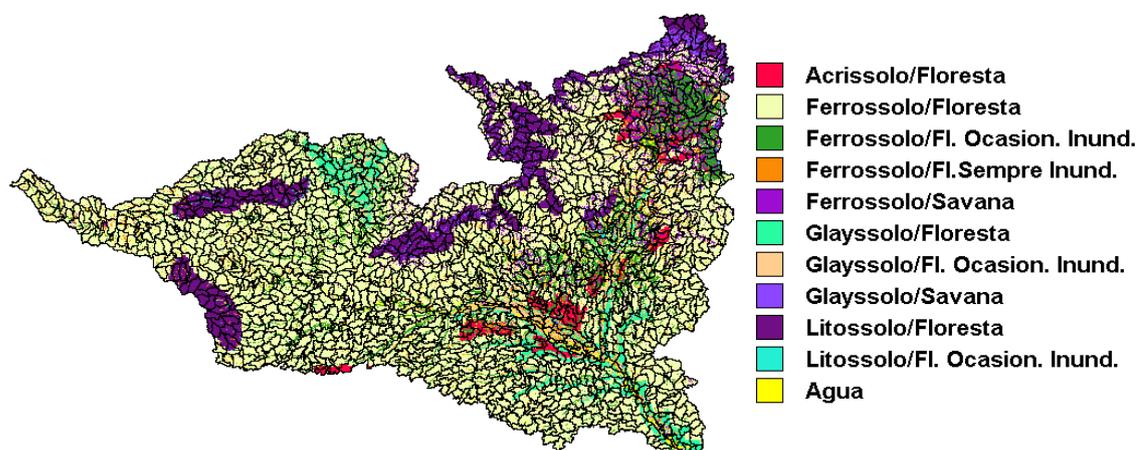


Figura 5.13 – Mini-bacias e distribuição espacial dos blocos considerados neste trabalho.

A última etapa do programa GeraBac é ler o arquivo matricial binário resultantes dos procedimentos para a geração das GRUs descritos acima, calcular as frações em cada mini-bacia é imprimir estes valores no arquivo “CELL.HIG”.

5.6. Distribuição espaço-temporal dos forçantes climatológicos

Conforme visto anteriormente, apesar de haver registros de 156 estações pluviométricas distribuídas no interior da bacia do rio Negro e em seu entorno, somente 136 apresentam dados durante o período de 27 anos entre 1980 e 2006. Esse valor pode ser ainda menor, em função da frequência de leituras apresentada por cada série histórica. Para o melhor proveito da maior disponibilidade de dados possível, analisou-se

a distribuição espaço-temporal dessas estações.

Uma técnica freqüentemente utilizada para a determinação de campos de chuva, e que é igualmente adotada neste estudo, é o método de interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado. A equação a seguir descreve como obter a precipitação em uma célula computacional.

$$P_i = \frac{\sum_{p=1}^{npi} p_p}{\sum_{p=1}^{npi} d_{p,i}^2} \bigg/ \frac{\sum_{p=1}^{npi} 1}{\sum_{p=1}^{npi} d_{p,i}^2} \quad (5.1)$$

onde P_i [mm/dia] é a precipitação na célula computacional i , p_p é a precipitação na estação pluviométrica p , $d_{p,i}$ representa a distância entre a estação p e o centro célula computacional i e npi corresponde ao número de estações pluviométricas usadas para obter a P_i . O centróide da mini-bacia foi usado no cálculo das distâncias.

De maneira a limitar o número de estações pluviométricas, evitando aquelas distantes o suficiente para que não reproduzam desnecessariamente os correspondentes comportamentos pluviométricos em uma dada mini-bacia, estabeleceu-se como $d_{p,i}$ máxima, para uma dada mini-bacia e em um dado passo de tempo, aquela duas vezes maior que a distância entre o centróide da mini-bacia e a estação pluviométrica mais próxima com dados disponíveis. Ressalta-se que a cada passo de tempo, são consideradas somente as estações com dados disponíveis naquele instante. O processo foi executado para quatro sub-períodos [(1980-1987), (1988-1996), (1997-2001) e (2002-2006)], onde verificou-se rompimentos marcantes na disponibilidade de dados. Buscou-se quantificar: i) a quantidade de estações com alguma disponibilidade de dados; ii) a fração de dados disponíveis por cada estação; iii) a média percentual das frações de todas as estações disponíveis em um sub-período; iv) o número de estações utilizadas para a interpolação de cada mini-bacia; e ; vi) a distância média entre elas.

A Tabela 5.5 lista a quantidade de estações com dados disponíveis e a média percentual de observações em cada sub-período. Verifica-se que há um aumento tanto na quantidade de estações quanto na freqüência de leitura de dados entre os dois primeiros sub-períodos e os dois últimos. Isto se deve à implantação de novas estações ao longo desses 27 anos e à melhor qualidade nas práticas de coleta, manipulação e

disponibilização de dados. Nota-se, por outro lado, um decréscimo na média de frequências de observações no sub-período (2002-2006). Esse fato pode ser explicado pelo fim prematuro das séries de estações colombianas e venezuelanas disponibilizadas, que terminam nos anos de 2004/2005.

Tabela 5.5 – Número de estações pluviométricas e razão entre o percentual observações disponíveis por período usadas para a interpolação nos períodos (1980-1987), (1988-1996), (1997-2001) e (2002-2006).

Período	Quantidade de estações	Observações disponíveis (%)
1980-1987	91	69
1988-1996	99	68
1997-2001	101	82
2002-2006	107	79

A distribuição espacial dessas estações, a disponibilidade de dados individual e o número de estações usado na interpolação de cada mini-bacia são apresentados na Figura 5.14. Com base nas quatro imagens, pode-se identificar algumas regiões com carência de monitoramento. O procedimento de interpolação busca estações mais distantes e, portanto, com maior margem de distância máxima. Essas grandes distâncias reduzem a consistência dos campos de chuva gerados. Por outro lado, a instalação de novas estações reduz o número de manchas vermelhas nas imagens que representam os sub-períodos de (1997-2001) e (2002-2006). A distância média entre o centróide de uma mini-bacia e as estações usadas para a interpolação indicam distribuições semelhantes àquelas apresentadas pelo número de estações por mini-bacias (Figura 5.15).

Com base na disponibilidade de dados de chuva, preferiu-se adotar o período entre 1997 e 2006 para a modelagem hidrológica da bacia do rio Negro. Esse período é consistente com a disponibilidade de estações fluviométricas com dados de vazão. Verifica-se que uma série de estações fluviométricas foram instaladas em meados dos anos 80 e 90 (Tabela 4.3). Além disso, o sub-período de (2002-2006) confere com o período de operação do satélite ENVISAT.

Tabela 5.6 – Precipitações mínimas máximas e médias na bacia do rio Negro para o período de 1997-2006 e nas estações do ano DJF, MAM, JJA e SON.

Estações do ano	Precipitação média (mm/dia)		
	Min.	Max.	Média
DJF	1,45	12,10	5,63
MAM	4,05	16,60	9,51
JJA	2,13	15,14	8,30
SON	2,17	9,95	5,22
1997-2006	3,26	11,93	6,53

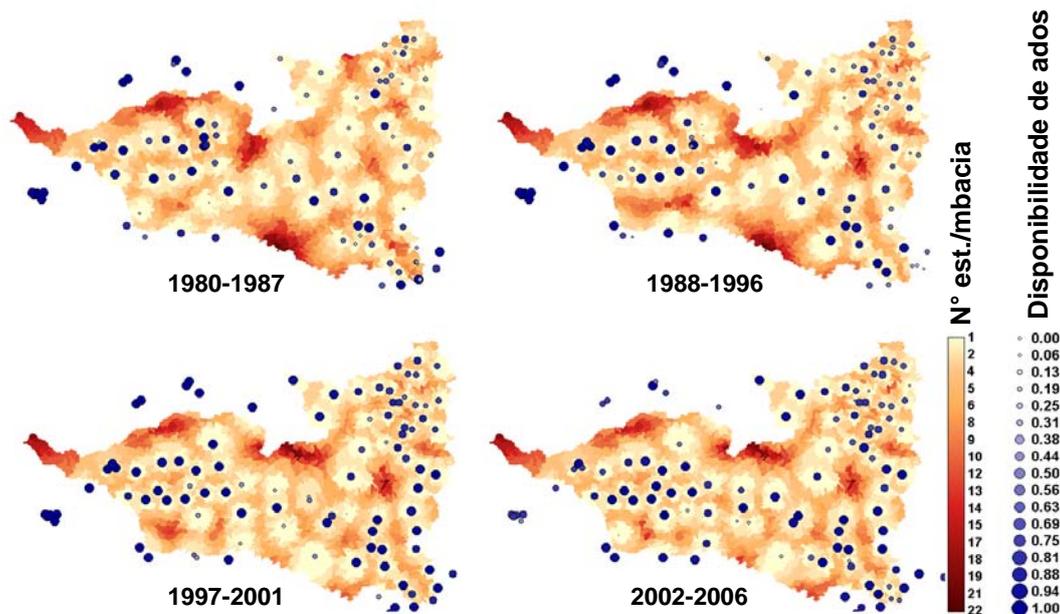


Figura 5.14 – Interpolação dos dados de chuva entre os anos de 1980 e 2006. Os círculos representam as estações pluviométricas distribuídas na região. Tamanhos e tons de azul variam em função da disponibilidade de dados durante o período definido sob cada imagem. Apenas estações munidas de registros durante cada intervalo são apresentadas. Os tons de vermelho que colorem as micro-bacias correspondem ao número de estações utilizadas na interpolação, seguindo a Eq. (5.1).

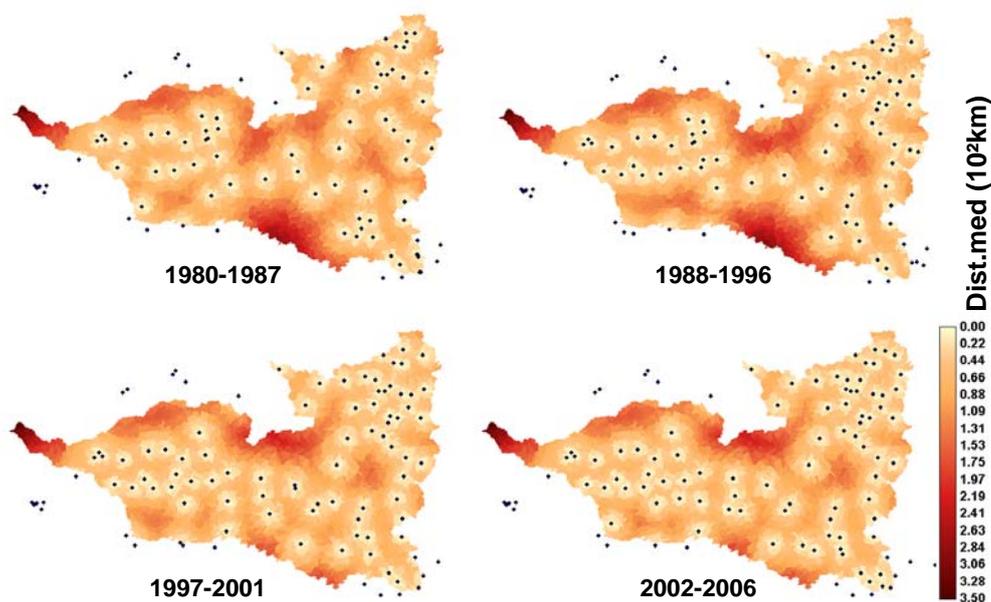


Figura 5.15 – Interpolação dos dados de chuva entre os anos de 1980 e 2006. Os tons de vermelho que colorem as micro-bacias correspondem às distâncias médias entre o centróide das mesmas e as estações utilizadas para a obtenção das séries pluviométricas, segundo o período definido sob as imagens. Os círculos correspondem às estações pluviométricas com disponibilidade de dados durante os respectivos intervalos.

O processo de interpolação da precipitação foi, então, realizado para os 10 anos do período entre 1997 e 2006. O Anexo D apresenta a disponibilidade de dados mensais ao longo dos 10 anos para cada estação pluviométrica utilizada na interpolação. Durante esse período, ocorre uma chuva média em toda a bacia de 6,53 mm/dia, variando de 3,26 mm/dia na mini-bacia mais seca a 11,93 mm/dia na mini-bacia mais úmida (Tabela 5.6). Essa diferença corresponde a uma amplitude de variação espacial de mais de 260%. A chuva apresenta também alguma variação temporal. As estações úmidas MAM (Março-Abril-Maio) e JJA (Junho-Julho-Agosto) têm precipitações médias de 9,51 mm/dia e 8,30 mm/dia, respectivamente, enquanto que as estações mais secas SON (Setembro-Outubro-Novembro) e DJF (Dezembro-Janeiro-Fevereiro) têm precipitações médias de 5,22mm/dia e 5,63mm/dia, respectivamente, correspondendo a uma variação máxima média de mais de 80%. A Figura 5.16 ilustra a distribuição espacial das anomalias da precipitação média por estação do ano.

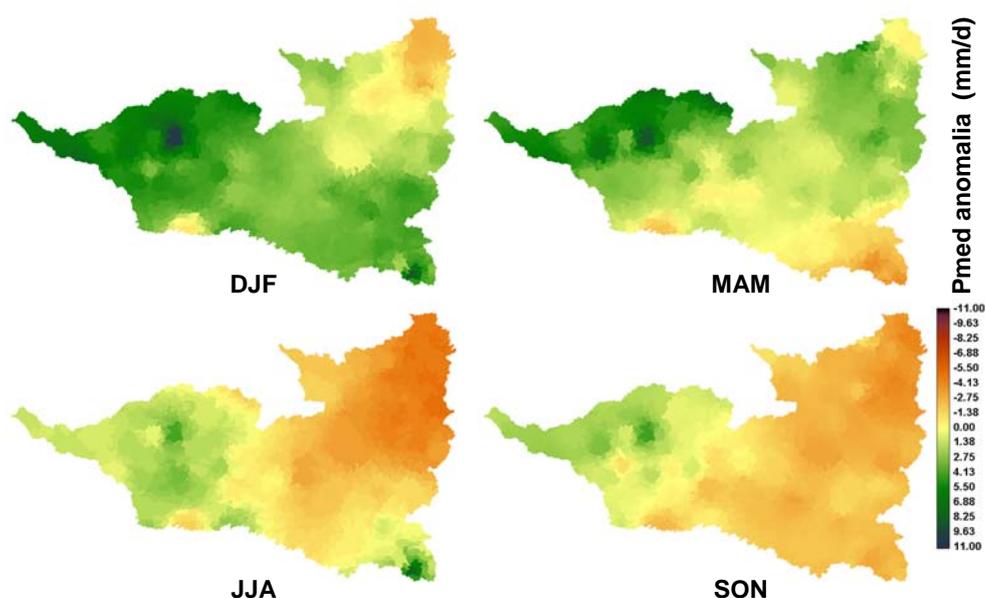


Figura 5.16 – Anomalias da precipitação sazonal média (mm/dia) para o período de 1997-2006 resultante do processo de interpolação pelo inverso da distância ao quadrado entre centróides de micro-bacias e coordenadas das estações pluviométricas. DJF, MAM, JJA e SON.

A interpolação dos outros forçantes climatológicos (velocidade do vento, pressão atmosférica, temperatura, radiação solar e umidade relativa do ar) foi realizada de forma similar à descrita acima. Porém, as coordenadas das estações são substituídas pelos centros das células da grade da variável.

5.7. Sumário e conclusões

A qualidade dos resultados da modelagem hidrológica depende, dentre outros fatores, dos dados considerados como forçantes do modelo. Esse fator atua com especial importância sobre a parametrização, uma vez que parâmetros têm a habilidade de compensar erros de dados de entrada até certo grau de inconsistência. A alta complexidade de modelos hidrológicos distribuídos e suas inúmeras variáveis entranhadas na representação de cada processo hidrológico podem, facilmente, compensar problemas conceituais e/ou inconsistências nos dados de entrada. O resultado pode indicar bom desempenho na etapa de calibração, mas apontar falhar na realização de previsões e previsões. Portanto, esforços têm sido investidos na análise de consistência de dados de entrada de modelos e no pré-processamento de dados espacialmente distribuídos.

Este capítulo deu atenção especial à discretização espacial de bacias, tanto na extração de informações hidrológicas a partir de MNTs quanto na representação computacional da bacia hidrográfica. Primeiramente, constataram-se inconsistências na definição de direções de fluxo a partir de MNT em regiões planas e sujeitas a inundações, o que originam falhas nos métodos tradicionais de tratamento de modelos numéricos do terreno. Essa limitação promove a definição equivocada da rede de drenagem e delimitação de bacias. Propôs-se, então, um novo método, inspirado naquele proposto por Turcotte *et al.* (2001), que leva em consideração informações espacialmente distribuídas de cobertura do solo adquiridas por processos de classificação de imagens de radar, capaz de ajustar direções de fluxo consistentes com a realidade de tais regiões. O método foi avaliado na bacia do rio Demeni, um afluente do rio Negro, apresentando resultados superiores àqueles obtidos por outros tradicionalmente utilizados. Planícies inundadas conectadas ao rio Demeni, conforme a verificado no mosaico JERS-1, tinham o escoamento apontando equivocadamente para outros rios segundo os resultados obtidos com o algoritmo D8 de Planchon e Darboux (2001) aplicado ao MNT SRTM original, ao produto HydroSHEDS e ao SRTM modificado com o método “*stream burn*”. O método proposto nesta tese resultou em direções de fluxo coerentes com as informações providas pelo satélite JERS-1. Conclui-se que o método pode ser amplamente aplicado em situações onde planícies de inundação são restrições para a aquisição de direções de fluxo consistentes. Uma limitação constatada é

o requerimento da distribuição espacial de planícies de inundação. Entretanto, essa informação já é disponível globalmente em baixas resoluções. Além disso, o projeto GLOBCOVER ESA/JRC fornecerá mapas de cobertura do solo com 300 m de resolução usando dados MERIS. Outra fonte de dados é o projeto *Global Inundated Wetlands Earth Science Data Record (IW-ESDR)* NASA/JPL, baseado em dados PALSAR ALOS (Hess *et al.*, 2008). De forma alternativa, essas informações podem ser deduzidas de observações de campo ou fotografia aérea. Outra limitação do método é a calibração de dois parâmetros, respeitando, ao mesmo tempo, o fornecimento apropriado da delimitação da bacia e a minimização das mudanças causadas no MNT.

Malhas quadradas têm sido tradicionalmente adotadas na discretização de modelos hidrológicos distribuídos. Essa prática é função da facilidade na representação geomorfológica da região estudada, seguindo os mesmos critérios de espacialização de dados de satélites e de MCGs. Apesar de se obterem representações apropriadas, no nível global, da região de estudo, bacias em escalas reduzidas não são adequadamente reproduzidas, levando a erros significativos na representação dos processos físicos. Por outro lado, uma discretização mais refinada de grandes regiões pode inviabilizar o processo de modelagem devido ao aumento significativo de células computacionais. O avanço tecnológico de satélites proporciona informações especializadas de altíssima resolução, não sendo mais uma restrição à discretização de modelos de grande escala. Adicionalmente, modelos hidrológicos usados separadamente (*off-line*), ou seja, desconectados de MCGs, não requerem tampouco a discretização de malhas quadradas. A segunda contribuição desta tese com respeito a melhorias na representação espacial de bacias hidrográficas em modelos hidrológicos é a substituição das tradicionais células quadradas por mini-bacias. Nesse sentido, possibilitou-se a utilização de dados espaciais de alta resolução na delimitação das novas células computacionais sem haver aumento do custo computacional no processo de modelagem. O método proporciona, adicionalmente, a possibilidade de se definir a área máxima desejada para uma célula computacional e a definição de exutórios (ou estações de controle) em qualquer ponto da bacia hidrográfica. Essa última funcionalidade possibilitou a geração de hidrogramas em todas as estações virtuais consideradas no estudo. O resultado foi uma discretização espacial respeitando os limites físicos da bacia e, ao mesmo tempo, com um número de células computacionais de acordo com o desejado, verificando-se, portanto, os benefícios trazidos pelo novo método de discretização.

Dados de precipitação são ainda escassos na Amazônia. Apesar de esforços promovidos por diversos organismos como ANA, ORE-HYBAM, entre outros, com o objetivo de melhorar a compreensão dos processos hidrológicos da bacia Amazônica através do monitoramento constante, a extensão continental e a escassez de recursos são os grandes entraves no processo. A Amazônia não-brasileira sofre, ainda, com outro obstáculo, que é o acesso restrito aos dados hidrológicos. O rio Negro compõe uma bacia transfronteiriça, dividida entre o Brasil, Colômbia e Venezuela. Apesar de insuficientes e de baixa resolução temporal, dados colombianos e venezuelanos foram adquiridos graças a cooperações internacionais promovida pelo ORE-HyBAM e foram úteis na complementação da base de dados pluviométricos da bacia do rio Negro. Essa contribuição, juntamente com os dados brasileiros disponibilizados gratuitamente via internet (<http://hidroweb.ana.gov.br>), totalizaram 115 estações pluviométricas, das quais 99 situam-se dentro dos limites da bacia, correspondendo a ~0,14 estação por 1.000 km², utilizadas na construção dos campos de chuva da região de estudo. Dados mensais foram homogeneamente redistribuídos pelo número de dias de cada mês. Optou-se pelo método do inverso do quadrado das distâncias para interpolar dados diários de precipitação dos postos pluviométricos aos centróides das mini-bacias. Esse método robusto foi julgado operacionalmente adequado no processo de geração de campos de chuva, uma vez que estações pluviométricas são escassas na região. Situações com maior densidade de monitoramento podem permitir o emprego de métodos mais avançados como interpolação ótima, redes neurais, krigagem, entre outros.

Capítulo 6 – Modelagem Hidrológica e Balanço Hídrico da Bacia do Rio Negro: Validação com Observações *In situ* e Altimetria Espacial

Os capítulos anteriores foram dedicados ao esclarecimento da temática principal desta pesquisa, desafios encontrados e perspectivas (Capítulo 1). Páginas também foram dedicadas à breve descrição do histórico e evolução dos modelos hidrológicos e suas aplicações em grandes bacias, com foco principal na Amazônia (Capítulo 2). Em seguida, tratou-se de fornecer uma perspectiva geral das diferentes missões altimétricas espaciais e suas aplicações às águas continentais (Capítulo 3). Os últimos dois capítulos buscaram apresentar a região de estudo, a bacia do rio Negro (Capítulo 4), e as fases do pré-processamento dos dados utilizados para a modelagem hidrológica, desde a aquisição até a descrição das principais etapas do tratamento e processamento, tratando com especial atenção as propostas originais desenvolvidas neste estudo (Capítulo 5).

Dando início à descrição de procedimentos e resultados concernentes ao emprego de dados altimétricos, este capítulo tem como objetivo descrever a modelagem hidrológica da bacia do rio Negro. O modelo MGB-IPH tem seus parâmetros mais sensíveis calibrados e verificados, conforme descrito por Collischonn (2001), com o objetivo de simular os processos hidrológicos na bacia. Como será visto adiante, o

modelo sofreu algumas adaptações possibilitando a assimilação de dados altimétricos na verificação dos seus resultados. Modelou-se o período de 10 anos entre janeiro de 1997 e dezembro de 2006. Os primeiros 5 anos de modelagem serviram para a calibração dos parâmetros do modelo com dados *in situ*, enquanto o período entre janeiro de 2002 a dezembro de 2006 foi usado para verificá-los com dados *in situ* e altimétricos espaciais. De maneira geral, os resultados demonstram a potencialidade da utilização de dados altimétricos espaciais na modelagem hidrológica no passo de tempo diário, indicando serem ferramentas promissoras para a melhor compreensão dos processos hidrológicos em bacias precariamente monitoradas.

6.1. Introdução

A maioria das tentativas de modelagem da Amazônia foram realizadas com base em esquemas SVAT *off-line* acoplados a modelos de circulação global na escala da bacia (Vorosmarty *et al.*, 1989; Chapelon *et al.*, 2002; Coe *et al.*, 2002; 2008; Decharme *et al.*, 2008). Essas simulações objetivam a melhor compreensão dos processos hidrológicos, sendo desenvolvidas a partir do cálculo do balanço hídrico para a escala da bacia com equações simplificadas. Adicionalmente, devido à escala continental, baixas resoluções espaço-temporais e simplificações dos processos físicos não fornecem necessariamente avaliações consistentes do ciclo hidrológico quando comparados com bases de dados disponíveis. Por outro lado, a modelagem hidrológica na escala regional, no passo de tempo diário, não é explorada apropriadamente na bacia Amazônica. Essa restrição ocorre, parcialmente, devido a dificuldades na aquisição de bases de dados consistentes para a calibração e validação do modelo. Estações pluviométricas e fluviométricas disponíveis estão, em grande parte, localizadas na porção brasileira da Amazônia e, além disso, não estão espacialmente distribuídas de maneira apropriada. Muitas estações localizam-se próximas a rios principais, devido, evidentemente, ao acesso facilitado, enquanto que regiões de cabeceira ou desprovidas de cursos de água significativos permanecem remotas e sem monitoramento.

Por outro lado, estudos recentes demonstram a utilidade de dados altimétricos adquiridos remotamente por satélites de monitoramento da Terra para o monitoramento dos níveis de águas continentais (Birkett, 1998; Campos *et al.*, 2001; Birkett *et al.*,

2002a, 2002b; Coe e Birkett, 2004; Frappart *et al.*, 2005; Calmant e Seyler, 2006; Roux *et al.*, 2008). Inicialmente utilizados para o monitoramento dos níveis dos oceanos e geleiras (Rémy *et al.*, 1989, 1999), esses autores mostraram que tais satélites possuem resolução terrestre suficiente para produzir séries de níveis de água em grandes corpos hídricos continentais. Em função do satélite, o sensor radar produz séries com uma frequência de amostragem variando entre 10 e 35 dias em uma mesma intersecção entre o traço do radar e o espelho de água (a estação virtual, ou EV). A utilização desses dados permitiu Frappart *et al.* (2005) estimar as variações espaço-temporais do volume de água armazenado em planícies de inundação localizadas na bacia do rio Negro combinando observações do satélite JERS-1, dados altimétricos do satélite T/P e cotogramas providos por estações *in situ*. Além desse trabalho, diversos outros estudos propõem a utilização de níveis de água espacializados para estimar vazões em bacias como a Amazônica. Em uma das primeiras tentativas, Zakharova *et al.* (2006) propuseram usar curvas-chave de estações *in situ* próximas às EVs para a produção de vazões. Adicionalmente, León *et al.* (2006a,b) produziram curvas-chave em EVs a partir de vazões simuladas por um modelo de propagação.

O objetivo deste capítulo é apresentar o estudo hidrológico da bacia hidrográfica do rio Negro, aproveitando-se de dados altimétricos espaciais para a avaliação da parametrização dos parâmetros do modelo hidrológico. Anomalias sazonais das principais variáveis hidrológicas são produzidas para toda a bacia objetivando a melhor compreensão dos seus papéis no ciclo hidrológico. O MGB-IPH é considerado para realizar a modelagem dos processos hidrológicos da bacia. Propuseram-se algumas adaptações ao modelo, permitindo, assim, uma melhor delimitação de bacias e o cálculo da variabilidade temporal de profundidades ao longo de rios com boa precisão. O modelo foi executado no passo de tempo diário para o período de 10 anos, de janeiro de 1997 a dezembro de 2006. A calibração dos parâmetros do modelo foi realizada na primeira metade do período (de 1997 a 2001) com o uso de dados de vazão de 21 estações fluviométricas. A validação foi feita na segunda metade do período (de 2002 a 2006), levando-se em conta não somente séries de vazão das mesmas estações *in situ*, mas também 25 leituras de ADCP em Manaus e redondezas, estimativas de vazões médias no exutório e séries altimétricas captadas pelo satélite ENVISAT, extraídas de 27 EVs distribuídas na bacia.

6.2. Materiais e métodos

6.2.1. Dados geomorfológicos

A topografia é um requisito para a modelagem hidrológica distribuída (Seção 5.4). Dados espacialmente distribuídos de cobertura e tipos de solo são também necessários para a modelagem na criação de GRUs (Seção 5.6). O mapa de cobertura do solo foi obtido da classificação de imagens JERS-1 multitemporais (Martinez e Le Toan, 2007), O mapa de tipos de solo foi adquirido da base de dados da FAO (1995), enquanto a topografia foi definida a partir da missão espacial SRTM (Farr *et al.*, 2007) segundo os tratamentos propostos por Getirana *et al.* (2009a,b). Todas as bases de dados foram convertidas para uma resolução de 0.002° (~200 metros) e são devidamente descritas no Capítulo 5.

6.2.2. Dados hidroclimatológicos

Dados diários de vazão adquiridos de 21 estações fluviométricas operadas pela ANA foram utilizados para calibrar e avaliar o modelo hidrológico. Esses dados são gratuitamente disponíveis a partir do sitio da agência (<http://hidroweb.ana.gov.br>). As áreas de drenagem dessas estações variam entre 4.598 km² e 291.150 km² (Figura 6.1a e Tabela 6.1). Efeitos de remanso têm grande influência na hidrodinâmica do rio Negro, desde a sua confluência com o rio Solimões até centenas de quilômetros a montante do rio (Meade *et al.*, 1991). Tais efeitos produzem problemas na geração de curvas-chave e, por conseguinte, na aquisição de vazões a partir de observações limnimétricas. É por essa razão que Serrinha é a estação fluviométrica com séries de vazão mais próxima da confluência no rio Negro e que vazões diárias jamais foram precisamente determinadas em Manaus. Apesar da existência de uma régua limnimétrica que registra níveis de água na cidade há mais de cem anos, poucas observações de vazão estão disponíveis. Entretanto 25 observações de vazão adquiridas por ADCP durante o período de estudo são disponibilizadas pelo HyBAm (2009) para a estação de Manaus e cercanias também foram consideradas na etapa de validação do modelo. Adicionalmente, três estações fluviométricas (uma localizada a montante da confluência entre os rios Negro e Solimões – a estação de Manacapuru – e outras duas a jusante – as estações de Jatuarana

e Careiro) podem fornecer estimativas de vazões relativamente boas, como proposto por Guyot *et al.* (1993). Neste estudo, vazões médias anuais em Manaus foram estimadas a partir de um balanço hídrico simplificado no trecho do rio Solimões/Amazonas definido pelas estações supracitadas, conforme ilustrado no detalhe da Figura 6.1a. Considerou-se que a área incremental e o escoamento superficial produzidos entre essas estações podem ser aproximados àqueles referentes a da bacia do rio Negro. Dessa forma, supôs-se que a diferença entre as vazões a jusante e a montante se deve às contribuições do mesmo rio. Com efeito, essa solução corresponde à contribuição do rio Negro ao Solimões/Amazonas, que pode se diferenciar da produção de escoamento superficial durante situações extremas, quando há maiores efeitos de barramento.

Apenas 99 das 115 estações pluviométricas se situam dentro dos limites geográficos da bacia do rio Negro. Isso representa uma cobertura média de apenas uma estação por 7.200 km². Na prática, a densidade de pluviômetros na bacia em determinados períodos é ainda menor devido a séries sem dados, frequentemente presentes em diversas estações.

Tabela 6.1 – Lista de estações fluviométricas consideradas nas etapas de calibração e validação de parâmetros.

#	Estação	Rio	Área (km ²)	Lat	Lon
1	Uaracu	Uaupés	40.065	0,48	-69,13
2	Taraqua	Uaupés	44.255	0,13	-68,54
3	Louro Poco	Aiari	4.598	1,34	-68,69
4	Missão Icana	Içana	23.289	1,07	-67,59
5	Cucui	Negro	71.132	1,22	-66,85
6	Sao Felipe	Negro	122.080	0,37	-67,31
7	Curicuriari	Negro	191.787	-0,20	-66,80
8	Jusante da Cachoeira	Curicuriari	13.379	-0,24	-67,02
9	Serrinha	Negro	291.150	-0,48	-64,83
10	Uaicás	Uraricoera	15.520	3,55	-63,17
11	Fazenda Cajupira	Uraricoera	36.446	3,44	-61,04
12	Fazenda Passarão	Uraricoera	49.709	3,21	-60,57
13	Maloca do Contao	Cotingo	5.896	4,17	-60,53
14	Bom Fim	Tacutu	10.025	3,38	-59,82
15	Posto Funai	Mucajái	9.708	2,73	-62,02
16	Fé e Esperança	Mucajái	12.558	2,87	-61,44
17	Mucajái	Mucajái	20.140	2,47	-60,92
18	Caracarái	Branco	126.085	1,82	-61,12
19	Ajuricaba	Demeni	18.036	0,88	-62,62
20	Base Alalau	Alaláu	7.200	-0,86	-60,52
21	Fazenda São José	Jauaperi	5.667	0,52	-60,47
22	Manaus	Negro	712.451	-3,14	-60,03

Dados meteorológicos (temperatura, radiação solar, umidade do ar, pressão e velocidade do vento) usados para calcular taxas de evapotranspiração, são dados de reanálise NCEP/DOE AMIP-II disponibilizados pelo *Earth System Research Laboratory* (Roads *et al.*, 2002).

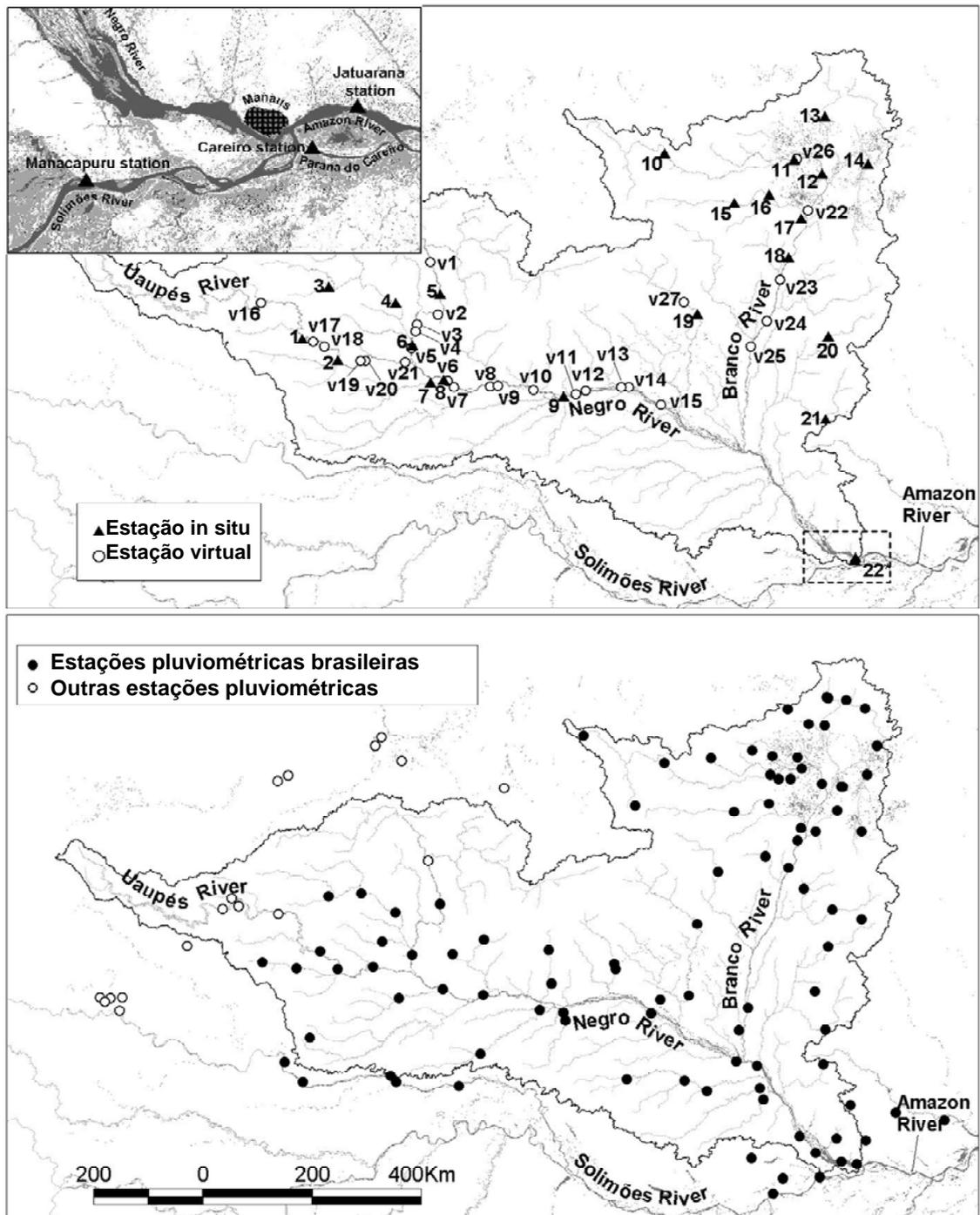


Figura 6.1 – Distribuição espacial das estações hidrológicas utilizadas na modelagem hidrológica da bacia do rio Negro: (a) localização das estações pluviométricas e virtuais; e (b) distribuição espacial das estações pluviométricas.

O método de interpolação pelo inverso da distância ao quadrado foi usado na distribuição espacial dos dados de chuva e meteorológicos. As distâncias entre os centróides das células computacionais do modelo e estações são consideradas no cálculo, entretanto apenas as estações localizadas dentro de um raio menor ou igual a duas vezes a distância entre um centróide e a estação mais próxima são levadas em conta. Essa

restrição possibilita a eliminação da influência de estações mais distantes. Adicionalmente, o método permite a consideração de toda a base de dados disponível, independentemente do número total de estações.

6.2.3. Dados altimétricos espaciais

Dados do satélite altimétrico radar ENVISAT (Seção 3.3.4) foram usados para avaliar o modelo. Esse satélite orbita a uma distância de ~850 km da superfície terrestre, disponibilizando observações da superfície terrestre entre as latitudes 82.4° N a 82.4° S com um espaçamento entre traços de aproximadamente 85 km na linha do Equador. O satélite opera a uma frequência de 10Hz (banda Ku), disponibilizando dados em um ciclo de 35 dias. Esses dados são arquivados no *Geophysical Data Records* (GDRs) e são disponibilizados pelo *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite data in Oceanography* (AVISO) no *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES). O ENVISAT GDR passou por correções geofísicas ICE-1 promovendo uma reconstrução completa de séries de alturas de águas continentais em locais selecionados na bacia (Frappart *et al.*, 2006a).

Uma cuidadosa seleção de dados é necessária para a construção de séries temporais consistentes. Neste estudo, adotou-se o método automático baseado nos tipos de cobertura do solo proposto por Roux *et al.* (2009) para a extração de séries altimétricas em estações virtuais. Conforme discutido no Capítulo 5, esse método pode resultar na extração de dados que, ao se tratar de rios demasiadamente estreitos, podem não corresponder aos níveis do espelho de água do rio. Portanto, de maneira análoga a todos os outros métodos já propostos na literatura, essa base de dados altimétricos extraída automaticamente também requer uma filtragem de dados. Métodos de seleção de dados como o 3-D realizam uma inspeção visual em cada EV de maneira a extrair somente dados referentes ao espelho de água do rio. Neste estudo, optou-se pela redução do desvio-padrão das observações por traço do satélite (S_{med}) como medida para se manter uma boa precisão nas séries altimétricas (Figura 5.6). Essa solução é particularmente útil no caso de rios com larguras inferiores a 1.000 metros, compreendendo um número reduzido de medições por ciclo, visto que a distância entre medições do ENVISAT é de 350 metros (Tabela 5.2).

As séries altimétricas foram definidas pelo valor mediano de todas as leituras registradas em uma EV e em um determinado ciclo. Finalmente, 27 EVs foram consideradas para verificação dos resultados da modelagem, conforme ilustrado na Figura 6.1a e listado na Tabela 6.2. O número de ciclos varia entre 35 e 42, em função da EV. A maioria delas encontra-se nos rios Negro, Uaupés e Branco, havendo outras duas nos rios Uraricoera e Demeni. Áreas de drenagem variam desde 15.946 km² a 317.700 km².

Tabela 6.2 – Lista de estações virtuais consideradas durante a etapa de validação de parâmetros. Valores de latitude e longitude correspondem às médias de coordenadas de leituras selecionadas. Áreas de drenagem são extraídas do processamento de MNT e s_{med} é o desvio-padrão médio de ciclos de cada série.

Estação virtual	Lat	Lon	Rio	Área de drenagem (km ²)	s_{med} (m)	Número de ciclos
v1	1,74	-67,01	Negro	68.391	0,076	39
v2	0,87	-66,89	Negro	72.208	0,076	40
v3	0,72	-67,24	Negro	74.283	0,078	42
v4	0,60	-67,26	Negro	84.622	0,166	38
v5	0,32	-67,32	Negro	120.893	0,288	42
v6	-0,23	-66,73	Negro	204.192	0,150	38
v7	-0,33	-66,62	Negro	204.879	0,114	39
v8	-0,32	-66,03	Negro	232.601	0,103	40
v9	-0,31	-65,91	Negro	232.721	0,189	38
v10	-0,37	-65,32	Negro	250.415	0,144	41
v11	-0,45	-64,62	Negro	291.894	0,157	35
v12	-0,39	-64,45	Negro	292.985	0,159	41
v13	-0,33	-63,87	Negro	294.823	0,136	39
v14	-0,33	-63,75	Negro	312.286	0,152	40
v15	-0,62	-63,22	Negro	317.700	0,124	40
v16	1,07	-69,80	Uaupés	29.719	0,214	37
v17	0,43	-68,94	Uaupés	41.258	0,086	36
v18	0,35	-68,75	Uaupés	41.980	0,203	38
v19	0,12	-68,16	Uaupés	58.115	0,128	38
v20	0,11	-68,09	Uaupés	58.934	0,076	42
v21	0,10	-67,43	Uaupés	63.996	0,072	40
v22	2,60	-60,80	Branco	97.437	0,096	37
v23	1,46	-61,27	Branco	132.849	0,183	37
v24	0,77	-61,48	Branco	154.285	0,135	38
v25	0,35	-61,74	Branco	176.664	0,104	34
v26	3,45	-60,99	Uraricoera	36.670	0,396	38
v27	1,09	-62,84	Demeni	15.946	0,158	40

6.3. Modificações propostas ao MGB-IPH

Melhorias conceituais e no processamento de dados de entrada do MGB-IPH são apresentadas no Capítulo 5. Esses avanços contribuíram para o refinamento da discretização e representação computacional da bacia. A seguir, descreve-se um procedimento metodológico proposto para a regionalização do cálculo de profundidades

do rio e velocidades de escoamento.

6.3.1. Regionalização de profundidades e velocidades de escoamento do rio

O cálculo de profundidades de cursos de água em MCGs iniciou-se com a necessidade de se estimar vazões com esse tipo de modelo. Miller *et al.* (1994) apresentaram um dos primeiros trabalhos com a introdução de esquemas de propagação baseados em valores estimados de velocidade de escoamento (v). Outras abordagens de propagação desenvolvidas para MCGs e modelos hidrológicos foram, em seguida, propostas na literatura (Vörösmarty e Moore, 1991; Oki *et al.*, 1996; Oki, 1999; Coe *et al.*, 1998; 2002; Coe, 1998; Chapelon *et al.*, 2002). Essas abordagens supõem valores de velocidade v , ou coeficientes de transferência, uniformes e invariáveis no tempo. Outras técnicas usam equações simples empregando valores de v invariáveis no tempo, parametrizados em função de gradientes topográficos S_o (Sausen *et al.*, 1994; Miller *et al.*, 1994; Marengo *et al.*, 1994; Costa e Foley, 1997; Hagemann e Dumenil, 1998), de vazões (Q) (Vörösmarty *et al.*, 1989), ou Q e s_o , simultaneamente (Liston *et al.*, 1994). Outros estudos relacionam valores constantes de v , Q e S_o e largura do rio com a ajuda da equação de Manning (Arora *et al.*, 1999) ou adaptações com a equação de Chèzy (Coe *et al.*, 2008). Entretanto, essas últimas abordagens requerem a calibração de parâmetros adicionais. Neste estudo, a profundidade dos rios é calculada da seguinte forma:

$$h = Q / (w \times v) \quad (6.1)$$

onde h [m], Q [m³/s], w [m] e v [m/s] representam, respectivamente, a profundidade, vazão, largura e velocidade de escoamento do rio.

O MGB-IPH calcula Q para cada célula computacional em cada passo de tempo. A largura do rio é obtida através de uma análise de regressão estatística entre larguras w observadas e áreas de drenagem associadas a estações fluviométricas. Dados de 36 estações na bacia do rio Negro permitiram a obtenção da seguinte equação:

$$w = 0,2083 \times A^{0,7211} \quad R^2 = 0,92 \quad (6.2)$$

onde A [km²] é a área de drenagem.

A velocidade v é estimada a partir de uma relação com Q [Eq. (6.3)]. A relação $v \times Q$ foi definida para as estações fluviométricas de Cucui, Curicuriari e Serrinha, e regressões estatísticas das relações entre o coeficiente a e A e entre o coeficiente b e A foram extraídas para a posterior generalização desses coeficientes [Eqs. (6.4) e (6.5)].

$$v = aQ^b \quad (6.3)$$

$$a = (0,5957 \times 10^3) / A \quad (6.4)$$

$$b = -0,44 \times 10^{-6} \times (A - 71.132) + 0,5456 \quad (6.5)$$

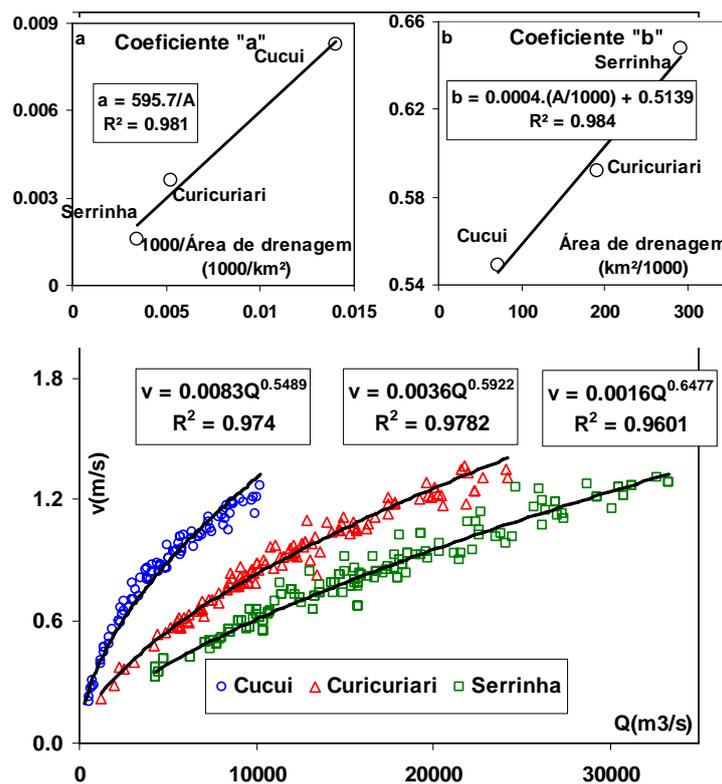


Figura 6.2 – Regressões lineares e potenciais utilizadas para o ajuste da equação $h=f(Q,A,w,v)$. Abaixo encontram-se as relações potenciais ($y=ax^b$) entre observações de v e Q nas estações de Cucui, Curicuriari e Serrinha. Acima, verificam-se as regressões para a estimação dos coeficientes a e b em função da área de drenagem de cada estação fluviométrica.

A Figura 6.2 apresenta as regressões estatísticas lineares e potenciais realizadas para a aquisição dos coeficientes acima. Uma vez conhecidos os valores de v , Q , w e h

pode ser estimado. Séries de profundidades do rio foram calculadas para 10 estações fluviométricas na bacia do rio Negro, com disponibilidade de dados de resumos de descarga, com áreas variando entre 36.446 km² e 291.150 km² e, em seguida, defrontadas com dados observados. O erro relativo médio das profundidades estimadas foi de 10,9%. A Figura 6.3 ilustra alguns resultados do processo de avaliação. Verifica-se que, ainda que as estações de Serrinha e Curicuriari tenham sido utilizadas na determinação das Eqs. (6.4) e (6.5), obteve-se, nessas estações, resultados inferiores àqueles encontrados em outras estações consideradas na avaliação. Isso se deve à dispersão de pontos já constatada nas regressões estatísticas potenciais apresentadas na Figura 6.2.

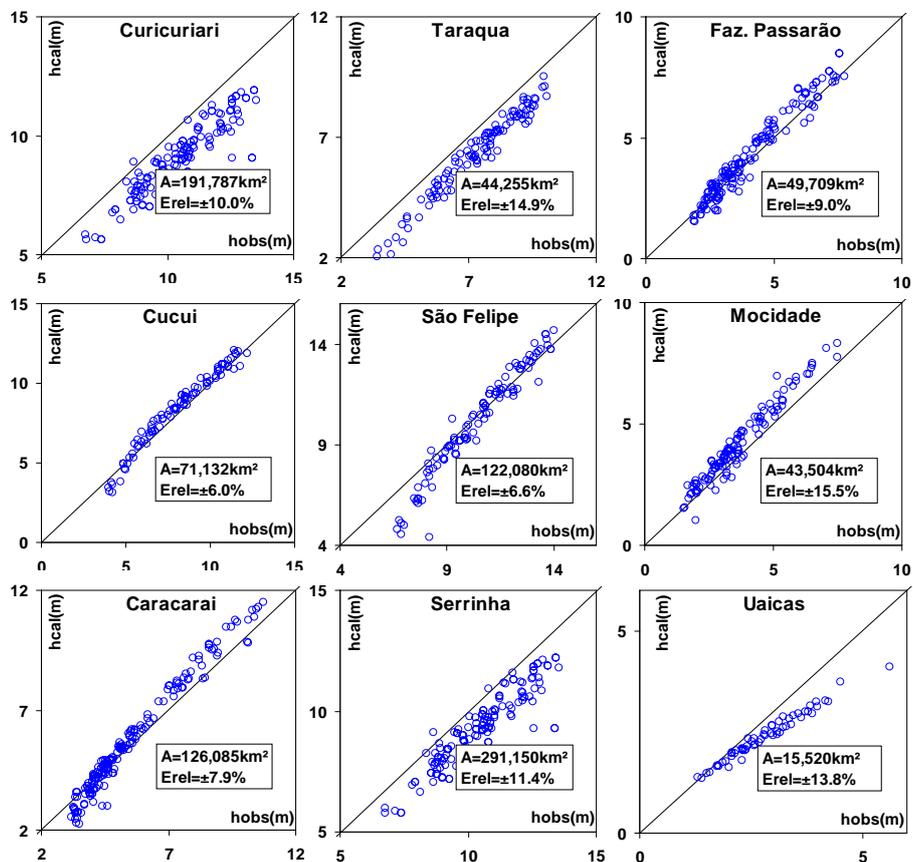


Figura 6.3 – Verificação das profundidades calculadas (h_{cal}) a partir da equação $h=f(Q,A,w,v)$ com profundidades observadas (h_{obs}) em diferentes estações fluviométricas.

Conforme visto anteriormente, incertezas são produzidas na tentativa de modelar quantitativamente os processos de escoamento a partir de métodos de regressão. Essa abordagem é útil, uma vez que, ao fim, idéias conceituais devem ser confrontadas com complexidades e limitações ou dados reais. Neste estudo, outras equações derivadas de

regressões poderiam ter sido exploradas com a consideração de outros parâmetros para produzir relações melhor adaptadas. No entanto, como esse não é o foco principal do trabalho, optou-se pela solução apresentada.

6.3.2. Coeficientes de desempenho

O coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (*NS*) (Nash e Sutcliffe, 1970) e derivados têm sido largamente utilizados na verificação do desempenho de modelos hidrológicos. O coeficiente *NS* pode ser dado da seguinte forma:

$$NS = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad (6.6)$$

onde $Q_{obs}(t)$ é a vazão observada no passo de tempo t , $Q_{sim}(t)$ é a vazão simulada e \bar{Q}_{obs} a média de vazões observadas de todo o período de simulação nt .

Esse coeficiente é uma medida normalizada, podendo variar entre $-\infty$ e 1.0, que compara o erro quadrático médio gerado pela simulação de um modelo com a variância da série definida como meta. Ele pode ser considerado, portanto, como uma relação entre ruídos de sinais, que compara o tamanho médio dos resíduos do modelo com dados observados. No entanto, o coeficiente de *NS* não mede o quão bom o modelo é em termos absolutos. Dependendo do caso, os modelos de referência (ou sinais observados), utilizados no cálculo do valor do coeficiente de *NS*, podem influenciar de formas completamente distintas o desempenho do modelo (Schaepli e Gupta, 2007). O uso do valor médio observado como referência pode ser um meio de predição pouco eficiente em casos de séries temporais de grande sazonalidade ou relativamente útil em situações onde a série temporal é definida, basicamente, por flutuações em torno de um valor médio relativamente constante.

Nesse sentido, Schaepli e Gupta (2007) propõem a utilização de um coeficiente que leva em conta a variabilidade sazonal do valor utilizado como referência. Essa opção traz um refinamento ao que se define como meta da simulação. O coeficiente proposto

por Schaepli e Gupta (SG) é definido como:

$$SG = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)]^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - Q_{ref}(t)]^2} \quad (6.7)$$

onde $Q_{ref}(t)$ é a vazão de referência no passo de tempo t . Essa vazão de referência sazonal pode definir quando o modelo tem maior poder de descrição dos processos simulados comparado com aqueles já inseridos na sazonalidade dos forçantes.

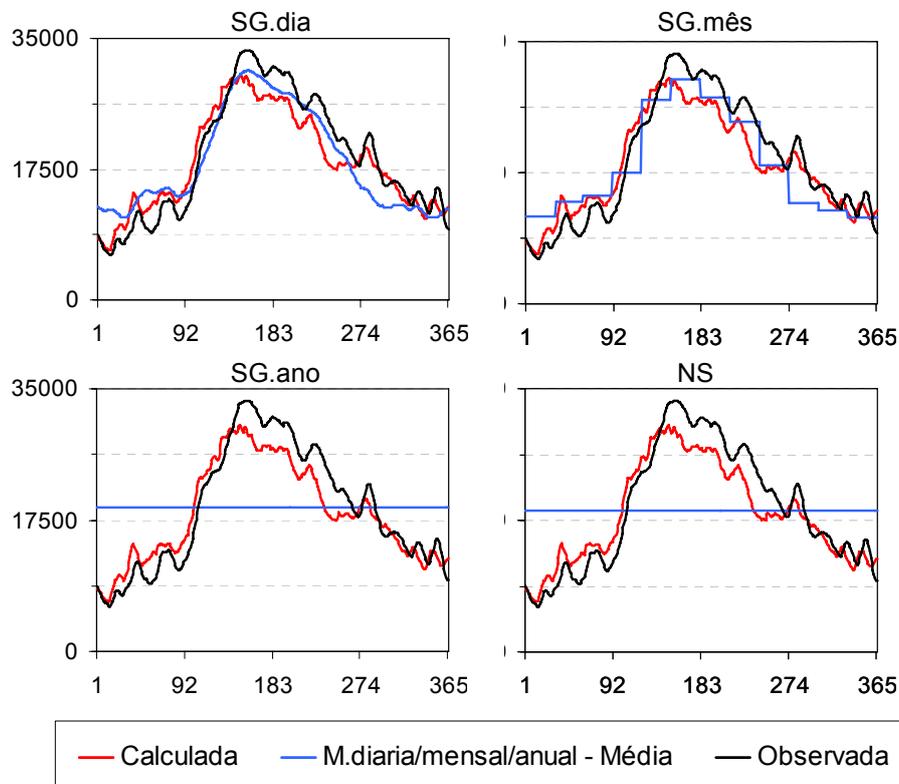


Figura 6.4 – Comparação de séries de vazões médias utilizadas no cálculo dos coeficientes de desempenho $SG.dia$, $SG.mês$, $SG.ano$ e NS em um caso hipotético.

Neste estudo, além do tradicional coeficiente de NS , são consideradas três variações do coeficiente de SG , diferenciando-se em função dos valores utilizados para $Q_{ref}(t)$: a primeira leva em conta a sazonalidade diária da série observada ($SG.dia$), tendo-se uma média para cada dia do ano Juliano; a segunda utiliza médias mensais ($SG.mês$), de janeiro a dezembro; e a terceira considera a vazão média anual ($SG.ano$), uma para cada ano simulado. A Figura 6.4 apresenta hidrogramas observado (linha

preta) e calculado (linha vermelha) para um determinado ano hidrológico de uma série longa de um caso hipotético. Os coeficientes $SG.dia$, $SG.mês$, $SG.ano$ e NS são calculados verificando-se o quão melhor as respectivas séries médias (representadas em cada gráfico pelas linhas azuis) representam o hidrograma observado em comparação com o hidrograma calculado.

