



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/02.26.17.15-TDI

**AVALIAÇÃO DA INCERTEZA NAS ESTIMATIVAS DE
PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE E SUA
PROPAGAÇÃO NO MODELO HIDROLÓGICO
DISTRIBUÍDO MHD-INPE**

Aline Schneider Falck

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Javier Tomasella, aprovada em 26 de fevereiro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3J3C842>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):**

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/02.26.17.15-TDI

**AVALIAÇÃO DA INCERTEZA NAS ESTIMATIVAS DE
PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE E SUA
PROPAGAÇÃO NO MODELO HIDROLÓGICO
DISTRIBUÍDO MHD-INPE**

Aline Schneider Falck

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Daniel Alejandro Vila, e Javier Tomasella, aprovada em 26 de fevereiro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3J3C842>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Falck, Aline Schneider.

F186a Avaliação da incerteza nas estimativas de precipitação por satélite e sua propagação no modelo hidrológico distribuído MHD-INPE / Aline Schneider Falck. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxxii + 152 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/02.26.17.15-TDI)

Dissertação (Mestrado em Engenharia e Tecnologia Espaciais/Mecânica Espacial e Controle) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Daniel Alejandro Vila, e Javier Tomasella.

1. Precipitação. 2. Satélite. 3. Vazão. 4. Modelos hidrológicos.
I.Título.

CDU 556.12:551.507:629.783



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Carlos Frederico de Angelis

Presidente / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel Alejandro Vila

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Javier Tomasella

Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel Andres Rodriguez

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Cesar Augustus Assis Beneti

Convidado(a) / SIMEPAR/UFPR / Curitiba - PR

Dra. Viviana Maggioni

Convidado(a) / GMU / Virginia - USA

Este trabalho foi aprovado por:

- () **maioria simples**
 unanimidade

Aluno (a): **Aline Schneider Falck**

São José dos Campos, 26 de Fevereiro de 2015

“A dúvida é o princípio da sabedoria.”

ARISTÓTELES

*A meus pais Kilmar e Irene, a meus irmãos, à pequena
Giovana, ao meu amor Fábio e à minha avó Otilia
(in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador e amigo Dr. Javier Tomasella que nunca mediu esforços para me ajudar e que contribuiu para minha formação na área de modelagem hidrológica.

Ao meu orientador Dr. Daniel A. Vila que sempre se fez presente nos momentos importantes e que contribuiu para a minha formação na área de estimativa de precipitação por satélite.

À PhD. Viviana Maggioni da Universidade George Mason na Virgínia/EUA, que contribuiu para esta pesquisa na área de modelagem de erro desde 2013 e que em sua visita técnica ao CPTEC/INPE acabou se tornando uma amiga, além da grande contribuição para esta pesquisa.

Ao Dr. Carlos Frederico de Angelis do CEMADEN, que me incentivou e me direcionou no início desta jornada.

A meus pais Zilmar e Irene, e a meus irmãos Adriane, Vanessa e Tiago, por todo amor, carinho, amizade e suporte necessário em toda minha formação acadêmica, e aos cunhados Fabrício R. Pinho e Daniel Kopereck que também me auxiliaram nesta jornada.

Ao pesquisador Fábio L. R. Diniz da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento (DMD) do CPTEC/INPE, pelo companheirismo, amizade e amor, e pela grande contribuição na área de programação no decorrer desta jornada.

À pesquisadora e amiga Izabelly C. da Costa do CEMADEN, pelo apoio e auxílio durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE que me acolheram e me auxiliaram com o suporte necessário para a realização desta pesquisa, e aos amigos do DSA que contribuíram para esta pesquisa, em especial aos amigos Jurandir Ventura e Adna S. Lemes.

Ao grupo PROCLIMA do INPE, em especial a José Lázaro Serqueira e ao Dr. Daniel Andres Rodriguez que me auxiliaram com a base de dados do PROCLIMA.

Aos amigos do CEMADEN Cachoeira Paulista, em especial as equipes DELTA e CHARLIE e ao Dr. Marcelo E. Seluchi, que me apoiaram nesta etapa, durante os 3 anos de trabalho no CEMADEN.

Ao grupo de pesquisa em Modelagem Hidrológica do CEMADEN, que me ajudaram e me acolheram em suas dependências, em especial a Dra. Rochane O. Caram que contribuiu para esta pesquisa.

Ao INPE, ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE e ao coordenador Dr. Dirceu L. Herdies, pelo apoio concedido até a execução final deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que financiaram o desenvolvimento desta pesquisa.

À banca examinadora, que aceitou gentilmente o convite para participar da avaliação deste trabalho.