As correlações entre séries observadas e simuladas são quantificadas com o coeficiente de correlação (r) enquanto o déficit/excesso da integral das vazões simuladas ao longo do período em análise é verificado através da equação de erro relativo de volume de vazões (ΔV). Ambas as expressões são respectivamente definidas por:

$$r = \frac{\text{cov}[Q_{sim}, Q_{obs}]}{\sigma_{Q_{sim}} \sigma_{Q_{obs}}} \quad (6.8)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{sim}(t)] - \sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t)]}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t)]} \quad (6.9)$$

onde $\text{cov}[Q_{sim}, Q_{obs}]$ corresponde à covariância das vazões observadas e simuladas e $\sigma_{Q_{sim}}$ e $\sigma_{Q_{obs}}$ são os desvios padrões das séries temporais de vazão simulada e observada, respectivamente.

A avaliação do desempenho do modelo com dados altimétricos é feita utilizando ambos os coeficientes de correlação r e de determinação (R^2). R^2 é expresso pela equação:

$$R^2 = \alpha^2 \cdot \frac{S_H^2}{S_h^2} \quad (6.10)$$

onde S_H e S_h representam, respectivamente, as variâncias das séries de dados altimétricos espaciais e de profundidades de água simulada. O coeficiente α , correspondente à tangente da reta definida pela regressão linear da dispersão de pontos obtida com a combinação das observações altimétricas (H) e profundidades simuladas (h) no plano

cartesiano, é expresso da seguinte forma:

$$a = \frac{nt \cdot \sum_{t=1}^{nt} H(t)h(t) - \sum_{t=1}^{nt} h(t) \cdot \sum_{t=1}^{nt} H(t)}{\sum_{t=1}^{nt} H^2(t) - \left[\sum_{t=1}^{nt} H(t) \right]^2} \quad (6.11)$$

6.4. Resultados

Tendo em vista que estações pluviométricas são precariamente distribuídas na bacia, o processo de calibração foi iniciado em bacias apresentando um melhor monitoramento (por exemplo, a sub-bacia da estação de Caracaraí). Uma vez que bons parâmetros foram encontrados para essa sub-bacia, outras regiões também passaram pelo processo de parametrização manual, partindo-se daquele conjunto de parâmetros obtidos inicialmente. Quatro critérios foram utilizados durante os processos de calibração e validação: os coeficiente NS; r ; ΔV ; e R^2 . Vazões simuladas foram avaliadas com os coeficientes NS , r e ΔV , enquanto r e R^2 foram considerados na avaliação de profundidades.

6.4.1. Calibração e validação do modelo

6.4.1.1. Vazões

As vazões simuladas apresentam boas correlações para todas as 21 estações fluviométricas tanto para o período de calibração quanto para o período de validação. Resultados das seis principais estações da bacia (Caracaraí, Taraqua, Cucui, Caracaraí e Serrinha) são fornecidos nas Figuras 6.5 a 6.14 para todo o período de modelagem. De maneira geral, séries simuladas apresentam boa consistência com dados observados, com períodos de cheia e estiagem muito bem ajustados nas estações fluviométricas. A partir dessa análise preliminar, pode-se constatar uma boa consistência na parametrização e uma representação eficiente dos processos de propagação pelo modelo. Entretanto, os resultados apresentam alguns problemas os quais são discutidos a seguir.

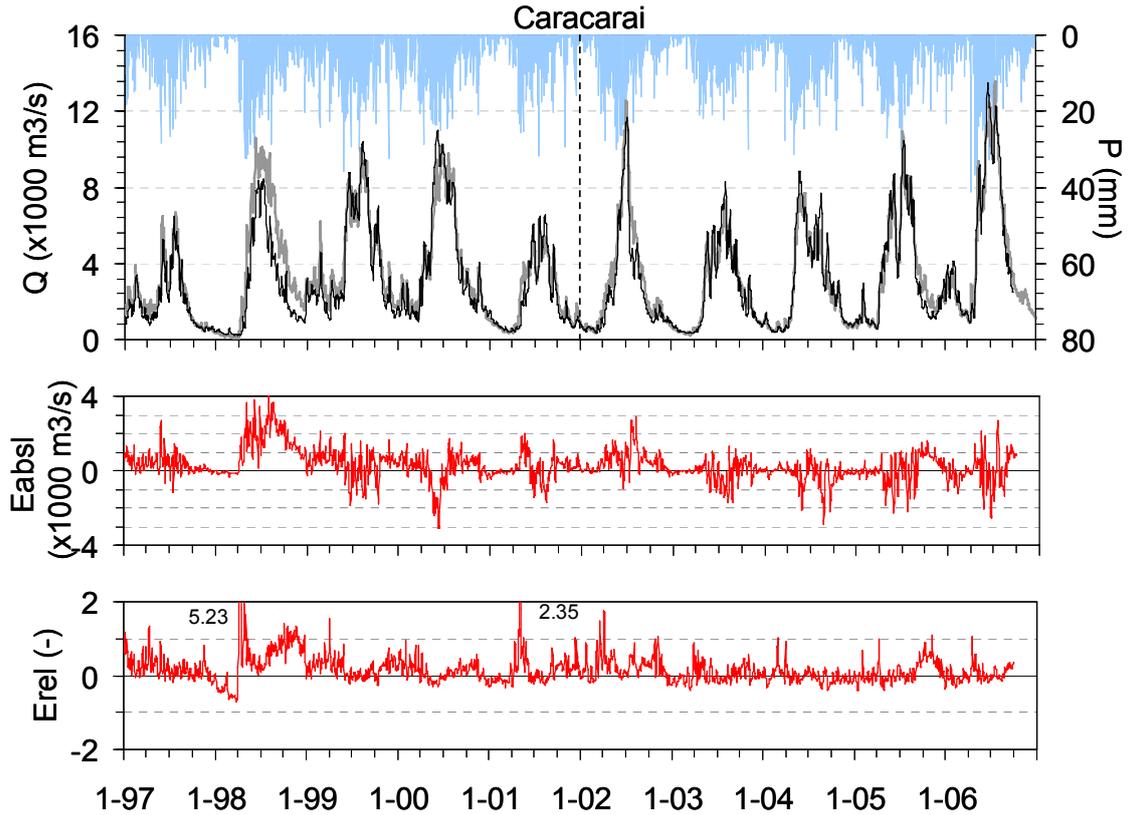


Figura 6.5 – Resultados na estação de Caracarai. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas.

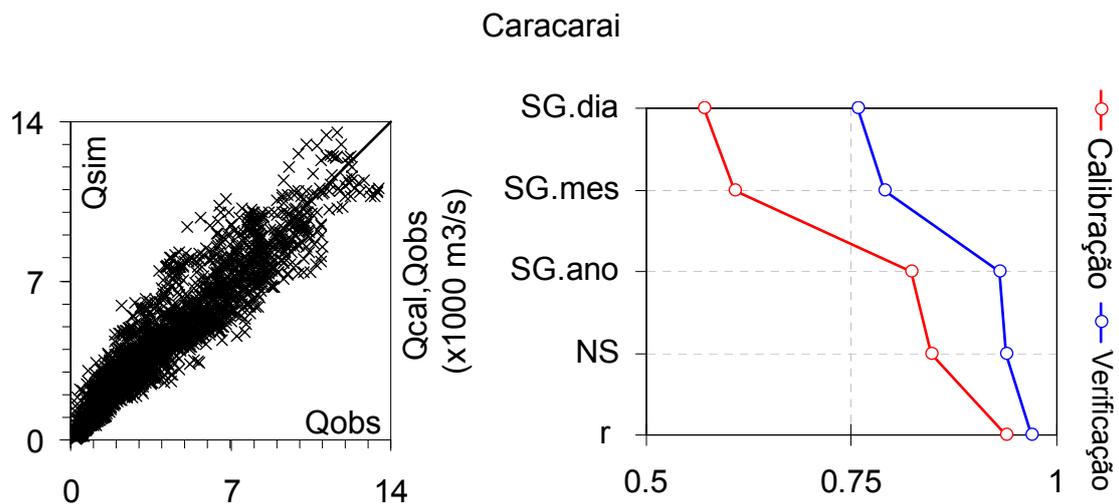


Figura 6.6 – Resultados na estação de Caracarai. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006).

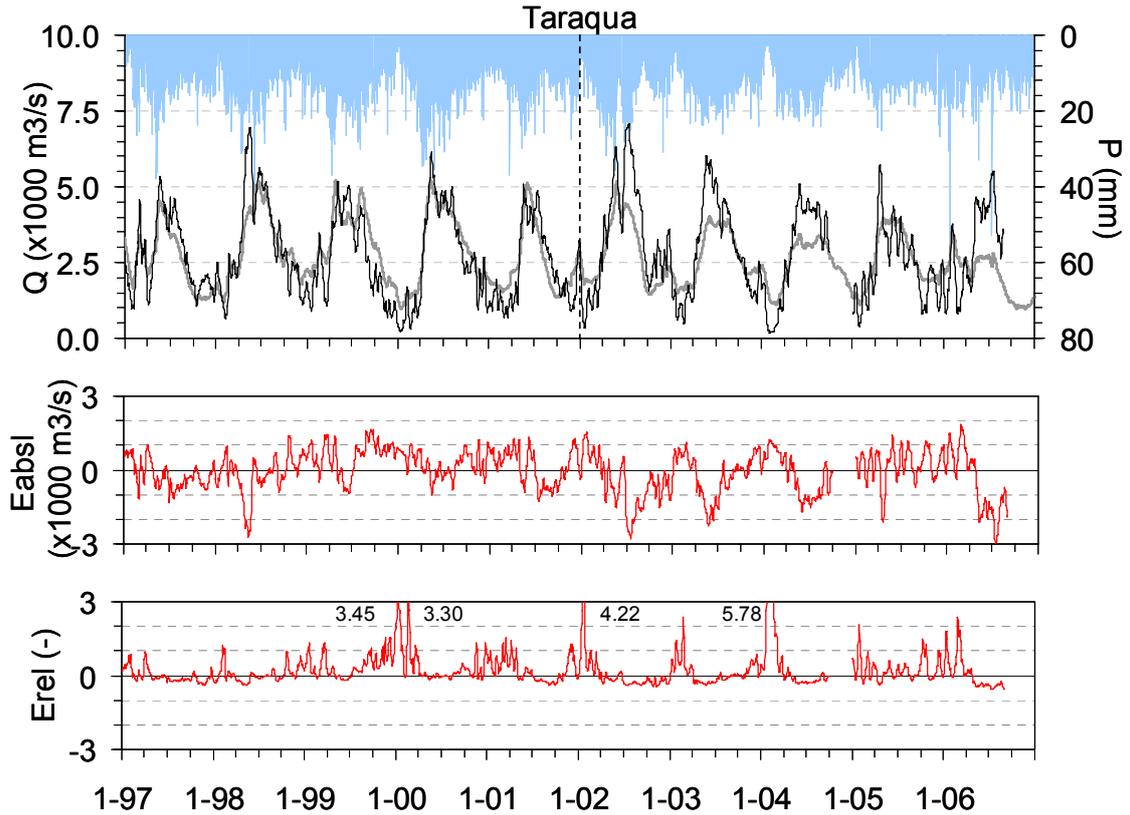


Figura 6.7 – Resultados na estação de Taraqua. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000$ m³/s)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas.

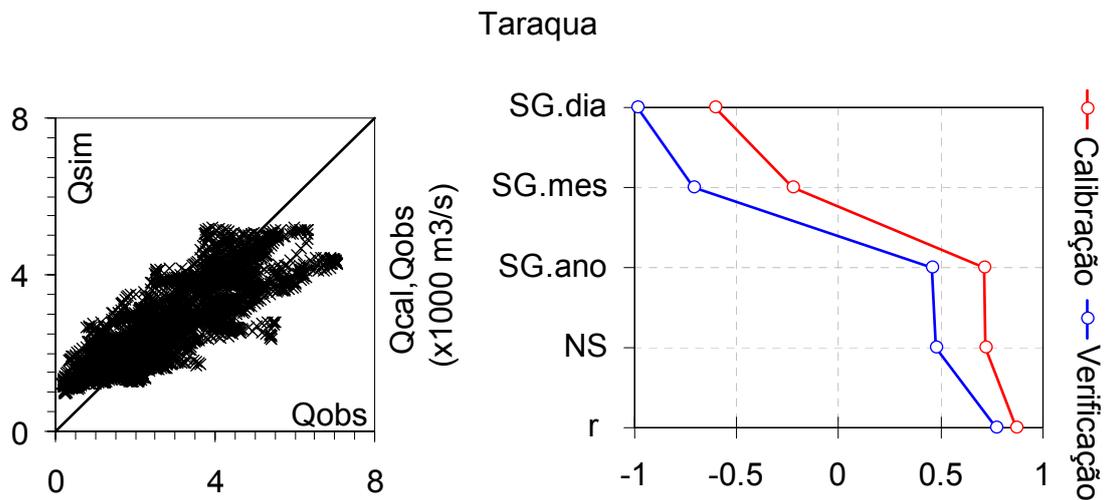


Figura 6.8 – Resultados na estação de Taraqua. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006).

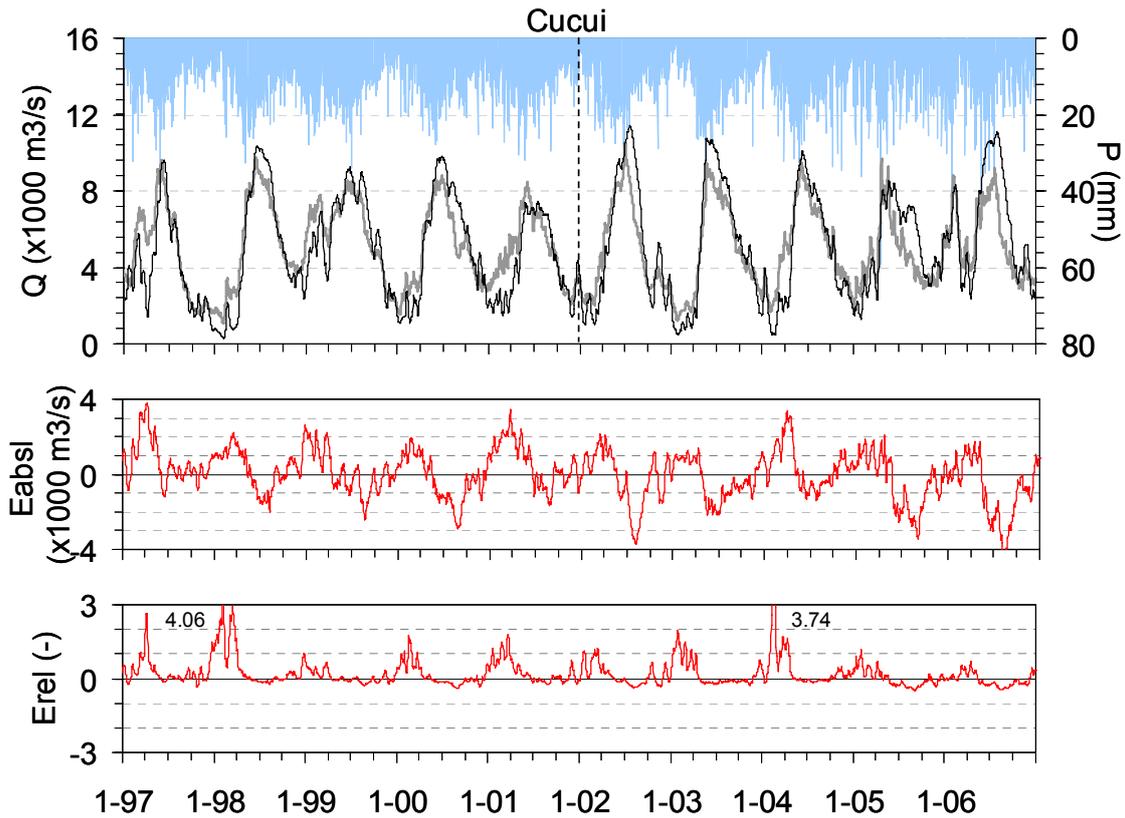


Figura 6.9 – Resultados na estação de Cucui. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente. Valores nos gráficos de erros correspondem às extremidades não representadas.

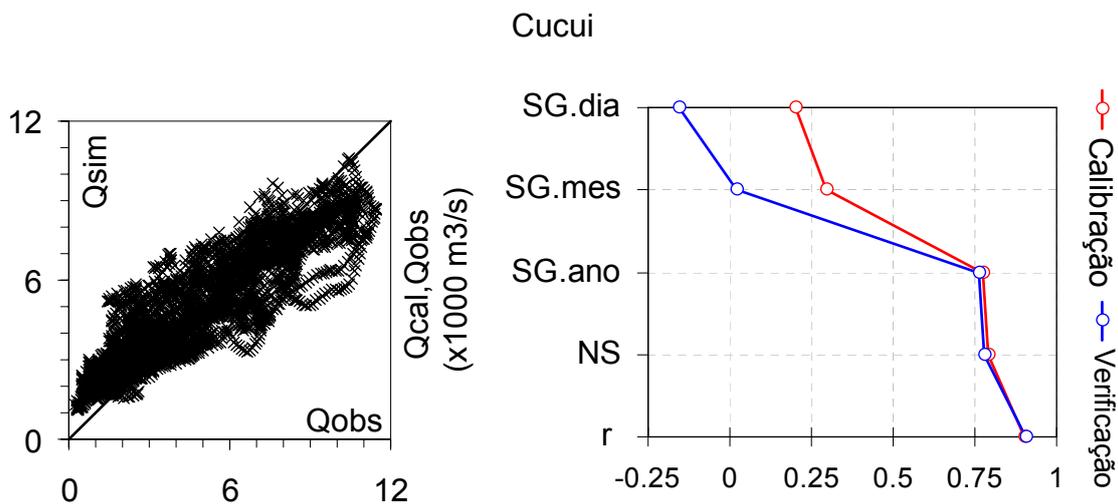


Figura 6.10 – Resultados na estação de Cucui. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006).

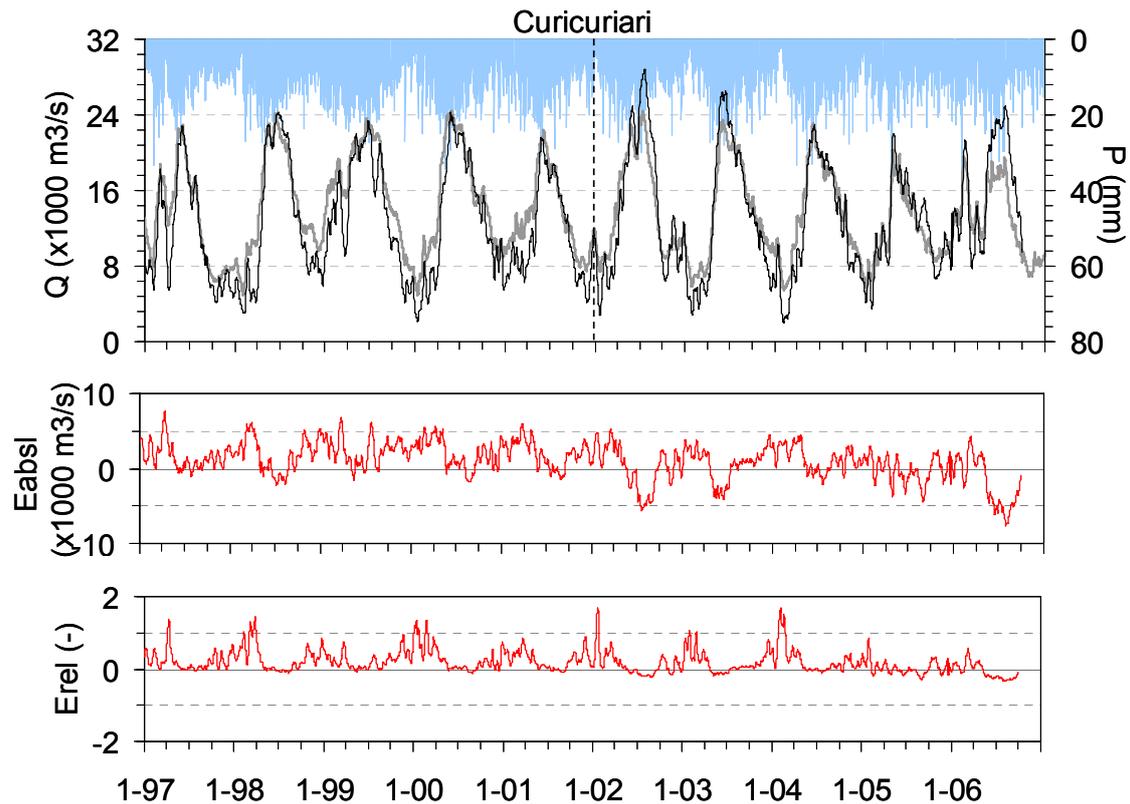


Figura 6.11 – Resultados na estação de Curicuriari. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente.

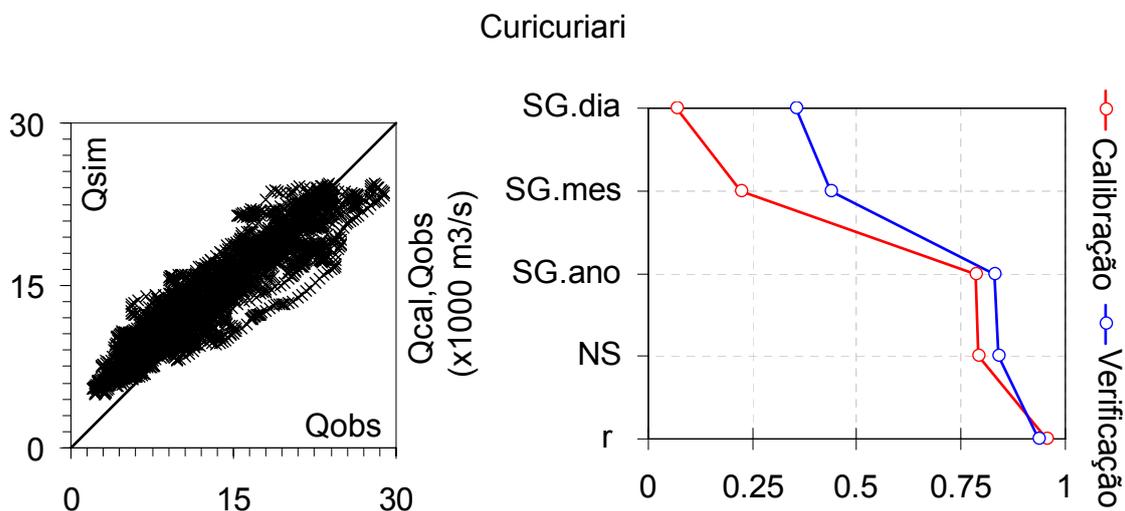


Figura 6.12 – Resultados na estação de Curicuriari. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006).

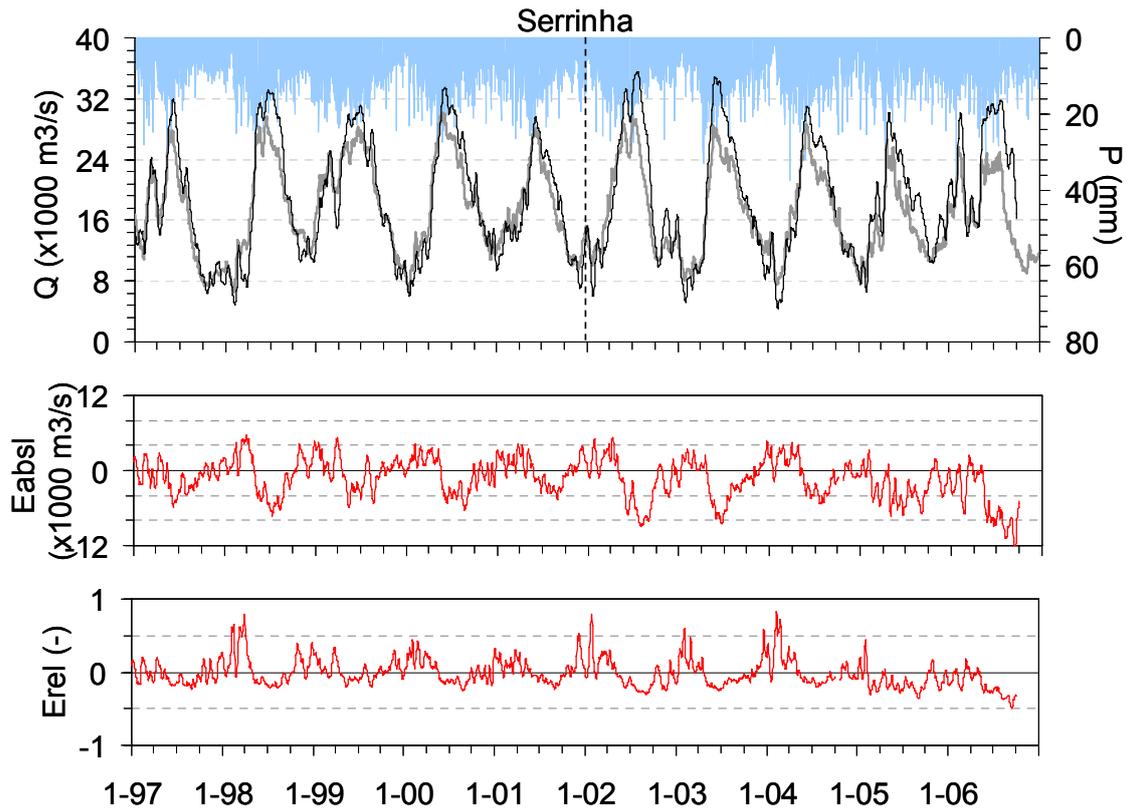


Figura 6.13 – Resultados na estação de Serrinha. Acima, hidrogramas observado (linha preta) e calculado (linha cinza) e pluviograma na sub-bacia para os períodos de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006). No meio e abaixo, séries diárias dos erros absoluto [E_{abs} ($\times 1000 \text{ m}^3/\text{s}$)] e relativo [E_{rel} (-)], respectivamente.

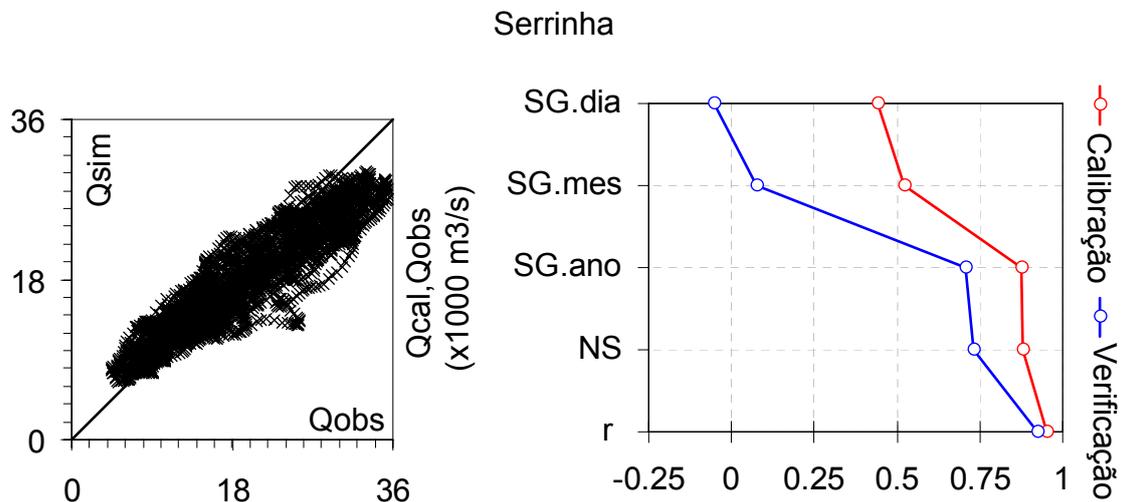


Figura 6.14 – Resultados na estação de Serrinha. À esquerda, dispersão de pontos resultantes da combinação de vazões observadas (Q_{obs}) e simuladas (Q_{sim}) no plano cartesiano para todo o período de simulação (1997-2006). À direita, coeficientes de desempenho resultantes da modelagem para o período de calibração (1997-2001) e validação (2002-2006).

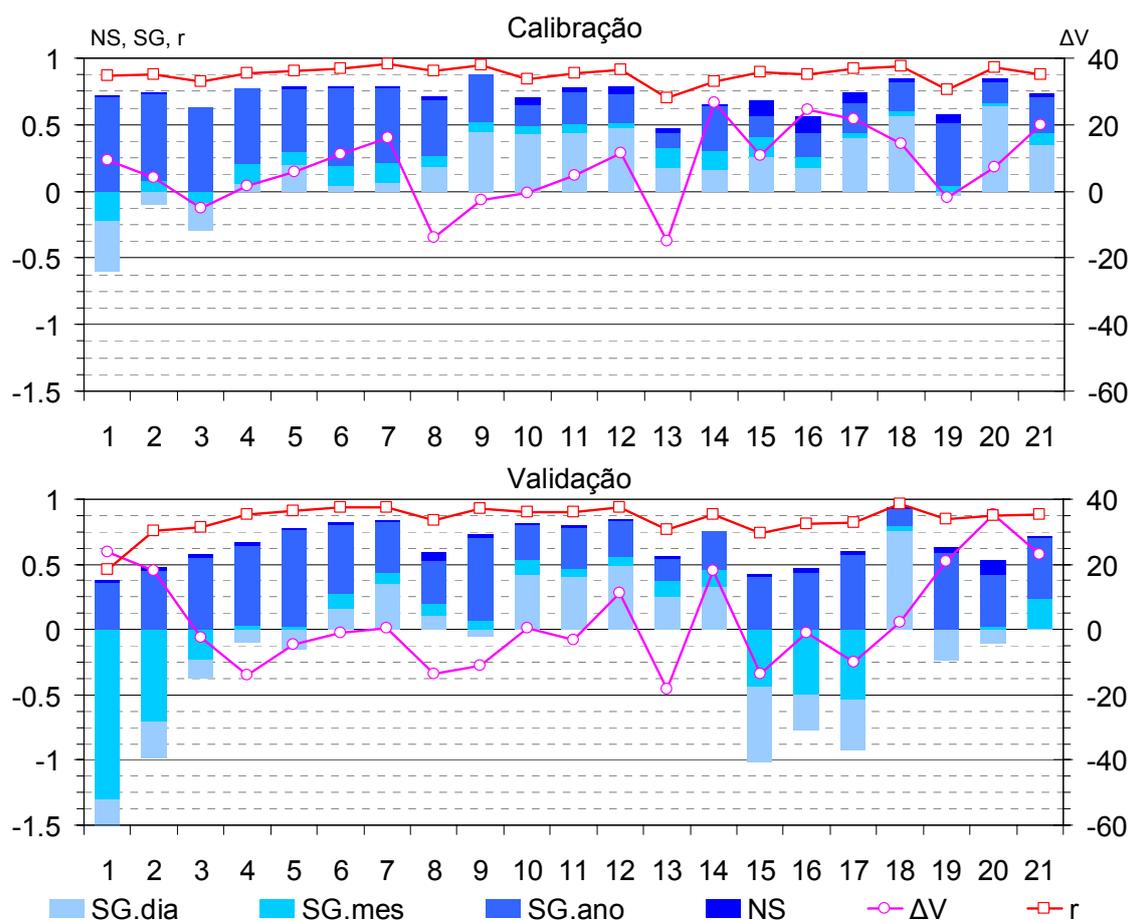


Figura 6.15 – Coeficientes de desempenho utilizados na avaliação dos resultados da modelagem hidrológica do rio Negro nas etapas de calibração e validação dos parâmetros do modelo em cada uma das 21 estações fluviométricas.

A utilização das três formas de *SG*, juntamente com *NS*, possibilita a obtenção de resultados interessantes. Nota-se, com base na Figura 6.15, que quase todas as estações utilizadas para a calibração e validação de parâmetros do modelo, dadas algumas poucas exceções, apresentam coeficientes de $NS > 0,5$ atingindo patamares de 0,94 em determinadas situações. Entretanto, ao serem comparados com valores de *SG*, tem-se uma maior sensibilidade na análise sazonal das saídas do modelo. Estações que resultaram em valores de *NS* razoavelmente bons, notadamente as estações 4, 5 e 19, na etapa de validação, superando a faixa de 0,6, apresentam *SG.dia* e *SG.mês* inferiores a zero. Isso significa que, apesar do modelo gerar séries temporais de vazão mais precisas que aquelas representadas pela vazão média de longo prazo em cada estação, há falhas na representação de hidrogramas em escalas mais refinadas. Em outras palavras, nas estações onde *SG.dia* é negativo, uma melhor precisão na previsão de vazões poderia ser atingida com a simples substituição dos hidrogramas simulados pelo modelo por séries

de vazão diária média de longo prazo adquiridas a partir de históricos de dados observados. Mesmo vazões mensais médias de longo prazo funcionariam melhor que o modelo em determinadas estações (estações 1 e 3 na calibração e 1, 2, 3, 15, 16, e 17 na validação). Essas estações correspondem a sub-bacias com baixa densidade de estações pluviométricas.

Outro coeficiente importante na análise de desempenho do modelo é o erro relativo de volume. Valores de ΔV variam entre -14,8% e 26,6% na etapa de calibração e -18,4% e 35,4% na etapa de validação. Grande parte das diferenças entre vazões observadas e simuladas pode ser atribuída à distribuição espaço-temporal heterogênea e precária de observações pluviométricas. Redes de monitoramento pluviométrico mais densas são encontradas na porção nordeste da bacia, delimitada pela sub-bacia definida pela estação de Caracarái (estação 18). A grande amplitude de vazões entre as estações secas e úmidas foi bem representada pelo modelo, embora a sub-bacia apresente, igualmente, uma baixa densidade de estações pluviométricas de 0,28 estação/1.000 km². Vazões observadas e simuladas têm boa concordância nessa região. A Figura 6.5 ilustra os hidrogramas observado e simulado e erros diários absoluto e relativo em Caracarái para todo o período simulado. O erro mais significativo é verificado no período de cheia de 1999. A precipitação superestimada resulta em uma cheia acima da observada. Esse registro pode ter influenciado o valor de $\Delta V=14,4\%$. Erros absolutos apresentam picos significativos (positivos ou negativos) durante os períodos de cheia, demonstrando boa consistência entre o modelo e observações nos períodos de estiagem. Erros relativos confirmam os bons resultados encontrados. De acordo com a dispersão de $Q_{obs} \times Q_{sim}$ para todo o período simulado, conforme ilustrado pela Figura 6.6 (esquerda), apesar do desvio-padrão entre vazões observadas e simuladas, não se constata tendências significativas em subestimações ou superestimações de vazões. Embora estações a montante tenham apresentado coeficientes de desempenho inferiores, a estação de Caracarái apresentou valores de NS e r de, respectivamente, 0,94 e 0,97 no período de validação. Coeficientes de $SG.dia$, $SG.mês$ e $SG.ano$ apresentam valores igualmente altos, demonstrando a excelente representação sazonal de vazão nessa estação. Coeficientes de SG no período de validação foram, respectivamente, de 0,57, 0,61 e 0,82 (Figura 6.6). Baixíssima variação de volume foi encontrada nessa estação, com $\Delta V=2,1\%$ para o período de validação. Esse fato ocorre, normalmente, em bacias mais impermeáveis, como é o caso da bacia do rio Branco.

Por outro lado, as áreas de drenagem das estações de Taraqua e Cucui (2 e 5, respectivamente) correspondem a regiões com monitoramento pluviométrico bastante precário, disponibilizando, respectivamente, de ~0,07 e ~0,10 estação por 1.000 km². Campos de precipitação foram construídos com dados de estações localizadas, em grande parte, fora dos limites da bacia, em territórios colombiano e venezuelano, e adquiridos no passo de tempo mensal. Portanto, coeficientes de desempenho NS e r de 0,75 e 0,87 em Taraqua e de 0,79 e 0,90 em Cucui podem ser considerados como bons resultados para a etapa de calibração. Os valores levemente positivos de ΔV (4,2% e 6,0%, respectivamente) são devidos a vazões superestimadas durante períodos de estiagem.

Precipitações registradas pelas estações colombianas exercem significativa influência sobre a região oeste da bacia do rio Negro, devido às suas fortes intensidades causadas pela maior proximidade à cordilheira dos Andes. Estações localizadas em território venezuelano também apresentam elevada importância no fechamento do ciclo hidrológico naquela região. A interrupção da série de dados pluviométricos colombianos e venezuelanos origina uma queda dos picos de vazão simulados em Taraqua no período de validação, conforme claramente ilustrado na Figura 6.7, reduzindo o valor de ΔV a -8,0%. A área de drenagem dessa estação está inserida, quase que completamente, em território colombiano, sofrendo significativa influência da disponibilidade daqueles dados. Ainda na mesma figura, percebe-se alguma sazonalidade nos erros absolutos e relativos, com tendência em superestimar vazões simuladas nos períodos de estiagem e subestimá-las nos períodos de cheia. Processo semelhante ocorre em Cucui, onde a sazonalidade dos erros é notada mais claramente. Valores negativos de $SG.dia$ e $SG.mês$ mostram a limitação dos resultados na representação sazonal de vazão no período de validação. As Figuras 6.9 e 6.10 confirmam a subestimação de vazões nos períodos de cheias e a superestimação nos períodos de estiagem. Esse processo, causado pelo monitoramento precário da chuva na região, propaga-se ao longo do rio Negro, nas estações de Curicuriari (Figuras 6.11 e 6.12), São Felipe e Serrinha (Figuras 6.13 e 6.14).

Períodos incompletos nos registros de precipitação podem causar desequilíbrios na espacialização da chuva, resultando em pesos maiores para estações pouco representativas da região. Esta situação é bem representada por Caracarái, onde o

modelo superestima o período de cheia de 1998, resultando em um valor de ΔV igual a 14,4% na etapa de calibração (Figura 6.5). Percebe-se também que resultados obtidos naquela estação sofrem melhoras consideráveis no período de validação, com uma queda de ΔV para 2,1%. Melhores resultados são igualmente encontrados em estações mais a montante de Caracarái, como aquelas encontradas nas estações de Uaicás, Fazenda Cajupira e Fazenda Passarão, no rio Uraricoera (estações 10, 11 e 12), as quais apresentam coeficientes de NS e r desde 0,80 até 0,85 e desde 0,90 até 0,94, respectivamente.

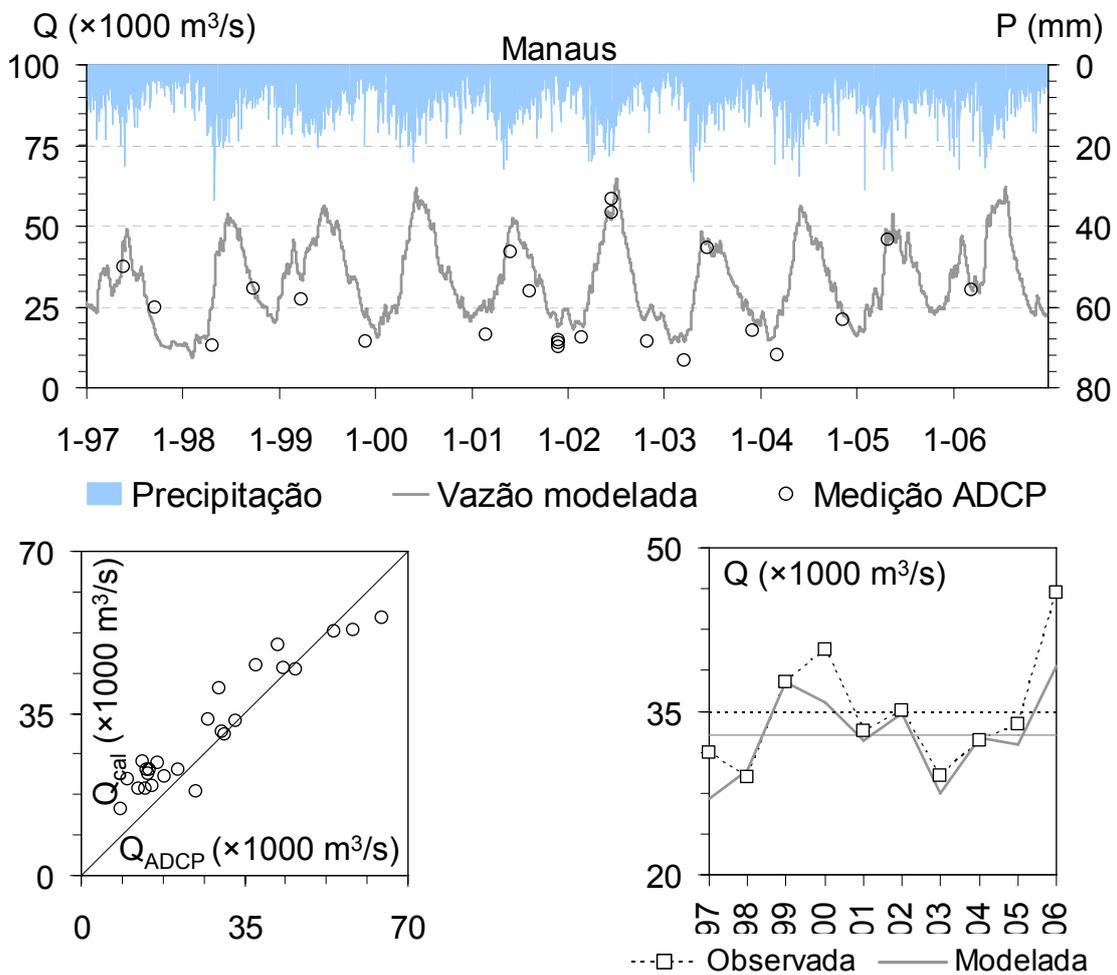


Figura 6.16 – Resultados do modelo em Manaus: acima, vazões diárias simuladas (linha cinza) e adquiridas por ADCP (círculos); abaixo à esquerda, gráfico de dispersão das vazões ADCP e simuladas; e, abaixo à direita, séries de vazões anuais médias simuladas (linha cinza) e observadas (linha pontilhada).

Apesar das diferenças entre vazões observadas e calculadas nas várias estações fluviométricas da bacia, os resultados obtidos na foz da bacia, em Manaus, são bastante convincentes. A vazão simulada média subestimou a observada em apenas 6%

(observada: 34.772 m³/s; modelada: 32.823 m³/s). A comparação entre vazões simuladas e adquiridas por ADCP demonstram a capacidade do modelo em reproduzir vazões com um erro *RMS* normalizado de 12%. Entretanto, erros positivos nos períodos de estiagem em Manaus (Figura 6.16) evidenciam uma superestimação de vazões simuladas durante as secas, quando comparadas com as medidas por ADCP. No entanto, esses resultados podem também indicar compensações de erros distribuídos espacialmente na bacia, causando boa concordância entre vazões observadas e calculadas. Essa questão motivou o uso de dados altimétricos espaciais na validação dos parâmetros, de maneira que seja possível avaliar tais resultados em uma escala espacial mais refinada.

6.4.1.2. Níveis de água

Dados altimétricos tornam-se úteis no processo de validação de parâmetros do modelo, uma vez que possibilitam a eventual detecção de bacias mal modeladas. Neste estudo, compararam-se as anomalias de séries de profundidades simuladas de água com os dados de altimetria fornecidos pelo satélite ENVISAT extraídos em 27 EVs posicionadas ao longo de cinco rios [rios Negro (15), Uaupés (6), Braco (4), Uraricoera (1) e Demeni (1)], adotando-se como coeficientes de desempenho R^2 e r .

Séries temporais de profundidades do rio e altimetria por radar resultaram em correlações satisfatórias para todas as estações virtuais, variando entre 0,72 e 0,95, dispostas ao longo dos rios Uaupés e Branco, respectivamente. Valores médios de R^2 para rios variaram desde 0,50 a 0,93 para os mesmos cursos de água (Figura 6.17). Melhores resultados são encontrados ao longo do rio Branco, repetindo-se o mesmo desempenho obtido com a comparação entre vazões observadas e simuladas. O baixo desempenho obtido no rio Uaupés pode ser atribuído a imprecisões no campo de precipitação, conforme mencionado anteriormente. Resultados são ligeiramente menos satisfatórios em EVs localizadas em rios estreitos, como o caso da v16 (montante do rio Uaupés), v26 (rio Uraricoera) e v27 (rio Demeni). Dados podem ser influenciados por erros introduzidos pela adição de leituras das alturas das copas de árvores às séries altimétricas naquelas localidades.

Verificou-se também a relação entre os desvios padrões de séries altimétricas (s_{obs}) e de séries de profundidades de rio calculadas pelo modelo (s_{cal}). Melhores

concordâncias foram percebidas em EVs localizadas ao longo dos rios Branco e Uraricoera com valores de $s_{obs}=2,218$ e $s_{cal}=2,457$ para o primeiro rio e $s_{obs}=1,179$ e $s_{cal}=1,117$ para o segundo. As piores concordâncias foram encontradas em EVs posicionadas nos rios Negro ($s_{obs}=2,106$ e $s_{cal}=1,390$), Uaupés ($s_{obs}=1,572$ e $s_{cal}=1,140$) e Demeni ($s_{obs}=1,937$ e $s_{cal}=0,933$), e a média de todas as EVs ficaram em $s_{obs}=1,964$ e $s_{cal}=1,466$.

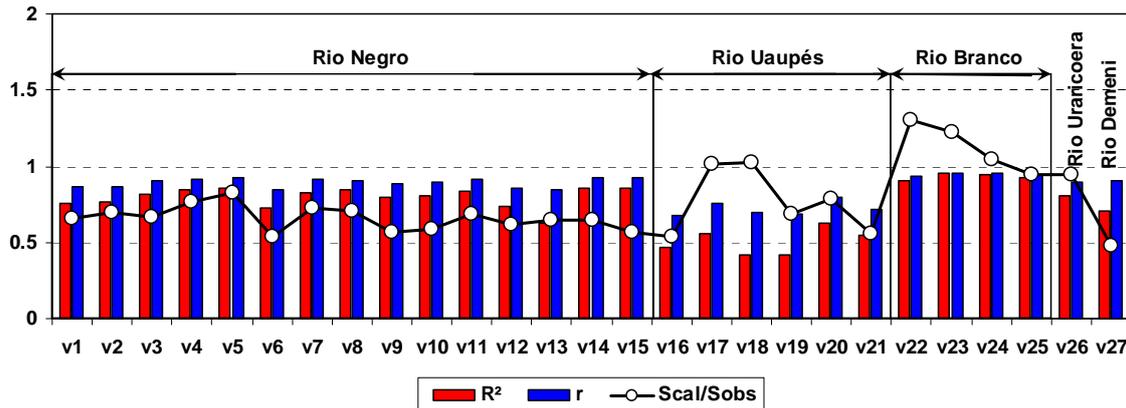


Figura 6.17 – Resultados obtidos nas 27 estações virtuais consideradas para a etapa de validação dos parâmetros: coeficiente de correlação (r) e determinação (R^2); e razões s_{obs}/s_{cal} para avaliar séries temporais de profundidades do rio contra a altimetria espacial obtida pelo satélite ENVISAT.

$$z_i = (x_i - \bar{x})/s \quad (6.12)$$

onde x_i e z_i são, respectivamente, a observação i de um dado conjunto de uma variável (por exemplo, a série temporal da profundidade ou altimetria dos rios) e o valor normalizado da observação i , enquanto \bar{x} e s correspondem à média e ao desvio-padrão do sinal.

Verifica-se que todos os rios apresentaram boa concordância entre as séries temporais normalizadas, indicando que a propagação de água foi bem representada pelo modelo. As únicas exceções são os rios Uaupés, onde picos de cheia são subestimados em 2005 e 2006, e Demeni, com o período de cheia de 2004 igualmente subestimado. Os resultados da comparação de dados altimétricos na etapa de validação não evidenciaram compensações de erros na estimativa do escoamento superficial. A Figura 6.18 ilustra alguns exemplos de séries normalizadas.

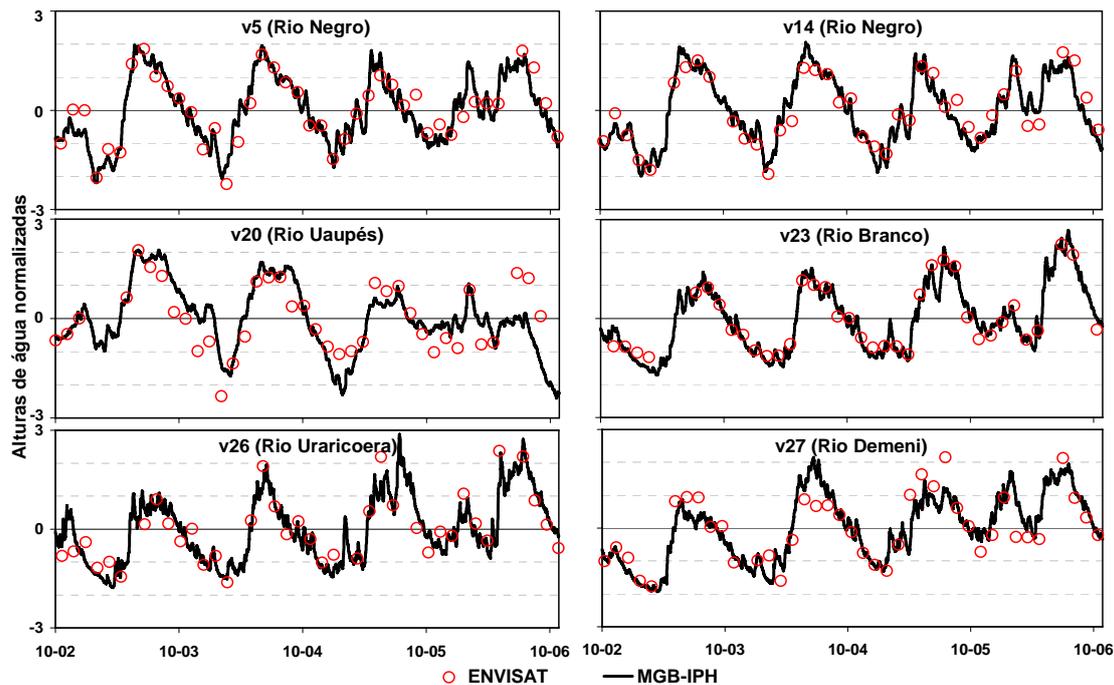


Figura 6.18 – Níveis de água normalizados em v5 (Rio Negro), v14 (Rio Negro), v20 (Rio Uaupés), v23 (Rio Branco), v26 (Rio Uraricoera) e v27 (Rio Demeni) (ver Figura 6.1a para a localização das estações). Linhas cheias são níveis modelados e pontos brancos são observações do satélite ENVISAT.

6.4.2. Balanço hídrico

Uma vez calibrado e avaliado, o modelo hidrológico distribuído possibilita a avaliação do comportamento espacial das variáveis hidrológicas envolvidas no balanço hídrico da bacia. A precipitação média anual na bacia sofre pouca variabilidade ao longo do período estudado, com valor de 2.640 mm/ano (ou 7,2 mm/dia), conforme ilustrado na Figura 6.19. Valores extremos ocorrem no ano de 1999 com 2.841 mm (7,78 mm/dia) e 1997 com 2.262 mm (6,20 mm/dia). O escoamento superficial (R) médio segue os mesmos padrões da precipitação (as séries temporais anuais apresentam boa correlação $r=0,85$). R médio é de, aproximadamente, 1.461 mm (4,0 mm/dia) e conta com cerca de 55% da precipitação média. A evapotranspiração é mais constante ao longo do período estudado, variando entre 1.100 mm em 1998 e 1.200 mm em 2002, correspondendo a 45% da chuva ocorrida na bacia (3,2 mm/dia). A umidade volumétrica relativa média do solo (W_r), calculada como a razão entre W/W_m , variou entre 62% e 75%, coincidindo com o ano mais úmido e o mais seco, respectivamente, apresentando uma boa correlação com a precipitação de $r=0,89$. ET e W_r apresentam fraca correlação ($r=-0,39$), sugerindo a presença de outros fatores intervenientes nessa relação.

Os valores médios dos componentes hidrológicos da bacia do rio Negro (Verifica-se claramente uma distribuição heterogênea da precipitação dentro dos limites da bacia. A parte nordeste é a menos favorecida hidricamente, tendo as menores taxas de precipitação tanto na média de longo prazo quanto na estação DJF97. A precipitação média mínima ocorre nessa parte da bacia, com 3,6 mm/dia, enquanto que a máxima média atinge 13,1 mm/dia na parte oeste.

Tabela 6.3) são consistentes com valores encontrados na literatura. Como exemplo, experimentos anteriores na própria bacia do rio Negro ou proximidades definiram as taxas de precipitação e evapotranspiração médias em, respectivamente, 5,7 mm/dia e 3,1 mm/dia (Reserva Biológica do Cuieiras – Malhi *et al.*, 2002), e em 7,2 mm/dia e 3,9 mm/dia (bacia do Asu – Tomasella *et al.*, 2007). A variação entre estimativas depende do período analisado e do comportamento hidrológico de cada local.

A Figura 6.20 mostra o comportamento de cada componente do balanço hídrico da bacia obtido a partir das mensais médias para o período estudado. A ET apresenta pouca variação sazonal, em comparação com as outras variáveis hidrológicas, com extremos entre 30 e 66% da precipitação. O pico de chuva ocorre em maio, enquanto os maiores valores de umidade do solo e do escoamento superficial, em junho. Esse resultado indica que o módulo de propagação baseado no método MC é capaz de representar o atraso causado pelas centenas de quilômetros através dos quais a água escoava antes de atingir a foz do rio.

Com o objetivo de verificar o comportamento hidrológico da bacia do rio Negro em situações severas passadas, duas estações com taxas de precipitações extremas foram selecionadas: a estação mais seca (verão), correspondendo aos períodos entre os meses de dezembro de 1997 e fevereiro de 1998 (chamados de DJF97 daqui em diante); e a estação mais úmida (inverno), correspondendo aos meses entre junho e agosto de 1999 (chamados de JJA99 daqui em diante), conforme mostrado na Figura 6.21. Verifica-se também que os anos nos quais esses extremos ocorrem coincidem com anos de El Niño e La Niña, respectivamente.

Os componentes do balanço hídrico indicam grande variabilidade de uma estação

do ano para outra (Figura 6.21). Precipitações médias aumentam mais de duas vezes de DJF97 para JJA99. A evapotranspiração e a umidade do solo aumentam 36% e 76%, respectivamente. O escoamento superficial é o componente mais sensível às mudanças da precipitação, variando em até 400% de DJF97 para JJA99.

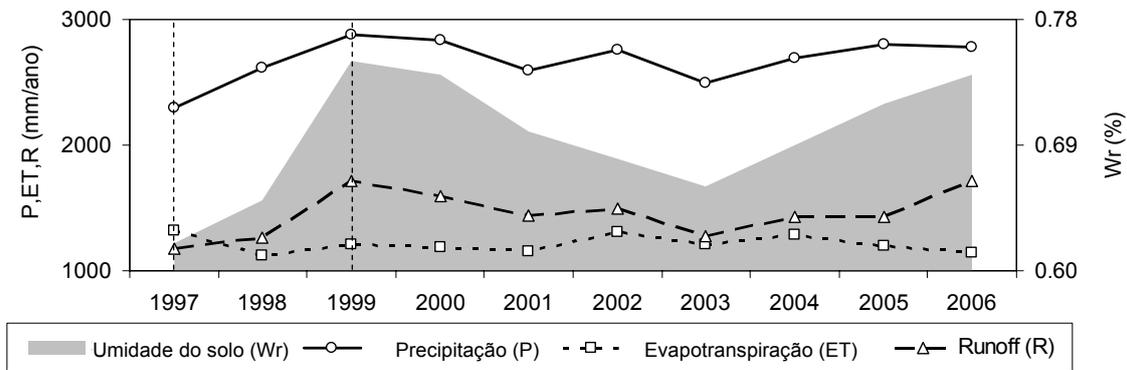


Figura 6.19 – Valores anuais dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e Wr) da bacia do rio Negro de 1997 a 2006.

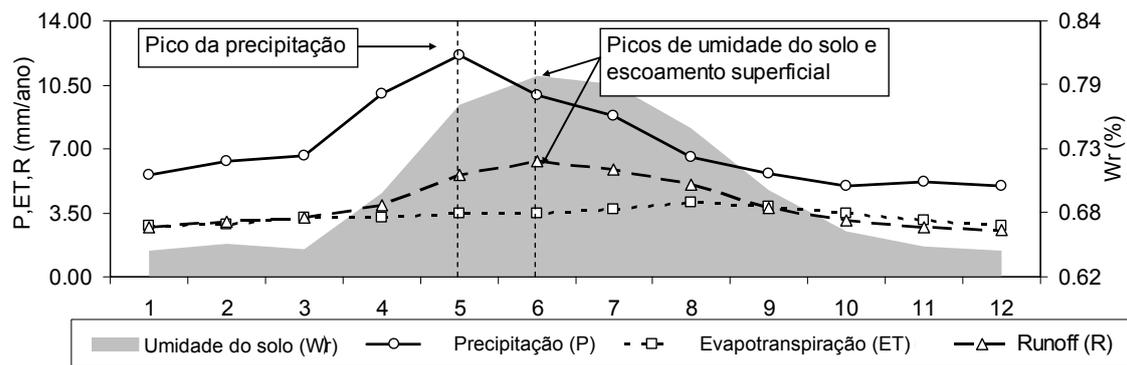


Figura 6.20 – Valores mensais médios dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e Wr) da bacia do rio Negro.