E a todos que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização desta pesquisa.

Muito obrigada!

RESUMO

A estimativa de precipitação por satélite tem se mostrado uma importante alternativa para o monitoramento da precipitação, principalmente devido às suas altas resoluções espacial e temporal. Dentre as principais aplicações desse tipo de produto destaca-se a modelagem hidrológica em áreas onde a rede convencional de pluviômetros, ou mesmo aquela destinada ao monitoramento em tempo real, é precária no que se refere à sua cobertura espacial e/ou temporal. Nesse contexto, esta pesquisa avaliou as estimativas de precipitação por satélite em aplicações hidrológicas na bacia dos rios Tocantins e Araguaia, e investigou como a propagação dos erros nas estimativas de precipitação por satélite são traduzidas em vazão. Para isso foi implementado o modelo estocástico multidimensional de propagação do erro das estimativas de precipitação por satélite SREM2D (do inglês *Two-Dimensional Satellite Rainfall Error Model*) a partir de dados diários de precipitação observados e estimados por satélite provenientes dos algoritmos CMORPH (do inglês *Climate Prediction Center morphing technique*), 3B42RT (do inglês *Tropical Rainfall Measuring Mission real-time 3B42 product*), HYDROE (do inglês *Hydroestimator*) e GSMAP (do inglês *Global Satellite Mapping of Precipitation*), para o período de 2008 à 2011. Os campos de precipitação por conjuntos gerados pelo modelo estocástico mencionado foram utilizados para forçar o Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MHD-INPE), previamente calibrado e validado nos períodos de 2000 à 2008 e 2008 à 2011, respectivamente. Os resultados obtidos durante as estações chuvosas e secas ao longo dos três anos (2008-2011) mostram que o modelo estocástico multidimensional de propagação do erro das estimativas de precipitação por satélite utilizado neste estudo gera conjuntos de precipitação realísticos, que podem ser utilizados para forçar o modelo hidrológico distribuído (MHD-INPE) e permitir o monitoramento de hidrológico em tempo real.

**EVALUATION OF SATELLITE RAINFALL ESTIMATES
UNCERTAINTY AND ITS IMPACT ON STREAMFLOW
SIMULATION IN THE DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODEL
MHD-INPE**

ABSTRACT

Satellite precipitation estimations are an important alternative for monitoring of precipitation due to its high spatial and temporal resolution. This type of product can be applied in hydrological modeling in areas with poor spatial and temporal coverage of the conventional rain gauges and/or or the automatic (real time) networks. In this context, this study evaluated the satellite rainfall estimation in hydrological applications in the Araguaia and Tocantins rivers basin, and investigated how the propagation of errors in satellite rainfall estimates impacted river discharges. To achieve this goal, the multidimensional stochastic model error propagation SREM2D (Two-Dimensional Satellite Rainfall Error Model) was implemented using observed daily rainfall data and satellite estimates from the CMORPH (Climate Prediction Center morphing technique); 3B42RT (Tropical Rainfall Measuring Mission real time 3B42 product); HYDROE (Hydroestimator); and GSMP (Global Satellite Mapping of Precipitation) algorithms, for the period 2008 to 2011. Precipitations fields generated using the stochastic model were used to force the Distributed Hydrological Model of the National Institute for Space Research (MHD-INPE), which was calibrated and validated in the periods 2000-2008 and 2008-2011, respectively. The results obtained during the rainy and dry seasons over a three years period (2008-2011) showed that the multidimensional stochastic error propagation of satellite precipitation estimates used in this study generates realistic precipitation sets, which can be used to force the distributed hydrological model (MHD-INPE) and allow real-time hydrological monitoring.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Distribuição espacial dos (a) municípios monitorados pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) e dos (b) trechos vulneráveis à inundaçāo na bacia do Tocantins-Araguaia. Em (a) polígonos com contorno na cor roxo e preenchidos na cor cinza representam os municípios monitorados pelo CEMADEN. Em (b) linhas na cor vermelho representam trechos de alta vulnerabilidade, amarelo média, verde baixa e azuis representam a hidrografia fornecida pela Agência Nacional de Águas (ANA).	8
3.1 Localização, divisão administrativa do Brasil e distribuições espaciais da topografia e dos principais rios da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A unidade de topografia é m.	16
3.2 Divisão administrativa do Brasil e regimes climáticos de Köppen (1936) presentes no Brasil e um recorte ampliado sobre a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia mostrando os regimes presentes na bacia com relação às regiões que apresentam: (i) clima tropical úmido (Af); (ii) clima de monção (Am); (iii) clima tropical com estação seca de inverno (Aw); (iv) clima subtropical úmido com inverno seco e verão quente (Cwa); e (v) clima subtropical úmido com inverno seco e verão temperado (Cwb).	17
3.3 Distribuição espacial da climatologia anual da precipitação acumulada observada por pluviômetros durante o período de 1970 à 2011. A unidade da precipitação é mm.	18
3.4 Distribuições espaciais das climatologias das precipitações acumuladas observadas por pluviômetros durante o período de 1970 à 2011, para as: (a) estações chuvosas, compreendida pelo período de 15 de outubro à 14 de maio do ano posterior; e (b) estações secas, compreendida pelo período de 15 de maio à 14 de outubro. A unidade da precipitação é mm.	19
3.5 Precipitação média mensal na área de drenagem da bacia do Tocantins-Araguaia (barras) e vazão média mensal na estação Tucuruí (curva) para o ano hidrológico, durante o período de 2000 à 2011. As unidades da precipitação é mm e da vazão é $m^3 s^{-1}$	20