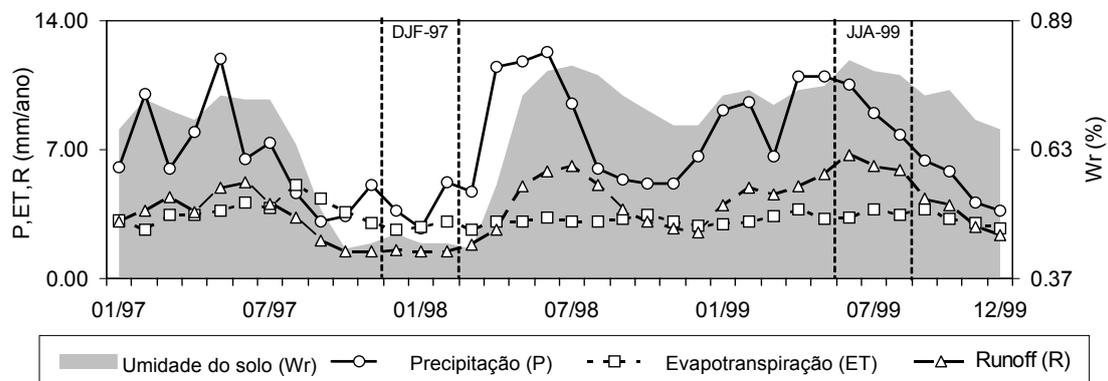


Figura 6.21 – Valores mensais dos principais componentes do balanço hídrico (P, ET, R e Wr) da bacia do rio Negro de janeiro de 1997 a dezembro de 1999. Detalhes marcam as estações extremas (DJF97 e JJA99) selecionadas para análise.

Durante o período seco de DJF97, a precipitação média é a metade daquela encontrada para o período de 10 anos de estudo e corresponde a 0,68 da média dos verões (Figuras 6.20 e 6.21). Ainda durante a estação de DJF97, o escoamento superficial é 0,56 do valor médio de DJF e a evapotranspiração e a umidade do solo são, respectivamente, 0,79 e 0,64 dos valores médios da obtidos para todo o período estudado. A evapotranspiração variou entre 50% a quase 100% da precipitação ocorrida em cada mês.

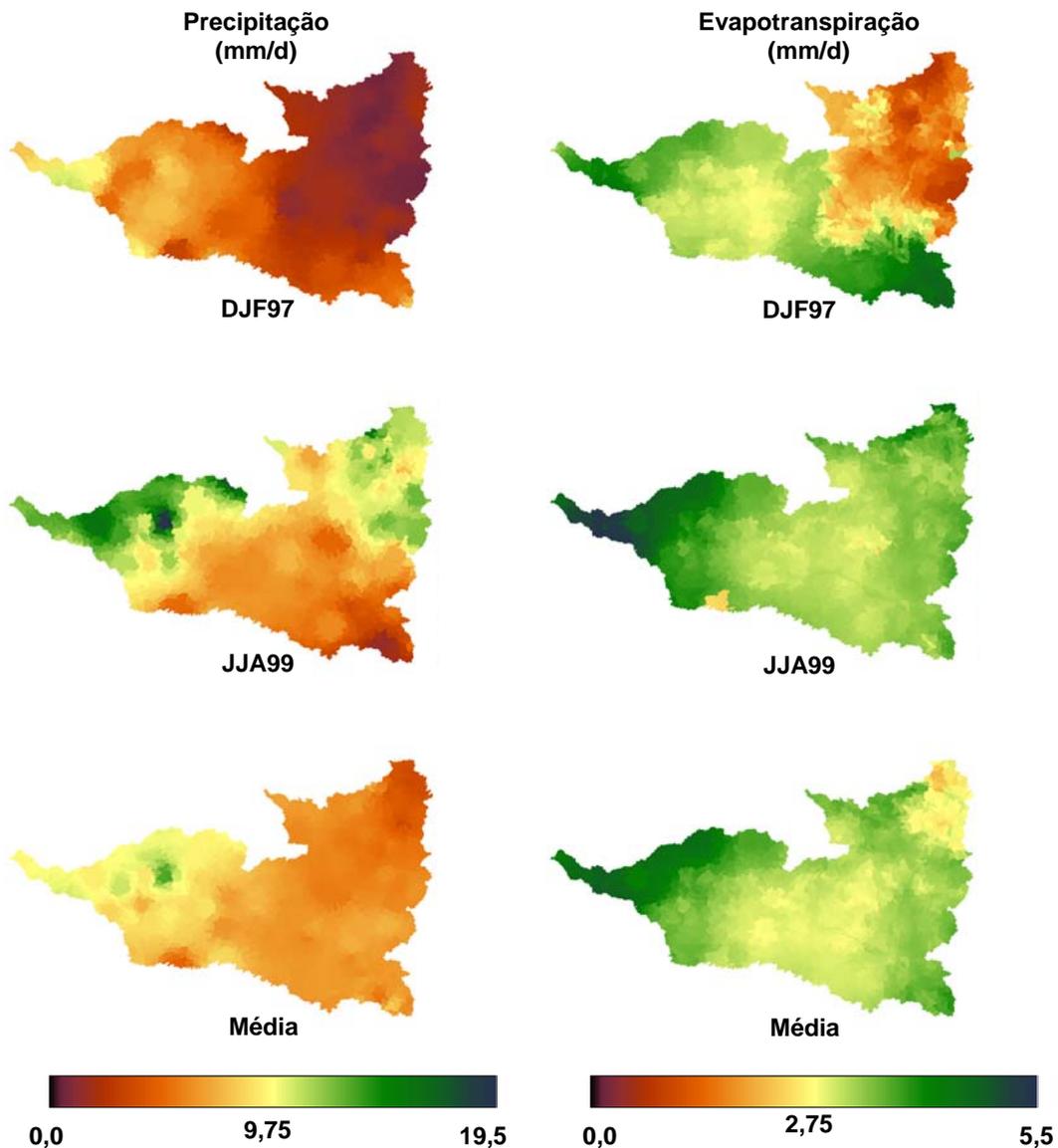


Figura 6.22 – Distribuição espacial da precipitação [P (mm/dia)] e evapotranspiração [ET (mm/dia)] na bacia do rio Negro para os períodos de DJF97, JJA99 e a média do período modelado (1997-2006).

Por outro lado, durante o período de JJA99, a precipitação é 1,23 vezes o valor médio de longo prazo, correspondente aos 10 anos de estudo, e difere levemente da

precipitação média recebida durante a estação JJA pela bacia. O escoamento superficial durante JJA99 atinge 1,5 vezes o escoamento médio de longo prazo e 1,08 vezes a média da estação. A evapotranspiração é comparável com a média dos 10 anos, enquanto a umidade do solo é 1,13 vezes maior que a média geral. O aumento do armazenamento de água no modelo reflete a acumulação de água no subsolo e/ou nas planícies de inundação. A distribuição espacial dos componentes hidrológicos é igualmente analisada, conforme ilustram as Figuras 6.22 e 6.23. As imagens apresentadas definem os valores médios de todo o período estudado e das estações DJF97 e JJA99.

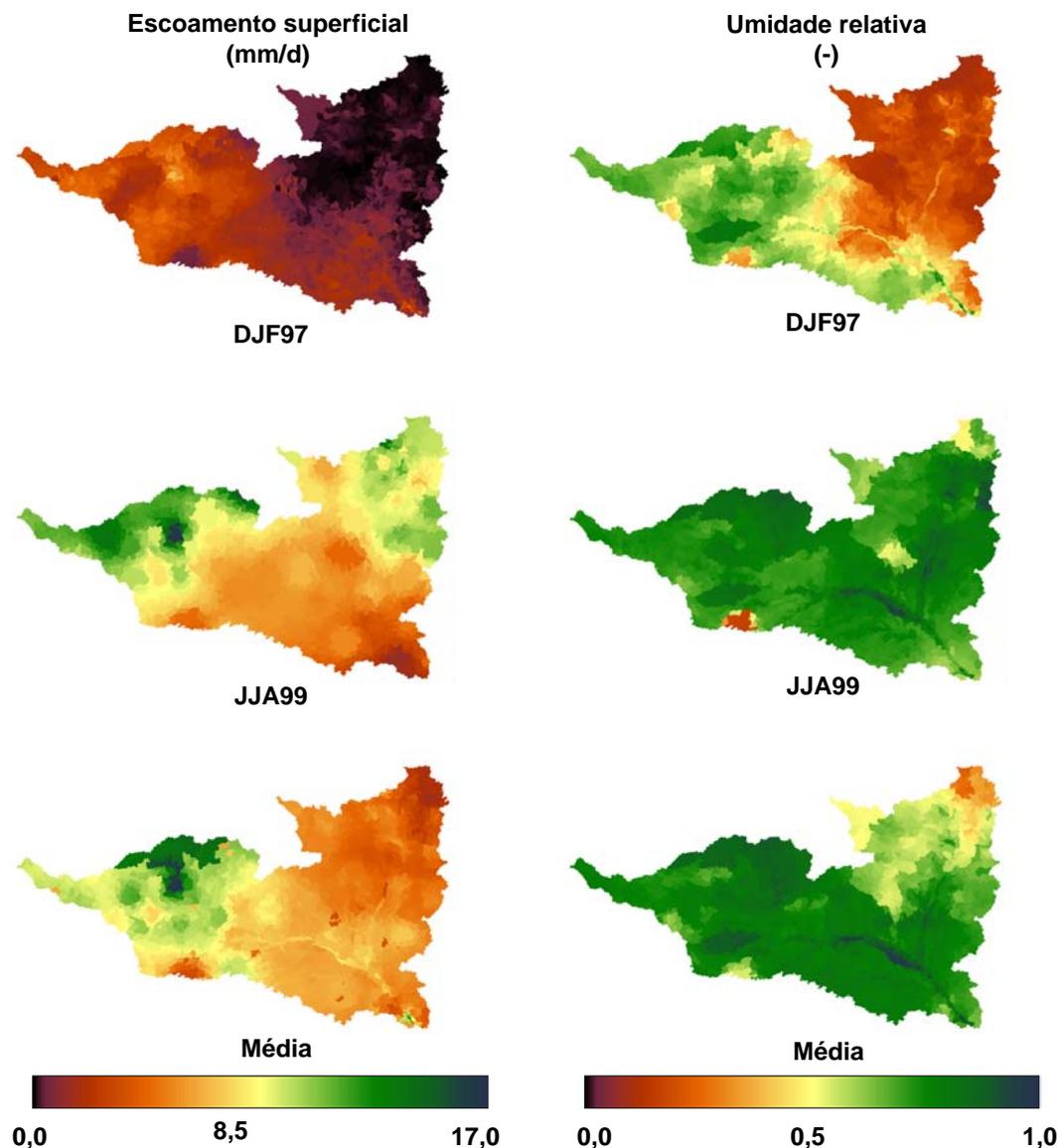


Figura 6.23 – Distribuição espacial do escoamento superficial [R (mm/dia)] e umidade do solo volumétrica relativa [Wr (-)] na bacia do rio Negro para os períodos de DJF97, JJA99 e a média do período modelado (1997-2006).

Verifica-se claramente uma distribuição heterogênea da precipitação dentro dos

limites da bacia. A parte nordeste é a menos favorecida hidricamente, tendo as menores taxas de precipitação tanto na média de longo prazo quanto na estação DJF97. A precipitação média mínima ocorre nessa parte da bacia, com 3,6 mm/dia, enquanto que a máxima média atinge 13,1 mm/dia na parte oeste.

Tabela 6.3 – Valores médios de longo prazo e sazonais dos componentes hidrológicos. O período de estiagem corresponde aos meses entre dezembro de 1997 a fevereiro de 1998 (DJF97) e o período úmido é definido pelos meses entre junho e agosto de 1999 (JJA99).

Período	Componente hidrológico			
	P (mm/dia)	ET (mm/dia)	R (mm/dia)	W _r (%)
Estação seca (DJF97)	3,8	2,6	1,6	0,38
Estação úmida (JJA99)	9,0	3,5	6,2	0,67
Média (1997-2006)	7,2	3,2	4,0	0,58

A diminuição de chuva ocorrente na seca de DJF97 é quase que uniformemente distribuída na bacia do rio Negro, com exceção da parte oeste onde se atinge taxas de chuva relativamente altas. Entretanto, durante a estação de JJA99, há um aumento significativo da precipitação nas partes oeste e nordeste (proximidades das fronteiras colombianas e venezuelanas, respectivamente). O ciclo hidrológico, na parte central da bacia, não obedece aos padrões descritos anteriormente. Verifica-se que há uma inversão de comportamento facilmente justificado pela mudança de hemisférios.

A distribuição espacial da chuva afeta os outros componentes do balanço hídrico. As taxas de evapotranspiração, escoamento superficial e umidade do solo são baixas na parte nordeste da bacia, quando comparadas com aquelas encontradas na parte oeste. As distribuições espaciais de evapotranspiração e escoamento superficial são fortemente influenciadas pela precipitação, com taxas mais elevadas a oeste, havendo uma redução ao se aproximar do lado oposto da bacia. A umidade do solo reflete a influência da distribuição e dos tipos de solos encontrados na bacia e considerados na determinação de valores de parâmetros mediante o emprego de GRUs.

6.5. Conclusões

A maioria dos estudos de modelagem da bacia Amazônica encontrados na literatura envolvem o acoplamento “*off-line*” de modelos SVAT e GCM na escala da bacia. Grande parte deles propõe passo de tempo mensal e/ou baixa resolução espacial

de 5' ou mais (Vorosmarty *et al.*, 1989; Kuhl e Miller, 1992; Miller *et al.*, 1994; Costa e Foley, 1997; Chapelon *et al.*, 2002). Adicionalmente, equações relativamente simples baseadas em sistemas de reservatórios lineares usadas na propagação em rios resultam em predições de vazões de baixa qualidade, normalmente apresentado defasagens de tempo de chegada dos períodos de cheia, podendo, inclusive, afetar o balanço hídrico da bacia. Esses modelos falham também na representação regional dos processos hidrológicos. Nesse sentido, modelagens hidrológicas de resoluções espaço-temporais superiores em escalas regionais têm mostrado bons resultados em outras regiões na Amazônia (Ribeiro Neto, 2006; Collischonn, 2006). Este capítulo demonstrou a contribuição de dados altimétricos espaciais à modelagem hidrológica da bacia do rio Negro na etapa de validação de parâmetros, com uma nova proposta de discretização de bacias, adaptações para a assimilação de dados altimétricos no modelo e no passo de tempo diário. Os resultados demonstram o sucesso na introdução da altimetria espacial no processo de avaliação de parâmetros, revelando-se ser uma ferramenta promissora na compreensão dos processos hidrológicos em bacias precariamente monitoradas.

Boa precisão nas vazões simuladas e a consistência entre variáveis hidrológicas resultantes da modelagem aliados a resultados anteriores encontrados na literatura evidenciam o potencial do MGB-IPH e sua formulação na representação matemática dos fenômenos físicos inerentes ao ciclo hidrológico em grandes bacias com resoluções relativamente altas. Entretanto, a disponibilidade de dados espacialmente distribuídos continua sendo a grande limitante na aquisição de bons resultados na modelagem hidrológica na Amazônia. A obtenção de dados de chuva mais precisos e melhoria na rede de monitoramento de umidade do solo, água subterrânea e evapotranspiração, juntamente com o aumento na frequência de medições, são essenciais para o desenvolvimento de modelos mais representativos fisicamente que forneçam estimativas mais consistentes do balanço hídrico na Amazônia. Juntamente com a análise de novas bases de dados, esses fatores são de extrema importância para tais estudos.

Capítulo 7 - Monitoramento de Bacias Precariamente Monitoradas Baseado em Modelagem Hidrológica e Altimetria Espacial

Dando continuidade às propostas de integração da modelagem hidrológica com a altimetria espacial na Amazônia, este capítulo propõe um procedimento metodológico que resulte em relações entre níveis de água adquiridos por ENVISAT e vazões resultantes do modelo hidrológico. Vazões diárias modeladas em pontos dos rios monitorados por satélites altimétricos são combinados com dados observados de altura de água adquiridos remotamente para a produção de curvas-chave. O parâmetro definido como a altura de escoamento efetivo zero é otimizado para cada estação virtual com o objetivo de definir curvas com melhores regressões estatísticas baseadas na minimização de $|R^2-1|$. Esta metodologia é igualmente capaz de gerar estimativas de elevações e declividades de leitos de trechos de rio onde duas ou mais EVs são identificadas. Avaliou-se a sua aplicabilidade na região nordeste da bacia Amazônica, correspondendo à bacia do rio Branco, o maior afluente do rio Negro. A área de estudo tem, aproximadamente, 126.000 km² e é categorizada como precariamente monitorada. A porção superior da bacia do rio Branco foi escolhida para a avaliação da metodologia de estimação de curvas-chave em EVs, primeiramente porque está localizada na bacia Amazônica, mais especificamente na bacia do rio Negro, onde diversos estudos

fundamentados em dados de sensoriamento remoto têm sido realizados com sucesso (Martinez e Le Toan, 2007; Frappart *et al.*, 2005, 2006a, 2008; León *et al.*, 2006a), resultando em informações úteis para trabalhos subseqüentes. Essa bacia localiza-se, entretanto, em uma região remota, tornando-se um local recomendado para a avaliação dos potenciais da altimetria espacial. Resultados da modelagem hidrológica apresentados no Capítulo 6 são considerados no acoplamento entre a altimetria espacial, adquirida via ENVISAT, e vazões modeladas pelo MGB-IPH em doze EVs definidas ao longo do rio Branco e dois de seus afluentes. Declividades de trechos de rios puderam ser calculadas a partir de valores médios de estimativas de alturas de leitos de rios em EVs e comparadas com aquelas resultantes do MNT SRTM.

Validou-se a o procedimento metodológico comparando-se vazões estimadas pelas curvas-chave em três estações virtuais com séries fornecidas pela Agência Nacional de Águas, resultando em erros RMS entre 9,9% e 26,9%. Igualmente, comparações entre declividades do MNT SRTM e dos resultados adquiridos pela aplicação da metodologia proposta neste capítulo demonstram semelhança entre ambas as fontes, entretanto.

Este capítulo é organizado em quatro seções. A primeira (Seção 7.1) faz a introdução ao problema e à abordagem metodológica proposta. Em seguida, a Seção 7.2 descreve a base de dados *in situ* utilizada, a modelagem hidrológica da bacia do rio Branco superior e outras etapas da metodologia proposta. Na Seção 7.3, resultados obtidos são comparados e verificados com dados *in situ* de vazão e de missões espaciais (MNT SRTM). Finalmente, a Seção 7.4 termina o capítulo com as conclusões a respeito da metodologia proposta e resultados obtidos.

7.1. Introdução

No escopo das mudanças climáticas e do crescimento acelerado da pressão humana sobre os processos físicos terrestres, o monitoramento dos recursos hídricos é um dos principais desafios que sociedades têm se deparado. Entretanto, verifica-se, em muitos países, uma tendência de diminuição de redes de monitoramento *in situ* (<http://grdc.bafg.de/servlet/is/1660/>), em grande parte causada por custos de manutenção. Além disso, grandes regiões no planeta ainda são precariamente monitoradas devido a dificuldades de acesso. Esse fato é particularmente verdadeiro em

bacias tropicais.

Até então, nenhuma missão altimétrica espacial já foi designada primariamente para o monitoramento de águas continentais. Entretanto, missões como T/P, ERS-1&2, Jason-1&2, GFO e ENVISAT têm adquirido dados de lagos e grandes rios do mundo ao longo de, aproximadamente, 18 anos (Calmant *et al.*, 2008). Na última década, esforços têm sido dedicados no sentido de se utilizarem dados de altimetria adquirida por satélites com sensores de radar em áreas continentais. Esses estudos têm evidenciado a utilidade da altimetria espacial no monitoramento de níveis de água em grandes rios e lagos (Birkett, 1998; Campos *et al.*, 2001; Birkett *et al.*, 2002a, 2002b; Calmant e Seyler, 2006). Frappart *et al.* (2005, 2008) estimaram variações espaço-temporais do volume de água em planícies de inundação localizadas na bacia do rio Negro combinando dados do satélite JERS-1, altimetria do T/P e observações *in situ*.

Poucos estudos foram dedicados à estimativa de vazões de rios com dados de altimetria espacial até o momento. Coe e Birkett (2004) estimaram vazões de rio e níveis de lago baseados na altimetria espacial com o auxílio de informações coletadas *in situ*. Zakharova *et al.* (2006) investigaram as potencialidades em relacionar vazões observadas em rios na Amazônia e altimetria espacial. Combinou-se dados de altimetria espacial com vazões das estações *in situ* mais próximas localizadas no mesmo trecho de rio. León *et al.* (2006a) desenvolveram um método para construir curvas-chave em estações virtuais baseadas em dados de altimetria espacial e vazões resultantes de modelagem hidráulica pelo método MC. O método requer dados de vazão de duas estações *in situ*, uma a montante e outra a jusante da EV, e contribuições difusas estimadas ao longo de cada trecho modelado. Os autores propuseram uma metodologia para obter o nível de água de escoamento efetivo zero (z) e, em seguida, a profundidade do rio (h), possibilitando a estimativa precisa da declividade de leito de rios.

O Capítulo 6 desta tese apresenta resultados da modelagem hidrológica da bacia do rio Negro utilizando observações *in situ* e altimetria espacial na verificação do MGB-IPH. Seguindo adiante, este capítulo propõe uma nova metodologia para o monitoramento de bacias precariamente monitoradas aproveitando-se de dados oriundos de altimetria espacial e de modelagem hidrológica distribuída. Estimativas de vazão em EVs são geradas a partir de relações não-lineares chuva-vazão segundo a base conceitual

do modelo hidrológico. Nesse sentido, vazões de montante e contribuições difusas são calculadas pelo modelo hidrológico em função da variabilidade da chuva e da heterogeneidade dos tipos e cobertura do solo.

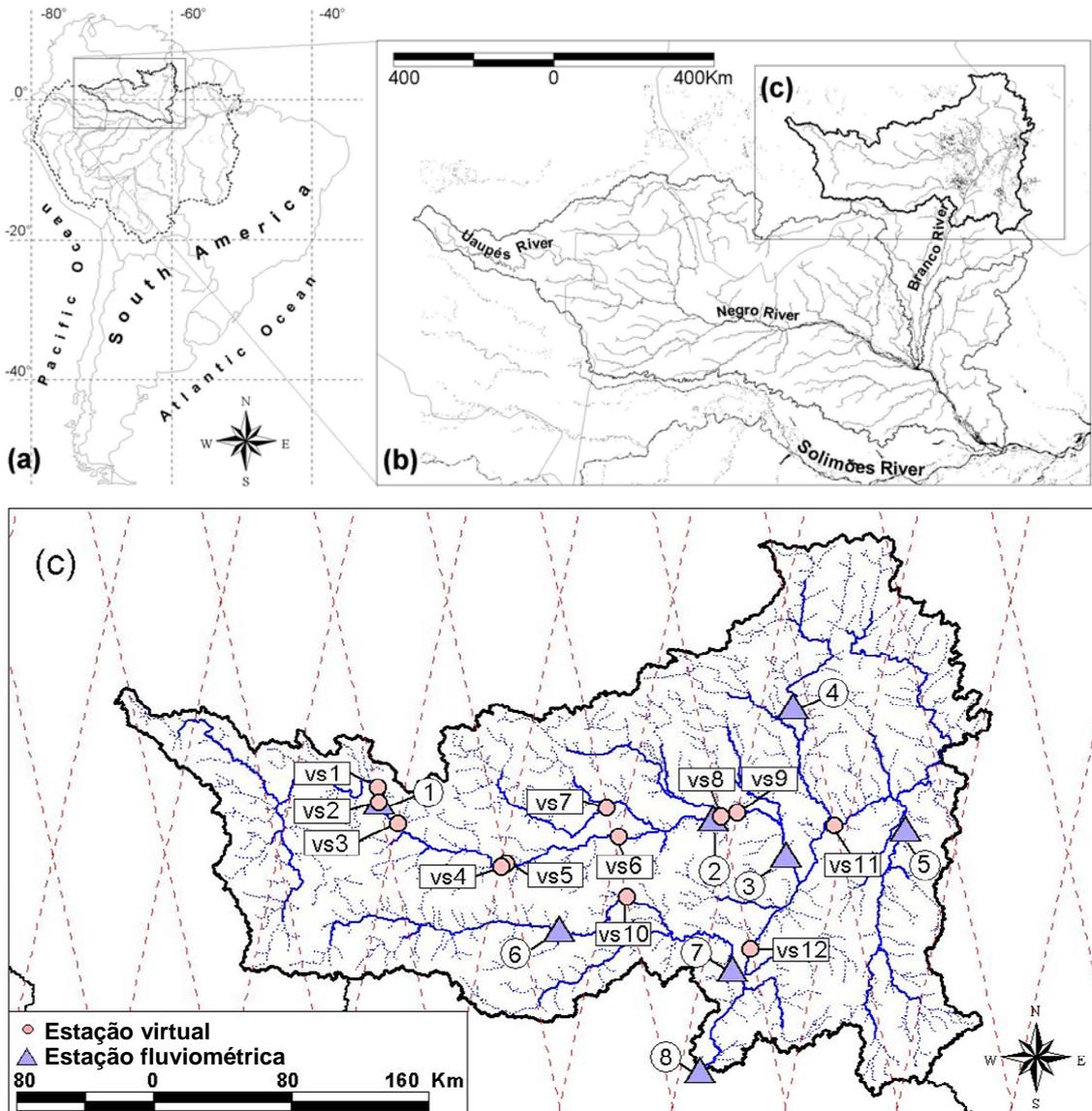


Figura 7.1 – Localização geográfica da área de estudo: a) localização da bacia do rio Negro na América do Sul; b) detalhe da bacia do rio Negro; e c) bacia do rio Branco superior. Distribuição espacial das estações *in situ* e virtuais usadas no estudo. Linhas transversais correspondem a traços do satélite ENVISAT.

A área de estudo é localizada na região norte da bacia Amazônica, correspondendo à porção montante da bacia do rio Branco. O rio Branco, principal afluente do rio Negro, tem sua bacia hidrográfica completamente inserida em território brasileiro (Figura 7.1b). Sua área de drenagem é de, aproximadamente, 190.000 km² com uma vazão média em sua foz (confluência com o rio Negro) de 5.300 m³/s. A estação fluviométrica Caracarái

é a mais importante da bacia por se munir de curva-chave validada e fornecer dados diários de vazão, localizando-se a 400 km a montante da confluência com o rio Negro. Essa estação define fisicamente a bacia do rio Branco superior, com uma área de drenagem de, aproximadamente, 126.000 km², contando com 31 estações pluviométricas (período de 1997 a 2006), resultando em ~0,25 estação por 1.000 km². A bacia do rio Branco superior apresenta médias de precipitação e vazão de, respectivamente, 1.870 mm/ano e 3.300 m³/s. Séries temporais de altimetria foram extraídas de traços ENVISAT para o período de outubro de 2002 a novembro de 2006 em 12 EVs usando o método automático baseado em cobertura do solo de Roux *et al.* (2009). Larguras de rios em EVs variam desde 0,10 km a 1,13 km. As séries de vazão utilizadas na construção de curvas-chave são aquelas resultantes da modelagem hidrológica da bacia do rio Negro, conforme descrito no Capítulo 6.

Parâmetros das curvas-chave, entre eles o coeficiente z (ou a profundidade média transversal do leito do rio), são estimados ajustando-se equações potenciais do tipo $y = a \cdot x^b$ com dados de níveis de água de altimetria espacial e vazões modeladas. Declividades de trechos de rios são estimadas com as alturas transversais médias de leitos de rios resultantes do processo e, em seguida, comparadas com declividades extraídas do MNT SRTM. Finalmente, vazões estimadas pelas curvas-chave são comparadas com dados observados, quando disponíveis.

7.2. Materiais e métodos

7.2.1. Base de dados

A área de estudo abrange 31 estações pluviométricas (~0,25 estação por 1.000 km²) e 24 estações fluviométricas, das quais somente 13 apresentam séries temporais de vazão. Oito dessas estações foram selecionadas para calibrar e validar o modelo (Figura 7.1c e

Tabela 7.1). Pequenas áreas de drenagem e proximidade entre estações foram as

razões pelas quais determinadas estações não foram consideradas.

Tabela 7.1 – Relação das estações fluviométricas consideradas no ajuste do modelo hidrológico.

N° da estação	Rio	Nome	Área de drenagem (km ²)	Estações pluviométricas (1997-2006)	
				Total	por 1.000 km ²
1	Uraricoera	Uaicas	15.520	3	0,19
2	Uraricoera	Fazenda Cajupira	36.446	6	0,16
3	Uraricoera	Fazenda Passarão	49.709	12	0,24
4	Cotingo	Maloca do Contão	5.896	4	0,69
5	Tacutu	Bom Fim	10.025	2	0,21
6	Mucajaí	Posto Funai	9.708	1	0,11
7	Mucajaí	Mucajaí	20.140	3	0,15
8	Branco	Caracarái	126.085	35	0,28

7.2.2. Modelagem hidrológica da bacia do rio Branco superior

Os resultados da modelagem da bacia do rio Branco superior são apresentados e discutidos no Capítulo 6. A região foi representada numericamente por 315 mini-bacias e dados de chuva e climatológicos foram interpolados para os centróides das células computacionais usando o inverso da distância ao quadrado.

7.2.3. Seleção de dados altimétricos

Estações virtuais foram automaticamente selecionadas segundo um dos procedimentos propostos por Roux *et al.* (2009). O procedimento utiliza informações de cobertura do solo, notadamente cobertura de água permanente (rios e lagos), obtidas pela classificação do mosaico JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007) e traços de satélite para identificar estações virtuais. Em princípio, dados altimétricos coincidentes com píxeis classificados como “água permanente” são selecionados. Entretanto, conforme discutido no Capítulo 5, imperfeições na classificação, georreferenciamento e ortorreferenciamento das imagens JERS-1 podem resultar na seleção de dados altimétricos fora do limite dos rios, sobre copas de árvores, durante a seleção de EVs baseada na cobertura do solo, requerendo a eliminação de valores inconsistentes dentre as medidas altimétricas selecionadas. Os critérios a seguir foram adotados para a análise e eliminação de medições selecionadas incorretamente:

- ciclos com duas ou mais medições com valores de desvio-padrão superiores a 0,1m foram selecionados para análise visual detalhada, na tentativa de encontrar diferenças consideráveis entre medições; Aquelas com valores elevados, possivelmente as medições altimétricas de copas de árvores, foram removidas do conjunto de dados selecionados;
- séries temporais altimétricas foram contrastadas com hidrogramas das respectivas estações de controle; uma estação de controle é a estação fluviométrica usada na modelagem hidrológica mais próxima da EV; esse procedimento permitiu a identificação de períodos de cheia e de estiagem nas sub-bacias e, por conseguinte, a eliminação de medições que não respeitaram a sazonalidade observada.

A Figura 7.2 apresenta quatro exemplos de séries altimétricas em estações virtuais e hidrogramas observados nas respectivas estações de controle. Nota-se que nenhum ciclo foi removido das séries altimétricas das estações virtuais vs1, vs2 e vs12. Entretanto, algumas observações foram desconsideradas nas duas últimas EVs com o objetivo de reduzir a incerteza em alguns ciclos. Nesse sentido, percebe-se a presença de pontos brancos e pretos no mesmo ciclo. Já no caso da estação virtual vs3, tanto medidas quanto ciclos inconsistentes foram removidos.

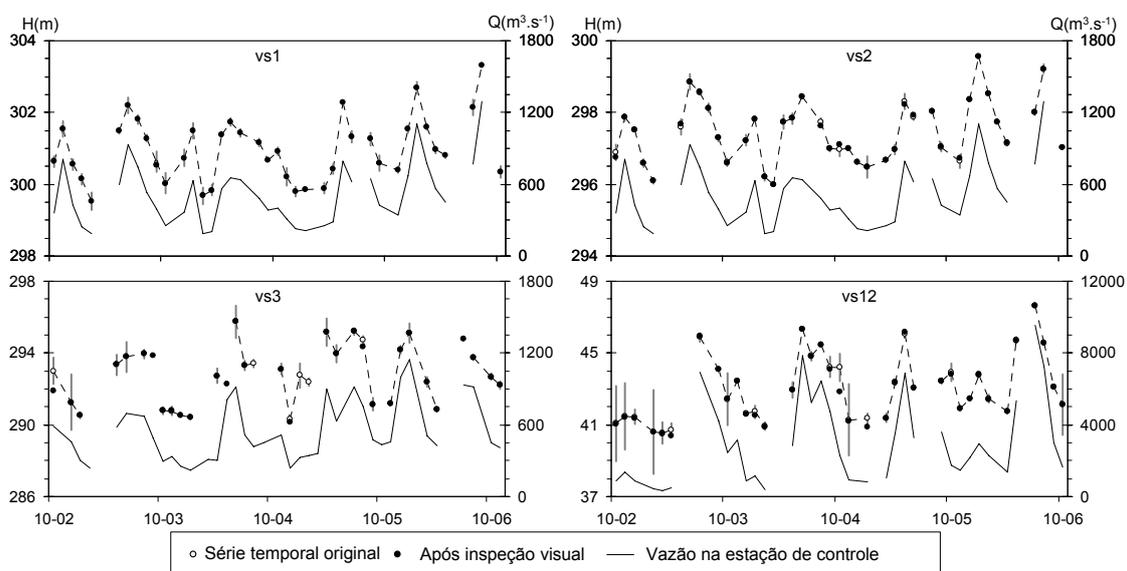


Figura 7.2 – Séries altimétricas e hidrogramas nas estações vs1, vs2, vs3 e vs12. Dados altimétricos do satélite ENVISAT foram extraídos automaticamente e passado por uma inspeção visual. Linhas pontilhadas correspondem aos dados altimétricos. Pontos brancos representam as séries originais da maneira em que

foram extraídas e pontos pretos são os ciclos após a inspeção visual. Barras verticais cinzas correspondem à incerteza em cada ciclo da série original. Linhas contínuas correspondem às vazões observadas nas estações de controle.

Finalmente, 12 EVs foram definidas na bacia do rio Branco superior. Séries temporais altimétricas foram produzidas em seções transversais de rios, estimadas com base no mosaico JERS-1 de 1995, variando entre 0,10 km e 1,13 km de largura. A Tabela 7.2 lista as doze estações e informações complementares, como coordenadas, área de drenagem, largura do rio na EV e suas respectivas estações de controle. Coordenadas foram obtidas da média de todas as leituras selecionadas em cada interseção entre traços do satélite e espelhos de água de modo a definir posições geográficas para as EVs. O cálculo das áreas de drenagem foram baseadas no processamento de MNT, conforme proposto no Capítulo 5. A largura de rios foram estimadas a partir de imagens JERS-1 de 1995.

Tabela 7.2 – Estações virtuais consideradas neste estudo.

Estação virtual	Coordenadas médias (lat,lon)	Área de drenagem (km ²)	Largura do rio na EV (km)	Estação de controle
vs1	3,66°; -63,19°	15.529	0,24	1
vs2	3,56°; -63,17°	15.734	0,26	1
vs3	3,42°; -63,05°	16.017	0,27	1
vs4	3,13°; -62,39°	22.174	0,40	1
vs5	3,15°; -62,36°	22.364	0,39	1
vs6	3,52°; -61,59°	7.790	0,10	2
vs7	3,71°; -61,72°	5.341	0,12	2
vs8	3,45°; -60,99°	3.671	0,40	2
vs9	3,47°; -60,88°	44.011	0,32	1
vs10	2,94°; -61,59°	12.131	0,18	7
vs11	3,39°; -60,26°	28.174	0,32	8
vs12	2,60°; -60,80°	97.622	1,13	8

7.2.4. Relações $h \times Q$

Até o momento, poucos estudos foram dedicados ao desenvolvimento de técnicas para a estimativa de vazões em rios a partir de dados de sensoriamento remoto. Baseados em análises de regressão múltiplas com dados hidráulicos de várias estações fluviométricas nos Estados Unidos, Nova Zelândia e Brazil, Bjerklie *et al.* (2003) estudaram a incerteza e o potencial de estimar a vazão de rios com equações gerais que usam diversas combinações de dados potencialmente adquiridos remotamente. Resultados apontam para incertezas médias inferiores a 20%. Coe e Birkett (2004) previram vazões e níveis de lago baseados em dados do T/P. Os autores correlacionaram dados altimétricos médios mensais com níveis de água observados do Lago Chad. Eles

afirmam que vazões e níveis podem ser estimados a centenas de quilômetros a jusante da EV e com vários dias de antecedência. LeFavour e Alsdorf (2005) avaliaram a capacidade de predição da vazão média do rio Amazonas a partir da equação de Manning, declividades obtidas pelo MNT SRTM, e profundidades e larguras de rios fornecidas por cartas náuticas e imagens de SARs, respectivamente. Erros relativos variaram de -25,77% a 27,35%, com o melhor valor em 0,32%. Outros trabalhos investigaram o potencial da previsão de vazão dos rios Amazonas (Zakharova *et al.*, 2006) e Ob' (Kouraev *et al.*, 2004) a partir de curvas-chave oriundas da combinação de dados altimétricos em EVs e vazões observadas em estações fluviométricas. Embora erros entre vazões anuais médias estimadas e observadas sejam substancialmente baixos, a aplicação desse método é restrito a EVs próximas a estações fluviométricas.

A relação física cota-vazão (definida como relação $h \times Q$ daqui em diante) é uma propriedade hidráulica de um local específico do rio (estação de controle ou estação fluviométrica) desconhecida *a priori*. O hidrólogo deve representá-la baseado em uma curva-chave, normalmente obtida a partir de medidas *in situ* e baseadas na análise de padrões de vazão (Jacon e Cudo, 1989). Em geral, a relação $h \times Q$ de uma seção de controle pode ser definida por expressões matemáticas como uma curva contínua ou trechos lineares sucessivos. A expressão mais freqüentemente utilizada é a forma exponencial representada por:

$$Q = a \cdot h^b = a \cdot (H - z)^b \quad (7.1)$$

onde Q representa a vazão estimada, h , H e z são, respectivamente, a profundidade do rio, a altitude do espelho de água e a altitude do leito do rio (ou altitude de água correspondente ao escoamento nulo), considerando-se uma seção retangular. a e b correspondem a coeficientes definidos para uma seção de controle específica. O coeficiente a é um fator de escala que considera a largura da seção, a declividade do leito do rio e o coeficiente de Manning, enquanto b inclui a geometria da seção do rio e é geralmente um indicador do tipo de controle atuante na relação $h \times Q$. León *et al.* (2006a) realizaram uma busca pelo método de Monte-Carlo, explorando possíveis valores para a , b e z segundo a Eq. (7.1) convertida à forma logarítmica:

$$\ln(Q) = \ln(a) + b \cdot \ln(H - z) \quad (7.2)$$

Embora os autores tenham encontrado muito bons resultados, o método proposto por eles requer vazões observadas a montante e a jusante [ou somente a jusante com estimativas a montante, conforme proposto por León *et al.* (2006b)] e estimativas das contribuições difusas ao longo do trecho do rio. Neste estudo, vazões são fornecidas pelo modelo chuva-vazão levando em consideração a distribuição espacial do tipo e cobertura do solo. Realiza-se, então, a minimização de $|1-R^2|$ de uma regressão linear entre vazões modeladas Q e altimetria espacial H , otimizando-se z e estimando-se os coeficientes a e b a partir da construção da função $|1-R^2|=f(z)$.

7.3. Resultados

7.3.1. Vazões modeladas

A ausência de uma rede de monitoramento de precipitação eficiente e a descontinuidade de séries temporais resultam em discrepâncias entre vazões observadas e calculadas durante alguns períodos modelados em determinadas estações de controle, conforme apresentado no Capítulo anterior.

Com o objetivo de reduzir a introdução de erros no processo geração de curvas-chave, vazões modeladas foram filtradas. Isso quer dizer que vazões calculadas pelo modelo em EVs com erros maiores que um limite pré-definido são eliminadas. A restrição do filtro $|E_i| = |Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}}| / Q_{\text{obs}}$ foi definida com base em uma análise de sensibilidade realizada no processo de estimação de curvas-chave das 12 EVs. O processo de otimização foi realizado com diferentes valores de $|E_i|$, e três fatores foram analisados: o número de ciclos remanescentes após a filtragem de vazões; o h estimado; e o coeficiente de determinação R^2 da regressão estatística linear entre h e H . Estimativas de h foram consideradas na análise, uma vez que a presença de vazões inconsistentes aumenta as chances do processo de otimização não convergir. Valores de $|E_i|$ foram variados de 0,1 (10%) a 1,0 (100%) e, então, uma última tentativa foi executada sem filtragem. A Figura 7.3 ilustra os valores médios dos 3 fatores analisados nas 12 EVs. Como esperado, o número de ciclos remanescentes aumenta conforme a filtragem se torna menos restrita. Melhores valores de R^2 são encontrados quando $|E_i|$ é menor ($R^2=0,89$), caindo para 0,76 quando $|E_i| \leq 0,5$. Estimativas de h são mais sensíveis a

mudanças, atingindo um valor razoável quando $|E_i| \leq 0,2$. Nesse sentido, um erro de $\pm 20\%$ foi considerado como aceitável na construção de curvas-chave. Vazões simuladas foram consideradas em EVs sempre que $|E_i| \leq 0,2$ nas respectivas estações de controle. A Tabela 7.3 apresenta os ciclos em cada EV após extração automática, inspeção visual e filtragem de vazões.

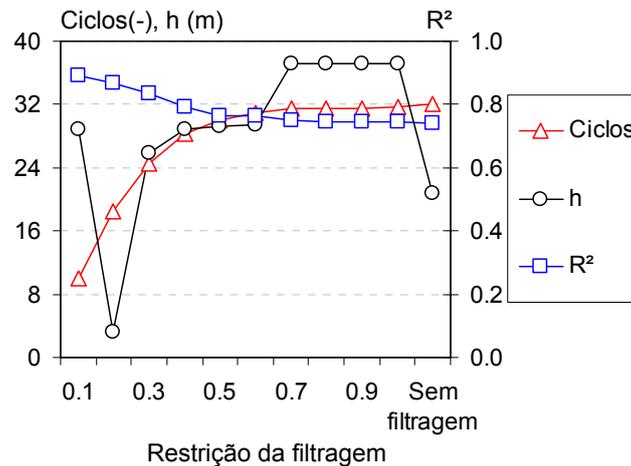


Figura 7.3 – Evolução dos valores típicos de ciclos remanescentes, h estimados e R^2 da regressão estatística linear entre h e H das 12 EVs em função da restrição da filtragem.

7.3.2. Estimativa de curvas-chave

Conforme mencionado anteriormente, a altimetria espacial fornece valores de H . Entretanto, a construção de curvas-chave é baseada em profundidades de rio $h=H-z$. Como z é uma variável desconhecida *a priori*, valores ótimos de z foram estimados para as EVs em função da minimização de $|1-R^2|$. A gama de valores possíveis para z foi explorada com incrementos de 0,01 m (Figura 7.4).

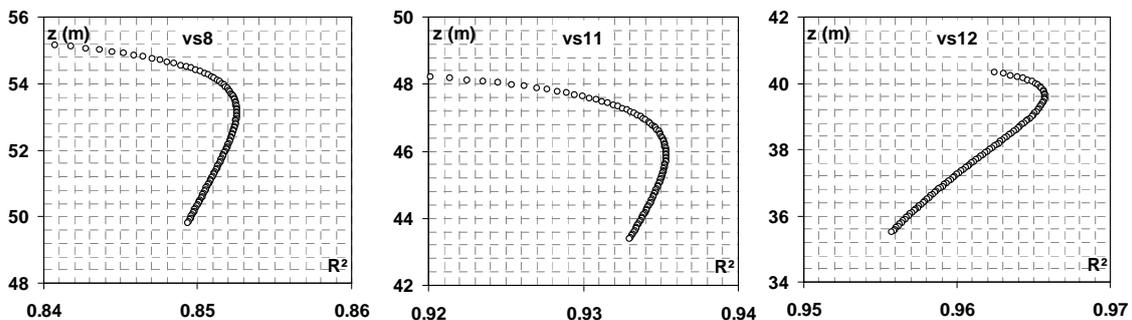


Figura 7.4 – Função $R^2 = f(z)$ para estações virtuais vs8, vs11 e vs12.

A Tabela 7.3 lista os valores de z associados aos melhores ajustes, os coeficientes a e b e R^2 das EVs consideradas no estudo. Essa tabela apresenta também a perda de ciclos em cada passo da metodologia. Verifica-se uma perda média de 12% dos ciclos extraídos automaticamente durante a inspeção visual, enquanto 49% dos ciclos permanecem úteis após a filtragem de vazões.

Tabela 7.3 – Resultados da metodologia proposta. H_{MIN} corresponde ao menor valor altimétrico capturado pelo satélite em uma dada EV. z é a altura do leito do rio estimada pela minimização de $|1-R^2|$. a e b são coeficientes da equação potencial.

VS	Número de ciclos após:			H_{MIN}	z	a	b	R^2
	Extração automática	Inspeção visual	Filtragem de vazão ($E_i = \pm 20\%$)					
vs1	40	40	25	308,65	306,68	0,10	0,57	0,94
vs2	39	39	25	305,09	301,63	0,51	0,37	0,91
vs3	39	31	11	299,75	298,21	0,01	1,04	0,96
vs4	40	38	22	277,39	271,33	2,65	0,15	0,87
vs5	36	33	22	274,05	269,81	1,14	0,24	0,91
vs6	36	35	20	86,32	83,90	0,98	0,30	0,78
vs7	38	32	19	96,28	93,64	1,16	0,27	0,66
vs8	37	33	18	72,41	69,71	0,33	0,39	0,85
vs9	36	32	19	70,58	62,73	3,07	0,17	0,89
vs10	38	35	12	111,83	109,41	0,57	0,36	0,75
vs11	39	24	12	67,04	64,52	0,30	0,44	0,94
vs12	37	37	16	54,97	54,20	0,04	0,59	0,97

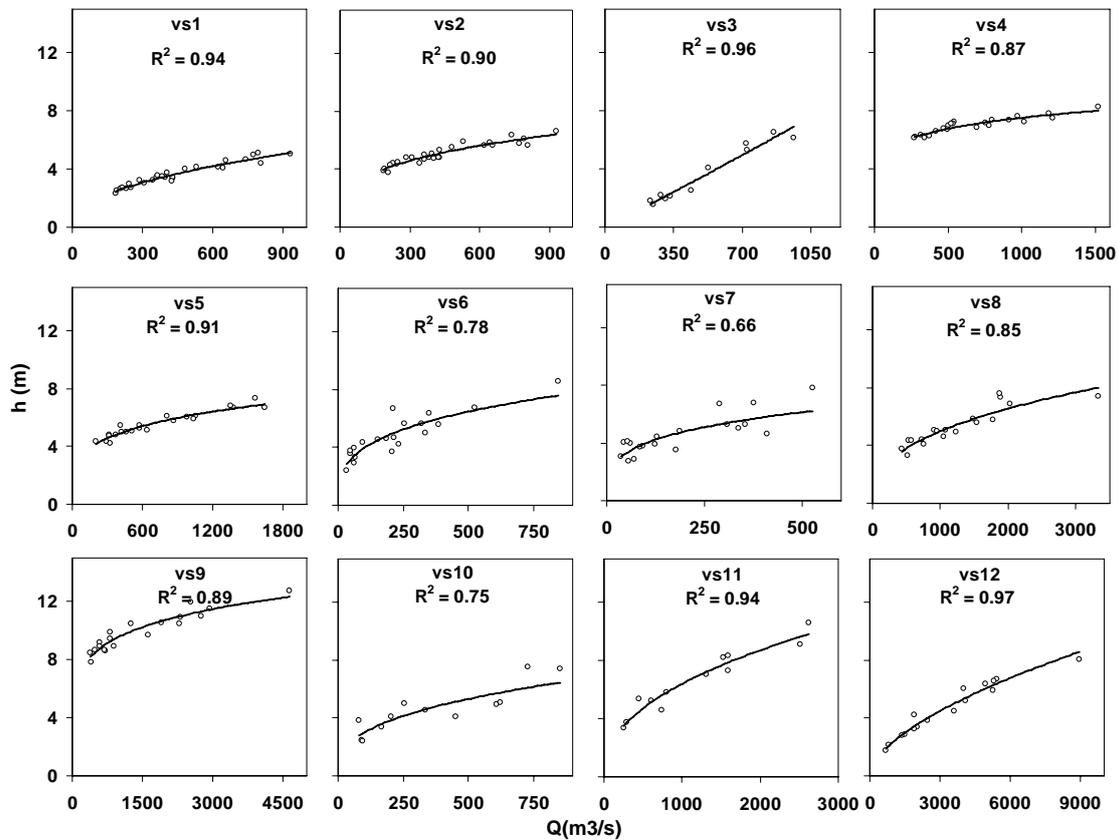


Figura 7.5 – Curvas-chave em estações virtuais. Q [m^3/s] é a vazão e $h=H-z$ [m] é a profundidade.

Coefficientes de determinação variaram de 0,66 (vs7) a 0,97 (vs12), com uma média de 0,87. A maioria das EVs apresentou bons resultados com $R^2 > 0,85$ (Figura 7.5). Resultados similares foram encontrados no estudo anterior de León *et al.* (2006a), obtidos com o método MC. Pode-se explicar valores reduzidos de R^2 nas estações vs6 (0,78), vs7 (0,66) e vs10 (0,75) por duas razões principais. A primeira está relacionada às áreas de drenagem das EVs. Áreas menores que 15.000 km² tendem a resultar em coeficientes R^2 mais baixos. Esse fato pode ser explicado pela base física do MGB-IPH, o qual foi desenvolvido para a simulação de grandes bacias (>10.000 km²). Simplificações nos processos físicos podem restringir a precisão de resultados em escalas menores e, conseqüentemente, limitam a aquisição de curvas-chave consistentes. A segunda pode estar relacionada às limitações provocadas pela largura de rios. EVs localizadas em trechos de rios de larguras inferiores a 200 m apresentam falhas nas séries altimétricas devido à menor retenção de medidas sobre os rios, visto que a distância entre medições é de 350 m (Tabela 5.2). Além disso, falhas na imagem classificada JERS-1 pode provocar a extração de dados não correspondentes ao espelho de água do rio (Seções 5.2.6 e 6.2.3).

7.3.3. Consistência de curvas-chave estimadas

Com o objetivo de quantificar os erros trazidos pelas inconsistências agregadas durante o processo de geração de curvas-chave, vazões estimadas pelas equações foram comparadas com dados oficiais disponibilizados pela ANA. Estações vs1, vs2 e vs3 localizam-se nas proximidades da estação de Uaicas (1). As distâncias entre cada EV e a estação fluviométrica é de -14,1 km, -2,1 km e 20,5 km, respectivamente (distâncias negativas correspondem a locais a montante da estação fluviométrica). As áreas de drenagem incrementais dos trechos entre as estações podem ser consideradas insignificantes ao se considerarem as áreas de drenagem totais. Baseando-se, então, na grande proximidade geográfica, considerou-se que os quatro pontos apresentam respostas hidrológicas semelhantes.

A estação de Uaicas conta com 15 observações cota-vazão desde o ano 2000. Comparando-se essas vazões observadas ($Q_{insitu1}$) com estimadas pelas curvas-chave da ANA ($Q_{insitu2}$) e considerando-se $Q_{insitu1}$ a representação da realidade, encontra-se um

coeficiente de correlação de 0,9984, e erro relativo (ER) e erro normalizado RMS ($NRMS$) de, respectivamente, 0,034 e 0,048.

Como $Q_{insitu1}$ não é disponível no passo de tempo diário, vazões de curvas-chave de EVs foram comparadas com $Q_{insitu2}$ para quantificar divergências entre bases de dados. Com o objetivo de avaliar incertezas causadas por dados altimétricos ENVISAT e vazões modeladas, duas curvas-chave foram criadas para cada EV. Uma é composta por vazões $Q_{insitu2}$ da estação de Uaicás e a outra por vazões modeladas. Com o objetivo de avaliar incertezas causadas por dados altimétricos ENVISAT e vazões modeladas, dados altimétricos foram combinados tanto com vazões $Q_{insitu2}$ da estação de Uaicás quanto com saídas do modelo, permitindo a geração de novas duas curvas-chave por EV. No entanto, apenas ciclos que permaneceram após o processo de filtragem de vazão foram considerados na criação de curvas-chave. Uma vez que os coeficientes a e b são definidos, dados altimétricos remanescentes da inspeção visual são introduzidos nas equações para prever séries de vazões. Preferiu-se a utilização de dados altimétricos remanescentes da inspeção visual na predição de vazões devido à maior disponibilidade de dados em comparação com os dados remanescentes do processo de filtragem de vazão, conforme apresentado na Tabela 7.3. As séries obtidas a partir de cada uma das curvas-chave (Q_{VS1} e Q_{VS2} , respectivamente) de EVs foram confrontadas com séries diárias de vazão oficiais disponibilizadas pela ANA para quantificar divergências entre fontes de dados.

A Figura 7.6 apresenta gráficos de dispersão de cada comparação. A qualidade das curvas varia de uma EV para outra. A estação vs1 resultou em excelentes resultados ao se comparar Q_{VS1} com $Q_{insitu2}$. Os coeficientes r , ER e $NRMS$ foram de, respectivamente, 0,981, 8,4% e 9,9%. A estação vs2 resultou em erros ER e $NRMS$ de 11,4% e 13,3%. Ambas as EVs apresentaram resultados otimistas se comparados com trabalhos anteriores e podem ser considerados como aceitáveis para a predição diária. Entretanto, vs3 apresentou um desempenho inferior, com r , ER e $NRMS$ de, respectivamente, 0,853, 19,6% e 26,5%, não sendo, portanto, recomendados para a previsão diária. A curva-chave dessa EV poderia ser mais apropriada para estimar vazões mensais ou anuais. Esses resultados indicam que predições com curvas-chave virtuais podem variar significativamente em função da qualidade da base de dados, visto que erros de vazão foram limitados em 20%.

Por outro lado, não foram constatadas mudanças significativas nos coeficientes de desempenho ao se construir novas curvas com vazões modeladas. Novos valores de ER para vazões Q_{VS2} são de 8,8%, 11,7% e 19,7% nas três estações virtuais. Isso quer dizer que se dados observados são substituídos por vazões modeladas, erros aumentam em torno de 2,5-5%. Entretanto, a construção de novas curvas com diferentes dados de vazão levam à estimação de novos parâmetros.

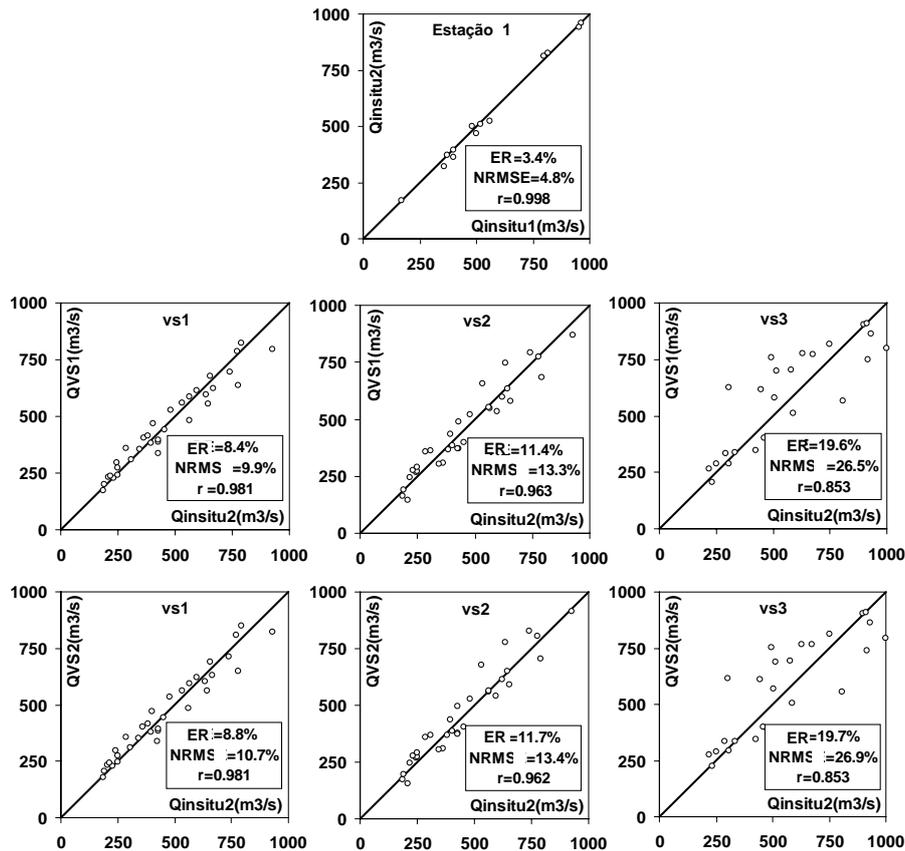


Figura 7.6 – Estimativas de erro entre vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas e reais: acima, vazões estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) e medidas por ADCP ($Q_{insitu1}$); no meio, vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas (Q_{VS1}) e estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) nas estações vs1, vs2 e vs3; e abaixo, vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas (Q_{VS2}) e estimadas pela ANA ($Q_{insitu2}$) nas estações vs1, vs2 e vs3. Q_{VS1} e Q_{VS2} representam vazões em estações virtuais geradas por curvas-chave construídas com vazões observadas e modeladas, respectivamente.

É evidente que a qualidade dos resultados é uma função da filtragem de vazões, a qual dita a incerteza introduzida no processo de aproximação das curvas-chave. Mas ao se levar em conta que o rio tem ~250 m de largura no trecho em consideração e que vazões modeladas são obtidas a partir de campos de chuva em uma bacia munida de uma

rede de monitoramento pluviométrico aquém dos padrões mínimos recomendados, pode-se finalmente dizer que os resultados apresentam melhoras significativas na compreensão do comportamento hidrológico através de altimetria espacial e modelagem hidrológica. Isso é especialmente importante para estudos hidrológicos de bacias precariamente ou não monitoradas.

7.3.4. Estimativa de declividade de rios e comparação com outras fontes de dados de sensoriamento remoto existentes

Aplicações de dados altimétricos em estudos hidráulicos normalmente fazem aproximações como substituir declividades de leito de rios, ou S_o , pela de espelhos de água (S), de maneira a simplificar equações ou devido à indisponibilidade de dados. Estimativas de declividade da superfície de rios extraídos do MNT SRTM já foram propostas em trabalhos anteriores (Hendricks e Alsdorf, 2004; LeFlavour e Alsdorf, 2005). Entretanto, os ruídos encontrados em elevações de espelhos de água na Amazônia de ± 5 m e ± 20 m, para as bandas C e X, respectivamente (Farr *et al.*, 2007), podem introduzir erros significativos na estimativa de declividades a partir dessa base de dados. É também evidenciado que altitudes mais elevadas apresentam erros maiores. Por conseguinte, declividades obtidas do MNT SRTM consistentes requerem longos trechos de rios, de maneira que efeitos de ruído sejam reduzidos.

Birkett *et al.* (2002) estimaram declividades do espelho de água ao longo de 4.000 km do rio Amazonas usando dados do T/P em várias EVs. Como T/P apresenta limitações na aquisição de dados altimétricos durante os períodos de seca, os autores utilizaram somente dados coletados nos períodos de cheia, encontrando valores de 1,6 cm/km a 3,7 cm/km. Também trabalhando no curso principal do rio Amazonas, LeFavour e Alsdorf (2005) propuseram o valor de 733 km como comprimento mínimo necessário para acomodar o erro do MNT SRTM de 5,51 metros, na Amazônia.

Neste estudo, S e S_o são obtidos de dados altimétricos ENVISAT coletados nos períodos de seca ($S_{ENVISAT}$) e de estimativas de z ($S_{oENVISAT}$), e comparados com S provenientes do MNT SRTM (S_{SRTM}). Elevações do rio foram extraídas do MNT usando o mosaico JERS-1 classificado (Martinez e Le Toan, 2007) para indicar a presença de espelho de água na superfície terrestre. Esse procedimento foi executado para um único

trecho do rio Uraricoera devido ao fato que mais de duas estações puderam ser definidas naquele rio. O rio Uraricoera é interseccionado em oito locais distintos por traços do ENVISAT resultando nas estações virtuais que variam de vs1 a vs9, em um trecho de 318,7 km de comprimento (Figura 7.7a). Os dados de ambos os satélites ENVISAT e SRTM foram referenciados ao modelo de geóide EGM96. O modelo de campo gravitacional EGM96 (Lemoine *et al.* 1998) foi adotado como simplificação, porque dados do MNT SRTM são disponibilizados com referência a esse geóide. No entanto, outros modelos mais recentes já são encontrados na literatura, como o GGM02 (Tapley *et al.*, 2005).

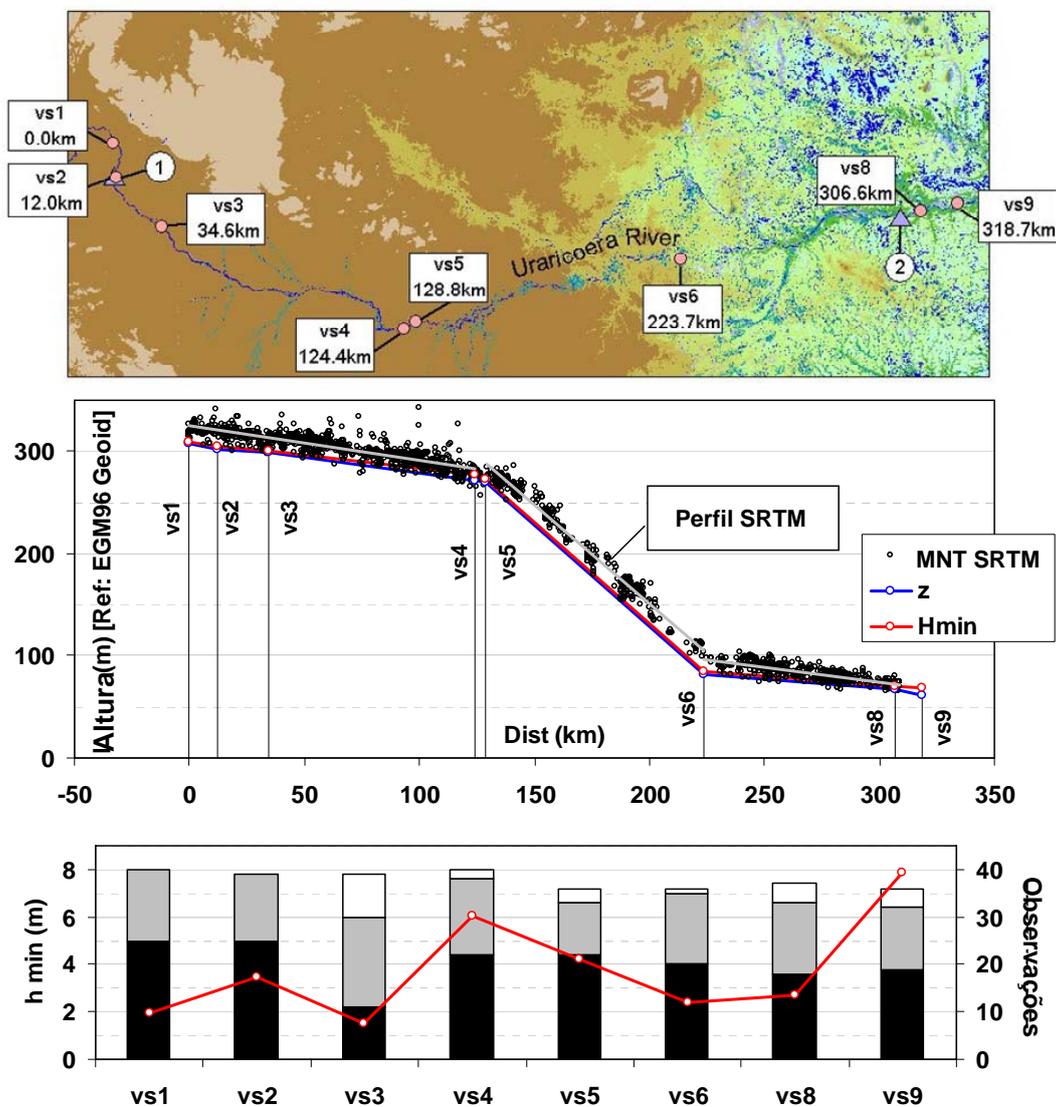


Figura 7.7 – Declividade do rio Uraricoera. A imagem do topo apresenta o rio em planta e a localização de suas estações virtuais. A ilustração do meio apresenta estimativas de $Hmin$ e z baseadas na minimização de $|1-R^2|$ e o perfil de elevações extraídos do MNT SRTM. A ilustração de baixo apresenta valores de $hmin$ calculados a partir da diferença entre $Hmin$ e z (linha vermelha), a quantidade de

observações altimétricas descartadas na etapa de inspeção visual, (barras brancas) e filtragem de vazões (barras cinza), e os dados remanescentes considerados na geração das curvas-chave (barras pretas).

De acordo com o perfil longitudinal do rio Uraricoera obtido pelo MNT SRTM, três formações são identificadas: uma entre vs1 e vs5 (124,4 km), outra entre vs5 e vs6 (95,3 km) e a última entre vs6 e vs9 (90 km). Estimativas de S_o oriundas do ENVISAT indicam que o primeiro e último trechos têm declividades mais baixas ($29\pm 0,4$ cm/km e $23\pm 0,6$ cm/km, respectivamente), enquanto o segundo apresenta uma declividade mais acentuada ($197\pm 0,5$ cm/km), conforme ilustrado na Figura 7.7b. Essa estrutura é igualmente verificada nas declividades S oriundas do SRTM (34 ± 9 cm/km, 193 ± 11 cm/km e 30 ± 12 cm/km) e do ENVISAT ($28\pm 0,4$ cm/km, $189\pm 0,5$ cm/km e $17\pm 0,5$ cm/km), conforme listado na Tabela 7.4. As declividades oriundas das três bases de dados são similares, exceto aquela estimada para o trecho vs6-vs9 (3), onde $S_{ENVISAT}$ forneceu um valor bastante distinto das outras duas estimativas.

Incertezas na estimação de declividades com dados ENVISAT variaram entre 0,4 cm e 0,6 cm, enquanto que o SRTM resultou em erros entre 9 cm e 12 cm. Esses resultados indicam que dados altimétricos ENVISAT fornecem declividades mais precisas que aquelas obtidas pelo SRTM e devem ser preferidas sempre que disponíveis. Nesse sentido, S_o deve ser usado quando o procedimento proposto puder ser aplicado. A Figura 7.7c ilustra a quantidade de observações altimétricas remanescentes usadas para a estimação de curvas-chave e os valores de h_{min} calculados pela diferença entre H_{min} e z .

Tabela 7.4 – Declividade do rio estimada por dados de ENVISAT e SRTM, e desvios padrões s.

Trecho	Comprimento (km)	S_{SRTM} (cm/km)	$S_{ENVISAT}$ (cm/km)	$S_o_{ENVISAT}$ (cm/km)
vs1-vs5 (1)	124,4	34 ± 9	$28\pm 0,4$	$29\pm 0,4$
vs5-vs6 (2)	99,3	193 ± 11	$189\pm 0,5$	$197\pm 0,5$
vs6-vs9 (3)	95,0	30 ± 12	$17\pm 0,5$	$23\pm 0,6$

7.4. Conclusões

Estudos precedentes investigaram a utilidade de dados altimétricos espaciais na compreensão dos processos hidrológicos de grandes rios e lagos combinando-se séries altimétricas com dados *in situ* de estações fluviométricas ou medições ADCP. Este capítulo apresentou uma metodologia para estimar curvas-chave em bacias de larga

escala na bacia Amazônica baseada em altimetria por radar e modelagem hidrológica distribuída. Dados altimétricos foram extraídos automaticamente em estações virtuais localizadas em rios relativamente pequenos, com larguras variando entre 0,10 km e 1,13 km. O comportamento hidrológico da bacia do rio Branco foi modelado com a utilização de dados disponíveis gratuitamente e assimilados no modelo MGB-IPH, conforme apresentado no capítulo anterior, resultando em séries de vazões diárias distribuídas em toda a bacia, e curvas-chave puderam ser estimadas em 12 EVs. A qualidade das estimativas das curvas variou em função dos dados de chuva, limitações do modelo e características geomorfológicas dos rios nas EVs. A metodologia permitiu estimar alturas de fluxo zero efetivo nas estações virtuais, z , e, por conseguinte, a caracterização de declividades de leitos de rios (rio Uraricoera, mais especificamente), os quais foram comparados com declividades extraídas do MNT SRTM. Como se pôde verificar, declividades oriundas do MNT SRTM são fortemente influenciadas por ruídos inerentes àquela base de dados. Declividades oriundas de observações *in situ* são custosas e indisponíveis em muitas regiões. A altimetria espacial demonstrou seus potenciais na geração de declividades de leitos com boa precisão.

Entretanto, pode-se destacar duas principais limitações na estimativa de curvas-chave. A primeira consiste na aquisição de dados altimétricos. Estações virtuais situadas em rios pequenos tendem a disponibilizar de menos medições por ciclo que outras EVs definidas em rios maiores. A avaliação da precisão dos dados altimétricos é dificultada nessas situações. Adicionalmente, métodos automáticos de extração de dados podem selecionar medições altimétricas de copas de árvores. Nesse sentido, métodos de extração de dados mais precisos são recomendados para rios mais estreitos. A segunda limitação é a predição de vazões. Uma rede de monitoramento precária resulta em predições e previsões de vazões inconsistentes. Cerca de 10% dos ciclos foram removidos durante a inspeção visual de dados altimétricos e outros 41% são eliminados na filtragem de vazões, conforme apresentado na Tabela 7.3. A estrutura implementada no MGB-IPH, direcionada à modelagem hidrológica de grandes bacias, pode resultar em séries de vazão pouco consistentes em células computacionais de cabeceira. Conseqüentemente, pequenas bacias tendem a apresentar predições de vazão precárias levando à construção de curvas-chave pouco representativas. Estudos que investigam os efeitos causados por dados altimétricos e de chuva devem ser realizados para promover um melhor entendimento de como esses dados interferem na predição de vazões. Este

estudo fundamentou-se, de maneira simplificada, na simples remoção de vazões inconsistentes para melhorar a precisão dos valores de z e da geração de curvas-chave. Entretanto, métodos de assimilação de dados de vazões observadas podem ser utilizados em estudos futuros de maneira a reduzir a perda de dados altimétricos na aplicação da metodologia em outros casos. Existe atualmente uma versão do MGB-IPH capaz de realizar tal procedimento (W. Collischonn, comunicação pessoal) que, no entanto, não foi utilizada nesta tese. A utilização dessa versão na abordagem metodológica proposta dispensaria o processo de filtragem, uma vez que vazões calculadas em estações de controle seriam forçadas por observações. A assimilação de dados permitiria a correção de vazões a montante, em função das diferenças encontradas nas estações fluviométricas.

A metodologia pode ser generalizada para qualquer outra bacia munida com dados altimétricos espaciais em EVs e vazões estimadas nas mesmas estações. Limitações podem existir quando o rio não é suficientemente largo para fornecer dados altimétricos precisos. Nesse sentido, limita-se a aplicação do método a rios mais largos que 200 metros. Resultados demonstram que a predição de vazões fica limitada pela área da bacia e, também, pela disponibilidade de dados de chuva. O tamanho da bacia será restringido pelo modelo hidrológico utilizado. Modelos hidrológicos como o TOPMODEL (Beven *et al.*, 1995) podem se adaptar melhor a bacias menores. Visto que processos hidrológicos em pequenas bacias são normalmente influenciados por microclimas, uma densa rede de monitoramento pluviométrica seria necessária nesses casos. A insuficiência de dados hidrológicos pode requerer o uso de bases de dados de precipitação não-convencionais como aquelas fornecidas por satélites (e.g. TRMM e GPM) e técnicas de calibração de modelos como a regionalização ou o uso de parâmetros de base física para alcançar predições de vazão precisas.

De maneira geral, verifica-se o potencial de aplicação da combinação de dados altimétricos espaciais e modelagem hidrológica distribuída. O resultado é a geração de informações úteis para o entendimento de comportamento e características hidráulicas e hidrológicas de regiões precariamente monitoradas. Este capítulo, que teve como inspiração os trabalhos de León *et al.* (2006a,b), deu um novo passo rumo ao monitoramento remoto de águas continentais. Pesquisas em aplicações de dados altimétricos espaciais estão em desenvolvimento contínuo. A aplicação de tais dados em

estudos hidrológicos é uma alternativa, possibilitando construir novos conceitos e caminhos para a modelagem hidrológica.

Capítulo 8 – Integração de Dados Altimétricos Espaciais na Calibração Automática de Modelos Hidrológicos Distribuídos

Por muito tempo, parâmetros de modelos hidrológicos têm sido estimados automaticamente a partir de funções objetivo resultantes do cálculo de diferenças entre vazões observadas e simuladas. Séries de vazões resultantes da combinação de curvas-chave calibradas e séries de cotas observadas em estações fluviométricas têm sido, então, essenciais na execução desses procedimentos. Na prática, entretanto, esses dados não são sempre disponíveis conforme requisitados, tornando a distribuição espacial de estações fluviométricas a principal restrição para a melhor parametrização de modelos hidrológicos distribuídos em regiões precariamente ou não monitoradas. Recentemente, avanços tecnológicos na aquisição remota de dados altimétricos por satélites têm viabilizado sua utilização conjunta com modelos computacionais, como a validação de modelos hidrológicos (e.g. Capítulo 6) ou a extração de informações hidráulicas complementares à caracterização de bacias, como curvas-chave, profundidades e declividades de trechos de rios (e.g. Capítulo 7). Esses trabalhos demonstram os potenciais da altimetria por radar como uma fonte útil de informação para a melhor compreensão do ciclo da água continental.

Dando continuidade à apresentação de novas contribuições da altimetria espacial à modelagem hidrológica de grandes bacias, este capítulo tem como objetivo avaliar a viabilidade da utilização de dados altimétricos espaciais na calibração automática de parâmetros de modelos hidrológicos distribuídos, notadamente o MGB-IPH. A região de estudo é a bacia do rio Branco e o período analisado é o de 1997-2006. Resultados demonstram que, apesar da quantidade consideravelmente reduzida de observações disponíveis para a parametrização de modelos hidrológicos, parâmetros calibrados com séries altimétricas provenientes de satélites proporcionam previsões diárias consistentes com aquelas obtidas a partir de calibrações manuais ou automáticas utilizando vazões observadas.

8.1. Introdução

Modelos hidrológicos têm sido desenvolvidos durante as últimas quarenta décadas com o objetivo de promover melhores previsões dos componentes do balanço hídrico distribuídas espacialmente. A previsão de cheias e o gerenciamento de recursos hídricos são outros dois domínios onde modelos hidrológicos têm sido amplamente aplicados. Entretanto, a estimativa consistente de parâmetros sempre foi um grande desafio defrontado por hidrólogos ao longo da história da modelagem hidrológica. Inúmeros métodos de otimização já foram propostos na busca por eficiência na estimativa de parâmetros, caracterizada por funções objetivo (FOs), tentando combinar eficácia no tempo computacional e consistência na representação dos processos físicos. FOs são responsáveis pelo refinamento das estimativas de parâmetros com o uso de dados disponíveis (séries temporais observadas e simuladas) adquiridos para a região de estudo.

Métodos do tipo mono-critério, caracterizados pelo uso de uma única FO no processo de otimização, buscam pelo conjunto de parâmetros factíveis que otimiza o critério matemático selecionado para medir a aproximação das saídas do modelo com dados observados. Apesar de diversas experiências revelarem a robustez e eficiência desses métodos (Rotunno Filho, 1989; Duan *et al.*, 1992; Sorooshian *et al.*, 1993; Kuczera, 1997; Thyer *et al.*, 1999), métodos mono-critério podem converter o processo de otimização para um simples ajuste de curva, resultando em valores ótimos da FO,

porém sem significado físico (Peck, 1976; Boyle, 2000). Métodos multi-critério surgiram como uma solução na integração de duas ou mais FOs no processo de otimização (Yapo *et al.*, 1998; Gupta *et al.*, 1998). O uso da região de Pareto (Pareto, 1971) na otimização de problemas de recursos hídricos resulta em diversas soluções factíveis, representando a distribuição de conjuntos de parâmetros similares que geram hidrogramas com diferentes tipos de erros mínimos (Boyle, 2000). Os métodos evolutivos complexos de otimização global MOCOM-UA (Yapo *et al.*, 1998) e MOSCEM-UA (Vrugt *et al.*, 2003), ambos originados do SCE-UA (Duan *et al.*, 1992, 1993), são exemplos de algoritmos multi-critério. No entanto, em última análise, esses métodos podem produzir resultados sem significado físico, da mesma forma que os mono-critério. A questão do significado físico está associada à formulação desses processos, à parametrização com os correspondentes intervalos de variação associados a cada um dos parâmetros e, em um segundo plano, ao processo de otimização (Rotunno Filho, comunicação pessoal).

Séries temporais de vazões observadas têm sido tradicionalmente utilizadas como referência, ou o objetivo a ser alcançado, na estimativa de parâmetros. Esse critério assegura, na grande maioria dos casos, uma boa representação da hidrologia superficial e previsão de vazões. Em determinadas regiões remotas da Amazônia, por outro lado, não se dispõe da quantidade de observações necessárias para subsidiar estudos detalhados de disponibilidade hídrica espaço-temporal. Nesse sentido, a utilização de fontes secundárias de informação no monitoramento de águas continentais torna-se fundamental, revelando os potenciais do sensoriamento remoto em áreas inacessíveis.

Viu-se, no Capítulo 3, que os avanços na altimetria por radar possibilitaram o monitoramento da variabilidade do nível de águas de rios e lagos em regiões remotas (Koblinsky *et al.*, 1993; Birkett, 2000; Fu e Cazenave, 2001; Campos *et al.*, 2001; Coe *et al.*, 2004; Frappart *et al.*, 2006a; entre outros). Tirando vantagem da maior densidade espacial de dados altimétricos espaciais com relação à rede de monitoramento hidrológico encontrado na Amazônia, e também da disponibilidade de séries temporais de alturas da água adquiridas pela altimetria espacial em EVs, esforços têm se concentrado na tentativa de estimar o armazenamento e transporte de água em bacias precariamente monitoradas, notadamente na Amazônia (Kouraev *et al.*, 2004; Frappart *et al.*, 2005; LeFavour e Alsdorf, 2005; Zakharova *et al.*, 2006; Martinez e Le Toan,

2007; Papa *et al.*, 2008). Outras direções de pesquisa trazidas pela tecnologia de altimetria por radar são a combinação de dados altimétricos com vazões geradas por modelos computacionais, resultando em curvas-chave em EVs (León *et al.*, 2006a,b), e a avaliação de modelos hidrológicos e hidrodinâmicos com séries temporais altimétricas.

A alta precisão na medição altimétrica obtida pelas missões espaciais mais recentes e os resultados convincentes obtidos em aplicações prévias do produto levantam a questão: “dados altimétricos espaciais poderiam ser usados no processo de calibração automática de parâmetros de modelos hidrológicos?” O uso de tal informação em processos de otimização de parâmetros poderia ser um passo significativo na calibração de modelos e previsão de vazões em regiões remotas. Com o objetivo de responder a essa questão, este estudo apresenta os primeiros resultados já adquiridos na calibração automática de um modelo hidrológico de um caso real restringidos unicamente por dados altimétricos coletados remotamente. Nesse sentido, busca-se aqui verificar a viabilidade da utilização de dados altimétricos na parametrização automática do MGB-IPH através do algoritmo de otimização MOCOM-UA, atualmente implementado no modelo.

A região de estudo é a bacia do rio Branco (Figura 8.1), localizada no extremo norte da bacia Amazônica, contando com uma área de drenagem de 190.000km² e vazão média de ~5.300 m³/s. Oito parâmetros foram calibrados e o período de estudo é de janeiro de 2002 a dezembro de 2006.

Adotaram-se as equações propostas no Capítulo 6 para obter estimativas de profundidades de rios a partir de vazões simuladas. Para que a diferença $z=H-h$ não interfira na estimativa dos parâmetros, três fórmulas foram consideradas como FOs. Uma delas é uma versão modificada do coeficiente de Nash-Sutcliffe, que trabalha com anomalias de sinais (NS_{anom}), enquanto as outras duas são o coeficiente de determinação (R^2) da regressão linear resultante da combinação de valores de h e H , e a tangente a dessa reta. Portanto, os parâmetros do modelo foram calibrados levando-se em conta dois pares de FO: $R^2 \times a$ e $R^2 \times NS_{anom}$. Dois conjuntos de dados altimétricos são considerados: a série temporal de uma única EV; e séries temporais de quatro EVs, todas localizadas ao longo do rio principal. O mesmo processo de calibração é realizado levando em conta vazões observadas em uma única estação fluviométrica (estação de

Caracarai). A parametrização foi avaliada quantitativamente, através de coeficientes de desempenho no período de calibração (2002-2006) e de validação (1997-2001) na estação de Caracarai e outras duas localizadas em afluentes do rio Branco (estações de Mucajai e Fazenda Passarão), e qualitativamente, por meio de inspeção visual de hidrogramas observados e simulados. Essa avaliação visa verificar se o desempenho do modelo se mantém em períodos de tempo distintos e em sub-bacias não consideradas na calibração.

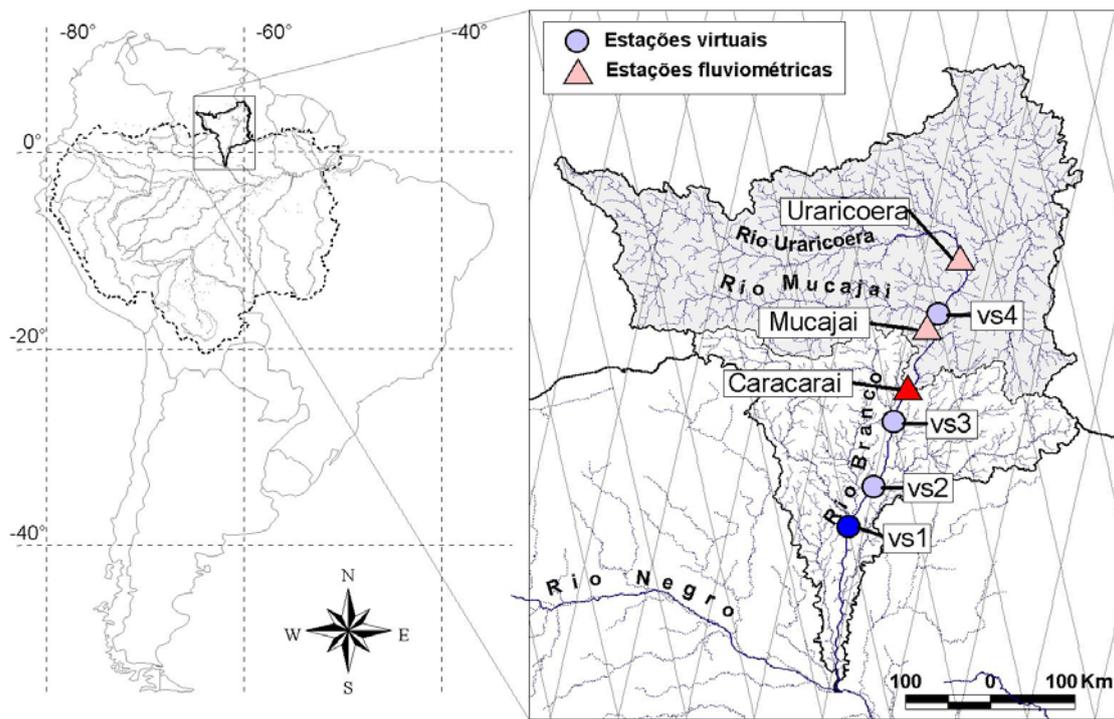


Figura 8.1 - Localização geográfica da área de estudo e detalhe da bacia do rio Branco com as estações virtuais e fluviométricas utilizadas na calibração automática e validação do modelo.

8.2. Dados

A bacia do rio Branco é composta por 477 mini-bacias (células computacionais), segundo o modelo desenvolvido e descrito nos capítulos anteriores. Os dados pluviométricos e climatológicos foram interpolados para cada mini-bacia conforme descrito no Capítulo 6. As distribuições espaciais de tipo e cobertura do solo são a classificação disponibilizada pela FAO (1995) e a classificação do mosaico multitemporal JERS-1 (Martinez e Le Toan, 2007), respectivamente.

Com o objetivo inicial de avaliar a metodologia proposta, uma única estação fluviométrica (estação de Caracaraí) foi considerada na parametrização automática do modelo. A estação de Caracaraí localiza-se cerca de 400 km a montante da confluência dos rios Branco e Negro e conta com uma área de drenagem de, aproximadamente, 126.000 km². Consideraram-se outras duas estações fluviométricas localizadas no rio Mucajaí (estação de Mucajaí – 20.140 km²) e no rio Uraricoera (estação de Fazenda Passarão - 49.709 km²) na etapa de verificação dos parâmetros obtidos na calibração automática. Adicionalmente, utilizaram-se dados altimétricos ENVISAT em quatro EVs ao longo do rio Branco, extraídas automaticamente, providenciando séries temporais de 34 a 38 ciclos disponíveis (Figura 8.2 e Tabela 8.1).

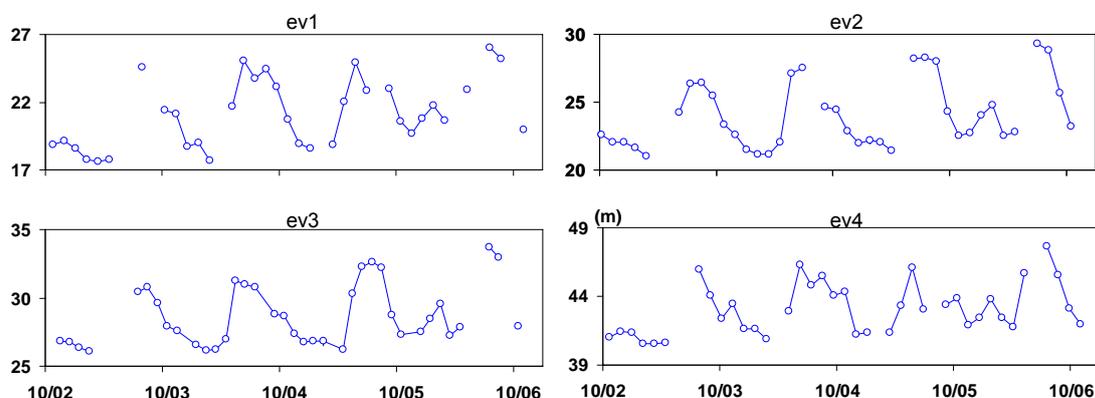


Figura 8.2 - Séries temporais altimétricas correspondentes às EVs consideradas na calibração automática do MGB-IPH. ev1 é a estação virtual usada na calibração automática 1 EV.

Tabela 8.1 – Lista de estações virtuais consideradas no processo de parametrização automática da bacia do rio Branco.

Estação virtual	Área de drenagem (km ²)	s_{med} (m)	Número de ciclos
ev1	176.664	0,104	34
ev2	154.285	0,135	38
ev3	132.849	0,183	37
ev4	97.437	0,096	37

8.3. Metodologia

8.3.1. Seleção de parâmetros

A estrutura matemática da versão atual do MGB-IPH é composta por diversos

parâmetros que regem os processos de escoamento intracelular e intercelular (esse último pela rede de drenagem) superficial, sub-superficial e subterrâneo, de evapotranspiração e do balanço hídrico vertical nas células. Alguns desses parâmetros podem ser calculados com base em características fisiográficas da área de estudo, estimados por experiências anteriores ou definidos de acordo com os tipos de vegetação e cobertura do solo. Resultados consistentes da calibração automática simultânea de todos esses parâmetros seriam inviáveis devido à grande quantidade de graus de liberdade no processo de otimização. Portanto, a redução do número de parâmetros torna-se essencial. Collischonn (2001) realizou a análise de sensibilidade de 17 parâmetros do MGB-IPH considerando os coeficientes de desempenho do modelo NS [Eq. (6.6)], NS para logaritmos de vazões, e ΔV [Eq. (6.9)]. De acordo com o estudo, seis parâmetros apresentaram sensibilidade significativa nos resultados do modelo. São eles: W_m , b , K_{BAS} , K_{INT} , CI e CS . Tais parâmetros foram considerados no processo de calibração automática do MGB-IPH juntamente com o parâmetro W_c que limita os fluxos verticais do subsolo à superfície e subterrâneos. Seu valor é comumente proposto como uma constante igual a $0,10 (\times W_m)$, mas, em escalas mais refinadas da modelagem, pode variar de acordo com as condições do solo. Ele exerce alta influência no armazenamento de água no solo e foi, portanto considerado neste estudo.

Os parâmetros W_m , b , K_{BAS} e K_{INT} são, *a priori*, únicos para cada GRU. Como medida simplificadora, eles são considerados homogêneos para cada sub-bacia, com exceção do W_m , que usualmente apresenta altíssima sensibilidade nos coeficientes de desempenho do modelo. O modelo da bacia do rio Negro, em sua versão original, conta com 11 GRUs, conforme listado na Figura 5.13. Esse número foi reduzido, de maneira a tornar viável o processo de otimização. A simplificação foi feita com base nas seguintes considerações:

- classes de vegetação, inundadas ou não, foram agrupadas segundo a classe “floresta”;
- classes de solo de ocupação pequena ou insignificante foram associadas às classes majoritárias (ferrossolo e gleyssolo);
- manteve-se a classe “água permanente”.

Essas simplificações resultaram em três GRUs:

1. ferrossolo + floresta (GRU 1);
2. gleyssolo + floresta (GRU 2);
3. água permanente (GRU 3).

Parte-se do princípio que o solo coberto por água (classe “água permanente”) tem o solo completamente saturado e, portanto, não apresenta condições de armazenar água no solo, ou seja, $W_m=0$. Finalmente, oito parâmetros são definidos para a calibração automática do modelo, conforme lista a Tabela 8.2.

Tabela 8.2 – Lista de parâmetros otimizados: pontos de partida, limites de contorno, unidades e descrição.

Parâmetro	Ponto de partida	Domínio	Unidade	Descrição
b	1,0	[0,01 – 2]	[-]	Parâmetro da curva de infiltração variável
K_{INT}	25	[0,25 – 50]	[mm.d ⁻¹]	Parâmetro de escoamento sub-superficial
K_{BAS}	10	[0,1 – 20]	[mm.d ⁻¹]	Parâmetro de escoamento subterrâneo
CS	35	[0,35 – 70]	[-]	Parâmetro de escoamento superficial
CI	100	[1 – 200]	[-]	Parâmetro de escoamento sub-superficial
W_c	$0,55 \times W_m$	[0,11 – $0,825 \times W_m$]	[mm]	Parâmetro de fluxo vertical e subterrâneo
W_{m1}	1.500	[150 – 3.000]	[mm]	Parâmetro de armazenamento de água no solo (GRU 1)
W_{m2}	1.500	[150 – 3.000]	[mm]	Parâmetro de armazenamento de água no solo (GRU 2)

8.3.2. Definição do hiperdomínio, do ponto de partida e da população de pontos

A calibração automática de parâmetros é comumente realizada após um ajustamento manual de seus valores de maneira a reduzir o domínio de busca por soluções ótimas. A calibração manual apresentada no Capítulo 6 fornece uma idéia da ordem de grandeza dos valores dos parâmetros de cada sub-bacia. Com o objetivo de tornar a otimização de parâmetros um processo imparcial, ou seja, sem a influência do conhecimento prévio de parâmetros factíveis, definiu-se domínios relativamente amplos baseados em prévias experiências com o modelo (Collischonn, 2001; Silva, 2005; Collischonn, 2006; Ribeiro Neto, 2006; Libos, 2008), conforme indicado na Tabela 8.2. Adotou-se como ponto de partida (primeira simulação do modelo) o conjunto de parâmetros com valores definidos na proximidade do centro do hiperdomínio.

O algoritmo é sensível ao número de pontos da população ns no que se refere ao

tempo de processamento e na distribuição de pontos na região de Pareto. Quanto maior o número de pontos na população, melhor é a aproximação da região de Pareto e maior também é o tempo de processamento (Yapo *et al.*, 1998). Adotou-se neste experimento uma população de 100 pontos.

8.3.3. Função objetivo

Coefficientes como *NS* e derivados têm sido os critérios mais comumente utilizados para indicar o desempenho de modelos hidrológicos. Entretanto, índices que trabalham com a diferença entre dados observados e calculados não são recomendados na utilização de dados altimétricos devido à diferença $z=H-h$, descrita no Capítulo 6.

A Figura 8.3a apresenta um exemplo de séries temporais altimétricas e de profundidades simuladas. Se ambas as séries fossem utilizadas em suas formas originais para computar o desempenho do modelo por coeficientes tradicionalmente utilizados na verificação de vazões simuladas, como *NS*, *NS* para logaritmos ou ΔV , os resultados divergiriam completamente do real desempenho do modelo. Algumas soluções para esse problema são: a estimação apropriada do valor de z baseada em observações *in situ* ou, ainda, o cálculo dos coeficientes baseado em anomalias das séries. A primeira solução requer recursos financeiros e humanos para a coleta de dados em regiões remotas. Essa medida não é conveniente uma vez que o objetivo é demonstrar a utilização da altimetria espacial em regiões remotas. A segunda solução é factível somente para o coeficiente de *NS*, pois $\ln(n) = -\infty, \forall n \leq 0$ e o somatório das anomalias de uma série é igual a zero ($\Delta V=0$). O coeficiente de *NS* para anomalias é expresso pela seguinte equação:

$$NS_{anom} = \frac{\sum_{t=1}^{nt} \{ [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}] - [Q_{sim}(t) - \bar{Q}_{sim}] \}^2}{\sum_{t=1}^{nt} [Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs}]^2} \quad (8.1)$$

A consideração de coeficientes que não levam em conta a diferença absoluta entre séries observadas e simuladas torna-se obrigatória na adição de outras funções objetivo (FOs) no processo de otimização multi-critério. Nesse sentido, propõe-se o uso de outros dois coeficientes na avaliação do desempenho do modelo no processo de otimização de

parâmetros: o coeficiente de determinação R^2 [Eq. (6.10)] e a tangente da reta a [Eq. (6.11)]. Esses coeficientes resultam do produto entre séries observadas e simuladas e não são funções de z . A Figura 8.3b apresenta a regressão linear realizada com pares das séries temporais extraídos nos dias em que dados altimétricos são disponíveis. Idealmente, se não houvesse a introdução de erros de aquisição/processamento de dados altimétricos nem no cálculo de profundidades do modelo hidrológico, a regressão linear encaixar-se-ia perfeitamente entre os pontos. No entanto, imperfeições existem, e, por isso, a tangente da reta a e R^2 diferem do valor ideal 1. As equações consideradas no processo de otimização são:

$$\text{Minimizar } NS_{anom_1} = 1 - NS_{anom} \quad (8.2)$$

$$\text{Minimizar } a_1 = \begin{cases} 1 - a & \text{se } a \leq 1 \\ 1 - \frac{1}{a} & \text{se } a > 1 \end{cases} \quad (8.3)$$

$$\text{Minimizar } R_1^2 = 1 - R^2 \quad (8.4)$$

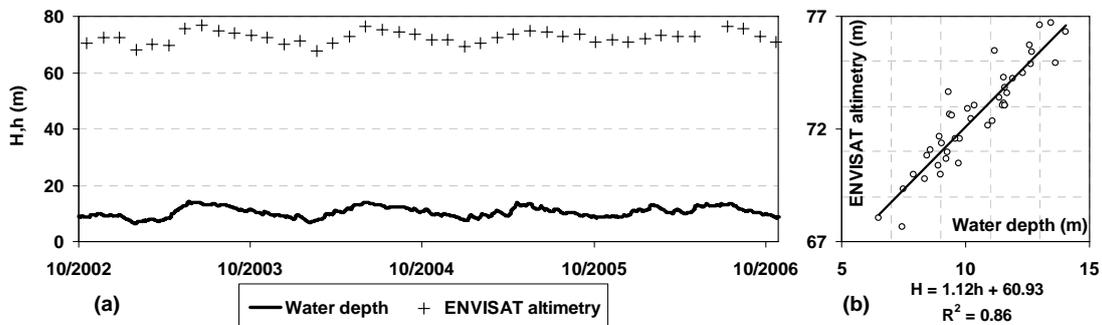


Figura 8.3 – Exemplo de séries temporais de altimetria espacial ENVISAT e de profundidades simuladas pelo MGB-IPH na bacia do rio Branco: a) série temporal; e b) plotagem da dispersão de pontos observados e simulados.

Seis otimizações foram realizadas, distinguindo-se pelas combinações de FOs adotadas e pelas fontes de dados utilizadas como referência. Utilizaram-se duas combinações de FOs por otimização: $R^2 \times a_1$ e $R^2 \times NS_{anom_1}$. Dois conjuntos de dados altimétricos foram considerados: a série temporal de uma única EV (ev1); e séries temporais de quatro EVs (ev1, ev2, ev3 e ev4), todas localizadas ao longo do rio

principal. Adotaram-se como referência resultados obtidos a partir da calibração automática tradicional considerando as vazões observadas na estação de Caracaraí. As três fontes de dados serão mencionadas, a partir de agora, como 1EV, 4EV e OBS, respectivamente.

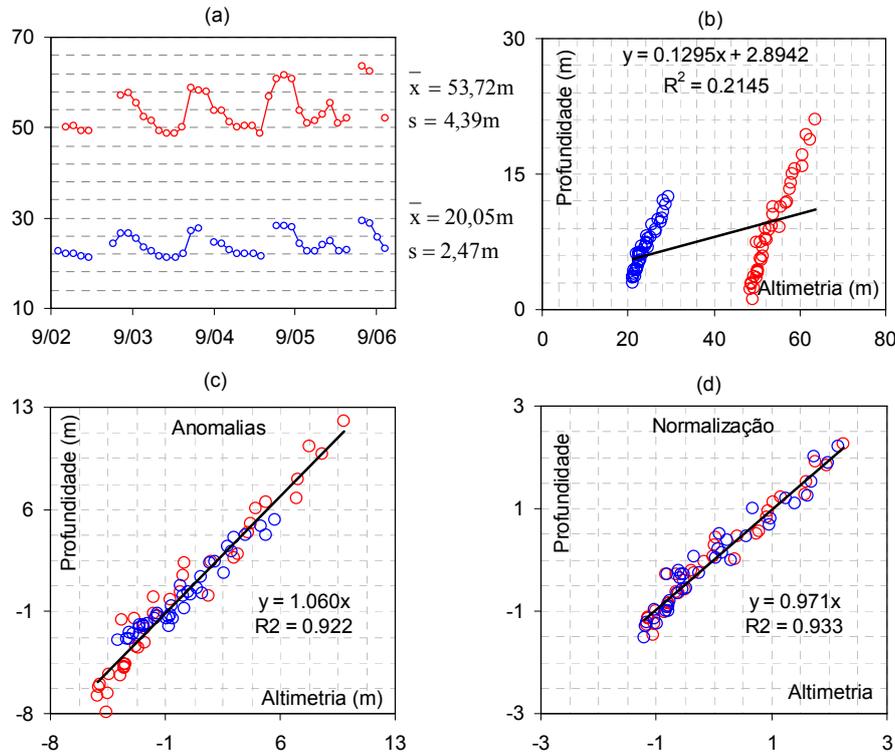


Figura 8.4 – Exemplo de séries temporais altimétricas de duas estações virtuais situadas em rios de comportamentos hidrológicos distintos e com diferentes elevações: (a) séries temporais altimétricas; (b) plotagem de dados altimétricos e profundidades simuladas; (c) conversão para anomalias; e (d) normalização das séries.

Com o intuito de se considerar igualmente as quatro EVs no processo de otimização, buscou-se calcular um único valor de a_1 , considerando, simultaneamente, os pontos de todas as estações virtuais. Entretanto, as séries temporais requerem algumas adaptações para a efetivação desse processo, pois o cálculo do coeficiente a_1 , considerando duas ou mais séries temporais altimétricas de diferentes EVs, pode resultar em valores inconsistentes com relação ao real desempenho do modelo. Isso se deve ao fato que EVs localizam-se em diferentes pontos da bacia, em diferentes elevações, gerando diferentes conjuntos de pontos na plotagem das alturas medidas por satélite e profundidades do rio (Figuras 8.4a e 8.4b). Esse problema pode ser eliminado com a substituição das séries temporais altimétricas pelas suas respectivas anomalias (Figura

8.4c). Outra questão à qual se deve dar atenção é a diferença de amplitudes das cheias ocorridas nas EVs. A utilização de séries temporais altimétricas de EVs localizadas em rios de comportamentos distintos (alta ou baixa sazonalidade) pode reduzir ou mesmo anular a influência da EV de menor amplitude no processo de otimização. Nesse caso, entendeu-se como mais apropriada a utilização de séries temporais altimétricas normalizadas (Figura 8.4d).

8.4. Resultados

A calibração multi-objetivo do MGB-IPH resultou em simulações refinadas em todos os cenários criados para a avaliação da metodologia. Todos os cenários convergiram para conjuntos ótimos de parâmetros. Segundo a Figura 8.5, o uso do algoritmo MOCOM-UA para ambas as combinações de FOs resultaram em representações da linha de soluções não dominadas de Pareto bastante convincentes. As FOs de cada otimização, representadas pelas respectivas soluções, forneceram valores consideravelmente superiores àqueles obtidos pelo conjunto de parâmetros do ponto de partida. Coeficientes relacionados à vazão melhoraram em até 81% (a_1 otimizado com vazão), enquanto aqueles relacionados a níveis de água em até 24% (a_1 otimizado com 4 EVs). Conjuntos de parâmetros variaram significativamente entre cenários, indicando a influência das FOs e da qualidade e quantidade dos dados utilizados como referência na parametrização automática do modelo. Da mesma forma, isso pode também significar a compensação entre parâmetros na representação de processos hidrológicos do modelo. Nota-se, no entanto, que W_{m1} manteve-se praticamente constante em todos os cenários, entre 160 e 240 mm, indicando forte sensibilidade do parâmetro, influenciada pela predominância da GRU 1 no modelo, que cobre cerca de 77% da bacia. W_{m2} , com ocupação de, aproximadamente, 20%, apresenta um papel secundário no processo de armazenamento de água subterrânea, com grande amplitude de valores de um cenário para outro.

Destaca-se, igualmente, os conjuntos de parâmetros resultantes do cenário 4EV $R^2 \times a_1$. Verifica-se a redução do espaço de parâmetros ótimos ao se minimizar a função a_1 com séries temporais normalizadas.

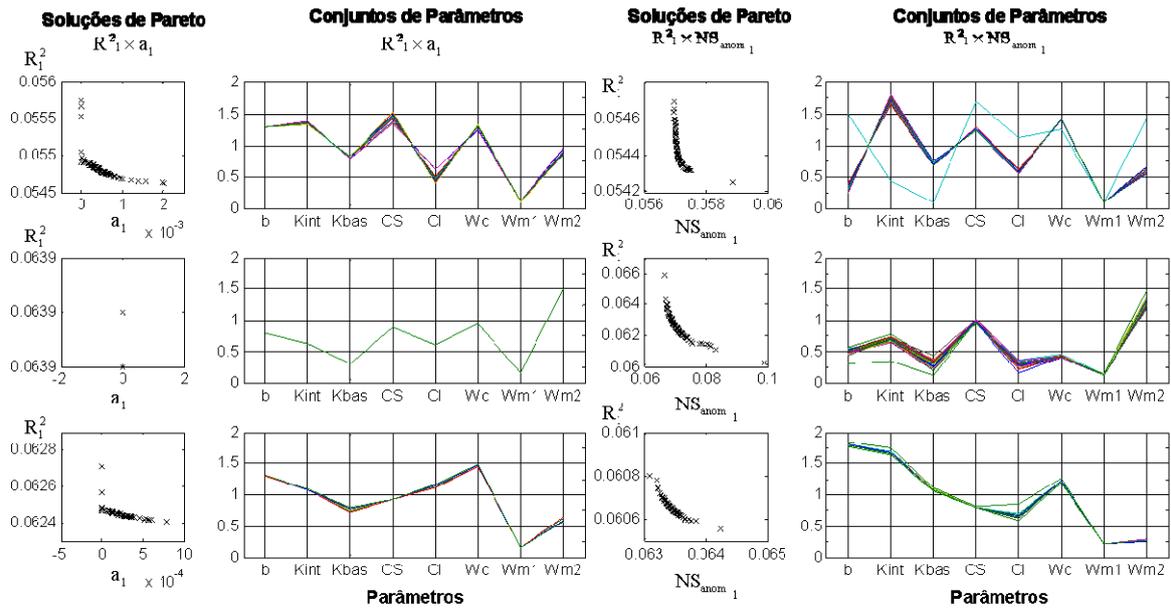


Figura 8.5 – Soluções de Pareto e parâmetros alcançados nos seis processos de otimização. De cima para baixo, 1EV, 4EV e OBS. À esquerda $R^2_1 \times a_1$ e à direita $R^2_1 \times NS_{anom_1}$.

As Figuras 8.6 a 8.11 ilustram a evolução dos oito parâmetros otimizados para cada cenário. A partir dessas figuras e segundo a Figura 8.5, pode-se constatar que:

1. o processo de otimização foi mais longo nos cenários que consideram dados altimétricos, o que pode ser atribuído a dois fatores: o primeiro é a correlação entre FOs. FOs correlacionadas, como é o caso de a e R^2 , tornam a convergência mais lenta; outro fator é menor quantidade de observações usadas no cálculo das funções objetivo. Nota-se que há uma queda significativa de simulações computacionais ao se passar de 1EV para 4EV e OBS;
2. os processos de otimização utilizando a_1 como FO foram igualmente mais longos;
3. apesar de mais longos, os cenários que utilizaram a_1 como função objetivo atingiram a convergência rapidamente. No entanto, o processo de otimização prosseguiu *ad infinitum* até que fosse interrompido manualmente, após a verificação da convergência. Isso se deve, possivelmente, às duas condições impostas no cálculo de a_1 [Eq. (8.4)], o que dificultaria o encontro do conjunto de soluções ótimas de Pareto.

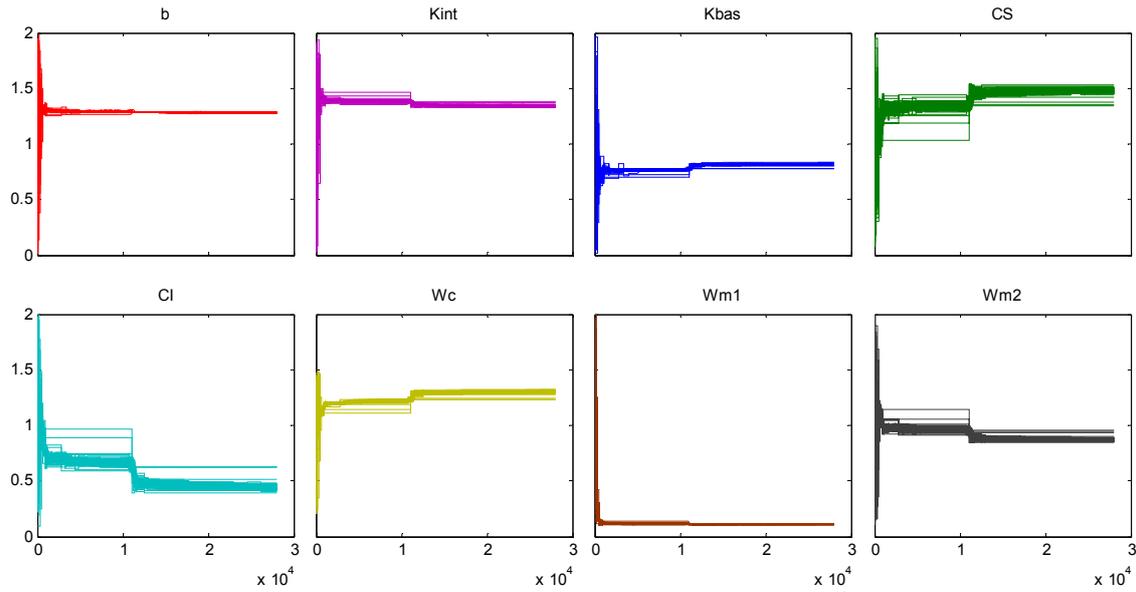


Figura 8.6 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros (b , K_{BAS} , K_{INT} , CS , CI , W_c , W_{m1} e W_{m2}) calibrados automaticamente no cenário $1EV R^2 \times a_1$. O eixo das abcissas representa o número de evoluções e o eixo das ordenadas corresponde aos valores normalizados, de zero a 2, de cada parâmetro.

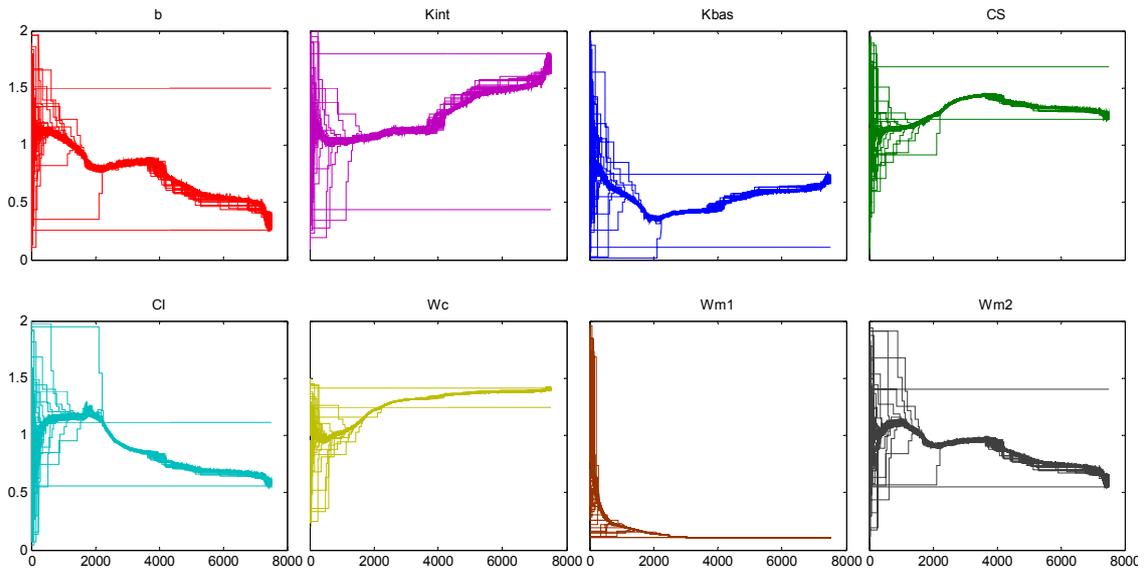


Figura 8.7 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário $1EV R^2 \times NS_{anom 1}$.

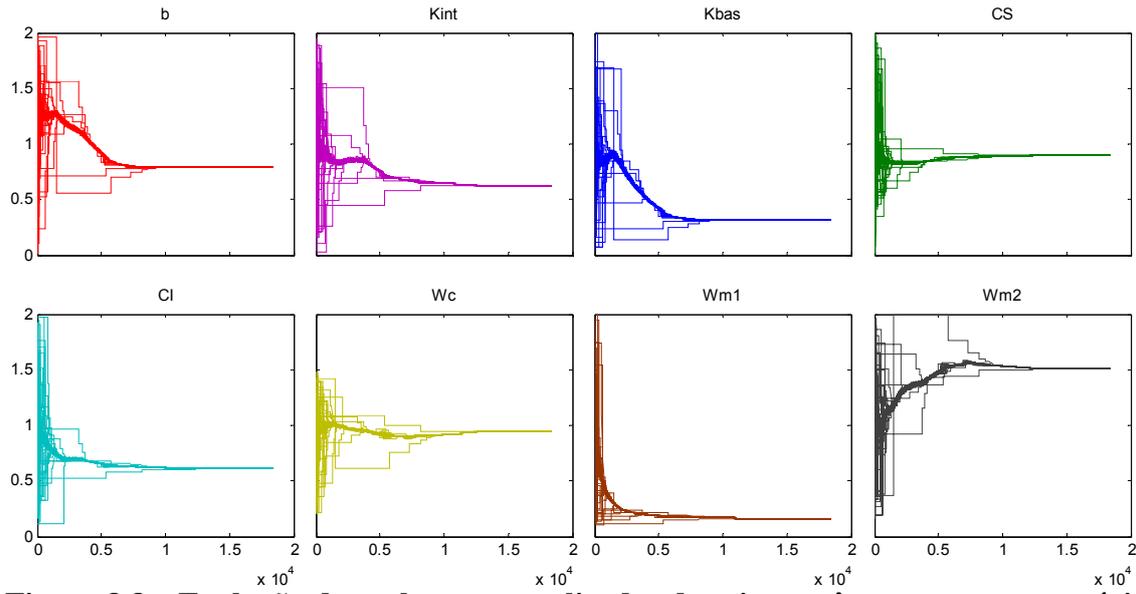


Figura 8.8 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário $4EV R^2 \times a_1$.

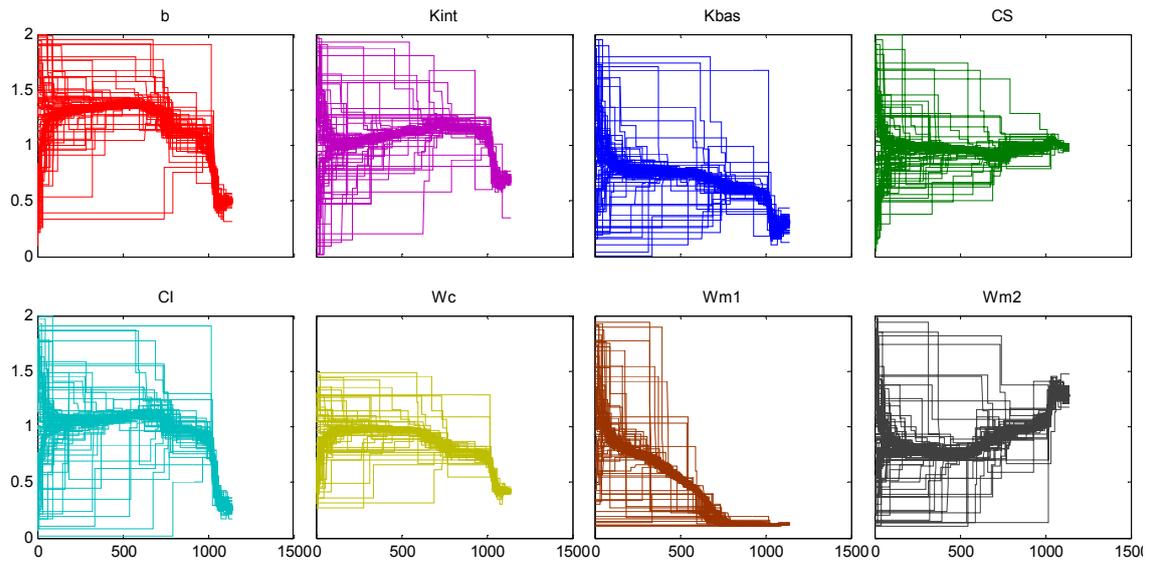


Figura 8.9 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário $4EV R^2 \times NS_{anom_1}$.

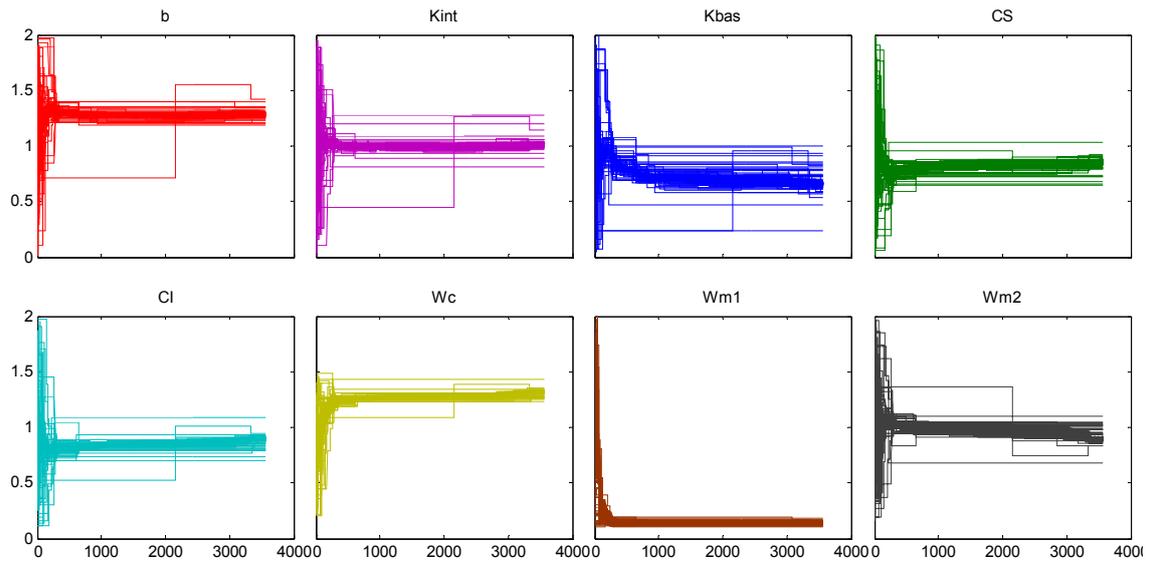


Figura 8.10 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário OBS $R^2 \times a_1$.

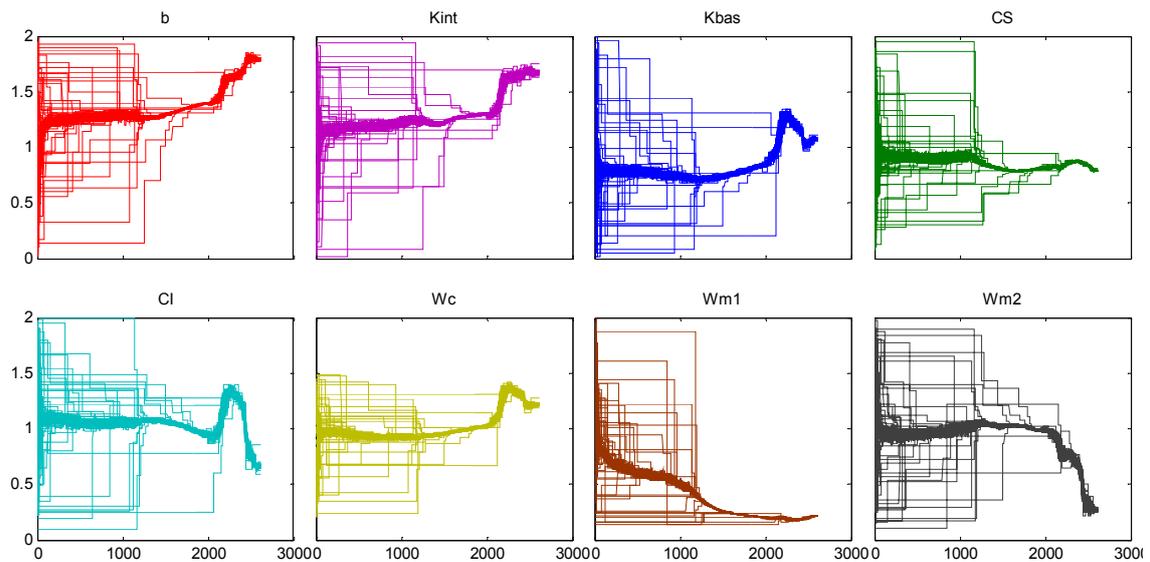


Figura 8.11 – Evolução dos valores normalizados dos oito parâmetros para o cenário OBS $R^2 \times NS_{anom_1}$.

Ao fim de cada processo de otimização, calcularam-se os três coeficientes de desempenho considerados tanto para vazões observadas e simuladas quanto para altimetria e profundidade. Apesar das diferenças consideráveis entre conjuntos de parâmetros resultantes de cada processo de otimização, todos os cenários proporcionaram excelentes coeficientes de desempenho, conforme apresentado pela Figura 8.5. As Figuras 8.12 e 8.13 ilustram os conjuntos de hidrogramas resultantes dos

processos de otimização. Globalmente, não são percebidas diferenças significativas entre os hidrogramas resultantes dos processos de otimização com dados altimétricos e vazões observadas. Consta-se, primeiramente, a melhoria gerada pela otimização durante os períodos de cheia com relação ao ponto de partida. Verifica-se também que tanto o ponto de partida quanto os resultados dos processos de otimização apresentaram vazões bem próximas àquelas observadas durante as estiagens, demonstrando a baixa sensibilidade dos parâmetros calibrados durante os períodos de seca na bacia do rio Branco.

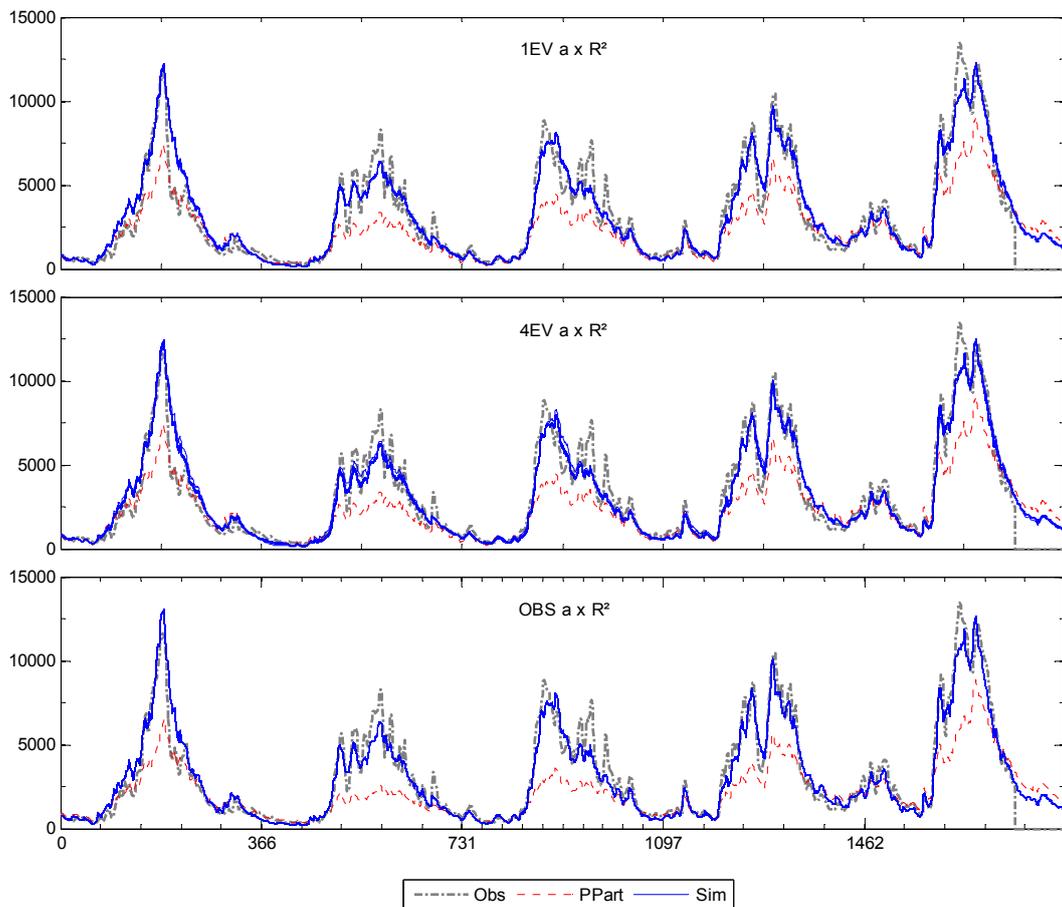


Figura 8.12 – Hidrogramas na estação de Caracará durante todo o período de simulação (2002-2006). Série observada (Obs), ponto de partida (PPart) e conjunto de soluções de Pareto simuladas pelo modelo para os 3 cenários utilizando as funções objetivo $R^2 \times a_1$ (Sim).

Apesar dos altos coeficientes de desempenho e da semelhança entre hidrogramas simulados, pode-se identificar pequenas diferenças entre resultados. Destacando-se o ano de 2005 (Figura 8.14), nota-se que a menor quantidade de observações altimétricas

utilizadas nos cenários 1EV resulta em uma pior representação das vazões nos períodos de estiagem. O aumento da quantidade de observações usadas no processo de calibração, como verificado nos cenários de 4EV e OBS, força as vazões mínimas a valores mais próximos do observado. O mesmo ocorre com o período de cheia. A respeito das FOs, verifica-se a leve subestimação de picos e superestimação de estiagens causada pelo uso de a_1 .

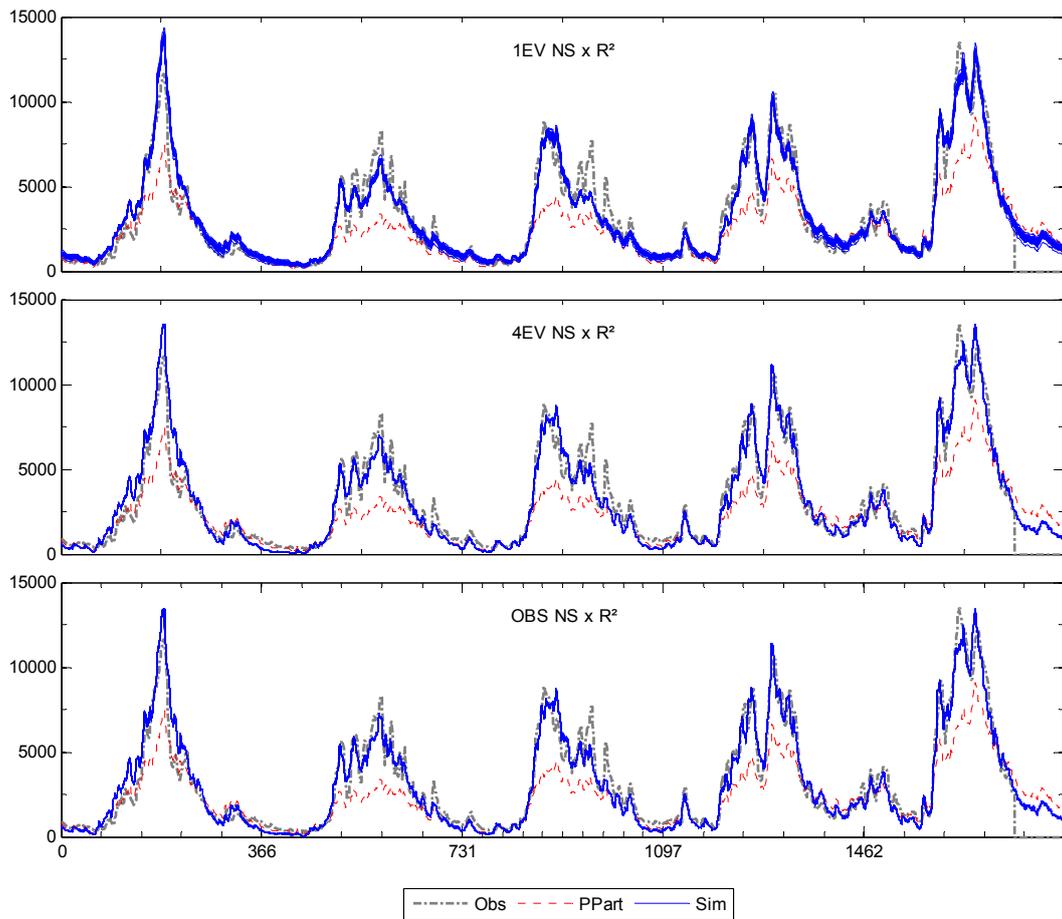


Figura 8.13 – Hidrogramas na estação de Caracará para as funções objetivo

$$R^2 \times NS_{anom_1} \cdot$$

Tabela 8.3 – Resultados da calibração automática da bacia do rio Branco.

Cenário	Gerações	Evoluções	FOs com séries de vazão ($\times 10^{-2}$)			FOs com séries de profundidades ($\times 10^{-2}$)		
			a_1	R^2_1	NS_1	a_1	R^2_1	NS_{anom_1}
Ponto de partida	-	-	44,6	14,6	35,0	16,3	17,2	25,0
1EV $R^2_1 \times a_1$	141.590	28,040	[7,8-6,8]	[7,9-7,5]	[7,9-7,5]	[0,2-0]	[5,6-5,5]	[9,8-9,7]
1EV $R^2_1 \times NS_{anom_1}$	45.856	7,517	[7,8-6,8]	[8,3-7,3]	[8,8-7,4]	[1,2-0]	[5,5-5,4]	[9,8-9,7]
4EV $R^2_1 \times a_1$	78.053	18,406	8,2	6,6	6,8	3,2	6,4	8,8
4EV $R^2_1 \times NS_{anom_1}$	5.716	1,143	[11,1-0,1]	[7,0-6,7]	[7,3-6,8]	[11,5-0,1]	[6,6-6,0]	[9,9-6,7]
OBS $R^2_1 \times a_1$	18.296	3,573	[0,1-0]	[6,3-6,2]	6,7	[9,8-9,1]	[6,7-6,5]	[9,8-9,7]
OBS $R^2_1 \times NS_{anom_1}$	18.379	2,611	[1,9-0,5]	6,1	[6,4-6,3]	[8,8-7,0]	[7,1-6,9]	[9,9-7,0]

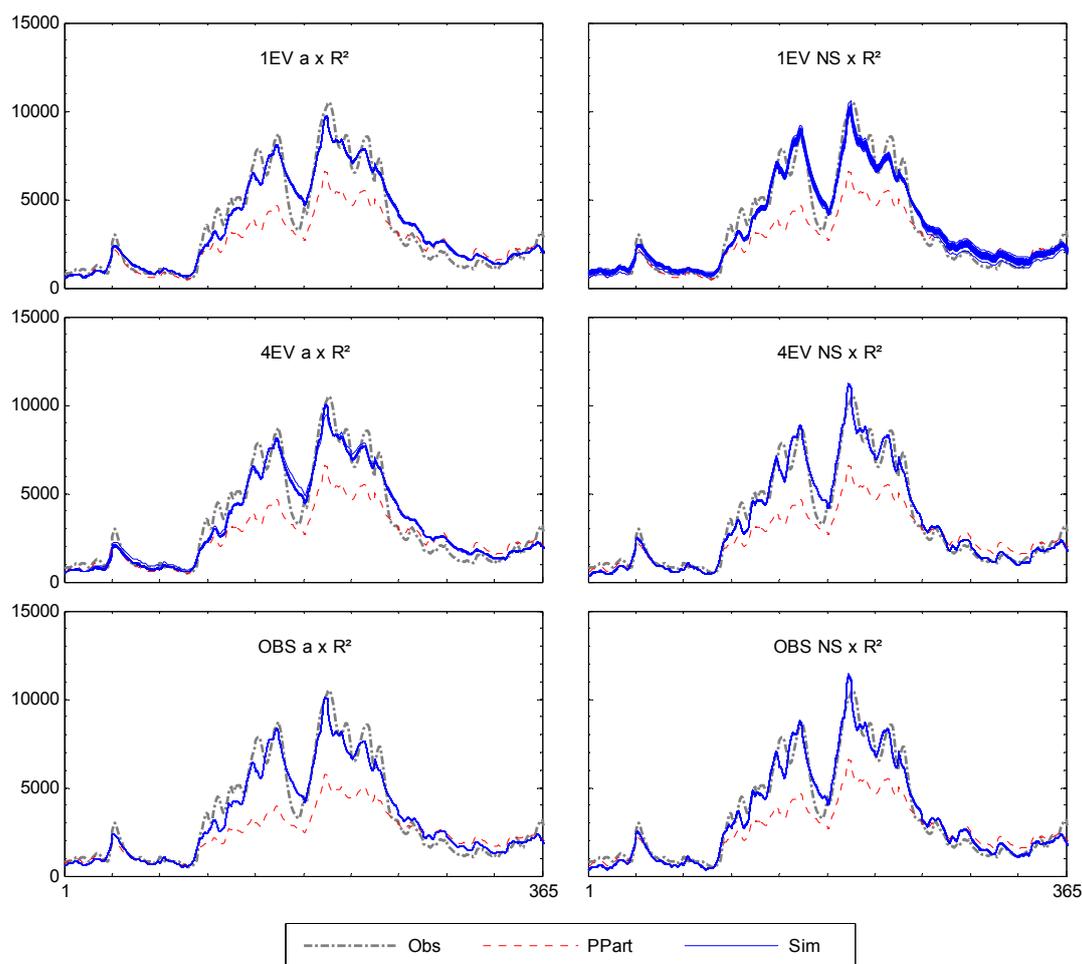


Figura 8.14 – Hidrogramas na estação de Caracarái durante o ano de 2005. Série observada (Obs), ponto de partida (PPart) e conjunto de soluções de Pareto simuladas pelo modelo para os 6 cenários (Sim).

8.4.1. Verificação da calibração automática

Após a análise da calibração automática, a próxima etapa é verificar se o desempenho do modelo se mantém em períodos de tempo distintos e em rios não considerados na calibração. Para isso, fez-se a validação em estações localizadas em rios afluentes ao rio Branco. Considerou-se toda a bacia como homogênea, ou seja, com valores de parâmetros idênticos em toda a sua extensão. Assim, avaliou-se o período de 1997-2001 da estação de Caracarái e os períodos de 1997-2001 e 2002-2006 das estações de Fazenda Passarão (rio Uraricoera) e Mucajaí (rio Mucajaí). Um único conjunto de parâmetros foi selecionado da solução de Pareto de cada um dos processos de otimização para a avaliação das calibrações. Foram utilizados os coeficientes de desempenho $SG.dia$, $SG.mês$, $SG.ano$, NS , ΔV , R^2 e a , conforme descrito na Seção 6.3.2.

Os resultados da calibração manual com 11 GRUs também foram considerados na comparação de desempenhos.

De maneira geral, os resultados mostram o bom desempenho do modelo tanto nas estações fluviométricas utilizadas no processo de calibração quanto nos outros dois situados em afluentes do rio Branco. Comparando os coeficientes de desempenho dos períodos 1997-2001 (validação) e 2002-2006 (calibração) apresentados na Figura 8.15, verifica-se que, apesar do período de calibração apresentar coeficientes superiores ao período de validação, a parametrização obtida para a bacia foi capaz de simular vazões na estação de maneira satisfatória, com coeficientes de *SG.dia* e *NS* superiores a 0,53 e 0,83, respectivamente. Nota-se que não houve diferenças significativas de valores de *SG* e *NS* entre o modelo calibrado manualmente com 11 GRUs e o modelo calibrado automaticamente, segundo os seis cenários propostos.

A validação com as outras duas estações fluviométricas apresenta resultados igualmente satisfatórios, indicando, entretanto, comportamentos distintos entre si. Enquanto a estação Fazenda Passarão seguiu a mesma disposição de Caracaraí, apresentando coeficientes semelhantes com valores levemente inferiores no período de validação (1997-2001) (Figura 8.16), a estação de Mucajaí, apesar de ter resultado em coeficientes *a* levemente superiores no período de calibração (2002-2006), indicou desempenho inferior nesse mesmo período segundo os outros coeficientes (Figura 8.17). Atenção especial deve ser dada aos valores negativos dos coeficientes *SG.dia* e *SG.mês*, indicando desempenhos piores que aqueles resultantes da eventual utilização de vazões médias diárias e mensais na representação dos hidrogramas nas mesmas estações. Pode-se dizer que as divergências apresentadas por ambas as estações são resultado da má representação dos campos de chuva de cada sub-bacia, uma vez que, a grosso modo, os resultados da calibração automática estiveram de acordo com aqueles obtidos na calibração manual com 11 GRUs, indicando que os diferentes conjuntos de parâmetros obtidos na calibração automática com dados altimétricos espaciais exercem influência secundária na previsão de vazões em bacias precariamente monitoradas, podendo ser utilizados em estudos hidrológicos na bacia do rio Branco.

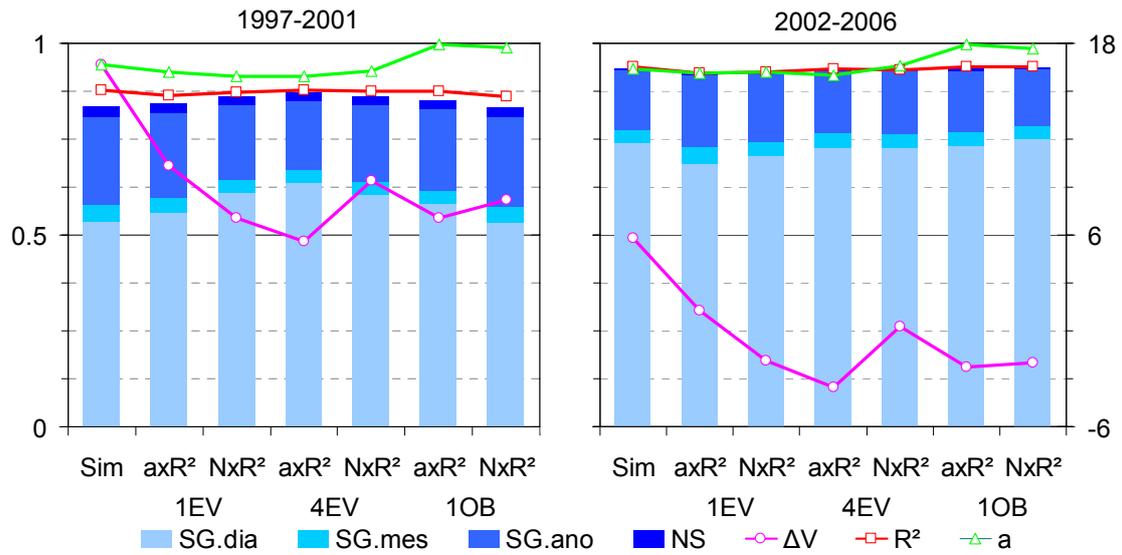


Figura 8.15 - Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Caracaraí. A escala à esquerda corresponde aos coeficientes *NS*, *SG.dia*, *SG.mês*, *SG.ano*, *a* e *R²*, e à direita ao ΔV .

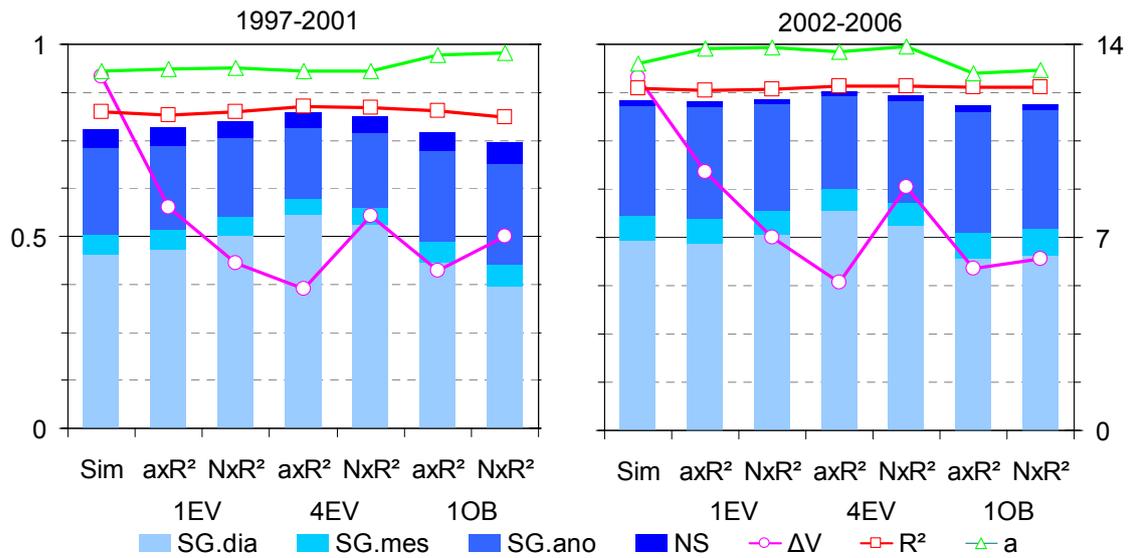


Figura 8.16 – Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Fazenda Passarão.

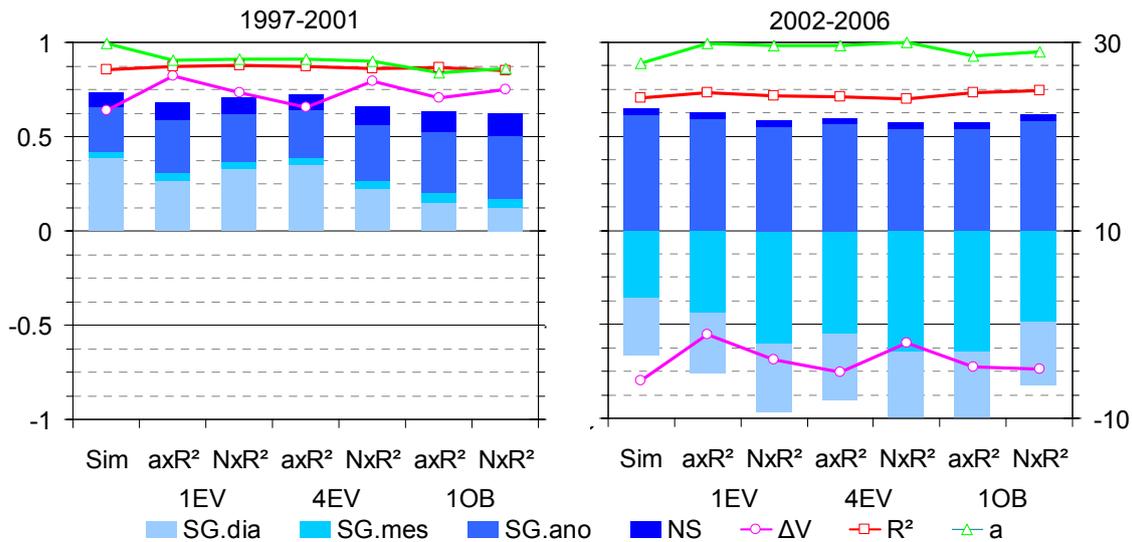


Figura 8.17 – Coeficientes de desempenho das simulações com parametrização manual (Sim) e os outros 6 cenários de calibração automática na estação de Mucajaí.

8.5. Conclusões

Este estudo apresentou a utilização pioneira de dados altimétricos espaciais na calibração automática de modelos hidrológicos. Dados do satélite ENVISAT guiaram a busca por parâmetros ótimos do modelo hidrológico MGB-IPH, modificado conforme apresentado no Capítulo 6, segundo duas combinações de funções objetivo minimizadas pelo algoritmo MOCOM-UA através de soluções de Pareto. O processo de otimização foi realizado para a bacia hidrográfica do rio Branco considerando-se, independentemente, uma EV, quatro EVs e uma estação fluviométrica. Resultados foram analisados qualitativamente através de inspeções visuais dos hidrogramas resultantes e quantitativamente por meio do cálculo de coeficientes de desempenho obtidos na estação fluviométrica considerada no processo de otimização e em outras duas estações localizadas em afluentes do rio Branco para os períodos de calibração e validação.

Os primeiros resultados demonstraram a potencialidade da calibração automática de modelos de bacias precariamente monitoradas através de séries temporais altimétricas em uma ou mais estações virtuais, com quantidades de observações relativamente baixas, comparado com séries diárias de vazão. Apesar de pequenas divergências observadas em escalas temporais mais refinadas, de maneira geral, hidrogramas resultantes dos conjuntos ótimos de parâmetros demonstraram eficiência equivalente

àquela obtida com dados de vazão. Entretanto, a baixa frequência de dados e a introdução de ruídos inerentes à aquisição de dados altimétricos, e a necessidade *a priori* de relações precisas entre h e Q em estações virtuais são limitações às aplicações aqui propostas.

Outra questão levantada neste estudo diz respeito à escolha de funções objetivo para a parametrização automática de modelos hidrológicos. FOs devem, preferencialmente, levar em conta diferentes aspectos do hidrograma. É importante que as funções objetivo tenham correlação relativamente baixa (Gupta *et al.*, 1998). Neste estudo, devido a características específicas das séries temporais consideradas no processo de otimização, restringiu-se em três o número de FOs adotadas. Constatou-se que uma delas, a_1 , não apresentou resultados satisfatórios ao ser combinada com o coeficiente de determinação R^2 . A forte correlação entre ambas as FOs deve ter conduzido o processo de otimização a resultados inferiores.

A validação de uma metodologia é um processo longo e requer estudos de casos e discussões. A região adotada, neste estudo, tem como característica marcante os períodos de cheia e estiagem bem definidos. O valor relativamente alto da razão $R_m=7,7$, que relaciona as vazões médias mensais extremas na estação de Caracarái, pode ser um fator facilitador na utilização de dados altimétricos espaciais na calibração automática de modelos hidrológicos. Além disso, a bacia do rio Branco insere-se em uma região que apresenta uma das melhores, ou ainda, menos precárias, redes de monitoramento pluviométrico na bacia Amazônica. Esses fatores contribuem para os resultados satisfatórios (coeficientes de desempenho elevados) em todas as simulações realizadas. Propõe-se, portanto, a ampliação dessa metodologia para outras regiões inseridas na bacia Amazônica, sujeitas a diferentes condições hidrológicas e de monitoramento, de modo a melhor apontar os aspectos positivos e limitações apresentadas pela introdução de dados altimétricos espaciais na parametrização automática de modelos computacionais.

A generalização de tal abordagem será um grande avanço na compreensão do ciclo da água e na gestão e planejamento de recursos hídricos em bacias precariamente ou não monitoradas. Uma vez que a aquisição e o processamento de dados se tornarem procedimentos eficientes, a previsão de vazões poderá ser efetivada baseada, não

somente em dados altimétricos espaciais, mas também em outros dados de sensores remotos. A próxima etapa dessa linha de pesquisa é a calibração automática combinando simultaneamente observações *in situ* e/ou outras informações hidrológicas adquiridas remotamente, promovendo uma melhor parametrização e representação espaço-temporal dos diversos processos hidrológicos em bacias pouco monitoradas.

Capítulo 9 – Conclusões e Recomendações

O precário monitoramento da bacia Amazônica faz dessa região, ainda remota em grande parte de sua área, um celeiro de novas questões científicas. Esse desafio a torna uma fonte constante de criações, desenvolvimentos e avaliações de novas técnicas e metodologias para linhas de pesquisa altamente interdisciplinares. Tratando-se de estudos do comportamento hidrológico, verifica-se uma grande concentração de esforços direcionados à avaliação dos diferentes tipos de dados adquiridos por satélite com modelos capazes de assimilá-los apropriadamente. Nesse contexto, vem a necessidade de avaliar as potencialidades de dados altimétricos adquiridos remotamente por satélites.

O monitoramento de águas continentais é de fundamental importância em diferentes aspectos. Existe, por exemplo, a necessidade de alarmes de cheias para a prevenção de comunidades ribeirinhas instaladas em planícies de inundação. A previsão de secas, também, é de essencial importância para o abastecimento de água e geração de energia de grandes centros urbanos. Sob o ponto de vista ecológico, mudanças climáticas globais podem afetar direta e indiretamente o regime hidrológico de bacias hidrográficas, alterando, por conseguinte, toda a fauna e flora estabelecida em seus limites. Politicamente, ao se tratar de rios internacionais, o monitoramento qualitativo é fundamental para a gestão dos recursos hídricos e a correspondente auto-sustentabilidade. Conflitos pelo uso da água surgem em diversos locais no mundo devido à sua escassez ou falta de gestão e planejamento. Economicamente, todos os aspectos citados anteriormente envolvem potenciais ganhos ou perdas. A Amazônia, apesar de ter um monitoramento hidroclimatológico limitado, é munida de dados

minimamente suficientes para permitir a validação de metodologias originais com vistas à utilização de dados de sensoriamento remoto em estudos hidrológicos.

A altimetria por radar surgiu como um método promissor para medição direta de variações de níveis de água em grandes rios e lagos. Inicialmente concebidos para o estudo das superfícies oceânicas, os radares altímetros demonstraram seus potenciais inesperados em estudos hidrológicos. Partindo de análises preliminares para a sua utilização no monitoramento de águas continentais, essa nova fonte de dados é considerada atualmente como confiável, podendo ser adotada na avaliação de modelos hidrológicos e hidrodinâmicos.

9.1. Sinopse

Em grandes linhas, o objetivo desta pesquisa constitui-se no desenvolvimento de técnicas que habilitem a utilização de dados altimétricos em estudos hidrológicos, via modelagem computacional, no sentido de permitir melhor compreensão dos processos hidrológicos inerentes à bacia Amazônica. Neste estudo, limitou-se a região analisada à bacia hidrográfica do rio Negro, motivado pelo aumento da pesquisa e da literatura que vem sendo publicada especificamente a respeito dessa região. Esses estudos fornecem subsídios para a melhor compreensão quali-quantitativa de determinados fenômenos físicos que ocorrem na bacia.

Alguns temas merecem destaque nos comentários finais desta tese. Eles descrevem metodologias que favorecem ou realizam a integração de dados altimétricos à modelagem hidrológica. Primeiramente, destaca-se a contribuição feita ainda no pré-processamento de MNTs, que é uma das principais fontes de informação necessárias para a modelagem hidrológica. A nova abordagem propõe a modificação de MNTs em regiões alagadas através da interpretação de classificações de imagem de radar. Os resultados demonstraram considerável melhora na região de estudo selecionada. Outra contribuição original aborda a reprodução computacional de grandes bacias hidrográficas. A representação tradicional através de malhas quadradas em baixa resolução é substituída por mini-bacias extraída do processamento de dados matriciais em alta resolução. Nesse sentido, etapas de *upscaling*, muitas vezes aplicadas para compensar imprecisões oriundas da adoção da malha quadrada de baixa resolução, são

dispensadas. Além disso, comparações com malhas quadradas de diferentes resoluções confirmaram as melhorias aportadas pela nova abordagem.

Em seguida, faz-se três contribuições concernentes ao tema “aportes da altimetria espacial à modelagem hidrológica”. Essas contribuições vêm ao encontro da filosofia proposta pela comunidade hidrológica mundial, suportada pela IAHS, a qual apóia o desenvolvimento de metodologias de predição em bacias precariamente monitoradas ou sem monitoramento, o PUB.

A primeira contribuição segue a idéia da utilização de dados altimétricos espaciais para a validação de resultados da modelagem hidrológica, proposta inicialmente por Coe *et al.* (2002). Essa tarefa é particularmente complexa devido ao fato que modelos hidrológicos são normalmente fundamentados em conceitos de balanço hídrico intra-célula, envolvendo trocas de volumes, não tratando de níveis de água. Uma solução simplificada encontrada para estimar profundidades de rios nos trechos principais da bacia foi o equacionamento e a generalização de relações entre vazões, velocidades de escoamento e profundidades observadas em locais distintos da bacia. Dessa forma, profundidades puderam ser estimadas, com uma determinada incerteza, em função da vazão calculada pelo modelo, a cada passo de tempo, em qualquer local nos rios principais. O sistema de equações empíricas possibilitou, portanto, a utilização de dados ENVISAT na avaliação da consistência dos resultados obtidos para a modelagem hidrológica.

A segunda contribuição propõe a criação de curvas-chave combinando-se dados altimétricos ENVISAT com vazões simuladas pelo MGB-IPH. A aproximação de equações potenciais com base nesses dados exige a estimação de três variáveis: os coeficientes a e b e a altitude do leito do rio, z , que é desconhecido, *a priori*. A metodologia utilizada é inspirada na proposta realizada por León *et al.* (2006a,b). A estimativa dessas variáveis é realizada, então, a partir da otimização do ajuste de uma curva potencial do tipo $Q = a \cdot (H - h)^b$, onde Q e H são, respectivamente, vazão simulada e altimetria por radar, através da minimização de $|1-R^2|$. Doze curvas-chave foram criadas em EVs distribuídas na bacia do alto rio Branco. Propuseram-se técnicas para a redução de ruídos presentes nas séries de dados altimétricos extraídos automaticamente e para a eliminação de vazões simuladas com baixo grau de

confiabilidade. Erros na ordem de 8-12% indicam que a previsão de vazões a partir da substituição de dados altimétricos na curva-chave pode ser um diferencial na compreensão de bacias precariamente monitoradas. Aproveitando-se das estimativas de z , pode-se definir aproximações precisas da declividade dos trechos de rio definidos por duas EVs.

Finalmente, a terceira contribuição é a utilização pioneira da altimetria espacial na calibração automática de parâmetros de modelos hidrológicos distribuídos. Dados do satélite ENVISAT guiaram a busca por parâmetros ótimos do modelo hidrológico MGB-IPH, modificado conforme apresentado no Capítulo 6, segundo combinações de funções objetivo minimizadas pelo algoritmo MOCOM-UA usando soluções de Pareto. Resultados foram comparados com hidrogramas provindos da otimização de parâmetros com observações diárias de vazão, buscando-se verificar a eficiência da metodologia. Os primeiros resultados demonstraram a potencialidade da calibração de modelos de bacias precariamente monitoradas através de séries temporais altimétricas em uma ou mais estações virtuais, com quantidades de medições relativamente baixas, em comparação com séries diárias de vazão.

9.2. Conclusões gerais

9.2.1. Sobre a estrutura do modelo

Igualmente às experiências anteriores que envolveram a aplicação do MGB-IPH em outras grandes bacias da América do Sul, o modelo mostrou possuir uma parametrização capaz de representar de maneira satisfatória os principais processos hidrológicos da bacia do rio Negro. Regiões munidas de uma rede de monitoramento pluviométrico mais densa apresentaram melhores coeficientes de desempenho ao se comparar vazões simuladas com calculadas. Resultados semelhantes entre os períodos de calibração e validação do modelo foram encontrados, havendo, ainda, casos em que desempenhos do período de validação superaram as do período de calibração, indicando que o conjunto de parâmetros utilizados pode fornecer estimativas consistentes de vazões em estudos de predição e previsão na bacia do rio Negro. Isso enfatiza que a grande restrição na modelagem hidrológica da bacia são os dados de entrada utilizados.

Comparações entre evapotranspirações médias simuladas e estimadas por outros estudos em localidades próximas à bacia indicam a boa consistência do modelo na representação do balanço hídrico. Entretanto, como é verificado no Capítulo 8, desempenhos ótimos do modelo na reprodução de vazões podem ser adquiridos com conjuntos de parâmetros distintos, em função da combinação das funções objetivo consideradas. Isso demonstra uma possível compensação de efeitos entre parâmetros calibrados.

O sistema de equações empíricas introduzido no MGB-IPH, capaz de estimar profundidades de rios a partir de vazões simuladas, viabilizou a utilização de dados altimétricos espaciais na validação (Capítulo 6) e calibração automática (Capítulo 8) do modelo. Para a obtenção da relação, foram utilizadas, como característica geomorfológica, áreas de drenagem de cada estação selecionada. Essa solução foi suficiente para alcançar os objetivos estabelecidos. Entretanto, reconhece-se que essas equações ainda são limitadas no que tange a representação do fenômeno hidráulico.

9.2.2. Sobre os resultados

As conclusões sobre os resultados podem ser divididas em três partes distintas: sobre a modelagem (calibração e validação do modelo e do balanço hídrico), sobre a geração de informações hidráulicas, combinando-se dados altimétricos e modelagem hidrológica e sobre a parametrização obtida por calibração automática do modelo com a altimetria espacial.

9.2.2.1. Modelagem

Verificou-se que a modelagem hidrológica da bacia do rio Negro tem como principal limitação a disponibilidade de dados hidrológicos. Conforme foi mostrado no Capítulo 6, a bacia dispõe de somente 99 estações pluviométricas (0,14 estação por 1.000 km²), com dados disponíveis no intervalo de tempo de 1997-2006, cobrindo seus mais de 712.000 km². Adicionalmente, verifica-se uma grande carência de monitoramento na porção não-brasileira da bacia. Esse problema, em particular, estende-se por toda a Amazônia, conforme documentado por estudos anteriores (Ribeiro Neto, 2006; Espinoza Villar *et al.*, 2009). Tal limitação impacta diretamente sobre a qualidade

dos resultados da modelagem dos processos hidrológicos da região, que variam em função da qualidade do monitoramento de cada uma das sub-bacias modeladas. Como exemplo, destacam-se dois extremos dos impactos da qualidade do monitoramento pluviométrico na modelagem hidrológica da bacia do rio Negro: as sub-bacias das estações de Taraqua e Caracaraí. A primeira sub-bacia está quase que totalmente inserida em território Colombiano, contando com 0,11 estação pluviométrica por 1.000 km², das quais 80% disponibilizam dados mensais, enquanto a segunda se encontra em território brasileiro com 0,28 estação por 1.000 km². Tal discrepância resulta em uma considerável diferença entre performances do modelo em cada bacia, com valores pouco satisfatórios para Taraqua ($NS=0,48$; $SG.dia=-0,99$, na etapa de verificação) e de boa qualidade para Caracaraí ($NS=0,94$; $SG.dia=0,76$, para o mesmo período).

Quanto à validação do modelo com dados altimétricos, evidencia-se a contribuição da altimetria espacial no que diz respeito à complementação do monitoramento fluviométrico em bacias precariamente monitoradas. O número de estações de controle mais que dobram ao considerar estações virtuais no processo de verificação do modelo. Pôde-se, assim, analisar os resultados do modelo em uma escala espacial mais refinada.

O estudo do balanço hídrico da bacia possibilitou a compreensão do comportamento espaço-temporal dos principais componentes do ciclo hidrológico. Constatou-se a variação sazonal da chuva em toda a extensão da bacia e seus impactos no escoamento superficial, evapotranspiração e umidade do solo. Com base nesses resultados, conclui-se que a equação de Penmann-Monteith, juntamente com a escolha dos parâmetros apropriados para cada tipo de cobertura do solo da bacia e a consideração da umidade do solo como fator limitador da evaporação, proporcionou estimativas de evapotranspiração média consistentes com aquelas encontradas na literatura. O modelo foi capaz de fornecer lâminas médias de precipitação, escoamento superficial e evapotranspiração consistentes com valores encontrados na literatura. Dos 7,2 mm/dia de precipitação média na bacia, 44% são relançados à atmosfera na forma de evapotranspiração e os outros 56% convertem-se em escoamento superficial. Entretanto, reconhece-se que o modelo apresenta limitações no que tange ao balanço de energia, abrindo espaço para a implementação de novas abordagens de cálculo da evapotranspiração.

9.2.2.2. Geração de informações hidráulicas com altimetria

Conclui-se que a técnica proposta para geração de curvas-chave a partir da combinação de dados altimétricos ENVISAT e vazões simuladas pelo MGB-IPH pode ser uma alternativa para a aquisição de informações hidráulicas em regiões precariamente monitoradas. A qualidade das vazões obtidas a partir de curvas-chave sintéticas foi suficientemente boa, com erros da ordem de 8-12% com relação às vazões diárias disponibilizadas pela ANA. Profundidades e declividades de rios foram igualmente bem estimadas com base na metodologia proposta, apresentando coerência com informações originadas do MNT SRTM. Entretanto, a metodologia apresenta limitações quanto aos dados de vazão utilizados na geração das curvas. A baixa densidade de estações pluviométricas em determinadas sub-bacias implica representatividade limitada dos campos de chuva, resultando na geração de vazões diárias com alto grau de incerteza em determinados períodos. Essa incerteza foi reduzida filtrando-se vazões simuladas em função do erro observado em estações de controle, o que levou à redução do número de pontos utilizados na estimação das equações de cada curva-chave. Porém, essa limitação pode ser atenuada com o uso de técnicas de assimilação capazes de corrigir vazões simuladas em determinados pontos de uma bacia a partir de observações *in situ* em estações de controle.

9.2.2.3. Parametrização automática com altimetria

Os excelentes resultados obtidos na calibração automática com dados altimétricos ENVISAT apresentados no Capítulo 8 reafirmam sua capacidade na complementação do monitoramento fluviométrico em bacias precariamente monitoradas, conforme anteriormente evidenciado nos Capítulos 6 e 7. Conclui-se que dados altimétricos podem ser utilizados na parametrização de modelos hidrológicos distribuídos, uma vez que relações precisas entre vazões e profundidades são estabelecidas em locais onde dados altimétricos são disponibilizados. Apesar dessas relações serem normalmente adquiridas a partir de observações *in situ*, a regionalização de características hidrológicas de uma bacia hidrográfica para outra se apresenta como solução potencial para o caso de regiões precariamente monitoradas. O estudo apresentado nesta tese confirma essa afirmativa, uma vez que a relação $h \times Q$ foi extraída do rio Negro e utilizada no rio Branco.

9.3. Recomendações

Apesar de seus mais de 30 anos de existência, desde o lançamento do primeiro radar altímetro, acoplado, a título experimental, no satélite Skylab, em 1973, a altimetria espacial encontrou novas aplicações nos continentes de forma relativamente tardia, datando de meados dos anos 90. A combinação de modelagem hidrológica e dados altimétricos para a melhor compreensão de processos hidrológicos é ainda mais recente, e muito trabalho há de ser feito. Os temas abordados nesta tese lançaram novas questões e reafirmaram outras, as quais poderão se desdobrar em novos estudos.

Primeiramente, a respeito da integração entre dados altimétricos espaciais e modelagem hidrológica, verificou-se que, para a geração de informações hidráulicas adicionais como curvas-chave, profundidades e declividades de rios, dados consistentes de vazão são essenciais. Recomenda-se, como trabalho futuro, a repetição do processo proposto no Capítulo 7, mas com a assimilação de dados de vazão observada, objetivando a redução da quantidade de vazões eliminadas no processo de filtragem, aumentando o número de pontos na criação de curvas-chave e estimação de z .

O processo de calibração automática de modelos hidrológicos utilizando dados altimétricos é uma proposta original feita nesta tese. Alguns testes foram realizados para a verificação da influência de funções objetivo e de combinações de séries temporais altimétricas no resultado da calibração. Entretanto, muitas questões ainda ficaram no ar e devem ser respondidas por futuros trabalhos. Recomenda-se, então, o desenvolvimento de novas funções objetivo adaptadas ao caso da altimetria espacial, verificando-se suas influências nos valores dos parâmetros e nas respostas do modelo resultantes do processo de otimização. Propõe-se, também, a aplicação dessas metodologias em outras bacias, com o objetivo de melhor definir as vantagens e limitações da metodologia. Estimula-se a combinação de dados altimétricos espaciais e observações *in situ* e, ainda, outras informações de sensoriamento remoto, com o objetivo de restringir o modelo não somente pela variável hidrológica vazão, mas também pela umidade do solo, evapotranspiração, armazenamento de água em planícies de inundação e outros processos físicos inerentes à hidrologia de grandes bacias. Dessa maneira, parâmetros representantes de processos hidrológicos específicos terão maior refinamento no processo de calibração.

Em seguida, abordando-se os aspectos computacionais tratados neste estudo, verifica-se que, apesar de sua boa representação dos processos físicos e de propiciar excelentes resultados na modelagem hidrológica, a versão atual do código do MGB-IPH pode ser aperfeiçoada com a redução de custos computacionais. A modelagem de grandes bacias em escalas mais refinadas demanda, por sua vez, incrementos no custo computacional. Propõe-se, portanto, a geração de uma versão do modelo MGB para a execução em paralelo por diversos processadores, o que contribuiria, inclusive, para a redução do tempo de processamento de calibrações automáticas multi-objetivo.

Tratando de algoritmos de otimização multi-objetivo, apesar dos bons resultados adquiridos com a aplicação do MOCOM-UA, nota-se, na literatura, um grande avanço no que tange aos algoritmos de otimização evolucionária. O MOSCEM-UA (Vrugt *et al.*, 2003), sucessor do MOCOM-UA, ou ainda o AMALGAM (Vrugt e Robinson, 2007), são algoritmos genéticos capazes de fornecer estimativas mais precisas da solução de Pareto, quando comparados ao MOCOM-UA. Recomenda-se a acoplagem de tais algoritmos ao MGB-IPH para estudos posteriores de calibração automática.

Modelos hidrológicos e hidrodinâmicos mais recentes apresentam, como nova característica, o acoplamento de módulos de propagação e armazenamento de água em planícies de inundação (Bates e De Roo, 2000; Coe *et al.*, 2002; 2008; Wilson, *et al.*, 2007; Decharme *et al.*, 2008; Goteti *et al.*, 2008). Essa tendência é motivada pela crescente disponibilidade de produtos de distribuições espaço-temporais de zonas úmidas e cobertas por água em escalas globais (Pringent *et al.*, 2007; Papa *et al.*, 2008). A consideração de tais fenômenos é de extrema importância para uma modelagem mais precisa dos processos hidrológicos de diversas regiões Amazônicas e do Pantanal. Recomenda-se, fortemente, o acoplamento de um módulo destinado ao cálculo desses fenômenos ao MGB-IPH.

Avanços recentes têm sido obtidos no desenvolvimento de um módulo de propagação em planícies de inundação para o posterior acoplamento ao MGB-IPH. Esse módulo, inspirado em uma versão simplificada da equação de Manning, proposta inicialmente por Estrela e Quintas (1994) e, em seguida, implementados para a propagação em planícies de inundação bidimensional por Bates e De Roo (2000) e Horritts e Bates (2001), está sendo atualmente avaliada separadamente do modelo. A

acoplagem desse módulo ao modelo possibilitará a melhor compreensão dos processos hidrológicos oriundos de planícies de inundação, assim como refinar o processo físico das águas superficiais na bacia.

Uma vez que o modelo hidrológico está calibrado, estudos de previsão e avaliação de diferentes bases de dados podem ser facilmente promovidos. Nesse sentido, recomenda-se a realização de estudos contemplando a análise dos impactos sobre o ciclo hidrológico da bacia do rio Negro causados pelas mudanças climáticas segundo as previsões publicadas pelo IPCC (2007) e mudanças de cobertura do solo causadas pelo avanço agropecuário.

Outra análise que merece importância é a avaliação da qualidade dos campos de precipitação extraídos de bases de dados de chuva globais. Apesar dos notórios esforços dedicados ao desenvolvimento de bases de dados de chuva globais utilizando observações *in situ* (Rudolf e Schneider, 2005), interpolações não são capazes de compensar a ausência de dados em grandes regiões remotas como se verifica em grande parte da bacia Amazônica e em outras regiões na América do Sul e na África. Uma solução para esse problema é o avanço recente na estimativa de campos de chuva por satélites. Diversos satélites destinados ao monitoramento da chuva global ou tropical foram lançados nesses últimos dez anos ou tem a previsão de lançamento para os próximos anos. Os produtos derivados desses satélites beneficiam-se não somente nas estimativas feitas remotamente pela fusão de vários sensores e, em alguns casos, com correções baseadas em observações *in situ*. A missão TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), lançada em 1998, disponibiliza atualmente dois produtos (3B42RT e V6) com resoluções de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, derivados do TMPA (TRMM *Multi-satellite Precipitation Analysis*) (Su *et al.*, 2008). Outros produtos interessantes são os derivados do sistema PERSIANN (*Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks*) (Hsu *et al.*, 1997) com resolução espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ e disponível a partir de março de 2000, e da técnica CMORPH (CPC MORPHing *technique*) (Joyce *et al.*, 2004), disponível com uma alta resolução espacial de $0,07277^{\circ} \times 0,07277^{\circ}$ (~8 km na linha do Equador) a partir de dezembro de 2002. Outras missões previstas para os próximos anos são o Megha-Tropiques, uma missão do CNES previsto para 2010 e o GPM (*Global Precipitation Measurement*), uma constelação de satélites da NASA com previsões de lançamento para 2013/14.

Recomenda-se a avaliação dos impactos dessas novas bases de dados de precipitação no ciclo hidrológico da bacia do rio Negro.

Uma vez criadas e validadas todas as metodologias para a implementação das recomendações supracitadas, propõe-se o desenvolvimento de um modelo para toda a Amazônia fundado nos avanços alcançados e recomendados nesta tese.

Uma última recomendação, e talvez a mais importante, vai ao encontro das instituições brasileiras de pesquisa e desenvolvimento nas áreas de sensoriamento remoto e recursos hídricos. Apesar das vantagens apresentadas pela altimetria espacial no monitoramento de águas continentais em regiões remotas ou de difícil acesso, tais dados são ainda de acesso limitado. Ainda que a NASA, por exemplo, adote uma política, muitas vezes, de disponibilização gratuita de muitos dos dados de cobertura global coletados por seus satélites, diversas agências de pesquisas espaciais no mundo não seguem necessariamente essa diretriz. Além disso, com a exceção poucos satélites como o T/P, que concluiu suas atividades em 2002, séries temporais de dados altimétricos recentes requerem autorizações especiais para o uso independente por agências e instituições de pesquisa no Brasil. O acesso livre a séries altimétricas em tempo real ou quase-real é priorizado àqueles países envolvidos no desenvolvimento de missões espaciais. Países como o Brasil, ainda que com evidentes avanços propiciados pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), mantém o status de consumidores de produtos resultantes de tais missões. Portanto, recomenda-se às instituições nacionais de pesquisa e desenvolvimento espacial e em recursos hídricos, especialmente no tocante à altimetria espacial, a participação intensiva intelectual e financeira na concepção, desenvolvimento de novas missões espaciais, tendo elas o objetivo de monitorar qualquer que seja fenômeno natural terrestre, estimulando avanços tecnológicos para o bem estar da sociedade brasileira.

Referências Bibliográficas

- Alexandre, A.M.B., 2007. Modelagem hidrológica para o estado de Roraima. In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, São Paulo, SP, Brasil. 20p.
- Allasia, D.G., Silva, B., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2006. Large basin simulation experience in South America. IAHS Publication 303, 360-370.
- Alsdorf, D.E., 2003. Water storage of the central Amazon floodplain measured with GIS and Remote Sensing Imagery, *Annals of the Association of American Geographers*, 93(1), 55-66.
- Alsdorf, D.E., Birkett, C.M., Dunne, T., Melack, J., Hess, L., 2001a. Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophysical Research Letters*. 28(14), 2671-2674.
- Alsdorf, D.E., Lettenmaier, D.P., 2003. Tracking fresh water from space. *Science*. 301(5639), 1491-1494.
- Alsdorf, D.E., Melack, J.M., Dunne, T. Mertes, L.A.K., Hess, L.L., Smith, L.C., 2000. Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon floodplain. *Nature*. 404, 174-177.
- Alsdorf, D.E., Smith, L.C., Melack, J.M., 2001b. Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(2), 423-431.
- Alves, F.S.M., Fisch, G., 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*, 29(3), 395-409.
- ANA (Agência Nacional de Águas), Acesso em 2009. Base de dados hidrológicos, <http://hidroweb.ana.gov.br>.

- ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica), 2008. Atlas de energia elétrica do Brasil. 3.ed. – Brasília, Brasil. 236p.
- Araujo, A.A.M., 2006. Um novo esquema de parametrização hidrológica da superfície terrestre com redistribuição lateral da água no solo. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 236p.
- Arora V.K. Chiew, F.H.S., Grayson, R.B., 1999. A river flow routing scheme for general circulation models, *Journal of Geophysical Research*, 104, 14,347-14,357.
- Arora, V.K., Boer, G.J., 1999. A variable velocity flow routing algorithm for GCMs, *Journal of Geophysical Research*, 104, 30,965–30,979, doi:10.1029/1999JD900905.
- Barthem, R.B., 2001. Componente Biota Aquática. In: Capobianco, J.P.R., Veríssimo, A., Moreira, A., Sawyer, D., Santos, I. and Pinto, L.P. (eds), *Biodiversidade na Amazônia Brasileira*, Câmara do Livro, SP, Brasil, p 60-78.
- Bates, P.D., De Roo, A.P.J., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* 236, 54–77.
- Berry, P.A.M., 2000. Topography from land radar altimeter data: possibilities and restriction, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 25(1), 81-88.
- Beven, K., Kirkby, M.J., 1979. A physically-based variable contribution area model of catchment hydrology. *Hydrology Science Bulletin*, 24(1), 43-69.
- Birkett C.M., 2000. Synergistic remote sensing of Lake Chad: Variability of basin inundation, *Remote Sensing of Environment*, 72, 218– 236.
- Birkett C.M., Mertes, L., Dunne, T., Costa, M.H., Jasinski, M.J., 2002a. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*. 107(D20), 8059, doi:10.1029/2001JD000609.
- Birkett, C. M., Murtugudde, R., Allan, T., 1999. Indian Ocean climate event brings floods to East Africa's lakes and the Sudd Marsh. *Geophysical Research Letters*, 26, 1031-1034.
- Birkett, C.M., 1994. Radar altimetry: a new concept in monitoring lake level changes. *EOS Trans., AGU*, 75(24), 273-275.
- Birkett, C.M., 1995a. The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of

- climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), 25179-25204.
- Birkett, C.M., 1995b. The global remote sensing of lakes, wetlands and rivers for hydrological and climate research. *IEEE Trans.* p. 1979–1981.
- Birkett, C.M., 1998. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34 (5), 1223-1239.
- Birkett, C.M., Mertes, L.A.K., Dunne, T., Costa, M.H., Jasinski, J., 2002b. Altimetric remote sensing of the Amazon: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysics Research* 107(D20), 8059, 10.1029/2001JD000609.
- Bjerklie, D.M., Dingman, S.L., Vörösmarty, C.J., Bolster, C.H., Congalton, R.G., 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology*, 278 (1–4), 17–38.
- Boyle, D.P., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2000. Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663-3674
- Bremicker, M., 1998. Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftliche Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Germany.
- Callede, J., Guyot, J.L., Ronchail, J. Molinier, M., Oliveira, E., 2002. The River Amazon at Óbidos (Brazil): Statistical studies of the discharges and water balance. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 47(2), 321-333.
- Callede, J., Guyot, J.-L., Ronchail, J., Molonier, M., L’hote, Y., Niel, H., De Oliveira, E., 2004. Evolution du débit de l’Amazone à Óbidos de 1903 à 1999. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques*, 49(1), 85-97.
- Calmant S., Seyler, F., 2006. Surface waters from space: rivers. *Comptes Rendus Geosciences, Académie des Sciences, Thematic issue ‘Observing the Earth from space’* 14(338), 1113-1122.
- Campos, I.O., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D.,

- Cazenave, A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(10), 633—643.
- Carreteiro, R.P. 1987. A navegação na amazônia. Editora Calderaro Ltda., p. 62-65.
- Cazenave A., Bonnefond P., Do Minh K., 1997. Caspian sea level from Topex/Poseidon altimetry: Level now falling, *Geophysical Research Letters*, 25(2), 155-158.
- Chapelon, N., Douville, H. Kosuth, P. Oki, T., 2002. Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics*, 19, 141–154. doi 10.1007/s00382-001-0213-9
- Chow, V.T., 1964. Handbook of applied hydrology. 1a ed., McGraw-Hill, New York, USA.
- Coe, M.T., 1998. A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes and wetlands, *Journal of Geophysical Research*, 103, 8885-8899.
- Coe, M.T., 2000. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale: Testing the accuracy of an atmospheric GCM, *Journal of Climate*, 13, 686– 704.
- Coe, M.T., Birkett, C.M., 2004. Calculation of river discharge and prediction of lake height from satellite radar altimetry: Example for the Lake Chad basin. *Water Resources Research*, 40, W10205, doi:10.1029/2003WR002543.
- Coe, M.T., Costa, M., Botta, A., Birkett, C.M., 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon basin. *Geophysical Research*. 107(D20) 10.1029/2001JD000740.
- Coe, M.T., Costa, M.H., Howard, E.A., 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.6850.
- Collischonn, B., 2006. Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído. Dissertação de M.Sc. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. 131p.
- Collischonn, W., 2001. Simulação hidrológica de grandes bacias. Tese de Ds.C. Instituto

de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. 194p.

Collischonn, W., Allasia, D., Silva, B.C., Tucci, C.E.M., 2007. The MGB-IPH Model for Large-Scale Rainfall-Runoff Modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5), 878–895.

Corbo, M.D., Collischonn, W., Kirchheim, R.E., Silva, B. C. Análise do efeito da extração de água subterrânea sobre a disponibilidade de água superficial na bacia do rio Grande (BA). In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa.

Costa, M.H., Foley, J.A., 1997. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102(D20): 23973-23989.

Costa, M.H., Foley, J.A., 1998. A comparison of precipitation datasets for Amazon basin. *Geophysocal Research Letters*, 25(2), 155-158.

Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 20, 1889–1903.

Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., Aires, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research*, 113, D11110, doi:10.1029/2007JD009376.

Duan, Q., Gupta, V. K., Sorooshian, S., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, 28(4), 1015-1031.

Duan, Q., Gupta, V. K., Sorooshian, S., 1993. A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization, *J. Optim. Theory Appl.*, 76(3), 501-521, 1993.

Ebert, E.E., Janowiak, J.E., Kidd, C., 2007. Comparison of nearreal-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 47–64.

Ecuyer, R., 2004, Application de TOPMODEL à differents bassins versants. Rapport de stage de recherche, LMTG, Université Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse,

França. 33p.

- Eid, N.J., 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.
- ESA, 2002. ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, RA2/MWR Products User Guide.
- Escarião, R.D., 2001, Modelagem hidrológica da bacia do rio Negro na Amazônia. Dissertação de M.Sc., Universidade de Brasília, Brasília, Brasil.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.-L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., Noriega, L., de Oliveira, E., Pombosa, R., Romero, H., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*.
- Estrela, T., Quintas, L., 1994. Use of GIS in the modelling of flows on floodplains. In: White, H.R., Watts, J. (Eds.), *Second International Conference on River Flood Hydraulics*, Wiley, Chichester, pp. 177–189.
- Fadini, P.S., Jardim, W.F. , 2001. Is the Negro River Basin (Amazon) impacted by naturally occurring mercury? *Science of the Total Environment*, 275(1-3), 71-82.
- FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations), 1995, Soil map of the world, scale 1:5,000,000, volume I-X: United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization, Paris.
- Farr, T. G., Paul A. Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S. Kobrick, M. Paller, M. Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S. Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Frappart, F., 2006. Hydrologie spatiale: Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Tese de D.Sc., Université Toulouse III, Paul Sabatier, Toulouse, França. 283p.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhpe, M., Seyler, F., Cazenave, A., 2006a. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 100(2), 252-264.

- Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J.S., Prigent, C., Rossow, W.B., Seyler, F., 2008. Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: a case study for the Rio Negro river basin. *Journal of Geophysical Research*. In press.
- Frappart, F., Ramillien, G., Biancamaria, S., Mognard, N.M., Cazenave, A., 2006b. Evolution of high-latitude snow mass derived from the GRACE gravimetry mission (2002-2004). *Geophysical Research Letters*, 33(2), L02501.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., León, J.G., Cazenave A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment* 99(4), 387-399 doi:10.1016/j.rse.2005.08.016.
- Fu, L.L., Cazenave, A., 2001. *Satellite altimetry and Earth science, a handbook of techniques and applications*. London, U.K. Academic Press.
- Georgescu, C.P., 1984. *Los Ríos de la Integración Suramericana*, 438 p, Caracas, Venezuela.
- Georgescu, C.P., 1998. *Los Ríos nos unen. Integración fluvial suramericana*, 244 p, Caracas, Venezuela.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O.C., Guyot, J.-L., Seyler, F., Mansur, W.J. Hydrological modeling and water balance in Amazon basin constrained by observed data and spatial altimetry. *Hydrological Processes*, Em revisão a.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., 2009a. Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains. *Hydrological Processes*, 23(3), 502–514. doi: 10.1002/hyp.7167.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Roux, E., Calmant, S., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J. Hydrological monitoring of large poorly gauged basins: a new approach based on spatial altimetry and distributed rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, Aceito para publicação.
- Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Martinez, J.-M., 2009b. Evaluating parameter effects in a DEM ‘burning’ process based on land cover data. *Hydrological Processes*, 23(16), 2316-2325. doi: 10.1002/hyp.7303.
- Golf, W., 1960. *Das N-A-U Kartenwerk den Deutschen Demokratischen Republik (The*

Precipitation-Evaporation-Runoff. Atlas of the German Democratic Republic)
Wasserwirtschaft-Wassertenchnik, v.5.

- Goteti, G., Famiglietti, J. S., Asante, K., 2008. A Catchment-Based Hydrologic and Routing Modeling System with explicit river channels. *Journal of Geophysical Research*, 113, D14116, doi:10.1029/2007JD009691.
- Goulding, M., Carvalho, M.L. and Ferreira, E.G., 1988. Rio Negro: Rich life and poor water. *Amazonian Diversity and Foodchain Ecology as Seen Through Fish Communities*. SPB Academic Publishing, The Hague.
- Gupta, S.K., Solomon, S.I., 1977a. Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers, 1. The Information System. *Water Resources Research*, 13(3), 613-618.
- Gupta, S.K., Solomon, S.I., 1977b. Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers, 3. Comparison With Other Simple Techniques. *Water Resources Research*, 13(3), 631-636.
- Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1983. Uniqueness and observability of conceptual rainfall-runoff model parameters: the percolation process examined. *Water Resources Research*, 19(1), 269-276.
- Gupta, V.K., Sorooshian, S., 1985. The Automatic Calibration of Conceptual Catchment Models Using Derivative-Based Optimization Algorithms. *Water Resources Research*, 21(4), 473-485.
- Gupta, V.K., Sorooshian, S., Yapo, P.O., 1998. Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751-763.
- Guyot, J.-L., Callède, J., Molinier, M., Guimarães, W., De Oliveira, E., 1998. La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin amazonien. *Bulletin Institut Français Etudes Andines* 27, 779-788.
- Guyot, J.-L., Molinier, M., Guimarães, V., Cudo, K.J., Oliveira, E., 1993. Balanço hídrico da bacia do rio Negro. In: *Anais do X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Gramado, 11p.
- Hagemann, S., Dumenil, L. 1998. A parameterization lateral water flow for the global scale. *Climate Dynamics*, 14, 17-41.

- Hess, L.L., Melack, J.M., Novo, E.M.L.M., Barbosa, C.C.F., Gastil, M., 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin, *Remote Sensing of Environment*, 87, 404-428.
- Hess, L.L., Novo, E.M.L.M., Costa, M.H., Chapman, B., Durieux, L., Forsberg, B., Pellon, F., 2008. Seasonal mapping of inundation and vegetation in wetlands of Northern South-America—mid term results. ALOS K&C 10th Science Team Meeting, 23–26 June, Tokyo.
- Horritt, M.S., Bates, P.D., 2001. Predicting floodplain inundation: raster-based modelling versus the finite element approach. *Hydrological Processes*, 15, 825–842.
- Hsu, K., Gao, X., Sorooshian, S., Gupta, H.V., 1997. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks, *Journal of Applied Meteorology*, 36, 1176-1190.
- HyBAm (Hydrologie du Bassin Amazonien), Acesso em 2007. Base de dados, <http://www.mpl.ird.fr/hybam/>
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (Eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104p.
- Jacon, G., Cudo, K.J., 1989. *Curva-chave: análise e tratado*. DNAEE. 273p.
- Jenson, S.K., Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54, 1593-1600.
- Johnston, P.R., Pilgrim, D.H., 1976. Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, 12(3), 470-486.
- Jordan, C.F., Heuvelop, J., 1981. The water budget of an Amazonian rain forest. *Acta Amazônica*, 11(1), 87-92.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., Xie, P., 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 487-503.
- Junk, W.J., 1997. *The Central Amazon Floodplain*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg

New York.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 1631–1643.
- Karam, H.N., Bras, R.L., 2008. Estimates of net atmospheric moisture flux convergence over the Amazon Basin: a comparison of reanalysis products. *Journal of Hydrometeorology*. doi: 10.1175/2008JHM887.1.
- Khaleel, R., Reddy, K.R., Overcash, M.R., Westerman, P.W., 1978. Comment on 'Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers, 2, Model Development' by S. I. Solomon and S. K. Gupta. *Water Resources Research*, 14(5), 981-982.
- Kite, G.W., Kouwen, N., 1992. Watershed modelling using land classifications. *Water Resources Research*, 28(12), 3193-3200.
- Koblinsky, C.J., Clarke, R.T., Brenner, A.C., Frey, H., 1993. Measurements of river level variations with satellite altimetry. *Water Resources Research*, 29(6), 1839-1848.
- Kouraev, A., Sakharova, E. A., Samain, O., Mognard-Campbell, N., Cazenave, A., 2004. Ob' river discharge from Topex/Poseidon satellite altimetry. *Remote Sensing of Environment* 93, 238-245.
- Kouwen, N., 1988. WATFLOOD: a micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar. *Canadian Water Research Journal*, 13(1), 62–77.
- Kouwen, N., Soulis E.D., Pietroniro A., Donald, J., Harrington, R.A., 1993. Grouped response units for distributed hydrologic modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(3), 289-305.
- Kouwen, N., Soulis, E.D., Pietroniro, A., 1990. Enhancing rainfall-runoff modelling of mixed land use/land cover areas with remote sensing, paper presented at NHRI

Symposium 5, Applications of Remote Sensing in Hydrology, Natl. Hydrol. Res. Inst., Saskatoon, Sack., Feb. 13-14.

- Krysanova, V. Müller-Wohlfeil, D-I., Becker, A., 1998. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modeling*, 106, 261-289.
- Kucharik C.J., Foley, J.A., Delire, C., Fisher, V.A., Coe, M.T., Lenters, J.D., Young-Molling, C., Ramankutty, N., Norman, J.M., Gower, S.T., 2000. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure, *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), 795– 825.
- Kuczera, G., 1983a. Improved parameter inference in catchment models, 1, Evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Resources*, 19, 1151-1162.
- Kuczera, G., 1983b. Improved parameter inference in catchment models, 2, Combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility. *Water Resources Resources*, 19, 1163-1172
- Kuczera, G., 1997. Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models, *Water Resources Research*, 33(1), 177-185.
- Kuhl, S.C., Miller, J.R., 1992. Seasonal river runoff calculated from a global atmospheric model. *Water Resources Research*, 28(8), 2029-2039.
- Laxon, S., 1994. Sea ice altimeter processing scheme at the EODC. *International Journal of Remote Sensing*, 15(4), 915– 924.
- Lefavour, G., Alsdorf, D., 2005. Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model. *Geophysical Research Letters*, 32, L17404, doi:10.1029/2005GL023836.
- Legrésy, B., 1995. Etude du retracking des surfaces des formes d'onde altimétriques audessus des calottes, rapport CNES, CT/ED/TU/UD96.188, contrat n° 856/2/95/CNES/006, 81p.
- Legrésy, B., Rémy, F., 1997. Surface characteristics of the Antarctic ice sheet and altimetric observations, *Journal of Glaciology*, 43(14), 265-275.
- Lemoine, F., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G., Pavlis, N.K., Chinn, D.S., Cox, C.M., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Torrence, M.H., Wang, Y.M., Williamson,

- R.G., Pavlis, E.C., Rapp, R.H., Olson, T.R., 1998. The development of the joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96, NASA TM-1998–206861. Goddard Space Flight Center, Greenbelt
- León, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Frappart, F., Fillizola, N., 2006a. Rating curves and estimation of average depth at the upper Negro river based on satellite altimeter data and modelled discharges. *Journal of Hydrology* 328 (3-4), 481-496.
- León, J.G., Seyler, F., Calmant, S., Bonnet, M.-P., Cauhope, M., 2006b. Hydrological parameter estimation for ungauged basin based on satellite altimeter data and discharge modeling. A simulation for the Caqueta River (Amazonian Basin, Colombia). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3, 3023–3059.
- 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. *Forest Ecology and Management*, 73(1-3), 185-195.
- Lesack, L.F.W., 1993. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the central Amazon Basin. *Water Resources Research*, 29(3), 759-773.
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., Burges, S.J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 99(7), 14415-14428.
- Libos, M.I.P.C., 2008. Modelagem hidrológica quali-quantitativa: estudo de caso da bacia hidrográfica do rio Manso - MT. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 345p.
- Liston, G.E., Y.C. Sud, Wood, E.F., 1994. Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model: Application to the Mississippi Basin, *Journal of Applied Meteorology*, 33, 394-405.
- Lopes, J.E.G., Braga Jr., B.P.F., Conejo, J.G.L., 1981. Simulação hidrológica: Aplicações de um modelo simplificado. In: *Anais do III Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2, 42-62, Fortaleza.
- Lu, D., Batistella, A., Mauseel, P., Moran, E., 2007. Mapping and monitoring land

- degradation risks in the Western Brazilian Amazon using multitemporal landsat TM/ETM plus images. *Land Degradation and Development*, 18 (1), 41-54.
- Maheu, C., Cazenave, A., Mechoso, R., 2003. Water level fluctuations in the La Plata basin (South America) from Topex/Poseidon altimetry. *Geophysical Research Letters*, 30(3), 1143– 1146.
- Malhi, Y., Pegoraro, E., Nobre, A.D., Pereira, M.G.P., Grace, J., Culf, A.D., Clement, R., 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest, *Journal of Geophysical Research*, 107 (D20), 8061, doi:10.1029/2001JD000623.
- Marengo, J.A., 2006. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3), 1-19.
- Marengo, J.A., Miller, J.R., Russell, G.R., Rosenzweig, C.E., Abramoloulos, F., 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*, 10, 349-361.
- Marques, J., Salati, E., Santos, J.M., 1980. Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia Amazônica Através do Método Aerológico. *Acta Amazonica*, 10(2), 357-361.
- Martinez, J.-M., Le Toan, T., 2007. Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sensing of Environment*, 108(3), 209–223. doi:10.1016/j.rse.2006.11.012
- Meade, R.H., Rayol, J.M., Conceição, S.C., Natividade, J.R.G., 1991. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*, 18(2), 105–114.
- Mendonça, E.M., Tucci, C.E.M., 1997. Escalas Hidrológicas I: Conceitos. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2(1), 59-79.
- Mercier, F., 2001. Altimétrie spatiale sur les eaux continentales : apport des missions TOPEX/POSEIDON et ERS1&2 à l'étude des lacs, mers intérieures et bassins fluviaux. Thèse Université Toulouse III-Paul Sabatier. France. 190p.
- Mercier, F., Cazenave, A., Maheu, C., 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian ocean. *Global and Planetary Changes*, 32, 141-163.

- Miller, J., Russell, G., Caliri, G., 1994. Continental scale river flow in climate models. *Journal of Climate*, 7, 914-928.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., Oliveira, E., Guimarães, V., Chaves, A., 1993. Hydrologie du bassin de l'Amazone. Grands Bassins Fluviaux, Paris, 22-24 novembro de 1993, 335-344.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E., Guimarães, V., 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. IAHS Publications, 238.
- Molinier, M., Oliveira, E., Guyot, J.-L., Guimarães, V., Chaves, A., 1995. Hidrologia da bacia do rio Amazonas. *Ciência e Tecnologia*, 41, 31-36.
- Molion, L. C. B., 1975. A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects. Tese de Ph.D. Universidade de Wisconsin, Madison, Estados Unidos.
- Nelder, J.A., Mead, R., 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, 7, 308-313.
- New, M., Hulme, M., Jones, P.D., 2000. Representing 20th century space-time climate variability, II, Development of 1901 – 1996 monthly terrestrial climate fields, *Journal of Climate*, 13, 2217– 2238.
- Ngo-Duc, T., 2005. Modélisation des bilans hydrologiques continentaux: variabilité interannuelle et tendances. Comparaison aux observations. Tese de D.Sc. Universidade de Paris 6, Paris, França.
- Nijssen, B., Lettenmaier, D., Liang, X., Wetzel, S., Wood, E., 1997. Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, 33, 711-724.
- Nijssen, B., O'donnell, G., Lettenmaier, D., 2001. Predicting the discharge of Global Rivers. *Journal of Climate*, 14, 3307-3323.
- Numata, I., Roberts, D.A., Sawada, Y., Chadwick, O.A., Schimel, J.P., Soares, J.V., 2007. Regional characterization of pasture changes through time and space in Rondonia, Brazil. *Earth Interactions*. 11, 14.
- O'Donnell, T., Canedo, P.M., 1980. The reliability of conceptual calibration. Hydrological forecasting, Proceedings of the Oxford Symposium, IAHS

Publication, 129.

- Oki, T., Kanae, S., Musiake, K., 1996. River routing in the global water cycle, *GEWEX News*, 6, 4-5.
- Oki, T., Nishimura, T., Dirmeyer, P., 1999. Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *Journal of the Meteorological Society of Japan* 77, 235–255
- Oki, T., Sud, Y.C., 1998. Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), a global river channel network. *Earth Interactions*, 2(1), 1–37.
- Olivera, F., Lear, M.S., Famiglietti, J.S., Asante, K., 2002. Extracting low-resolution river networks from high-resolution digital elevation models. *Water Resources Research*, 38(11), 1231, doi:10.1029/2001WR000726.
- Papa, F., Güntner, A., Frappart, F., Prigent, C., Rossow, W.B., 2008. Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources. *Geophysical Research Letters*, 35, L11401, doi:10.1029/2008GL033857.
- Pareto, V., 1971. *Manual of Political Economy*. A.M. Kelley, New York, 504p.
- Paz, A.R., Collischonn, W., 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. *Journal of Hydrology*, 343, 127–139. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.06.006.
- Paz, A.R., Collischonn, W., Risso, A., Mendes, C.A.B., 2008. Errors in river lengths derived from raster digital elevation models. *Computers and Geosciences*. 34, 11, 1584-1596.
- Paz, A.R., Collischonn, W., Silveira, A.L.L., 2006. Improvements in large scale drainage networks derived from digital elevation models. *Water Resources Research*, 42, W08502. doi:10.1029/2005WR004544.
- Peck, E.L., 1976. Catchment modeling and initial parameter estimation for the National Weather Service river forecast system, NOAA Tech. Memo. NWS HYDRO-31, Natl. Weather Serv., Silver Spring, Estados Unidos.
- Pietroniro, A., Soulis, E.D., 2003. A hydrology modelling framework for the Mackenzie GEWEX programme. *Hydrological Processes*, 17, 673–676.

- Planchon, O., Darboux, F., 2001. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *CATENA* 46(2-3), 159-176.
- Ponce, V.M., 1986. Diffusion wave modeling of catchment dynamics. *Journal of the Hydraulics Division*, 112(8), 716-727.
- Ponce, V.M., 1989. *Engineering hydrology: principles and practices*. Prentice-Hall, Inc. 627p.
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., Matthews, E., 2007. Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000. *Journal of Geophysical Research*, 112, D12107, doi:10.1029/2006JD007847.
- Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D., Shirmohammadi, A., 1993. Infiltration and soil water movement. In: *Handbook of hydrology*, D. Maidment (Ed.). McGraw-Hill, New York.
- Reed, S.M., 2003. Deriving flow directions for coarse-resolution (1–4 km) gridded hydrologic modeling. *Water Resources Research* 39(9), 1238. doi:10.1029/2003WR001989.
- Rémy, F., Brossier, C., Minster, J.F., 1990. Intensity of a radar altimeter over continental ice sheets. A potential measurement of surface katabatic wind intensity. *Journal of Glaciology*, 36, 133-142.
- Rémy, F., Mazzega, P., Houry, S., Broussier, C., Minster, J.F., 1989. Mapping of the topography of continental ice by inversion of satellite altimeter data. *Journal of Glaciology*, 35, 98-107.
- Rémy, F., Schaeffer, P., Legrésy, B., 1999. Ice flow physical processes derived from ERS-1 high resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets, *International Journal of Geophysics*, 139, 645- 649.
- Ribeiro Neto, A., 2006. *Simulação hidrológica na Amazônia: rio Madeira*. Tese de D.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil. 178p.
- Richey, J., Mertes, A., Dunne, T., Victoria, R., Forsberg, B., Tancredi, A., Oliveira, E., 1989. Sources and routing of the Amazon River flood wave. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3) 191-204.
- 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.

Roads, J.O., Kanamitsu, M., Stewart, R., 2002. CSE water and energy budgets in the NCEP–DOE Reanalysis II. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 227–248.

Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., 2006. A global assessment of the SRTM performance, *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing*, 72, 249–260.

Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., Chapin, E.C., Martin, J.M., Daffer, W., Hensley S., 2005. An assessment of the SRTM topographic products, JPL Publications, D31639, 143p.

Ronchail, J., Ngo-Duc, T., Polcher, J., Guyot, J.-L., Oliveira, E., 2005. 50 year discharge simulation of the Amazon basin rivers by ORCHIDEE. VIIth IAHS Scientific Assembly, Foz de Iguaçu, 3-9 Abril 2005.

Rotunno Filho, O.C., 1989. Comparação de dois métodos de otimização em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão, Tese de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.

Roux, E., Cauhope, M., Bonnet, M.-P., Calmant, S., Vauchel, P., Seyler, F., 2008. Daily water stage estimated from satellite altimetric data for large river basin monitoring. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 81-99.

Roux, E., da Silva, J.S., Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Calmant, S., Seyler, F., 2009. Producing time-series of river water height by means of satellite radar altimetry – Comparison of methods. *Hydrological Sciences Journal*.

Roux, H., Dartus, D., 2006. Use of parameter optimization to estimate a flood wave: Potential applications to remote sensing of rivers. *Journal of Hydrology*, 328, 258–266.

Roux, H., Dartus, D., 2007. Reply to discussion by David Hansen of “use of parameter optimization to estimate a flood wave: Potential applications to remote sensing of rivers”. *Journal of Hydrology*, 328, 258–266.

Rudolf, B., Schneider, U., 2005. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. Proc. 2nd Workshop of the Int.

- Precipitation Working Group IPWG, Monterey October 2004, EUMETSAT EUM P44, 231-247.
- Russell, G., Miller, J., 1990. Global river runoff calculated from a global atmosphere general circulation model. *Journal of Hydrology*, 155, 241-254.
- Saatchi, S.S., Nelson, B., Podest, E., Holt, J., 2000. Mapping Land-cover types in the Amazon Basin using 1 km J-ERS-1 mosaic. *International Journal of Remote Sensing* 21(6-7), 1201-1234.
- Sausen, R., Schubert, S., Dumenil, L., 1994. A model of river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models, *Journal of Hydrology*, 155, 337-352.
- Schaefli, B., Gupta, H.V., 2007. Do Nash values have value? *Hidrological Processes*, 21, 2075–2080. doi: 10.1002/hyp.6825
- Schubart, H.O.R., Franken, W., Luizão, F.J., 1984. Uma floresta sobre solos pobres. *Ciência Hoje*, 2(10), 26-32.
- Shawinigan Engineering, 1982. Northwest Territories water resources inventory study, Rep. 1132-00-1-82, Montreal, Quebec.
- Sheng, Y., Alsdorf, D.E., 2005. Automated Georeferencing and Orthorectification of Amazon Basin-Wide SAR Mosaics Using SRTM DEM Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43(8), 1929-1940. doi: 10.1109/TGRS.2005.852160
- Sherman, L.W., 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Engineering News-Record*, 108.
- Shuttleworth, W.J., 1988. Macrohydrology – the new challenge for process hydrology. *Journal of Hydrology*, 100(1-3), 31-56.
- Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation. In: *Handbook of Hydrology* (ed. D. Maidment), McGraw-Hill, Nova York, EUA, 4.1–4.53.
- Sidder G.B. and Mendoza S.V. 1991. Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its Relation to the Entire Guayana Shield; USGS Open-File Rept. 91-141.
- Silva, B.C., 2005. Previsão hidroclimática de vazão para a bacia do rio São Francisco. Tese de D.Sc. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Silva, J.S., Roux, E., Calmant, S., Seyler, F., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., Guyot,

- J.-L. Bonnet, M.-P., 2007. Spatial variability of floodplain hydrological cycle with radar altimetry and satellite images. Rio Negro basin (Brazilian Amazon), *Eos Trans. AGU*, 88(23), Abstract H31D.
- Sioli, H., 1967. Studies in Amazonian Water. *Atlas do Simpósio sobre a Biota Amazônica*, 3, 9-50.
- Sioli, H., 1975. Amazon Tributaries and Drainage Basins. In: A.D. Hasler (Ed.), *Coupling of Land and Water System*. Springer-Verlag, Berlin, 199-213.
- Sioli, H., Klinge, H., 1965. Sobre águas e solo da Amazônia brasileira. *Boletim Geográfico*, 185, 195-205.
- Sippel, S.J., Hamilton, S.K., Melack, J.M., Novo, E.M.M., 1998. Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain, *International Journal of Remote Sensing*, 19(16), 3075–3096.
- Siqueira, P., Chapman, B., McGarragh, G., 2004. The coregistration, calibration, and interpretation of multiseason JERS-1 SAR data over South America. *Remote Sensing of Environment*, 90, 536–550
- Solomon, S.I., Denouvil, J.P., Chart, E.J., Woolley, J.A., Cadou, C., 1968. The use of a square grid system for computer estimation of precipitation, temperature and runoff. *Water Resources Research*, 4(5), 919-929.
- Solomon, S.I., Gupta, S.K., 1977. Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers, 2. Model development. *Water Resources Research*, 13(3), 619-629.
- Solomon, S.I., Gupta, S.K., 1978. Reply. *Water Resources Research*, 14(5), 983.
- Sommer, R., Folster, H., Vielhauer, K. Carvalho, E.J.M., Vlek, P.L.G., 2003. Deep soil water dynamics and depletion by secondary vegetation in the Eastern Amazon. *Soil Science Society of America Journal*, 67(6), 1672-1686.
- Sorooshian, S., Dracup, J.A., 1980. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, 16, 430-442.
- Sorooshian, S., Duan, Q., Gupta, V.K., 1993. Calibration of rainfall-runoff models: application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting

- Model, *Water Resources Research*, 29, 1185-1194.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1985. Improving the reliability of compartmental models: case of conceptual hydrologic rainfall-runoff models. Research Project Report, University of Tucson, Arizona.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., Fulton, J.C., 1983. Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research*, 10, 251-259.
- Sorooshian, S., Hsu, K.L., Gao, X., Gupta, V.K., Iman, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN System Satellite-Based Estimates of Tropical Rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(9), 2035-2046.
- Souza, C.F. Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2007. Simulação hidrodinâmica via aquisição remota de dados. In: XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. São Paulo, Brasil. 14p.
- Su, F., Hong, Y., Lettenmaier, D.P., 2008. Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and Its Utility in Hydrologic Prediction in the La Plata Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 622-640. doi: 10.1175/2007JHM944.1
- Su, F., J. C. Adam, K. E. Trenberth, and D. P. Lettenmaier, 2006: Evaluation of surface water fluxes of the pan-Arctic land region with a land surface model and ERA-40 reanalysis. *J. Geophys. Res.*, 111, D05110, doi:10.1029/2005JD006387.
- Surkan, A.J. 1969. Synthetic Hydrographs: Effects of Network Geometry. *Water Resources Research*, 5(1), 112-128.
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., Wang, F., 2005. GGM02 - an improved Earth gravity field model from GRACE. *Journal of Geodesy*, 79, 467–478, doi:10.1007/s00190-005-0480-z.
- Thyer, M., Kuczera, G., Bates, B.C., 1999. Probabilistic optimization for conceptual rainfall-runoff models: A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms, *Water Resources Research*, 35(3), 767-773.
- Todini, E., 1996. The ARNO rainfall – runoff model. *Journal of Hydrology*, 175, 293-

- Tomasella, J., Hodnett, M.G., Cuartas, L.A., Nobre, A.D., Waterloo, M.J. Oliveira, S.M., 2007. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.6813.
- Trigg, M.A., Wilson, M.D., Bates, P.D., Horritt, M.S., Alsdorfd, D.E., Forsberg, B.R., Vega, M.C., 2009. *Journal of Hydrology* 374, 92–105, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.004.
- Tucci, C.E.M., 2005. Modelos hidrológicos. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669 p.
- Turcotte, R., Fortin, J.-P., Rousseau, A.N., Massicote, S., Villeneuve, J.-P., 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and digital river and lake network. *Journal of Hydrology* 240, 225-242.
- UNEP, 2004. Barthem, R. B., Charvet-Almeida, P., Montag, L. F. A. and Lanna, A.E. Amazon Basin, GIWA Regional assessment 40b. University of Kalmar, Kalmar, Sweden.
- Victoria, D.C., Ballester, M.V.R., Santiago, A.V., Pereira, A.R., Richey, J.E., Costa-Cabral, M.C., 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 em 11/08/2005.
- Villa Nova, N., Salati, E., Matsui, E., 1976. Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica. *Acta Amazônica*, 6, 215-228.
- Voisin, N., Wood, A.W., Lettenmaier, D.P., 2008. Evaluation of Precipitation Products for Global Hydrological Prediction. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 388-407, doi: 10.1175/2007JHM938.1.
- Vörösmarty, C.J., Moore, III, B., 1991. Modelling basin-scale hydrology in support of physical climate and global biogeochemical studies: An example using the Zambezi River, *Survey in Geophysics*, 12, 271-311.

- Vörösmarty, C.J., Moore, III, B., Grace, A.L., Gildea, M.P., 1989. Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America, *Global Biogeochemical Cycles*, 3 (3), 241-265.
- Vrugt, J.A., Gupta, H.V., Bastidas, L.A., Bouten, W., Sorooshian, S., 2003. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models, *Water Resources Research*, 39(8), 1214, doi:10.1029/2002WR001746.
- Vrugt, J.A., Robinson, B.A., 2007. Improved evolutionary optimization from genetically adaptive multimethod search. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104, 708-711. doi:10.1073/pnas.0610471104
- Werner, M., 2001. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Mission overview. *Journal of Telecommunication*, 55, 75–79.
- White, G., 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.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30(6), 1665-1679.
- Wilson, M., Bates, P., Alsdorf, D., Forsberg, B., Horritt, M., Melack, J., Frappart, F., Famiglietti, J., 2007. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Research Letters*, 34, L15404, doi:10.1029/2007GL030156.
- Wingham, D.J., Rapley, C.G., Griffiths, H., 1986. New techniques in satellite altimeter tracking systems. *Proceedings of IGARSS'86 Symposium, Zürich*, 8 –11 Sept. 1986, Ref. ESA SP-254 (1339–1344).
- WMO (World Meteorological Organization), 1994. *Guide to hydrological practices. Data Acquisition and Processing, Analysis, Forecasting and Others Applications*. World Meteorological Organization, WMO-nº.168. 5^a ed. 735p, Geneva.
- Xavier, L.N.R., 2002. *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL*. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 124p.

- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204, 83-97.
- Zaitchik, B.F., Rodell, M., Reichle, R.H., 2008. Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a land surface model: results for the Mississippi River basin. *Journal of Hydrometeorology*, doi: 10.1175/2007JHM951.1.
- Zakharova, E., Kouraev, A., Cazenave, A., 2006. Amazon river discharge estimated from the Topex/Poseidon altimetry, *C.R. Geosciences* 338, 188-196.
- Zhao, R.J., Zuang, Y.L., Fang, L.R., Liu, X.R., Zhang, Q.S., 1980. The Xinanjiang model. In: *Hydrological Forecasting, (Proc. Oxford Symp.)*, 351–356. IAHS 129. IAHS Press, Wallingford, UK.

Anexos

Anexo A - Résumé Étendu

Le bassin Amazonien est le plus grand bassin du monde mais également un des moins bien connu en ce qui concerne le cycle hydrologique. Son aire de drainage couvre environ un tiers du continent Sud américain et contribue à un cinquième de l'eau rejetée par les fleuves dans les océans (UNEP, 2004). L'étendue du bassin représente approximativement 6.112.000 km², répartie entre le Brésil, le Pérou, l'Équateur, la Bolivie, la Colombie, le Venezuela et la Guyane. Les régions les plus en amont du fleuve Amazone se trouvent à environ 100 km de l'Océan Pacifique, mais le fleuve parcourt plus de 6.000 km avant d'atteindre la mer, dans l'Océan Atlantique, avec un débit moyen de 209.000m³/s (Molinier *et al.*, 1993). Tout au long de son parcours, il reçoit des contributions d'innombrables affluents, parmi lesquels quatorze ont des longueurs dépassant 1.000 km.

Le fleuve Madeira est le plus important en termes d'aire de drainage et de débit, en s'élargissant sur 1.420.000 km² et en contribuant à 15% du volume total d'eau produite par le bassin Amazonien. Vient ensuite le Rio Negro, avec environ 712.000 km² et 35.900 m³/s. Même s'il ne représente que la moitié de l'aire de drainage du Madeira, le Rio Negro est le fleuve le plus important d'Amazonie en termes de débit spécifique, en produisant approximativement 50.4 l (s.km²). Ce haut taux de ruissellement est dû à une précipitation élevée dans le bassin, pouvant atteindre des valeurs annuelles moyennes supérieures à 5.300 mm/an. Néanmoins, il existe une variabilité spatiale du champs de précipitation, avec des valeurs minimales de 1.200 mm/an. Selon Frappart *et al.* (2005), environ 152.000 km², soit 21,5% de l'aire de drainage du bassin du Rio Negro, est sujet à des inondations. Ces régions, caractérisées par de grandes plaines, et pouvant être représentées par des lacs, sont des régions humides et des zones d'inondation présentant un stockage saisonnier de l'ordre de 330 km³. Ces plaines exercent une grande influence, non seulement sur le régime hydrologique du bassin, mais aussi sur le développement de la faune et de la flore locales et sur les émissions de CO₂ et de CH₄ en Amazonie.

La communauté scientifique internationale accélère la recherche sur les modèles numériques capables de représenter les divers processus de transfert à l'échelle régionale, continentale et globale. Les indicateurs des évènements climatiques mondiaux prévus et créés par des modèles de circulation de l'IPCC attirent l'attention de nombreux

groupes de recherche internationaux sur le bassin amazonien. L'augmentation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère et les changements relatifs à la distribution de la température et des précipitations peuvent altérer la réponse hydrologique du bassin.

De diverses études traitent des estimations du bilan hydrique ou de ses composantes en Amazonie. Marengo (2006) présente une large révision des études dédiées à la compréhension du bilan hydrique du bassin.

Les premières études concernant les estimations des composantes du cycle hydrologique en Amazonie ont été publiées dans les années 70 avec Molion (1975) et Salati *et al.* (1979). Divers travaux, en ce sens, ont ensuite été développés dans le cadre de coopérations et de projets scientifiques nationaux et internationaux (par exemple, les projets ABRACOS et LBA).

D'autres études d'interprétation des données hydrologiques observées et de régionalisation des comportements hydrologiques en Amazonie ont été développées à partir de la fin des années 80 (Guyot *et al.*, 1993 e 1998; Molonier *et al.*, 1993; 1996; Costa et Foley, 1998; Callede *et al.*, 2002; 2004). Au regard de la rareté des données collectées sur le bassin Amazonien, de telles études ont été utiles pour une première reconnaissance du bilan hydrique aux échelles régionales et continentales. De plus elles ont permis de fournir des estimations de débits moyens dans des régions non jaugées et des avancées sur la régionalisation des stations pluviométriques.

C'est également à la fin des années 80 que les premiers travaux de modélisation hydrologique du bassin Amazonien ont été publiés (Marengo *et al.*, 1994 ; Costa et Foley, 1997; Chapelon *et al.*, 2002, Coe *et al.*, 2002, Coe *et al.*, 2008, Decharme *et al.*, 2008). Tous ces modèles, utilisés dans le cadre d'études liées aux changements climatiques, proposent une description basée sur des processus physiques des échanges entre sols/plante/atmosphère impliquant des quantité de données et un effort de calibration important. En contrepartie, la propagation dans le système fluvial est simplement décrite à l'aide de réservoir linéaire prenant en compte une vitesse d'écoulement dépendant de la pente et plus récemment du rayon hydraulique (Coe *et al.*, 2008). Ces modèles destinés à être déployés à l'échelle globale ou continentale présente une faible résolution spatiale (entre 5' et >1°) et fournissent en sortie des débits moyens

mensuels. Aucune des publications récentes ne permet l'évaluation de ces modèles au pas de temps journalier, bien que le pas de temps de calcul soit infra-journalier. Cependant, la résolution spatiale et la faible disponibilité des données constituent des entraves à une modélisation hydrologique performante (Section 2.4).

Dans les deux dernières décennies, une grande avancée s'est opérée dans l'expansion des différentes sources d'utilisation et d'application des données des missions spatiales aux études hydrologiques de grande échelle, la plupart en Amazonie. Les données collectées par des satellites d'observation de la Terre sur le bassin Amazonien ont donné lieu à diverses applications : l'identification de la couverture et l'utilisation du sol, tels que les plaines inondables ou inondées, les types de végétation et l'extension des zones déforestées (Sippel, 1998, Saatchi *et al.*, 2000; Hess *et al.*, 2003; Frappart *et al.*, 2005; Martinez et le Toan, 2007; Lu *et al.*, 2007); l'utilisation d'informations NDVI (normalized difference vegetation index) dans la cartographie des flux énergétiques, d'humidité du sol et d'évapotranspiration réelle (Numata *et al.*, 2007); l'estimation du stockage et la variation d'eau stockée dans les continents et l'évapotranspiration par gravimétrie spatiale, ainsi que son assimilation dans la modélisation hydrologique (Ramillien *et al.*, 2005 et 2006; Frappart *et al.* 2006b; Zaitchik *et al.*, 2008 ; Werth *et al.*, 2009); et la variation des niveaux des fleuves et des lacs et leurs relations avec des débits observés ou calculés (Alsdorf *et al.*, 2000, 2001a e 2001b; Mercier, 2001; Birkett *et al.*, 2002a, 2002b; Alsdorf et Lettenmaier, 2003; Le Faveur *et al.*, 2005; León *et al.*, 2006a; Frappart, 2006).

La croissante acquisition et accessibilité des données collectées à partir des satellites d'observation de la Terre sont des facteurs importants pour le développement de modèles hydrologiques distribués et de grande échelle capables d'assimiler une quantité suffisante de données et de fournir des résultats satisfaisants à des intervalles de temps restreints. Dans ce contexte, l'adaptation des modèles hydrologiques s'impose, pour tenter d'utiliser de manière optimale de telles données pour la compréhension des processus hydrologiques existants dans le bassin Amazonien.

Au regard des défis lancés par les groupes de recherche interdisciplinaires, ce travail se situe dans le cadre de différents projets, coopérations et initiatives internationales. Il s'inscrit dans le cadre du projet de recherche Accord

CAPES/COFECUB Coopération Technique Brésil - France 516/05 intitulé "Modélisation hydrologico-atmosphérique appliqué à la gestion des grands bassins hydrographiques". Cette coopération envisage les études hydrologiques de la région Amazonienne sous l'angle d'une évaluation rigoureuse de la disponibilité d'eau au Brésil et de la conservation des divers écosystèmes existants dans la forêt Amazonienne.

Il s'inscrit aussi dans le cadre du programme TCCyFLAM (*Tropical Carbon Cycle and weathering coupled modelling of spatial and in situ data: Guyana and Brazilian shields geochemistry*) (ANR blanc 2005-2009) dont les principaux objectifs sont :

- L'utilisation des données spatiales, en particulier l'altimétrie radar pour caractériser l'hydrologie des bassins drainant le bouclier guyanais, dans la continuité des travaux réalisées dans le cadre du programme CASH (Contribution de l'altimétrie spatiale à l'hydrologie, programme MAE/RTE)

- La quantification des flux de carbone associée à l'altération.

Le premier point qui a concerné ce travail s'inscrit dans le cadre international du plan de développement des méthodologies de prévision dans des bassins peu ou non jaugés - PUB (*Prediction in Ungaged Basins*). PUB a été créée lors de débats entre des membres de IAHS (*International Association of Hydrological Sciences*) sur internet et lors d'une série de rencontres organisées par l'association à Maastricht (1^{er} juin 2001), Kofu (1^{er} mars 2002) et Brasília (1^{er} novembre de 2002) sur la nécessité de réduire les incertitudes liées aux prévisions hydrologiques. Parmi les objectifs de l'initiative PUB on distingue :

- le développement de modèles innovateurs et d'approches capables d'observer la variabilité spatio-temporelle des processus hydrologiques pour la prévision dans les bassins non jaugés;

- le perfectionnement des modèles hydrologiques existants de manière à caractériser leurs capacités de prévision dans des bassins non jaugés à travers des mesures appropriées d'incertitudes des estimations de débit ou de variables intrinsèques aux modèles;

- l'identification de la valeur des données pour les prévisions hydrologiques, de manière à fournir des bases rationnelles pour de futures acquisitions d'informations, y compris des sources alternatives de données permettant de quantifier les liens entre des données et des incertitudes liées aux prévisions.

Une autre direction reprenant étroitement les défis soulevés par le bassin Amazonien est celle tracée par le programme de grande échelle de la biosphère-atmosphère en Amazonie (LBA - *Large Biosphere Atmosphere Project*). LBA est un programme dédié à la création de connaissance nécessaire pour la compréhension du fonctionnement climatologique, écologique, biogéochimique et hydrologique de l'Amazonie, de l'impact des changements des utilisations du sol sur ce fonctionnement, et des interactions entre l'Amazonie et le système biogéophysique global de la Terre. L'approche de modélisation hydrologique proposée dans le cadre de ce programme (Coe *et al.*, 2002, 2008) est radicalement différente de celle utilisée dans le cadre de ce travail et leur comparaison permet de montrer la robustesse et les faiblesses de chacune d'elle.

Enfin, il est important de noter que ce travail s'appuie sur le réseau d'observation de recherche en environnement ORE HYBAM , labellisé Système d'Observation par l'INSU qui a permis de constituer d'une part, une base de donnée *in situ* concernant les hauteurs d'eau, les débits et les pluies sur l'ensemble des pays du bassin Amazonien en s'appuyant sur les réseaux d'observation nationaux et d'autre part, une base de données spatiales en particulier de données altimétriques et de couleur de l'eau ainsi que le développement d'un certain nombre d'outils de traitement ou d'application de ce type de données. Cet observatoire constitue également un cadre de coopération entre les différents pays frontaliers du bassin, qui pour ce travail a constitué une aide précieuse en particulier pour l'obtention des données hydrologiques du Venezuela et de la Colombie.

Objectifs

Cette thèse a pour objectif d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques dans le bassin Amazonien, plus spécifiquement dans le bassin du Rio Negro, à travers l'intégration des données altimétriques collectées par les satellites d'observation de la Terre dans des modèles informatiques hydrologiques. La possibilité

d'acquérir des informations altimétriques dans des eaux continentales à des échelles de temps comprises entre 10 et 35 jours dans une distribution spatiale suffisante suscite la recherche de méthodes d'assimilation utilisant ces données de manière à avoir une meilleure compréhension des processus hydrologiques dans des bassins hydrographiques.

C'est dans le cadre de cet objectif global que s'inscrit la première étape de ce travail, sur l'utilisation de données altimétriques spatiales dans la validation du modèle hydrologique MGB/IPH (Modèle de Grands Bassins - Institut de Recherches Hydrauliques, cf. Section 2.5) (Collischonn, 2001; Allasia *et al.*, 2005; Collischonn *et al.*, 2007). La calibration du modèle rend possible l'analyse du comportement et la distribution spatiale des variables les plus influentes dans le cycle hydrologique. Par ailleurs, le développement d'une méthodologie pour la création de courbes de tarages à partir de données altimétriques spatiales et des débits fournis par le modèle hydrologique constitue un second axe de travail. Ce dernier objectif est particulièrement utile pour la création de nouvelles stations de jaugeage par satellite qui peuvent contribuer à une augmentation par 10 fois du nombre de stations installées *in situ* dans le bassin Amazonien (Léon *et al.*, 2006).

Dans la perspective d'atteindre les objectifs établis, en explorant l'actuelle diversité des sources alternatives de données spatio-temporelles distribuées, des objectifs spécifiques s'imposent :

- la création d'une base de données hydrologiques sous la forme d'un système d'informations géographiques (SIG) pour stocker, analyser et interpréter visuellement la combinaison des différentes sources de données spatialement distribuées;
- la modification du MNT (modèle numérique de terrain) acquise par le SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), en rendant possible l'extraction d'informations hydrologiques (délimitations de bassins et réseaux de drainage) plus cohérentes dans des régions planes exposées aux inondations (Getiarana *et al.* 2009a,b) ;

- l'extraction automatique des données altimétriques spatiales du satellite ENVISAT basée sur la méthode de Roux *et al.* (2009) en utilisant : i) l'image classée JERS-1 (Martinez *et al.*, 2007); et ii) le réseau de drainage extrait du MNT-SRTM;
- la proposition d'une nouvelle distribution d'unités informatiques du modèle MGB basée sur une structure de mini-bassins (MB), en échange de la traditionnelle maille de cellules carrées, et le développement d'un nouveau algorithme pour la création du fichier caractéristique des cellules composant le bassin, basé sur la structure MB;
- le développement d'une équation empirique qui estime les profondeurs le long des fleuves à partir des données de débit quotidiennes et de l'aire de drainage;
- la calibration et la validation du modèle avec la précipitation *in situ* pour la période située entre janvier 1997 et décembre 2006, en utilisant les données de débit observées et l'altimétrie ENVISAT ;
- la création de cartes de précipitation, d'évapotranspiration, de ruissellement (runoff) et d'humidité du sol, en permettant l'analyse spatio-temporelle du bilan hydrique du bassin du Rio Negro, à travers les principales variables hydrologiques ;
- la création de courbes de tarage, profondeurs et pentes de rivières basées sur les débits simulés par le modèle et l'altimétrie ENVISAT convertie en profondeurs des fleuves des régions peu jaugées dans le bassin du Rio Branco, affluent du Rio Negro ;
- L'analyse des potentialités des données altimétriques spatiales à se substituer aux séries temporelles de débit dans la calibration automatique des modèles hydrologiques distribués, notamment le MGB-IPH.

Structure du texte

Ce document a été structuré de façon à éclaircir le thème principal abordé et à le rendre le plus accessible possible. C'est pourquoi, comme l'illustre cette brève introduction, ce texte est organisé en neuf chapitres, développant des thèmes spécifiques abordés séparément.

Les Chapitres 2 et 3 passent en revue la bibliographie des principaux thèmes abordés, en cherchant à définir l'importance des fondamentaux de la recherche développée et documentée dans ce travail. Deux orientations ont été suivies pour cette étude : la première aborde les concepts et bases théoriques de la modélisation hydrologique dans les grands bassins, tandis que la deuxième analyse les connaissances liées à l'acquisition, le traitement et l'application des données de télédétection comme l'altimétrie spatiale.

Les deux prochains chapitres s'attachent donc à analyser les études consacrées à notre sujet de thèse sous l'angle de ces deux prismes.

L'une des grandes difficultés de l'étude de l'hydrologie dans les grands bassins réside dans la question de l'échelle considérée. Parmi ces grands défis, on peut noter (Mendiondo et Tucci, 1997) : i) l'hétérogénéité spatiale des systèmes hydriques et l'incertitude avec laquelle les paramètres et les processus sont mesurés à différentes échelles; ii) la difficulté de représenter les processus caractérisés et analysés à une micro-échelle pour d'autres échelles du bassin hydrographique, et iii) le manque de relation entre les paramètres des modèles mathématiques et les configurations spatiales rencontrés dans la nature.

Les études hydrologiques développées en Amazonie sont fréquemment confrontées à ces problèmes. C'est dans cette perspective que le Chapitre 2 discute des caractéristiques générales des modèles hydrologiques à grande échelle, des modélisations hydrologiques dans le bassin amazonien et de la représentation des caractéristiques générales du modèle MGB-IPH.

L'altimétrie par satellite suscite l'intérêt de nombreux chercheurs par son application croissante dans les études sur les eaux continentales. Cette technologie, qui a été initialement développée par des applications aux océans, démontre son utilité dans les études des eaux continentales (lacs, surfaces d'inondation et rivières), principalement dans les régions difficiles d'accès et peu jaugées. Tout en reprenant l'analyse bibliographique proposée dans la seconde partie de l'étude, le Chapitre 3 s'attache particulièrement aux aspects principaux de l'altimétrie spatiale, à l'historique et ses principales applications dans les études hydrologiques.

Le Chapitre 4, pour sa part, identifie la région d'étude, c'est-à-dire le bassin hydrographique du Rio Negro. Dans ce chapitre, il s'agit de mettre en évidence tous les aspects géophysiques et hydrologiques du bassin concernant la proposition de cette étude. Quant à la base de données utilisée, son traitement et les méthodologies nécessaires pour contourner les problèmes spécifiques rencontrés tant dans la région que dans l'application des nouvelles bases de données, ils sont développés dans le Chapitre 5.

Le pré-traitement des données est un passage fondamental pour la modélisation hydrologique. Dans le cas de la modélisation hydrologique distribuée, les modèles numériques de terrain (MNTs) deviennent une importante source d'informations. Les MNTs permettent la délimitation des bassins, du réseau hydrographique, du dénivelé et de la longueur des rivières, entre autres. Pour autant, la qualité des données d'entrée est essentielle pour l'acquisition de bons résultats. Etant donné que l'acquisition d'une topographie par satellites est sujette à des erreurs de lecture de la superficie terrestre ou du traitement des données obtenues, un prétraitement du MNT est recommandé pour son application à l'hydrologie.

Au regard des limites rencontrées par le MNT dans la région d'étude, il paraît nécessaire de développer une méthode de traitement des modèles numériques de terrain (MNTs) basés sur la connaissance de la couverture végétale à partir des images satellites. Cette méthode, appelée "*floodplain burning*" (inspirée de la méthode *stream burning*), permet l'identification des surfaces d'inondation. Elle est introduite dans le Chapitre 4 et détaillée dans l'Annexe I sous forme d'article publié dans la revue *Hydrological Processes*. Cette méthode a pour objectif de modifier le MNT pour une meilleure acquisition de données hydrologiques dans les surfaces d'inondation. Le *floodplain burning* a été appliqué à une région comprenant le bassin hydrographique du fleuve Demeni, affluent du Rio Negro, où les surfaces d'inondation s'étendent sur plus de 30% de la superficie correspondant au bassin en période de pluies. Le MNT original et sa combinaison avec d'autres méthodes traditionnelles de correction échouent dans la création de résultats pertinents dans la région. Il s'agit donc de vérifier que la méthode proposée est capable de fournir des réseaux de drainage et de délimitations des bassins plus adaptés et compatibles à la réalité du terrain.

Les Chapitres 6, 7 et 8 se consacrent à l'exposition des méthodes développées et aux résultats obtenus. Chaque chapitre se présente de façon indépendante, avec une introduction, le détail des matières et des méthodes utilisées, les résultats et les conclusions spécifiques pour chacun des sujets traités.

La description du modèle hydrologique dans le bassin du Rio Negro, la base de données, les considérations et les modifications proposées à la représentation numérique, les résultats et les analyses sont représentés dans le Chapitre 6. Dans cette étude, les paramètres du modèle sont calibrés avec des données de débit observées *in situ* pour une période donnée. La validation du modèle est vérifiée non seulement avec les débits sur une période distincte, mais aussi avec les données altimétriques spatiales disponible pour le même intervalle de temps. Une fois la courbe de tarage adaptée aux estimations des profondeurs le long des rivières, les données altimétriques spatiales permettent de renforcer le processus de validation du modèle et de vérifier les résultats de la modélisation hydrologique dans les régions peu jaugées.

Des travaux antérieurs ont montré les relations entre l'altimétrie spatiale et les débits. Ces débits sont de deux types, à savoir : i) des débits observés dans des stations *in situ* proches des stations altimétriques (Zakharova *et al.* 2006); ii) calculés à partir de modèles de propagation (León *et al.*, 2006a,b). Le Chapitre 7 propose une nouvelle méthode de création des courbes de tarage en utilisant des données altimétriques spatiales en bassins peu jaugés.

Cette méthode permet de s'affranchir des approximations proposées dans (Zakharova *et al.* 2006) ainsi que de l'exigence de données de débit en amont et en aval d'un tronçon du fleuve comme proposé dans (León *et al.*, 2006a). Douze courbes de tarage sont estimées dans le bassin du grand Rio Branco. Un processus de filtrage des débits simulés est réalisé afin d'éliminer les débits éronnés du fait de pluies inconsistantes. La comparaison des débits calculés par quelques courbes de tarage avec les débits journaliers disponibles via l'"Agência Nacional de Águas" (ANA) montre la fiabilité des courbes de tarage proposées et leur potentialité à générer des débits via la télédétection.

L'intérêt croissant pour la modélisation des processus hydrologiques à des échelles

continentales et globales, comme la faible disponibilité de données *in situ* des régions télédéectées telles que l'Amazonie, a motivé de nombreuses recherches pour une utilisation renforcée des données de télédétection. Récemment, des études ont été publiées pour proposer l'utilisation de séries de variations de stockage total de l'eau dérivées d'informations gravimétriques obtenues par satellites dans la vérification (Ngo-Duc, 2005; Ngo-Duc *et al.*, 2007) et l'assimilation de ce type de données dans les modèles de type SVAT ou hydrologiques globaux (Werth *et al.*, 2009, Zaitchik *et al.*, 2008). C'est dans cette perspective que le Chapitre 8 présente l'intégration originale de données altimétriques spatiales ENVISAT dans le processus de calibration automatique des modèles hydrologiques distribués.

Ce chapitre montre les avantages, les désavantages et les défis relevés par l'utilisation des données altimétriques dans le paramétrage des modèles hydrologiques en bassins peu jaugés. Les premiers résultats sont obtenus en utilisant des séries altimétriques de deux formes distinctes : sur station unique d'une part, et sur quatre stations distinctes le long du Rio Branco d'autre part, le Rio Branco étant le principal affluent du Rio Negro. Un algorithme d'optimisation global multi-critères a été utilisé pour obtenir un ensemble de paramètres performants du modèle pour chaque situation. Globalement, il est vérifié que l'utilisation de données altimétriques spatiales est viable, à condition que de bonnes approximations des relations hauteur d'eau \times débit soient connues dans les stations où les données altimétriques sont disponibles. La basse fréquence de ces données est une limite qui peut être relativisée par la considération de différentes séries temporelles simultanément dans la modélisation.

Le Chapitre 9 conclut cette thèse, en présentant le résumé des études réalisées et débattues, des conclusions et des propositions afin d'orienter de prochaines études.

Anexo B - Estrutura dos arquivos de entrada do modelo MGB-IPH

O MGB-IPH requer uma série de arquivos com informações sobre características hidrogeomorfológicas e climatológicas da região de estudo. Esses arquivos serão descritos a seguir com maior ou menor grau de detalhamento, em função da complexidade dos dados contidos.

O arquivo texto “PARHIG.HIG” contém dados essenciais para o modelo ser executado. São fornecidos, nesse arquivo, entre outras informações, a forma em que será utilizado o modelo (simulação, calibração, predição ou previsão), o período e o passo de tempo na simulação, número de sub-bacias, de células computacionais e de GRUs que representam a região de estudo e o nome dos arquivos contendo forçantes. Também são listadas as células computacionais para as quais se deseja imprimir as correspondentes vazões simuladas.

O arquivo texto “CELL.HIG” contém a representação computacional da geomorfologia da região de estudo. Esse arquivo é composto pela lista de células computacionais, suas coordenadas, a sub-bacia na qual ela se encontra, as áreas de drenagem individuais e acumuladas (considerando-se todas as células a montante), as suas elevações máximas e mínimas, o comprimento e a declividade do rio representativo e a fração das GRUs. A versão original do MGB-IPH requer a utilização do programa “PREPARA” para a geração desse arquivo com base em dados hidrográficos, topográficos e geomorfológicos, levando-se em consideração as diferentes resoluções (alta e baixa) utilizadas para o processo de upscaling, conforme será discutido mais adiante.

Os arquivos de texto “PARUSO.HIG” e “ALBIAF.HIG” contêm diferentes parâmetros relacionados respectivamente aos processos de escoamento e armazenamento de água superficiais, sub-superficiais e subterrâneos, em função da GRU e da sub-bacia, e aos processos de evapotranspiração, em função da GRU (cobertura vegetal), conforme descrito no Capítulo 2 (Seção 2.4).

A precipitação diária em cada célula computacional é fornecida pelo arquivo binário “CHUVABIN.HIG”. Os forçantes climatológicos (valores diários ou médias

mensais) são fornecidos originalmente por arquivos representativos de estações climatológicas situadas na região de estudo. Por utilizar forçantes oriundos de bases de dados espacializados, adaptou-se o modelo para ler o mesmo formato do arquivo de dados de chuva para as outras variáveis climatológicas. Nomeou-se os arquivos como: “VENTBIN.OUT” (velocidade do vento), “PRESBIN.OUT” (pressão atmosférica), “TEMPBIN.OUT” (temperatura), “RADIBIN.OUT” (radiação solar) e “UMREBIN.OUT” (umidade relativa do ar).

Dados observados de vazões diárias são requisitados no módulo de calibração do modelo. Neste caso, o arquivo texto “QOBS.PRN” deve ser fornecido com o número de séries de dados de vazão igual ao número de sub-bacias calibradas. Outra opção existente no modelo é a substituição de vazões observadas em determinadas células computacionais. Essas vazões são fornecidas pelo modelo através do arquivo texto “QSUBS.PRN”.

A geração desses arquivos requer toda uma etapa de pré-processamento de dados. As próximas seções são destinadas à descrição das principais etapas e modificações propostas para a geração dos arquivos.

Anexo C – Hidrogramas observados em 30 estações fluviométricas na bacia do rio Negro e nas cercanias de sua confluência

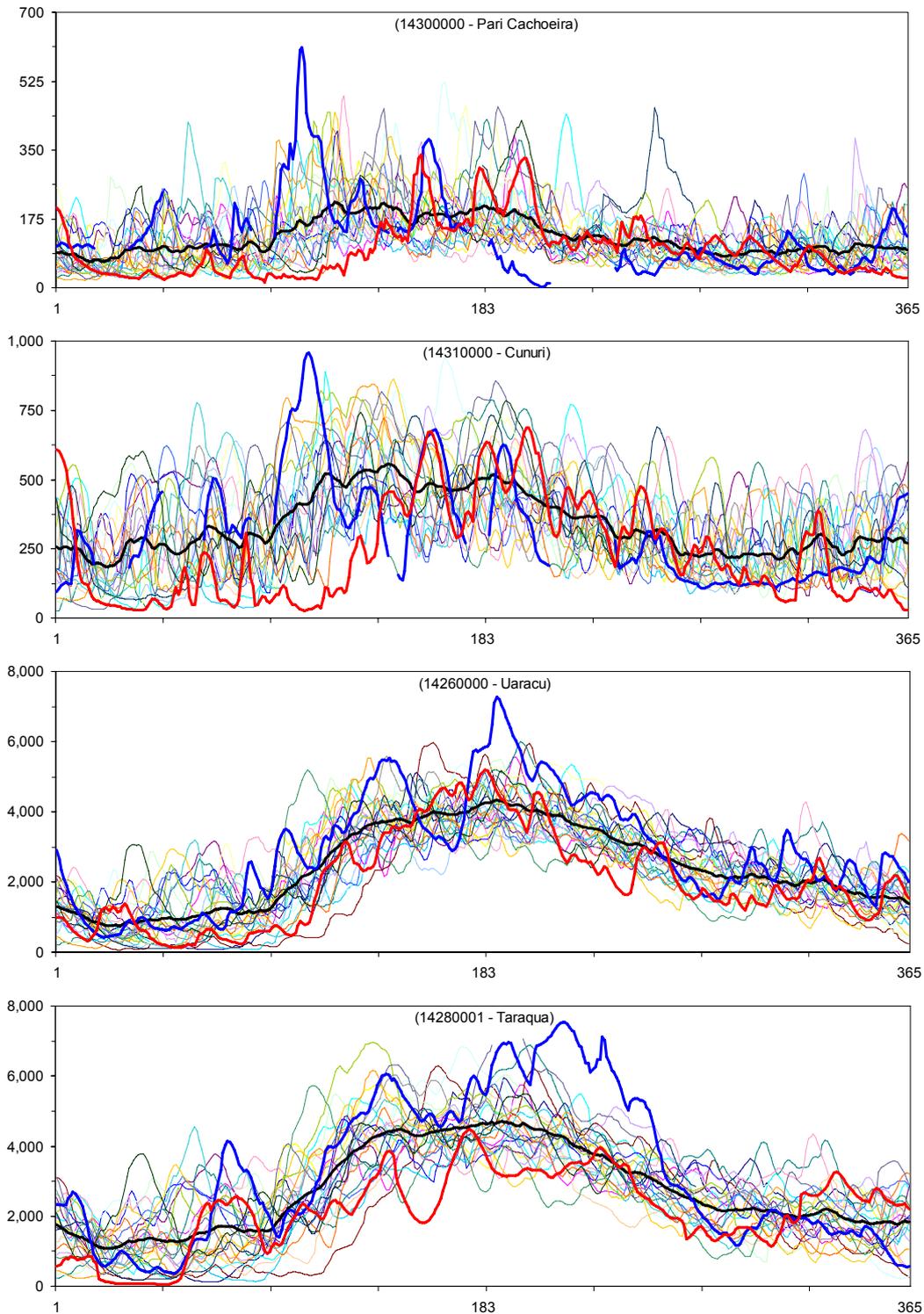


Figura C.1 – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

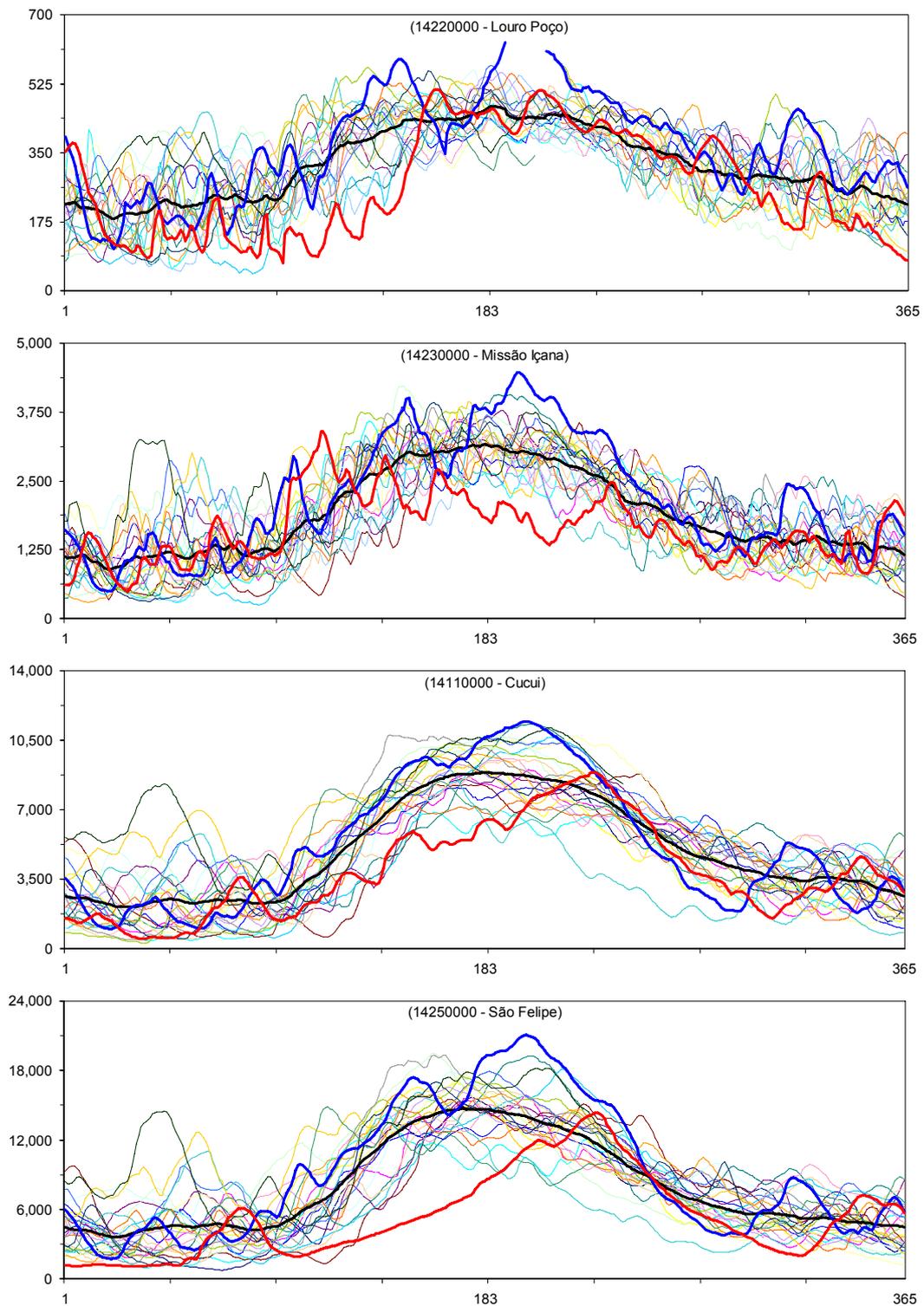


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

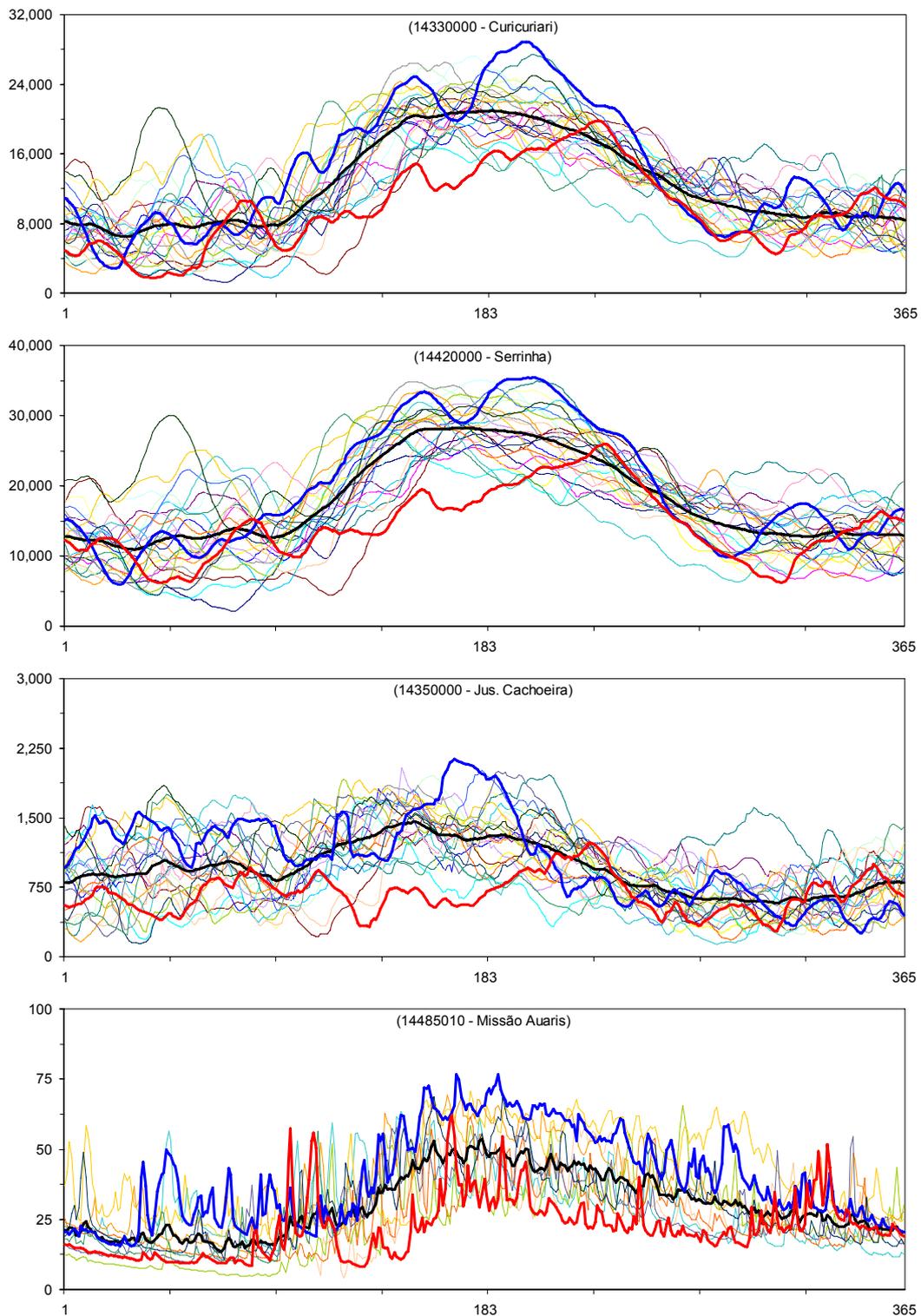


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

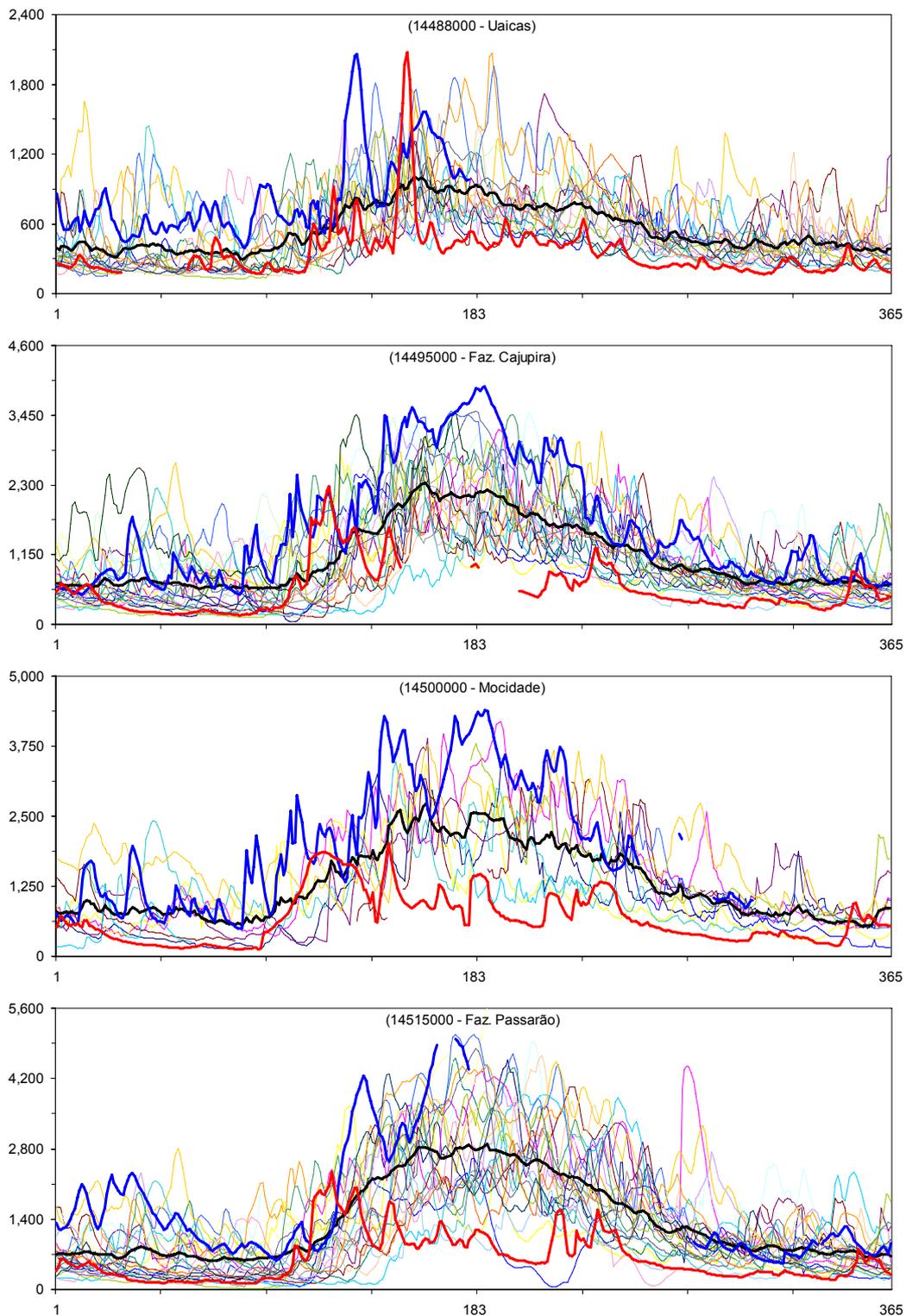


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

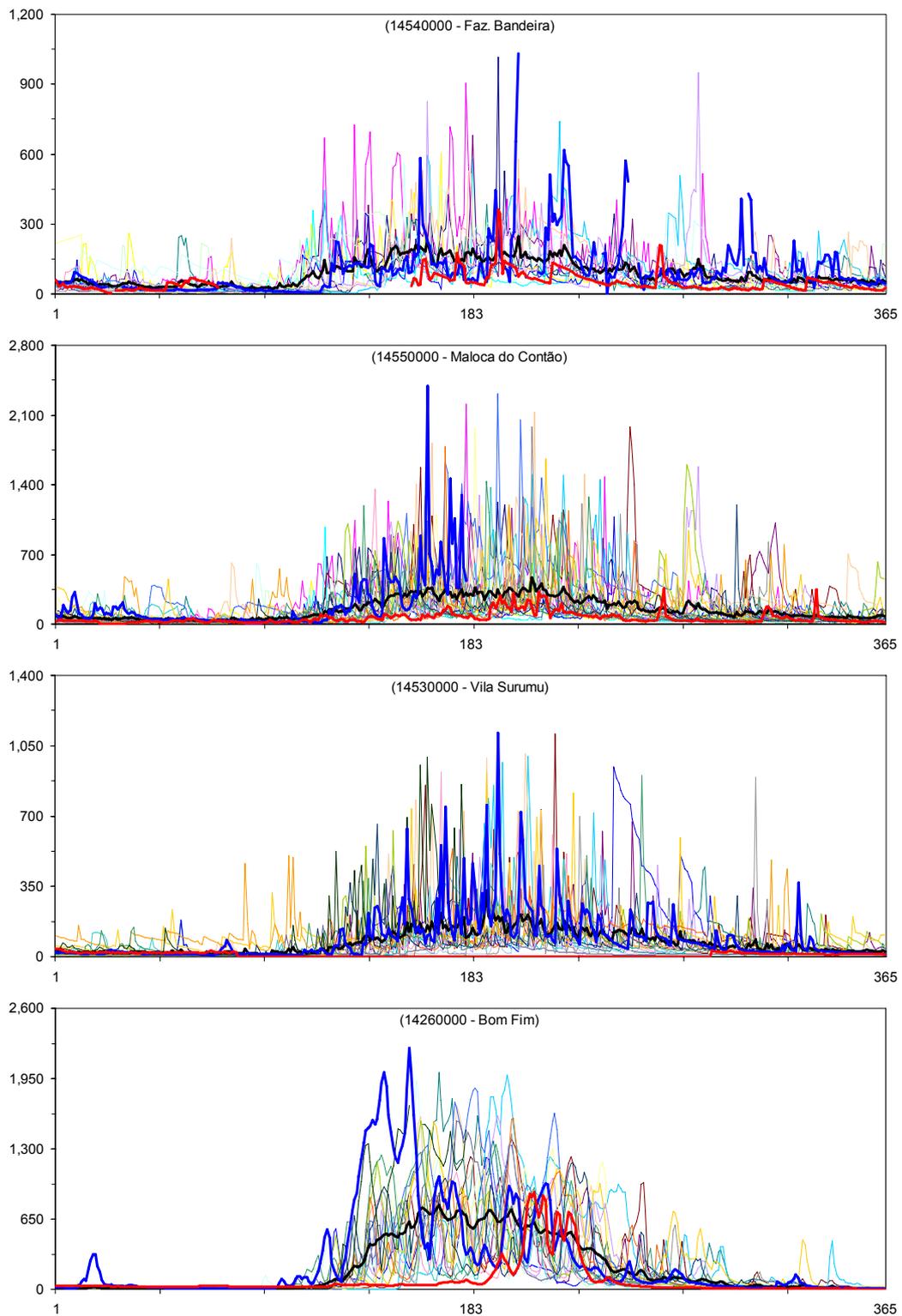


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

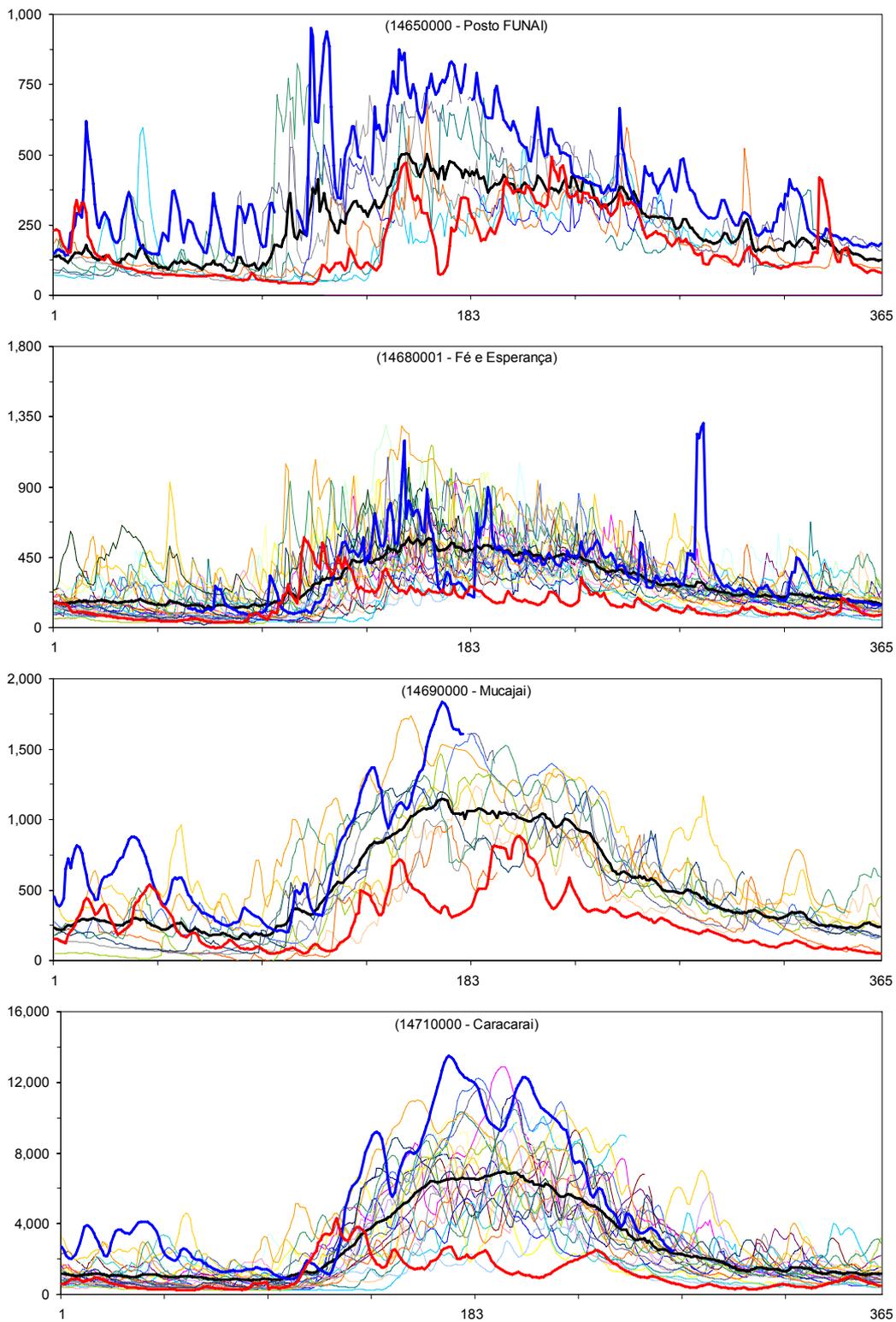


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

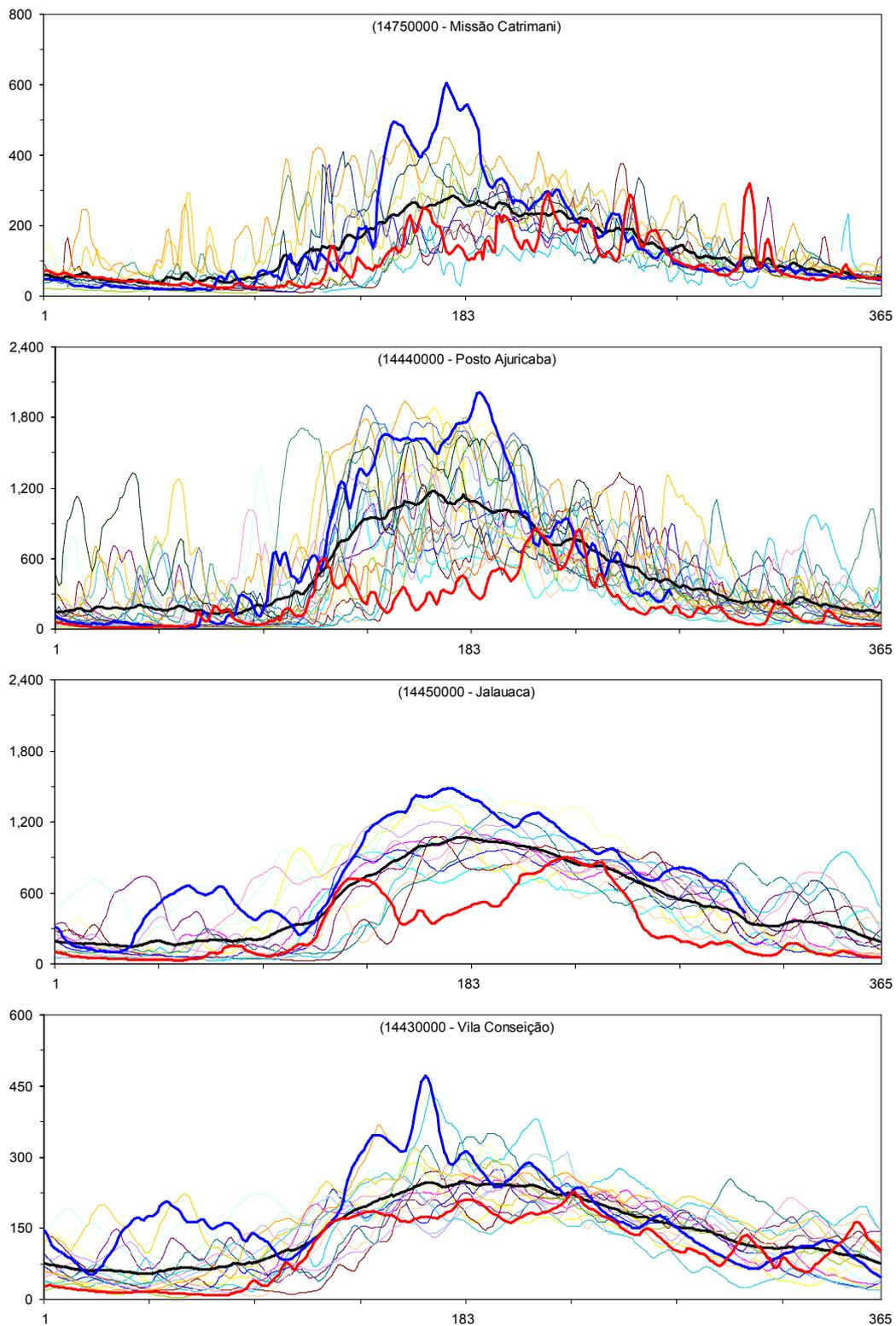


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

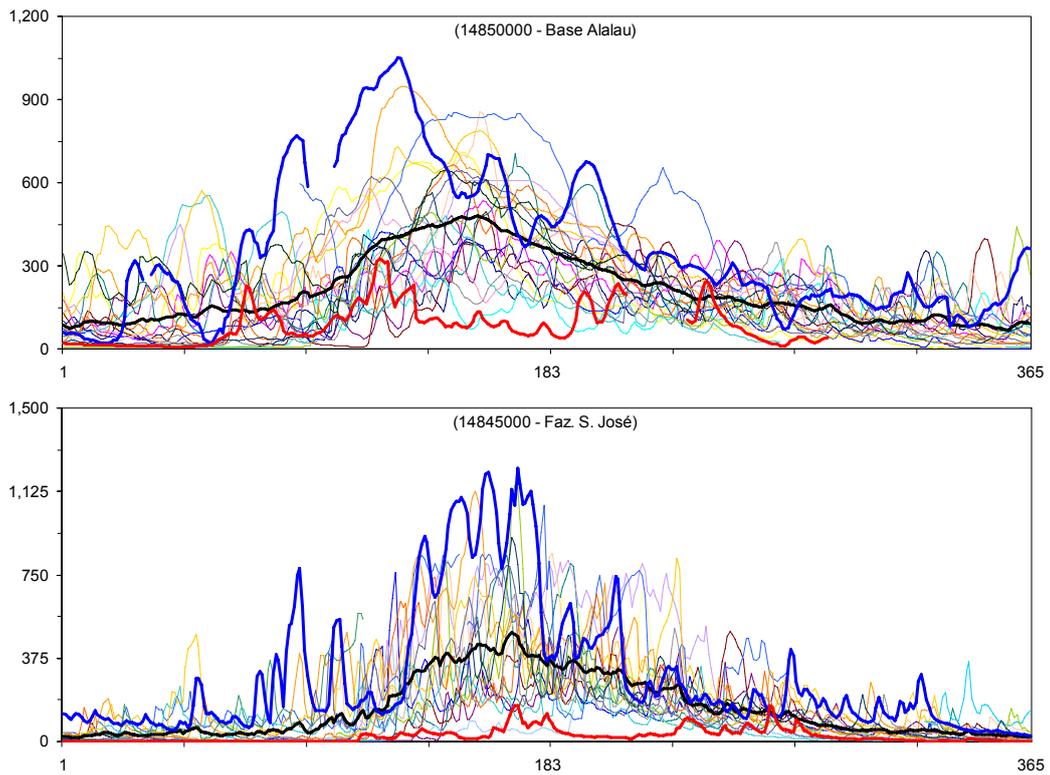


Figura C.1 (cont.) – Hidrogramas anuais observados em estações fluviométricas encontradas dentro dos limites da bacia do rio Negro no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

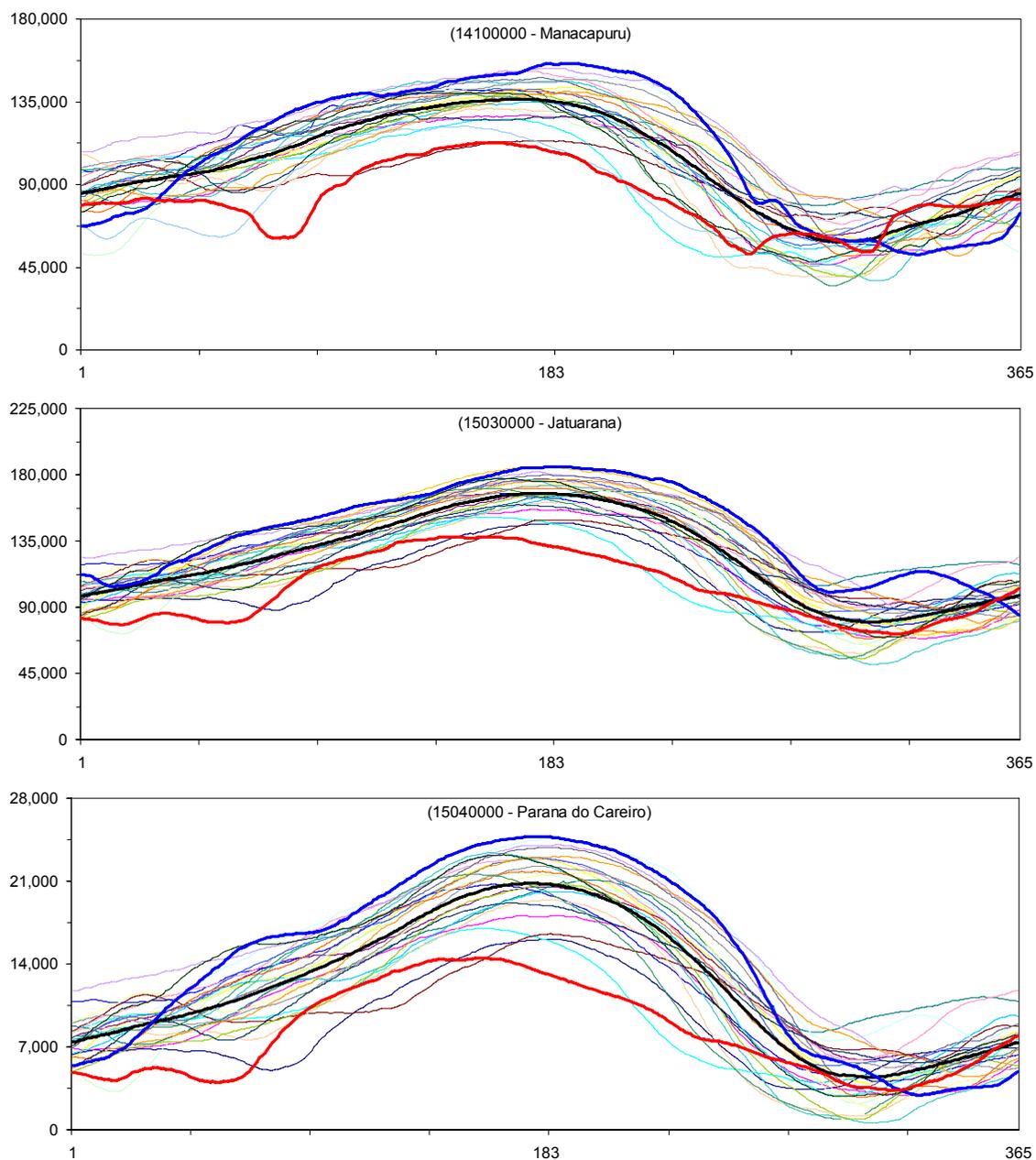


Figura C.2 – Hidrogramas anuais observados nas estações de Manacapuru, a montante da confluência dos rios Negro e Solimões, e Jatuarana e Paraná do Careiro, a jusante da confluência, no rio Amazonas, no período de 1980-2006. As linhas espessas azul, vermelha e preta correspondem aos anos de maior pico de cheia, menor volume médio de vazão e média das vazões, respectivamente.

Anexo E – Tabelas de coeficientes de desempenho do modelo.

Tabela C.1 – Coeficientes de desempenho para vazão obtidos na etapa de calibração do modelo com observações *in situ*.

#	Estação	nt	SG.dia	SG.mês	SG.ano	NS	LNS	dV	r	a	R ²
1	Uaracu	1.796	-0,60	-0,23	0,71	0,72	0,52	9,40	0,87	0,69	0,75
2	Taraqua	1.826	-0,10	0,08	0,74	0,75	0,63	4,21	0,87	0,68	0,77
3	Louro Poco	1.729	-0,29	-0,09	0,63	0,63	0,53	-4,99	0,82	0,82	0,68
4	Missão Icana	1.826	0,06	0,21	0,77	0,77	0,75	1,72	0,88	0,71	0,78
5	Cucui	1.826	0,20	0,30	0,77	0,79	0,70	5,98	0,90	0,73	0,81
6	Sao Felipe	1.826	0,04	0,19	0,78	0,79	0,72	11,26	0,92	0,73	0,84
7	Curicuriari	1.826	0,07	0,22	0,78	0,79	0,68	15,90	0,95	0,82	0,91
8	Jus. Cachoeira	1.826	0,18	0,27	0,69	0,71	0,75	-13,88	0,90	0,69	0,82
9	Serrinha	1.826	0,44	0,52	0,87	0,88	0,88	-2,56	0,95	0,76	0,91
10	Uaicas	1.722	0,44	0,49	0,65	0,70	0,72	-0,63	0,84	0,74	0,70
11	Faz. Cajupira	1.791	0,44	0,51	0,74	0,78	0,78	4,93	0,89	0,86	0,79
12	Faz. Passarão	1.826	0,47	0,52	0,74	0,79	0,85	11,60	0,91	0,93	0,83
13	Mal. Contao	1.815	0,18	0,33	0,43	0,47	0,72	-14,83	0,70	0,44	0,49
14	Bom Fim	1.826	0,17	0,30	0,64	0,65	-0,63	26,57	0,83	0,77	0,69
15	Posto Funai	716	0,26	0,41	0,57	0,68	0,76	10,73	0,89	1,06	0,80
16	Fé e Esperança	1.826	0,18	0,26	0,43	0,56	0,73	24,50	0,88	1,03	0,77
17	Mucajá	1.746	0,40	0,44	0,67	0,74	0,54	21,68	0,92	1,00	0,85
18	Caracará	1.826	0,57	0,61	0,82	0,85	0,85	14,39	0,94	0,95	0,88
19	Ajuricaba	1.826	-0,03	0,04	0,51	0,58	0,31	-1,74	0,76	0,64	0,58
20	Base Alalau	1.742	0,64	0,67	0,82	0,85	0,85	7,29	0,93	0,92	0,86
21	Faz. São José	1.826	0,35	0,44	0,71	0,74	0,79	19,87	0,88	0,86	0,78

Tabela C.2 – Coeficientes de desempenho para vazão obtidos na etapa de verificação do modelo com observações *in situ*.

#	Estação	nt	SG.dia	SG.mês	SG.ano	NS	LNS	dV(%)	r	a	R ²
1	Uaracu	1.796	-1,69	-1,31	0,36	0,38	-0,36	23,95	0,46	0,64	0,58
2	Taraqua	1.826	-0,99	-0,71	0,46	0,48	0,24	17,93	0,76	0,62	0,59
3	Louro Poco	1.729	-0,37	-0,23	0,55	0,57	0,63	-2,33	0,78	0,75	0,61
4	Missão Icana	1.826	-0,10	0,03	0,64	0,67	0,75	-13,84	0,89	0,62	0,79
5	Cucui	1.826	-0,15	0,02	0,76	0,78	0,74	-4,60	0,91	0,65	0,82
6	Sao Felipe	1.826	0,16	0,28	0,80	0,82	0,78	-1,11	0,94	0,64	0,88
7	Curicuriari	1.826	0,35	0,44	0,83	0,84	0,77	0,48	0,94	0,69	0,88
8	Jus. Cachoeira	1.826	0,11	0,20	0,53	0,59	0,63	-13,70	0,84	0,62	0,71
9	Serrinha	1.826	-0,05	0,07	0,71	0,73	0,78	-11,22	0,92	0,65	0,86
10	Uaicas	1.722	0,43	0,54	0,80	0,81	0,85	0,31	0,90	0,89	0,82
11	Faz. Cajupira	1.791	0,41	0,47	0,78	0,80	0,86	-3,26	0,90	0,84	0,81
12	Faz. Passarão	1.826	0,49	0,56	0,84	0,85	0,85	11,09	0,94	0,94	0,88
13	Mal. Contao	1.815	0,25	0,38	0,54	0,55	0,79	-18,42	0,77	0,50	0,59
14	Bom Fim	1.826	0,32	0,46	0,76	0,76	-2,12	17,93	0,88	0,82	0,77
15	Posto Funai	716	-1,01	-0,44	0,41	0,42	0,57	-13,66	0,74	0,77	0,55
16	Fé e Esperança	1.826	-0,78	-0,50	0,43	0,47	0,68	-0,92	0,81	1,00	0,65
17	Mucajá	1.746	-0,93	-0,54	0,58	0,60	0,72	-9,97	0,82	0,84	0,67
18	Caracará	1.826	0,76	0,79	0,93	0,94	0,94	2,10	0,97	0,93	0,94
19	Ajuricaba	1.826	-0,23	-0,08	0,59	0,63	0,80	20,79	0,85	0,89	0,72
20	Base Alalau	1.742	-0,10	0,02	0,42	0,53	0,63	35,42	0,87	1,00	0,77
21	Faz. São José	1.826	0,01	0,24	0,71	0,71	0,75	22,94	0,88	0,92	0,78

Tabela C.3 – Coeficientes de desempenho para profundidades obtidos na etapa de verificação do modelo com altimetria espacial.

Estação virtual	r	R ²	S _{obs}	S _{scal}	Scal/Sobs
v1	0,87	0,76	2,53	1,66	0,66
v2	0,87	0,77	2,38	1,67	0,70
v3	0,90	0,81	2,51	1,68	0,67
v4	0,92	0,84	2,34	1,80	0,77
v5	0,93	0,86	2,22	1,84	0,83
v6	0,85	0,72	2,81	1,51	0,54
v7	0,91	0,82	2,06	1,49	0,72
v8	0,91	0,84	1,92	1,35	0,70
v9	0,89	0,79	2,35	1,33	0,57
v10	0,89	0,81	2,17	1,28	0,59
v11	0,91	0,84	1,55	1,07	0,69
v12	0,86	0,74	1,73	1,07	0,62
v13	0,85	0,63	1,69	1,09	0,64
v14	0,93	0,85	1,57	1,02	0,65
v15	0,92	0,85	1,79	1,02	0,57
v16	0,67	0,47	1,90	1,03	0,54
v17	0,76	0,56	1,15	1,17	1,01
v18	0,70	0,41	1,15	1,17	1,02
v19	0,69	0,42	1,60	1,10	0,68
v20	0,80	0,63	1,54	1,20	0,78
v21	0,72	0,54	2,10	1,18	0,56
v22	0,93	0,90	1,72	2,24	1,30
v23	0,96	0,96	2,20	2,68	1,22
v24	0,95	0,95	2,47	2,57	1,04
v25	0,94	0,93	2,49	2,35	0,94
v26	0,90	0,81	1,18	1,12	0,95
v27	0,91	0,71	1,94	0,93	0,48

Tabela C.4 – Coeficientes de desempenho para vazão obtidos na parametrização automática e verificação de parâmetros para o período de 2002-2006, conforme descrito no Capítulo 8.

Est.	Cenário	SG.dia	SG.mês	SG.ano	NS	LNS	dV (%)	r	a	R ²
Caracarái	Calib. manual	0,74	0,77	0,93	0,93	0,92	5,82	0,97	0,93	0,94
	1EV $a_1 \times R^2_1$	0,69	0,73	0,92	0,92	0,92	1,30	0,96	0,92	0,92
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,70	0,74	0,92	0,93	0,93	-1,84	0,96	0,93	0,93
	4EV $a_1 \times R^2_1$	0,73	0,77	0,93	0,93	0,93	-3,50	0,97	0,92	0,93
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,73	0,76	0,93	0,93	0,94	0,29	0,96	0,94	0,93
	OBS $a_1 \times R^2_1$	0,73	0,77	0,93	0,93	0,77	-2,27	0,97	1,00	0,94
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	0,75	0,78	0,93	0,94	0,83	-1,99	0,97	0,99	0,94
Faz. Passarão	Calib. manual	0,49	0,56	0,84	0,85	0,83	12,81	0,94	0,95	0,89
	1EV $a_1 \times R^2_1$	0,48	0,55	0,84	0,85	0,87	9,39	0,94	0,99	0,88
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,51	0,57	0,85	0,86	0,88	7,01	0,94	1,01	0,88
	4EV $a_1 \times R^2_1$	0,57	0,63	0,87	0,88	0,88	5,35	0,94	0,98	0,89
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,53	0,59	0,85	0,87	0,86	8,83	0,94	0,99	0,89
	OBS $a_1 \times R^2_1$	0,44	0,51	0,83	0,84	0,78	5,88	0,94	1,08	0,89
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	0,45	0,52	0,83	0,84	0,81	6,21	0,94	1,07	0,89
Mucajai	Calib. manual	-0,66	-0,36	0,62	0,65	0,74	-6,00	0,84	0,89	0,70
	1EV $a_1 \times R^2_1$	-0,76	-0,44	0,60	0,63	0,78	-1,05	0,85	1,01	0,73
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	-0,97	-0,61	0,55	0,58	0,76	-3,77	0,84	1,02	0,71
	4EV $a_1 \times R^2_1$	-0,90	-0,56	0,56	0,60	0,77	-5,15	0,84	0,98	0,71
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	-1,01	-0,65	0,54	0,57	0,78	-1,96	0,84	1,00	0,70
	OBS $a_1 \times R^2_1$	-1,02	-0,65	0,54	0,57	0,64	-4,57	0,86	1,08	0,73
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	-0,82	-0,49	0,58	0,61	0,68	-4,78	0,86	1,05	0,75

Tabela C.5 – Coeficientes de desempenho para vazão obtidos na verificação da parametrização automática no período de 1997-2001, conforme descrito no Capítulo 8.

Est.	Cenário	SG.dia	SG.mês	SG.ano	NS	LNS	dV (%)	r	a	R ²
Caracarái	Calib. manual	0,54	0,58	0,81	0,84	0,84	16,64	0,94	0,95	0,88
	1EV $a_1 \times R^2_1$	0,56	0,60	0,82	0,84	0,78	10,35	0,93	0,92	0,86
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,61	0,64	0,84	0,86	0,84	7,04	0,93	0,91	0,87
	4EV $a_1 \times R^2_1$	0,64	0,67	0,85	0,87	0,85	5,62	0,94	0,91	0,88
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,61	0,64	0,84	0,86	0,89	9,37	0,94	0,93	0,88
	OBS $a_1 \times R^2_1$	0,58	0,62	0,83	0,85	-1,73	7,06	0,94	1,00	0,88
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	0,53	0,57	0,81	0,83	0,09	8,17	0,93	0,99	0,86
Faz. Passarão	Calib. manual	0,45	0,51	0,73	0,78	0,83	12,81	0,91	0,93	0,83
	1EV $a_1 \times R^2_1$	0,47	0,52	0,74	0,78	0,82	8,07	0,90	0,94	0,82
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,50	0,55	0,76	0,80	0,84	6,03	0,91	0,94	0,82
	4EV $a_1 \times R^2_1$	0,56	0,60	0,78	0,82	0,86	5,09	0,91	0,93	0,84
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,53	0,58	0,77	0,81	0,85	7,74	0,91	0,93	0,83
	OBS $a_1 \times R^2_1$	0,43	0,49	0,72	0,77	0,01	5,76	0,91	1,03	0,83
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	0,37	0,43	0,69	0,75	0,65	7,01	0,90	1,02	0,81
Mucajai	Calib. manual	0,39	0,42	0,66	0,74	0,54	22,82	0,93	1,01	0,86
	1EV $a_1 \times R^2_1$	0,27	0,31	0,59	0,68	0,56	26,39	0,93	1,10	0,87
	1EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,33	0,37	0,62	0,71	0,57	24,61	0,94	1,10	0,88
	4EV $a_1 \times R^2_1$	0,35	0,39	0,64	0,72	0,54	23,08	0,93	1,10	0,88
	4EV $NS_{anom} \times R^2_1$	0,22	0,27	0,56	0,66	0,50	25,93	0,93	1,11	0,86
	OBS $a_1 \times R^2_1$	0,15	0,20	0,52	0,63	0,42	24,10	0,93	1,19	0,86
	OBS $NS_{anom} \times R^2_1$	0,12	0,17	0,51	0,62	0,54	25,03	0,92	1,16	0,85

Anexo F - Artigo: “Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains”

Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains

Augusto C. V. Getirana^{1,2*} Marie-Paule Bonnet,² Otto C. Rotunno Filho¹ and Webe J. Mansur¹

¹ Programa de Engenharia Civil, COPPE-Universidade Federal do Rio de Janeiro, CP 68506, CEP 21945-970, Rio de Janeiro, RJ, Brazil

² Université de Toulouse 3, LMTG, CNRS, UMR5563, UR154, IRD, F-31400 Toulouse, France

Abstract:

Extraction of hydrological information from digital elevation models (DEMs) is a required step when conducting any spatially distributed hydrological modelling. In particular, automated methods are proposed to extract the drainage structure from the DEM. However, a realistic river network is not always derived from conventional DEM processing methods. Indeed, inaccuracy occurs in flat areas corresponding to floodplains. In these areas, additional sources of information are required to extract the correct drainage direction from the DEM. In this study, it is demonstrated that traditional approaches of DEM-preprocessing such as the commonly known 'stream burning' fail to provide correct maps of drainage directions and catchment areas when the extension of flat areas is large. A new method is proposed to take advantage of available imagery data. This method is based on a 'double DEM burning' process: DEM is first burned in the main rivers using the channel network, and then in the floodplain using the spatial distribution of floodplains provided by classified satellite images. In this sense, the method has been referred to as the floodplain burning approach (or simply FB approach). Spatial distribution of floodplains is derived from a multitemporal SAR image classification. A system of equations is used to vary the elevation offset required to be 'burnt' in each cell representing the floodplain, according to the minimal distance from the channel network, which is calculated by a distance transformation. The FB approach was applied to a sub-basin located within the larger Amazon River basin. The region is characterized by large floodplain extensions. Basin delineation maps derived from the new method were compared with those obtained from the traditional stream burning method and highlighted more realistic results. Copyright © 2008 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS digital elevation model; floodplain; river network; watershed delineation

Received 11 March 2008; Accepted 15 September 2008

INTRODUCTION

Spatially distributed hydrological models are widely used to assess the spatio-temporal streamflow generation in watersheds. These models involve the definition of the internal drainage structure described by flow direction from cell to cell, the river network segments and the related sub-watersheds. Over recent decades several automated or semi-automated methods have been developed to retrieve data from digital elevation models (DEMs) (O'Callaghan and Mark, 1984; Band, 1986; Jenson and Domingue, 1988; Tribe, 1992; Eash, 1994). However, despite the improvements provided by the proposed methods, a realistic drainage structure cannot always be achieved. First, DEMs are not free from inaccuracies due to approximations and imaging of the relief and misinterpretation of land characteristics. Second, conventional DEM processing algorithms, in particular the well-known D8 algorithm (Jenson and Domingue, 1988), generally fail to provide correct flow direction in flat surfaces. The D8 algorithm is based on comparisons between the elevation of each DEM cell and the elevations of its eight

neighbouring cells. A flow direction is then attributed pointing towards the cell giving the steepest downslope. But ambiguities may arise if surrounding cells have the same elevation as the central cell. Other methods that assume multiple flow directions for a cell have already been proposed in the literature (Tarboton, 1997; Seibert and McGlynn, 2007). These methods improve the observation of surface flow dispersion and the acquisition of some hydro-geological characteristics. However, when it comes to watershed delineation for hydrological modelling, the D8 approach is recommended on account of its deterministic basis.

Flat areas and depressions are common in gridded DEMs. Most of them are spurious and the result of mistakes in the DEM generation process whereas some of them represent real terrain features. So far, several methods have been proposed to handle depressions and flat areas. Some of the algorithms assume that depressions and flat areas are spurious features and simply recommend removing them. Band (1986) proposes to increase the elevation of these cells until a downslope flowpath towards an adjacent cell is found. O'Callaghan and Mark (1984) proposed to smooth the elevation data before any other DEM pre-processing. A second group of methods handle depressions and flat areas as true features. For example, Martz and de Jong (1988) proposed to

* Correspondence to: Augusto C. V. Getirana, Programa de Engenharia Civil, COPPE-Universidade Federal do Rio de Janeiro, CP 68506, CEP 21945-970, Rio de Janeiro, RJ, Brazil.
E-mail: augusto@coc.ufjf.br

fill depressions by increasing the elevation cell up to the elevation enabling overflow, but this method requires high accuracy of the DEM and small extensions of the flat areas (Freeman, 1991). All these methods implicitly assume that depressions are linked with elevation underestimation. On the other hand, Garbrecht and Martz (1997) and Martz and Garbrecht (1998, 1999) argue that depressions are related to both underestimation and overestimation of DEM values. They proposed two algorithms to handle spurious depressions and flat areas. The first algorithm simulates breaching of the outlet of closed depressions to eliminate those expected due to elevation overestimation. The second algorithm provided flow direction in flat areas based on the surrounding slope, thus producing more realistic results. More recently, Zhu *et al.* (2006) developed an algorithm to deal with a large-scale basin, but fundamentals are similar to the previously mentioned methods. All these methods handle depressions and flat areas as spurious features or true features with small extensions. Under the framework of large basins and, in particular, at tropical basins, flat areas and depressions are true large features mostly corresponding to floodplains and they cannot be treated with the above mentioned corrective measures.

An alternative to the already mentioned methods, an approach known as 'stream burning' (SB), has been developed to obtain better agreement between DEM derived from flow directions and the river network. First introduced by Hutchinson (1989), it proposes the use of additional hydrographical data to force the flow route to the cells which represent the streamlines. The SB approach can be summarized as follows: (a) conversion of the digital channel network to a raster format; (b) identification of DEM cells where the channel network is overlaid; (c) reduction of DEM cell elevations identified as streamlines to ensure the stream will flow to the outlet. This approach has given good results in Hutchinson (1989) and Saunders (1999). However, as will be demonstrated here, this method may fail to determine flow directions in regions such as floodplains located in the Amazon basin.

Turcotte *et al.* (2001) suggested the use of digital river and lake network (DRLN) built from map data as ancillary data to improve flow direction predictions from DEMs. For DEM cells overlapped by the digital rivers and lakes network, flow directions are determined using the digital network connections only. The flow directions of the other DEM cells are determined using the D8 approach.

This present paper proposes an original use of remotely sensed imagery to help define the internal drainage flow structure at the watershed scale. Remote sensing data have become increasingly popular in hydrological studies, but mainly for land cover and use. More recently, radar altimetry has been used to survey water level in floodplains and rivers (Birkett, 1998; De Oliveira Campos *et al.*, 2001; Birkett *et al.*, 2002; Maheu *et al.*, 2003; Calmant and Seyler, 2006) to compute discharge in large rivers (Kouraev *et al.*, 2004; León *et al.*, 2006; Zakharova

et al., 2006). The proposed method advantageously combines DEM, digital river and floodplains network derived from classified satellite images to improve flow directions and consequently watershed delineation algorithms, with emphasis on flow direction in floodplains. Seasonality of floodplain extension (Alsdorf *et al.*, 2007) is captured by the fact that the floodplain network includes occasionally flooded areas. The method, derived from the Turcotte *et al.* (2001) approach, has been applied to the Demeni River basin, a tributary of the Negro River located in the Amazonian basin.

It is beyond the scope of this paper to review conventional methods of DEM processing to obtain flow directions and watershed delineation, which are well documented elsewhere (O'Callaghan and Mark, 1984; Palacios-Vélez and Cuevas-Renaud, 1986; Jenson and Domingue, 1988; Fairfield and Leymarie, 1991; Tribe, 1992; Martz and Garbrecht, 1995; Wang and Yin, 1998; Jones, 1998, 2002).

This paper is organized in five sections: the first section gives a brief overview of the development of hydrological data from altimetry radars and highlights the importance of improving hydrological information acquisition for large-scale hydrological modelling. The second section presents the development of the proposed method and its theoretical basis; the third section describes the material used. In the fourth section, the results obtained are compared to those based on the conventional D8 approach and on the stream burning method. Finally, the fifth section details the conclusions derived from the results.

WHY SHOULD FLOW ROUTING PREDICTION AND WATERSHED DELINEATION BE IMPROVED FOR LARGE-SCALE HYDROLOGICAL MODELLING?

In many hydrological modelling studies, simple procedures are employed to retrieve major pieces of information such as flow directions, flow accumulated areas, basin delineation, and the length and slope of river reaches for every grid cell but generally lead to poor results as extensively discussed in the literature. To reduce this kind of data degradation, different upscaling methods have been suggested over recent years (Wang *et al.*, 2000; Reed, 2003; Paz *et al.*, 2006; Paz and Collischonn, 2007). These methods preserve the high resolution data during hydrological information extraction and combine them with the low resolution grid. Thus, DEM pre-processing is essential to achieve flow routes and therefore to estimate river length and river slope.

Previous modelling studies of the Amazon Basin have used water balance and water transport models to estimate the river discharge and flooded area of the basin (Costa and Foley, 1997; Coe *et al.*, 2002; Costa *et al.*, 2002; Ribeiro Neto *et al.*, 2005 and more recently Coe *et al.*, 2007). Up to now, these studies have been limited to the continental scale in part because of the rough scale of the

gridded climatological data available, ranging from 1° to 0.5° resolution.

More recent studies have proposed a method that takes advantage of satellite radar altimetry and allows water level to be surveyed in large rivers and lakes (Birkett, 1998; Birkett *et al.*, 2002; Calmant and Seyler, 2006). In particular, León *et al.* (2006) developed a method enabling one to define discharge distribution for large basins, such as the upper Negro River Basin, from altimetry water level. The characterization of runoff distribution along the river network is a promising technique to be applied jointly with a spatially distributed hydrological model at a regional scale allowing one to develop a comparative analysis with proposed modelling studies of the Amazon basin that do not include this type of approach. However, taking advantage of virtual gauge stations, where the ground tracks of radar satellites cross cut the river channel or the floodplain, and conducting rainfall–runoff modelling at the regional scale require exact positioning of the DEM-extracted channel network and correct delineation of the watershed. The presence of flat surfaces and the inaccuracies found in the DEM prevent correct positioning, leading to the development of a new approach as proposed in this study.

THE PROPOSED METHOD

The proposed method aims first to reduce the elevation of DEM cells overlapped by cells in the digital channel network—river cells (denoted C_R hereafter) and secondly to reduce the elevation of the DEM cells overlapped by the cells in a floodplain map (denoted C_{FP} hereafter). In order to smooth the DEM adjustments, the elevation modifications are introduced based on the distance to the closest streamline. To avoid detrimental changes to the DEM, elevation adjustments of C_{FP} are only performed in the presence of continuous connections with the C_R , according to Figure 1. The elevation adjustment of each C_{FP} varies according to the distance to a C_R . This property, first introduced by Turcotte *et al.* (2001), takes into account a valley configuration at a cross-section of an originally flat surface. The method is applied in four steps that make up the DEM pre-processing procedure and leads to the creation of a modified DEM. The four steps are as follows:

- distance transformation;
- elevation offset calculation;
- floodplain burning process;
- filling of depressions.

As previously mentioned, for hydrological modelling, the D8 approach is recommended because of its deterministic basis. As a result, this approach was selected to provide the watershed delineations. The DEM post-processing, which includes the D8 approach, is used to extract information from the DEM. This step includes flow direction computation, area accumulation and basin delineation.

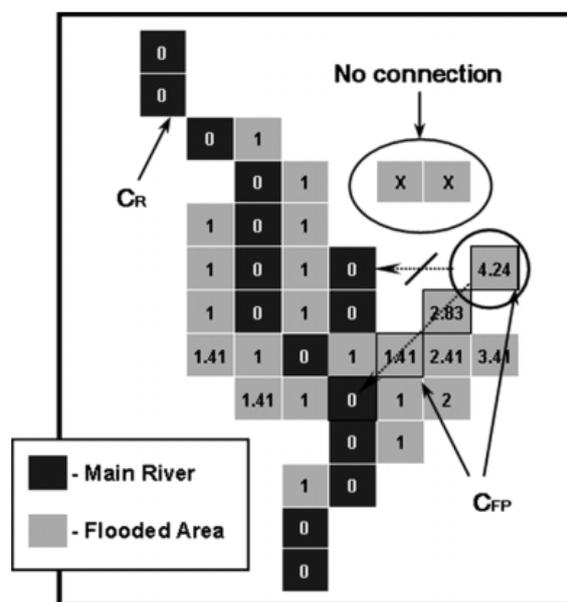


Figure 1. Schematic view of river cells (C_R) and floodplain cells (C_{FP}) and distance map of the corresponding C_{FP} cells. Values correspond to the minimal distance d_i , which is the distance between a C_{FP} and the closest C_R . Not connected C_{FP} are not considered in the distance map calculation. d_i calculation takes into account only non-interrupted ways as represented by the arrows

Depression filling and the other phases of DEM post-processing have been described in the literature (Jenson and Domingue, 1988; Tribe, 1992; Planchon and Darboux, 2001) and will not be detailed here. The method to fill depressions adopted in this study is the one proposed by Planchon and Darboux (2001) as available in the software Terrain Analysis System (TAS, 2007). The authors proposed a method that first inundates the surface with a thick layer of water and then removes the excess water. It can also replace depressions with a surface either strictly horizontal, or slightly sloping. The following sections describe the aforementioned three steps of DEM pre-processing.

Distance transformation

The distance transformation (DT) enables one to assign the distance (denoted d_i hereafter) to the nearest stream cell to each pixel of the grid considered. The method attributes distance value only if a continuous pathway is found between the floodplain and the river cells. Algorithms computing the Euclidean distance transform, yielding the real Euclidean distance between pixel centres, have been published elsewhere (Danielsson, 1980; Yamada, 1984), but tend to be rather complex. As a result, algorithms that focus only on a small neighbourhood at a time, while providing a reasonable approximation to the Euclidean distance, are needed (Borgefors, 1986). According to these methods, it is assumed that global distances in the image can be approximated by propagating local distances, i.e. between neighbouring pixels. Different values have already been suggested in the literature for the a and b distances: $a = 1$ and $b = \text{infinity}$, or

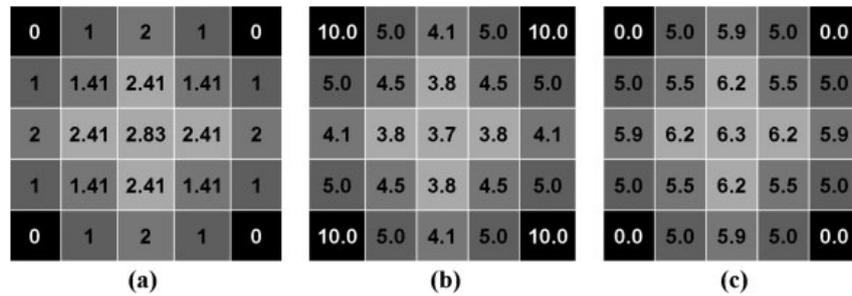


Figure 2. Example of the proposed steps in a schematic flat surface where black and grey pixels are, respectively, C_R and C_{FP} : (a) distance transformation; (b) hypothetical elevation offset calculation; and (c) floodplain burning process. Values in (a) correspond to d_i of each pixel. A flat 10 m high DEM surface was considered within the framework of the FB approach given in (c)

$a = 1$ and $b = 1$ (Rosenfeld and Pfaltz, 1966); $a = 1$ and $b = \sqrt{2}$ (Montanari, 1968); $a = 2$ and $b = 3$ (Rosenfeld and Kak, 1982); and $a = 3$ and $b = 4$ (Borgefors, 1984). Since this work deals with geographical distances, the values of $a = 1$ and $b = \sqrt{2}$ were considered better suited and therefore used.

DT methods provide the distance map (Borgefors, 1986; Paglieroni, 1992; Ogniewicz and Kübler, 1995), which in this case, is a raster of real values. For illustration purposes the proposed DT method was applied to the schematic river given in Figure 1, leading to the distance map presented in Figure 2a, where the black pixels are used as reference.

The value of the lowest continuous distance between itself and a stream river cell C_R has been attributed to each floodplain cell C_{FP} . For example, the pixel marked with a circle has been assigned the value 4.24 because the shortest continuous distance between itself and any C_R is the one defined with the arrow. The other distance marked with a crossed arrow is not realistic because it is not continuous. This is why the two pixels unconnected to any C_R were not attributed any value. They were simply not considered.

Elevation offset calculation

The objective of this step is to define valleys for all transverse sections of river reaches surrounded by a floodplain by applying an elevation offset (h_i) to each C_{FP} :

$$E_{\text{modi}} = E_i - h_i \tag{1}$$

where E_{modi} is the modified elevation and E_i is the original elevation.

The offset h_i must vary inversely to the distance value to avoid inconsistent modification of the DEM and to provide a valley shape to each cross-section. In other words: (i) h_i takes larger values for C_{FP} closer to C_R and it tends toward zero (or another predefined value) for C_{FP} further away from C_R ; (ii) it increases or decreases asymptotically; and (iii) it can be fully expressed in terms of maximum radial influence (as explained below). In this sense, numerous equations can be used to achieve this objective.

To compute h_i as a function of the distance, Turcotte *et al.* (2001) proposed Equations (2) and (3) with two

coefficients: maximum radial influence (R_m) and flaring coefficient (α). These authors explain that R_m must be large enough so that the overall modification in elevations will eliminate all discrepancies in the flow direction field while being sufficiently small at the same time to maintain the information originally provided by the DEM. α is calculated as a function of R_m in order to ensure $h_i = 0.5$ if $d_i = R_m$ and $h_i = 1.5$ if $d_i = R_m - 1$. This relation is expressed as follows:

$$h_i = \frac{1}{2} \left(\frac{R_m}{d_i} \right)^{1/\alpha} \tag{2}$$

$$\alpha = \frac{\ln(R_m) - \ln(R_m - 1)}{\ln(3)} \tag{3}$$

The relation given in Equation (3) is well suited to cases where d_i is small. However, it is no longer adequate for large floodplains. In these areas, d_i reaches hundreds of distance units and the proposed relation means that h_i tends to infinite values for a small d_i and then decreases with increasing d_i . Finally, h_i achieves feasible values only in the last five or seven more distant C_{FP} (in their example, Turcotte *et al.* used $R_m = 4$).

To evaluate the system of equations, high values of R_m were tested with the aim of representing large floodplains. However, no tested value enabled suitable values to be obtained for h_i . An example, for which it was assumed that the maximum radial influence R_m was equal to 100 and, consequently, the flaring coefficient is $\alpha = 0.0091$, is given in Figure 3a. In addition, with respect to large floodplains, particularly in tropical forests, flooded areas may be covered with trees and, depending on the captor used to acquire the elevation data, the DEM is ruled by the canopy elevation rather than water surface. This is the case for the global SRTM DEM, which was acquired with a radar sensor (Rabus *et al.*, 2003). Valeriano *et al.* (2006) reported the exaggerating and damping effects of trees in modelled surfaces of forested areas. They insisted that canopy effects must be considered when handling SRTM data of forested areas. Indeed, these differences in DEM can be in excess of 20 m in certain floodplains. These effects may create artificial islands in the floodplain or even artificial obstructions, likely to greatly affect the drainage structure of the DEM. In this sense, a reduction

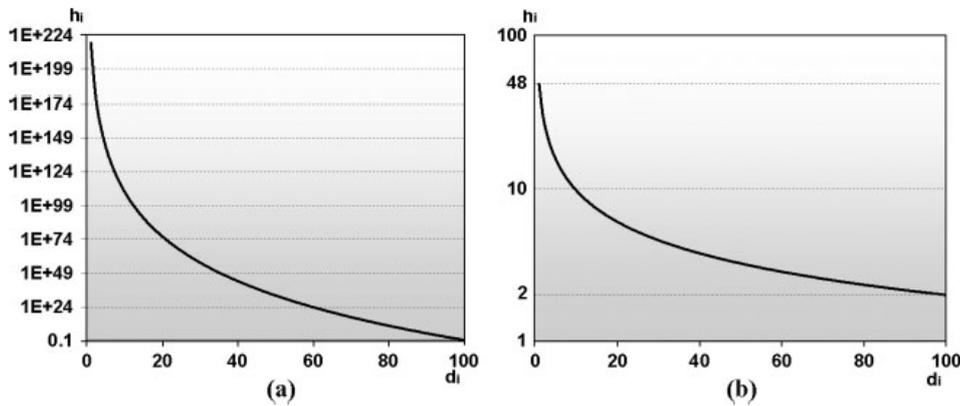


Figure 3. Variation of h_i as a function of d_i : (a) with Turcotte *et al.*'s (2001) equations, with $R_m = 100$ and $\alpha = 0.0091$ and; (b) with the new system of equations, with $R_m = 100$, $h_{min} = 2$, $\alpha = 1.4491$ and $\beta = 48$ (h_i is in a logarithmic scale in both graphics for better display)

of a single unit (0.5 rounded to 1) from the most distant C_{FP} may not be sufficient to cause the flow to turn towards a more likely direction.

Given these difficulties, it seems necessary to define a system of equations that takes into account inputs such as the minimal offset (h_{min}) in the most distant C_{FP} cell, when $d_i = R_m$ and also the maximum offset subtracted from a C_{FP} cell when $d_i = 1$. Therefore, still following the premises (i) and (ii) and taking into account that the minimum distance between two pixels is equal to 1, the following equations are proposed:

$$\begin{cases} h_i = H & \text{if } d_i = 0 \\ h_i = \beta \cdot \left(\frac{1}{d_i}\right)^{1/\alpha} & \text{if } d_i > 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$\alpha = -\frac{\ln(R_m)}{\ln(h_{min}) - \ln(\beta)} \quad (5)$$

$$\beta = k \cdot H \quad (6)$$

where h_i is the elevation offset for cell i and β is the highest value attributed to a C_{FP} cell. It can be expressed as a function of H , which is the constant offset value attributed to all C_R cells. k is a coefficient defined by the user and must be a positive real number less than 1.

It is worth pointing out that the inverse power law also depends on h_{min} and H . This property is reflected in curves such as the one presented in Figure 3b. In this example, the maximum radial influence R_m was assumed to be 100, β to be 48, h_{min} to be 2 and a calculated flaring coefficient α equal to 1.4491. The new curve keeps all the properties of the relation proposed by Turcotte *et al.* (2001) except for the difference of one unit of height (1.5–0.5) between the two most distant C_{FP} cells. In fact, this difference is only useful when integers are used. While working with real numbers, there will always be differences between two C_{FP} neighbours.

Figure 2b illustrates the result obtained from the distance map presented in Figure 2a using the system of

Equation (4). Results were obtained with $H = 10$, $\kappa = 0.5$ and $\alpha = 0.3$. The black pixels denote C_R and the grey ones C_{FP} .

Floodplain burning process (FB process)

Once the elevation offsets of floodplain cells are known, the DEM is burned with the offset elevation matrix according to Equation (1).

Since the matrices of Figure 2a, b represent a flat surface area with constant 10 m high elevations, the continuation of the FB process results in the new elevations shown in Figure 2c. Figure 4 gives a general scheme of all steps proposed in the FB approach and, in the sequence, in the D8 approach.

The cases presented in the latter figures are hypothetical. In real cases, the values of R_m are acquired from the floodplain chart; h_{min} , H and κ values depend on geographical characteristics and α is derived from empirical relations between the other coefficients. The general guidance for parameters selection is to find the set corresponding to the minimal change of the DEM information while providing the most realistic flow directions within the floodplain. As discussed by Getirana *et al.* (submitted paper), among the five parameters introduced by the method only three require user adjustment: H , h_{min} and κ . Change in the elevation offset is obtained if two of these parameters are varying, H and h_{min} or κ and h_{min} . Variation of H and h_{min} is recommended because changes of κ mainly affect the cells close to the river and have an insignificant impact on remote floodplain cells. It is unlikely to produce coherent results. Values of H and h_{min} are tightly related but Getirana *et al.* (submitted paper) demonstrated that h_{min} is the most sensitive parameter. The calibration method requires the choice of some discrete H values for the river depth. For each of these values h_{min} is varied until no significant change in drained area is detected. The best pair of values (H, h_{min}) is the one that leads to the most coherent results while minimizing DEM changes. The range of h_{min} variation is related to vegetation and it could be reduced if pre-analysis based on land-use images was conducted.

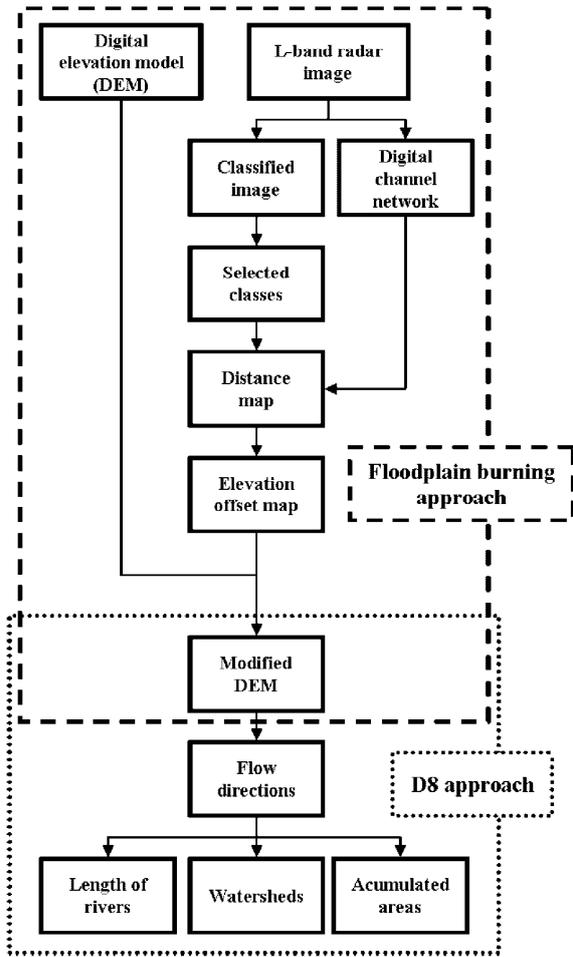


Figure 4. Scheme of sequence of products obtained in each process. The floodplain burning approach (thick line limits) is combined with the D8 approach (dotted limits), thereby improving hydrological data acquisition

IMPLEMENTING THE METHOD TO THE CASE STUDY

The work presented here is part of a hydrological modelling study of the Negro River basin. With an area of about 712 000 km² the Negro River Basin extends from latitude 3°14'S to 5°8'N and from longitude 72°57'W to

58°16'W. It is an international basin with its area divided among Brazil (82%), Colombia (10%), Venezuela (6%) and Guiana (2%). The Negro River basin has its spring at the border between Colombia and Venezuela at the confluence of the Guainía River and Casiquiare River and it is one of the main tributaries of the Amazon River.

In order to demonstrate the improvements brought about by the proposed method a sub-watershed of the Negro River was selected, the Demeni River basin. Two gauge stations (Ajuricaba and Jalauaca) have been set up in the river. These stations, with coordinates (−62.62 E, 0.88N) and (−62.76 E, 0.30N) (Figure 5) respectively, are both operated by the Brazilian Water Agency (ANA - Agência Nacional de Águas). Annual average discharge is 490 m³ s^{−1} in Ajuricaba and 525 m³ s^{−1} in Jalauaca. In this basin, the large extension of permanently and periodically flooded areas prevents acquisition of coherent flow directions with the traditional D8 algorithm. In the following sections, the source of data used within the framework of this study is presented, along with the results obtained by the conventional D8 algorithm.

The digital elevation model

The DEM used in this study is that of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM DEM) (Rabus *et al.*, 2003). The linear vertical absolute height error is approximately 16 m and the linear vertical relative height error is approximately 10 m (Farr *et al.*, 2007). In quantitative terms the mapping products derived from the SRTM data were to be sampled over a grid of 1 arcsec resolution (~30 m), but in this study the SRTM DEM with a spatial resolution of 3 arcsec (~90 m) which is freely available at NASA (2007) was preferred.

Digital channel network acquisition

The contributing area for each gauge station was estimated to be approximately 18 247 km² for Ajuricaba and 24 356 km² for Jalauaca. This watershed delineation was derived from the GTOPO30 DEM 'burned' with a digital channel network resulting from a manual vectorization of rivers identified in the 1995/1996 JERS-1 images (Muller *et al.*, 1999, 2000; Seyler *et al.*, 1999) and it is available in HyBAm (2008) for the whole Amazon River

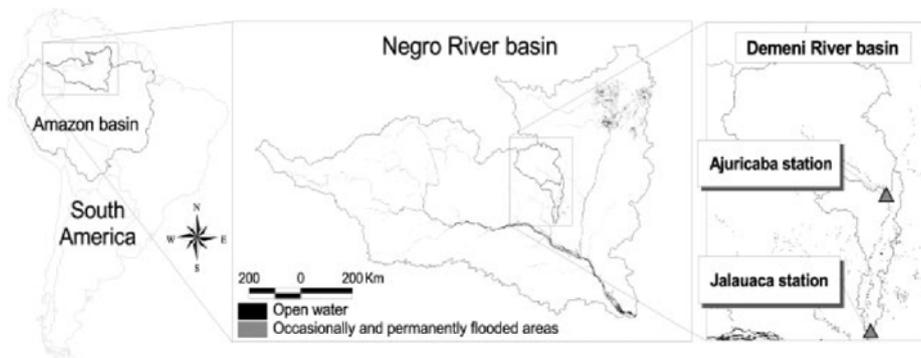


Figure 5. Geographic location of the study area. As a tributary of the Negro River, Demeni River basin is situated in the northern Amazon basin

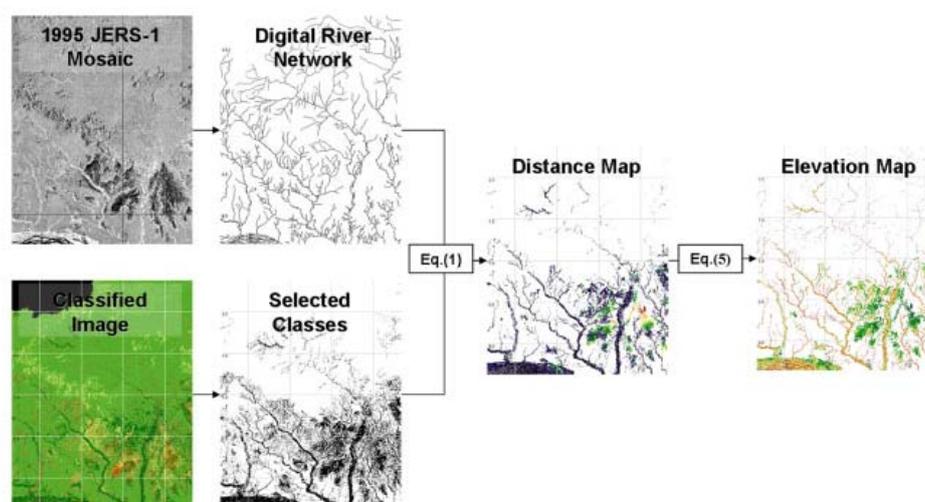


Figure 6. Scheme for the acquisition of distance and elevation maps in the study area

basin. The GTOPO30 DEM is a grid with a resolution of approximately 1 km (30 arcsec) developed by US Geological Survey Eros Data Center (Sioux Falls, Sioux, Dakota). The same digital channel network was used in this work. Nevertheless, a number of corrections had to be introduced to reposition streamlines and to georeference all vectors to match the other raster images. The original 1995 JERS-1 image of the study area and the result of this process are shown in Figure 6 as '1995 JERS-1 Mosaic' and 'Digital Channel Network' respectively.

Floodplain map

The land cover image used to identify the spatial distribution of flooded areas was obtained from a classification of multitemporal JERS-1 images. These images are two mosaics of the northern part of South America acquired by the L-band SARS JERS-1 Japanese satellite operated by the Japanese Space Agency as part of the Global Rainforest Mapping project. These images exhibiting a 3 arcsec resolution (~ 90 m on the Equator line) were acquired between October and November 1995, during the high water season, and on May and July 1996, during the low water season. The multi-seasonality of these mosaics led to a classification based on occasionally or permanently flooded regions. A complete description of the classification process can be found in Frappart *et al.* (2005) and Martinez and Le Toan (2007). Briefly, the classification approach was restricted to a simple but robust classifier based on the threshold of each individual mosaic in order to retrieve pre-defined classes. Decision rules of the classification were derived by analysis of backscattering responses and by using values reported in the literature for these environments (Hess *et al.*, 1995, 2003; Saatchi *et al.*, 2000; Martinez and Le Toan, 2007).

The classifier assigns a status to each pixel in accordance with flood conditions: never flooded; occasionally flooded; and permanently flooded. Also the broad land cover type is furnished: permanent open water, grassland, shrubland and forest. For example, an occasionally

flooded grassland is dry at the low water stage but flooded at the high water stage. This leads to an eight-theme classification with a number of combinations between flood status and the simplification of a number of land cover types. Examples of simplifications are: open water areas correspond exclusively to permanently flooded open water areas; by definition permanently flooded grasslands are open water areas; never flooded grasslands are combined with the never flooded shrublands class; permanently flooded shrublands are not considered since swamps are very unusual in the Amazon basin (Junk, 1993). The classes can be numbered in the following order: (1) permanent water; (2) occasionally flooded forest; (3) never flooded forest; (4) never flooded savannah; (5) occasionally flooded non-vegetated/herbaceous areas; (6) permanently flooded forest; (7) occasionally flooded savannah; and (8) submerged vegetation.

According to Martinez and Le Toan (2007), the classification accuracy is higher than 90% for forest areas and 70% for grasslands and shrublands due to the low sensitivity of L-band data to low vegetation and smooth surfaces. The classified image corresponding to the area studied is presented in Figure 6 as 'Classified Image'. Flooded areas were then defined as all the classes that account for the presence of water in the image, i.e. classes 1, 2, 5, 6, 7 and 8. This selection enables one to capture the floodplain seasonality as mentioned by Alsdorf *et al.* (2007). To improve the results, methodological artefacts caused by the relief or narrow rivers were identified and corrected manually. The image was also orthorectified as a function of the SRTM image. The final result of this process is shown in the same figure as 'Selected Classes'. This is a binary image which assigned a value of 1 to the C_{FP} pixels and zero to the other pixels.

RESULTS AND DISCUSSION

As derived from the multitemporal SAR image classification, 10.2% of the incremental basin area (i.e. the

Table I. Flooded areas and percentages of each gauge station

Gauge station	National code	Total area ^a (km ²)	Incremental area ^a (km ²)	Approximate flooded area ^b			
				Low water season		High water season	
				km ²	(%)	km ²	(%)
Ajuricaba	14 440 000	18 247	18 247	361	2.0	559	3.1
Jalauaca	14 450 000	24 356	6109	626	10.2	2111	34.6

^a Areas extracted from GTOPO30 DEM processing available in Hybam (2008).

^b Values corresponding to the incremental basin areas of each gauge station.

area between the two gauge stations) of the gauge station located at Jalauaca is permanently under water. This area increases by as much as 34.6% during the high water seasons. On the other hand, permanently inundated areas cover only 2.0% (during low water stage) and 3.1% (during high water stage) of the basin delineated from the gauge station located at Ajuricaba. These values are listed in Table I.

To evaluate the spatially distributed results yielded by the FB approach, we compared the results of watershed delineation processes using elevation data from the original SRTM DEM (Original SRTM), from the SRTM DEM + SB approach (SRTM+SB) and from the SRTM DEM + FB approach (SRTM+FB) and a SRTM product called HydroSHEDS (Hydrological data and maps based on Shuttle Elevation Derivatives at multiple Scales) (Lehner *et al.*, 2008) (or simply HSHEDS). Quantification of watershed delineation realism of the different DEM processing is first qualitatively achieved while comparing with the JERS data. However, during the analysis of spatially distributed results, existing watershed delineations (e.g. GTOPO30 DEM + SB approach (GTOPO30+SB) (Muller *et al.*, 2000; Hybam, 2008) approach and ANA manual delineation (ANA, 2008)) were used for quantitative estimation of improvements obtained with the FB approach. As noted previously, the digital channel network used to burn the GTOPO30 DEM (Muller *et al.*, 1999) was also employed to modify the SRTM DEM.

The watershed delineation derived from GTOPO30+SB pre-processing, and drainage areas provided by ANA were used for comparison purposes only. This does not imply that they are most realistic.

Outputs of HydroSHEDS (Lehner *et al.*, 2008) processing were also considered to analyse the results obtained with the SRTM+FB. HSHEDS is a SRTM product made available by WWF. Technical information and data are available at <http://www.worldwildlife.org/hydrosheds> and <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>. It provides a global topography with a 3 arcsec resolution. Errors were corrected with known techniques such as stream burning and manual corrections, when necessary.

With respect to the SRTM process, no significant changes were detected in the upstream station (Ajuricaba station) basin area (Tables III and IV). This result is reliable when related with the very small floodplain extension in this area of the basin (only between 2 and 3% of the surface is covered by permanently inundated

areas) and highlights the usefulness of the method when floodplain areas increases. The results analysis focused on the incremental basin between the two stations with the highest number of problems found during the original DEM process.

Original SRTM DEM

The problems brought about by the high percentage of water-covered surfaces in the incremental basin between the gauge stations can clearly be seen in the DEM processing results (flow direction definition and basin delineation). Comparing the streamlines provided by the original SRTM processing to the 1995 JERS-1 mosaic, it appears that the river derived from the unmodified DEM processing flows in the wrong direction (Figure 7a) and, consequently, it leads to an erroneous basin delineation (Figure 7b). Two major problems can be highlighted in this context. First, the upstream basin outlet (defined by the Ajuricaba station) is different from the expected one. Second, the watershed delineation process results in an area of approximately 680 km² for the Jalauaca station. This area is nine times smaller than the one obtained with GTOPO30+SB processing and is very unlikely. On the other hand, the upstream basin covers some 17 916 km², this value being consistent with the previous results derived from GTOPO30+SB.

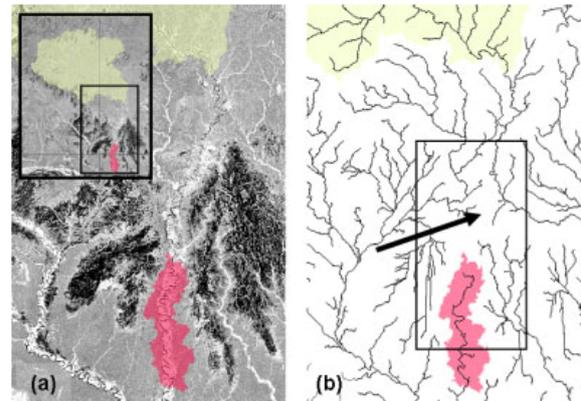


Figure 7. Original DEM processing results: (a) incremental basin delineation (Jalauaca station) with JERS-1 1995 image as background; (b) composition of incremental basin delineation and river channel network (30 km² threshold). The arrow points to the location where the river takes the erroneous direction

Table II. Estimated areas (km²) provided by the automated watershed delineation processes

Gauge station	GTOPO30+SB	Original SRTM	HSHEDS	SRTM+SB	SRTM+FB
Ajuricaba	18 246.8	17 915.8	17 805.7	17 870.7	17 868.8
Jalauaca ^a	61 09.0	680.4	3 996.9	4 130.0	5 524.6

^aValues corresponding to the incremental basin areas between gauge stations.

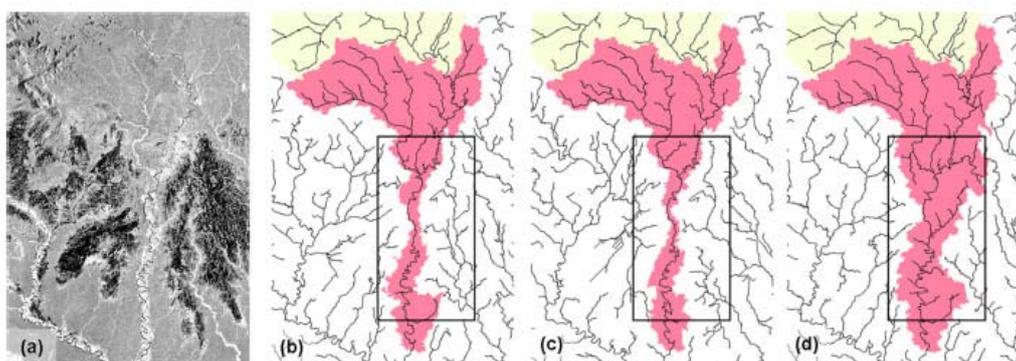


Figure 8. Detail of the watershed delineation and river network results achieved with SRTM+SB and SRTM+FB: (a) 1995 JERS-1 image with the floodplains in white; composition of incremental basin delineation and river channel network (30 km² threshold) for (b) SRTM+SB; (c) HSHEDS; and (d) SRTM+FB

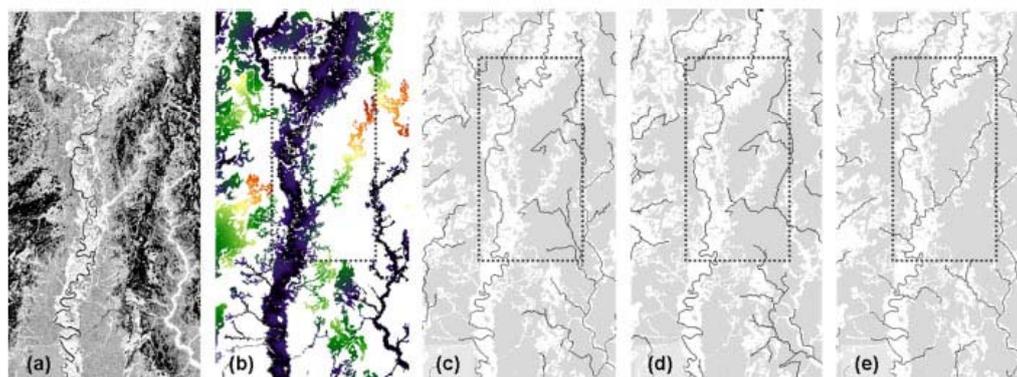


Figure 9. Magnified view of the watershed delineation and river network results achieved with SRTM+SB and SRTM+FB: (a) 1995 JERS-1 image with the floodplains in white; (b) distance map with the regions modified by the method (darker colours account for smaller distances); detail of river channel network with the distance map as background (c) SRTM+SB; (d) HSHEDS; and (e) SRTM+FB

SRTM DEM + SB approach

Application of the SB approach to the original SRTM DEM led to some slightly better results. However, inconsistencies can still be found. SRTM+SB processing resulted in 17 870.7 km² for Ajuricaba station basin and 4130.0 km² for the incremental basin area (Table II). As presented in Figures 8a and b, the method allows the main river to be correctly depicted but many portions of the basin corresponding to floodplains and tributaries are excluded. Streamlines are erroneously positioned and create unreal rivers. To highlight these inaccuracies, Figure 9 shows magnified images (as depicted in the defined region in Figure 8a) of the 1995 JERS-1 image (Figure 9a), the distance map (Figure 9b) and the channel network with the distance map in the background from the SB approach (Figure 9c) and the FB approach

(Figure 9d). As shown in Figure 8b and detailed in Figure 9c, the SB approach could not provide an accurate description of all the flooded areas and rivers in the region, as indicated in the JERS-1 image and in the background image. One can observe in the marked area of Figure 9c that the resulting river network follows different directions compared with the JERS-1 image and the distance map.

HydroSHEDS

Most inconsistencies resulting from SRTM+SB are found in HSHEDS processing outputs. The drainage area of Ajuricaba basin did not present great changes (17 805.7 km²). On the other hand, HSHEDS resulted in a drainage area of 3996.9 km² or 65.33% of GTOPO-30+SB results. These areas are consistent with

SR-TM+SB, which are justified by the simpler treatment given to the HydroSHEDS product. Figures 8c and 9d present details of basin delineation obtained by HSHEDS.

SRTM DEM + FB approach

As mentioned above, the proposed method introduces five coefficients requiring adjustment in order to obtain a relevant watershed delineation but minimizing DEM changes. After a few trials and errors, the best fitted coefficient values were: $H = 50$, $h_{min} = 10$, $R_m = 409$, $\kappa = 0.8$ and $\alpha = 4.3380$. Following application of the FB approach, the modified DEMs passed through the traditional D8 approach (flow direction—flow accumulation and watershed delineation steps) (Jenson and Domingue, 1988), as depicted in Figure 4.

Improvements brought about by the FB approach are clearly illustrated in Figure 8c. All mismatch areas evidenced in Figure 8b were repaired and portions not considered in the basin were now better fitted. Figure 9d reaffirms this progress. One can verify that mismatching streamlines in Figure 9c (SB approach) are corrected following application of the new approach (Figure 9d).

As mentioned earlier, GTOPO30+SB processing results were used during a quantitative analysis to compare basin delineations. Table III lists the following factors considered in the analysis: (1) relative area; (2) added area (area of neighbouring basins attributed to the basin analysed); (3) subtracted area (analysed basin areas attributed to neighbouring basins); (4) total mismatching area (added area + |subtracted area|). The FB approach resulted in an incremental basin area of

5524.6 km² for the Jalauaca station, which corresponds to 90.4% of the same incremental basin obtained by the GTOPO30+SB process. This area is ~33.7% larger than the one derived using the SRTM+SB approach. This difference in incremental area could lead to a sizeable difference in modelled discharges.

The total mismatched area gives an indication of how far each approach lies from the (GTOPO30+SB results). The original SRTM and SRTM+SB resulted in 5492.4 km² (89.9%) and (46.3%) of mismatched areas, respectively (Table III). The mismatched area achieved with the FB approach was 25.2%.

ANA provides online catchment areas of a few Brazilian flow gauge stations. It also provides river basin delineations, but in the case of Amazon River basin, data is available up to the second order river basins. Based on manual delineation methods, ANA indicates that Ajuricaba and Jalauaca stations have contributing areas of 14 756.0 km² and 23 477 km², respectively (Table IV). These values were compared to the areas acquired by each method. Contributing area deduced from the FB approach at the Jalauaca station gives a value closest to the value provided by ANA, with a difference of -83.6 km² (-0.4%) while GTOPO30+SB shows a difference of 878.8 km² (3.7%) (Table IV). The original SRTM and SRTM+SB resulted in -97.1% and -6.3%, respectively. The contributing area provided by ANA at the Ajuricaba station differs considerably from those obtained with automated methods, while these methods lead to similar results. This could be due to errors caused by the manual watershed delineation process, data handling, etc., which shows that the ANA database needs

Table III. Analysis of watershed delineation results (Ajuricaba and Jalauaca incremental basins) using GTOPO30+SB results as reference

	Ajuricaba				Jalauaca			
	Original SRTM	HSHEDS	SRTM+SB	SRTM+FB	Original SRTM	HSHEDS	SRTM+SB	SRTM+FB
Relative area (%)	98.2	98.3	97.9	97.9	11.1	65.3	67.6	90.4
Added area ^a (km ²)	689.0	699.2	627.9	625.5	38.8	466.7	446.4	514.5
Subtracted area ^b (km ²)	1053.9	1044.1	1042.5	1042.1	5453.6	2539.1	2381.0	1026.3
Total Mismatching area ^c (km ²)	1742.9	1743.3	1670.4	1667.6	5492.4	3005.7	2827.5	1540.8
	(%) 9.6	9.6	9.2	9.1	89.9	49.2	46.3	25.2

^a Areas of basins attributed to the analysed basin, according to the reference basin.
^b Analysed basin areas attributed to neighbouring basins, according to the reference basin.
^c All basin areas that do not match the reference basin.

Table IV. Contributing areas of Ajuricaba and Jalauaca stations. Comparison of official data and obtained results

		ANA	GTOPO30+SB	Original SRTM	HSHEDS	SRTM+SB	SRTM+FB
Ajuricaba	Total area (km ²)	14756.0	18246.8	17915.8	17805.8	17870.7	17868.8
	Difference area (km ²)	—	3112.8	3159.8	3049.8	3114.7	3112.8
	(%)	—	17.4	17.6	20.7	17.4	17.4
Jalauaca	Total area (km ²)	23477.0	24355.8	680.4	21802.7	22000.7	23393.4
	Difference area (km ²)	—	878.8	-22796.6	-1674.3	-1476.3	-83.6
	(%)	—	3.7	-97.1	-7.1	-6.3	-0.4

to be revised and updated with more accurate information. Finally, based on comparisons with the JERS data, it can be stated that the proposed method achieved the best result among all the methods.

CONCLUSIONS

This paper presents a new approach based on the 'burning' concept to obtain better results in basin delineation and streamline acquisition in floodplains of large basins. To do this, the spatial distribution of flooded areas is determined by means of satellite images. Distance transformation concepts are used to determine the elevation offset distribution in the floodplains. A system of equations is formed to calculate the elevation offset in each pixel. This system of equations is a generalization of the approach first developed by Turcotte *et al.* (2001). The new system supports application of the method to large floodplains (high R_m values) by adding two new parameters: H and h_{min} . This modification is required first to avoid extremely large ($\sim\infty$) values during the calculation of offset elevations and second to compensate for inaccuracies in the DEM caused by the vegetation in tropical forests, as discussed by Valeriano *et al.* (2006). This work also introduces the use of information resulting from multitemporal SAR image classification aiming to identify floodplains and to 'burn' these areas.

In practice, a multitemporal JERS-1 classified image (Martinez and Le Toan, 2007) was considered to delineate floodplains. The results obtained were qualitatively compared with satellite images from JERS-1 radar. Improvements were achieved by application of the FB approach, changing elevations of the original DEM for pixels located on floodplains. A new DEM was obtained in which flat surfaces corresponding to flooded areas with grossly defined flow directions were replaced by valleys forcing the water flow to the closest river.

A limitation of the method is the requirement of floodplain spatial distribution. However, this information will be available at the global scale from the GLOBCOVER ESA/JRC project, which will provide a global land cover map with 300 m resolution using MERIS data, and also by the Global Inundated Wetlands Earth Science Data Record (IW-ESDR) NASA/JPL project, based on PAL-SAR ALOS data (Hess *et al.*, 2008). Alternatively to satellite data, this information can be deduced from field surveys or aerial photography. Another limitation of the method is the evaluation of two parameters combining satisfactorily watershed delineation and low DEM changes. On the other hand, the proposed approach seems to give much better results in flat and flooded areas than other existing 'burning' methods. Also it is well-suited to large basins where floodplains tend to be large.

The coefficients were defined using a trial and error method. By taking advantage of previous knowledge of vegetation heights, the DEM was corrected as a function of vegetation types recognized in the classified satellite image. Unfortunately, this information is not available for

the area studied. It is important to note that the method proposed in this paper can be applied to a broad class of problems, and that the algorithm has been implemented to obtain more consistent topological information as inputs to the MGB distributed model (Collischonn *et al.*, 2007) within the framework of a hydrological modelling study of the Negro River basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank CNPq and CAPES (Projeto 516/05) in Brazil and IRD and CNRS in France for financial support. Grateful acknowledgements are also due to Jean-Michel Martinez (IRD) for providing the JERS-1 classified image and making important helpful suggestions. This work is part of the ANR Program (TCCYFLAM) and from the CNPq/IRD joint research program. It benefited from data made available by Agência Nacional de Águas (ANA) and Observatoire de Recherche en Environnement Hybam (INSU).

REFERENCES

- ANA (Agência Nacional de Águas). 2008. Hydrological database, <http://hidroweb.ana.gov.br>.
- Alsdorf D, Bates P, Melack J, Wilson M, Dunne T. 2007. Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space. *Geophysical Research Letters* **34**: L08402–L08406, DOI: 10.1029/2007GL029447.
- Band LE. 1986. Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research* **22**: 15–24.
- Birkett CM. 1998. Contribution of the Topex NASA radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research* **34**(5): 1223–1239.
- Birkett CM, Mertes LAK, Dunne T, Costa M, Jasinski J. 2002. Altimetric remote sensing of the Amazon: application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8059–8079, 10.1029/2001JD000609.
- Borgefors G. 1984. Distance transformation in arbitrary dimensions. *Computer Vision Graphics and Image Processing* **27**: 321–345.
- Borgefors G. 1986. Distance transformations in digital images. *Computer Vision Graphics and Image Processing* **34**: 344–371.
- Calmant S, Seyler F. 2006. Surface waters from space: rivers. *Comptes Rendus Geosciences Internal Geophysics (Space Physics)* **338**: 1113–1122.
- Coe MT, Costa MH, Botta A, Birkett C. 2002. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8044–8060, 10.1029/2001JD000740.
- Coe MT, Costa MH, Howard EA. 2007. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrological Processes* **22**(14): 2542–2553. DOI: 10.1002/hyp.6850.
- Collischonn W, Allasia D, Silva BC, Tucci CEM. 2007. The MGB-IPH model for large-scale rain fall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal* **52**(5): 878–895.
- Costa MH, Foley JA. 1997. Water balance of the Amazon Basin: dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Journal of Geophysical Research* **102**(D20): 23973–23989.
- Costa MH, Oliveira CHC, Andrade RG, Bustamante TR, Silva FA, Coe MT. 2002. A macroscale hydrological data set of river flow routing parameters for the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8039–8047, DOI: 10.1029/2000JD000309.
- Danielsson PE. 1980. Euclidean distance mapping. *Computer Graphics and Image Processing* **14**(3): 227–248.
- De Oliveira Campos I, Mercier F, Maheu C, Cochonneau G, Kosuth P, Blitzkow D, Cazenave A. 2001. Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *C.R. Academic Science Paris* **333**: 633–643.
- Eash DA. 1994. A geographic information system procedure to quantify drainage-basin characteristic. *Water Resources Bulletin* **30**: 1–8.

- Fairfield J, Leymarie P. 1991. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research* **27**(5): 709–717.
- Farr TG, Paul A, Rosen PA, Caro E, Crippen R, et al. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics* **45**: RG2004–RG2036, DOI:10.1029/2005RG000183.
- Frappart F, Seyler F, Martinez JM, León JG, Cazenave A. 2005. Flood-plain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment* **99**(4): 387–399 DOI:10.1016/j.rse.2005.08.016.
- Freeman TG. 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences* **17**(3): 413–422.
- Garbrecht J, Martz W. 1997. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models. *Journal of Hydrology* **193**: 204–213.
- Getirana ACV, Bonnet M-P, Martinez J-M. (in revision). "Evaluating parameter effects in a DEM 'burning' process based on land cover data". *Hydrological Processes*.
- Hess LL, Melack JM, Filoso S, Wang Y. 1995. Delineation of inundated area and vegetation along the Amazon floodplain with the SIR-C Synthetic Aperture Radar. *IEEE Transactions On Geosciences and Remote Sensing* **33**(4): 896–903.
- Hess LL, Melack JM, Novo EMLM, Barbosa CCF, Gastil M. 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment* **87**: 404–428.
- Hess LL, Novo EMLM, Costa M, Chapman B, Durieux L, Forsberg B, Pellon F. 2008. Seasonal mapping of inundation and vegetation in wetlands of Northern South-America—mid term results. ALOS K&C 10th Science Team Meeting, 23–26 June, Tokyo.
- Hutchinson MF. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* **106**: 211–232.
- HyBAm (Hydrologie du Bassin Amazonien). 2008. Base de données, <http://mafalda.teledelectection.fr/hybam/whybam2/index.php>.
- Jenson SK, Domingue JO. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* **54**: 1593–1600.
- Jones KH. 1998. A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of DEM. *Computers and Geosciences* **24**(4): 315–323.
- Jones R. 2002. Algorithms for using a DEM for mapping catchment areas of stream sediment samples. *Computers and Geosciences* **28**: 1051–1060.
- Junk WJ. 1993. Wetlands of tropical South America. In *Wetlands of the World: Inventory, Ecology and Management*, Vol. 1, Whigham DF, Dykxjová D, Hejný S (eds). Kluwer Academic Publishers; 679–739.
- Kourav A, Sakharova EA, Samain O, Mognard-Campbell N, Cazenave A. 2004. Ob' river discharge from Topex/Poseidon satellite altimetry. *Remote Sensing of Environment* **93**: 238–245.
- Lehner B, Verdin K, Jarvis A. 2008. New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *EOS, Transactions, AGU* **89**(10): 93–94.
- León JG, Calmant S, Seyler F, Bonnet MP, Cauhope M, Frappart F, Fillizola N. 2006. Rating curves and estimation of average depth at the upper Negro river based on satellite altimeter data and modelled discharges. *Journal of Hydrology* **328**(3–4): 481–496.
- Maheu C, Cazenave A, Mechoso R. 2003. Water level fluctuations in the La Plata basin (South America) from Topex/Poseidon altimetry. *Geophysical Research Letters* **30**(3): 1143–1146, DOI:10.1029/2002GL016033.
- Martinez J-M, Le Toan T. 2007. Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sensing of Environment* **108**(3): 209–223 DOI:10.1016/j.rse.2006.11.012.
- Martz LW, de Jong E. 1988. CATCH: a FORTRAN program for measuring catchment area from digital elevation models. *Computers and Geosciences* **14**(5): 627–640.
- Martz LW, Garbrecht J. 1995. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method—comment. *Journal of Hydrology* **167**: 393–396.
- Martz LW, Garbrecht J. 1998. The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models. *Hydrological Processes* **12**: 843–855.
- Martz LW, Garbrecht J. 1999. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM. *Computers and Geosciences* **25**: 835–844.
- Montanari U. 1968. A method for obtaining skeletons using a quasi-Euclidean distance. *Journal of Associated Computer Machinery* **15**: 600–624.
- Muller F, Seyler F, Cochonneau G, Guyot JL. 1999. Utilisation d'imagerie radar (ROS) JERS-1 pour l'obtention de réseaux de drainage. Exemple du Rio Negro (Amazonie). In *International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins*, Manaus 99, Brazil.
- Muller F, Cochonneau G, Guyot J-L, Seyler F. 2000. Watershed extraction using together DEM and drainage network: application to the whole Amazonian basin. In *4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4)*, Alberta, Canada.
- NASA. 2007. SRTM web page with C-band data. Available online at: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/>.
- O'Callaghan JF, Mark DM. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision Graphics and Image Processing* **28**: 323–344.
- Ogniewicz RL, Kübler O. 1995. Hierarchic Voronoi skeletons. *Pattern Recognition* **28**(3): 343–359.
- Pagliaroni DW. 1992. Distance transforms: properties and machine vision applications. *Graphical Models and Image Processing* **54**: 56–74.
- Palacios-Vélez OL, Cuevas-Renaud B. 1986. Automated river-course, ridge and basin delineation from digital elevation data. *Journal of Hydrology* **86**: 299–314.
- Paz AR, Collischonn W. 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. *Journal of Hydrology* **343**: 127–139, DOI:10.1016/j.jhydrol.2007.06.006.
- Paz AR, Collischonn W, Lopes da Silveira A L. 2006. Improvements in large-scale drainage networks derived from digital elevation models. *Water Resources Research* **42**: W08502–W08508, DOI:10.1029/2005WR004544.
- Planchon O, Darboux F. 2001. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models. *CATENA* **46**(2–3): 159–176.
- Rabus B, Eineder M, Roth A, Bamler R. 2003. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **57**: 241–262.
- Reed SM. 2003. Deriving flow directions for coarse-resolution (1–4 km) gridded hydrologic modeling. *Water Resources Research* **39**(9): 1238, DOI:10.1029/2003WR001989.
- Ribeiro Neto A, Vieira da Silva R, Collischonn W, Tucci CEM. 2005. Hydrological modelling in Amazonia—use of the MGB-IPH model and alternative data base. In *Proceedings of VII IAHS Scientific Assembly*, Foz do Iguaçu, Brasil.
- Rosenfeld A, Kak AC. 1982. *Digital Picture Processing*, 2nd edn, Vol. 2. Academic Press: New York.
- Rosenfeld A, Pfaltz J. 1966. Sequential operations in digital picture processing. *Journal of the Association of Computer Machinery* **13**: 471–494.
- Saatchi SS, Nelson B, Podest E, Holt J. 2000. Mapping Land-cover types in the Amazon Basin using 1 km J-ERS-1 mosaic. *International Journal of Remote Sensing* **21**(6–7): 1201–1234.
- Saunders W. 1999. Preparation of DEMs for use in environmental modeling analysis. *ESRI User Conference*, July 24–30, 1999, San Diego, California.
- Seibert J, Mcglynn BL. 2007. A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models. *Water Resources Research* **43**: W04501–W04508, DOI:10.1029/2006WR005128.
- Seyler F, Muller F, Cochonneau G, Guyot JL. 1999. Délimitation de bassins versants à partir d'un modèle numérique de terrain. Comparaison de différentes méthodes pour le bassin du Rio Negro (Amazonie). In *International Symposium on hydrological and geochemical processes in large scale river basins*, Manaus 99, Brazil.
- Tarboton DG. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope in grid digital elevation models. *Water Resources Research* **33**(2): 309–319.
- TAS (Terrain Analysis System). 2007. Software freely available in <http://www.sed.manchester.ac.uk/geography/research/tas/>.
- Tribe A. 1992. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a review and a new method. *Journal of Hydrology* **139**: 263–293.
- Turcotte R, Fortin J-P, Rousseau AN, Massicote S, Villeneuve J-P. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and digital river and lake network. *Journal of Hydrology* **240**: 225–242.
- Valeriano MM, Kuplich TM, Storino M, Amaral BD, Mendes Jr JN, Lima DJ. 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90 m data. *Computers and Geosciences* **32**(8): 1169–1181.

- Wang M, Hjelmfelt AT, Garbrecht J. 2000. DEM aggregation for watershed modeling. *Journal of American Water Resources Association* **36**(3): 579–584.
- Wang X, Yin Z-Y. 1998. A comparison of drainage networks derived from digital elevation models at two scales. *Journal of Hydrology* **210**: 221–241.
- Yamada H. 1984. Complete euclidean distance transformation by parallel operation. In *Proceedings of the 7th International Conference on Pattern Recognition*; 69–71.
- Zakharova E, Kouraev A, Cazenave A. 2006. Amazon river discharge estimated from the Topex/Poseidon altimetry. *C.R. Geosciences* **338**: 188–196.
- Zhu Q, Tian Y, Zhao J. 2006. An efficient depression processing algorithm for hydrologic analysis. *Computers and Geosciences* **32**: 615–263.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)