3.6 Distribuições espaciais das estações (a) pluviométricas (automáticas e convencionais) e (b) meteorológicas e hidrológicas situadas na bacia do Tocantins-Araguaia. Em (a) pontos vermelhos representam estações automáticas e pontos azuis as estações convencionais. Em (b) pontos vermelhos representam as estações hidrológicas e triângulos verdes as estações meteorológicas.	22
3.7 Distribuição espacial da topografia da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A unidade de topografia é m.	24
3.8 Distribuição espacial dos (a) tipos de solo e dos (b) tipos de vegetação na bacia do Tocantins-Araguaia.	25
3.9 Distribuição espacial da estimativa de precipitação obtida por meio do algoritmo CMORPH para as 0900 UTC de 15 de junho de 2010. A unidade da estimativa de precipitação é mm h ⁻¹	27
3.10 Distribuições espaciais das varreduras de sensores de micro-ondas passivos à bordo de 7 satélites utilizados na estimativa de precipitação do CMORPH a cada 30 minutos consecutivos, válidas para às 1700, 1730, 1800, 1830, 1900 e 1930 UTC, assim como também uma composição de 3 h obtida por meio dessas estimativas.	28
3.11 Plotagem da vazão em função da cota representando a curva-chave para a estação Ponte Quebra Linha, a qual é identificada pelo código 20050000 da Agência Nacional de Águas (ANA). A unidade de vazão é m ³ s ⁻¹ e de cota é cm.	32
3.12 Diagrama lógico utilizado a fim de obter as métricas de calibração necessárias pelo modelo SREM2D.	38
3.13 Esquema ilustrativo das etapas de separação de escoamento (esquerda) e do fluxo propagado na rede de drenagem (direita) no modelo hidrológico MHD-INPE.	42
3.14 Esquema conceitual do modelo hidrológico MHD-INPE indicando os fluxos, direção e suas diferentes camadas: superior, com espessura D_1 ; intermediária, com espessura D_2 ; e inferior, com espessura D_3	43
4.1 Plotagens das razões de acurácia médias durante as (a) estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) e (b) secas (2009, 2010 e 2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5; 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). A unidade da razão de acurácia é adimensional.	54

4.2	Distribuições espaciais da probabilidade de detecção (primeira linha) e da razão de falso alarme (segunda linha) médias das estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011), para os algoritmos: (a,e) CMORPH; (b,f) 3B42RT; (c,g) HYDROE; e (d,h) GSMAP. As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.	56
4.3	Idem à Figura 4.2 (ver página 56), exceto que para o coeficiente de correlação (primeira linha) e o viés (segunda linha). A unidade do coeficiente de correlação é adimensional e do viés é mm.	57
4.4	Séries temporais da (a) probabilidade de detecção e da (b) razão de falso alarme para o limiar de 1 mm de precipitação durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos de estimativa de precipitação: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.	58
4.5	Idem à Figura 4.4 (ver página 58), exceto que para o coeficiente de correlação (primeira linha) e o viés (segunda linha). A unidade do coeficiente de correlação é adimensional e do viés é mm.	59
4.6	Plotagens da (a) probabilidade de detecção e da (b) razão de falso alarme médios durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5, 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.	60
4.7	Plotagens do (a) escore de destreza de Gilbert e do (b) escore de viés médios durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5; 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades do escore de destreza de Gilbert e do escore de viés são adimensionais. . . .	60
4.8	Plotagens das probabilidades de detecção de chuva para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH (linha azul escuro), 3B42RT (linhas verde), HYDROE (linha vermelha) e GSMAP (linha azul claro) sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade da probabilidade de detecção é adimensional.	61

4.9	Plotagens das probabilidades de detecção de não-chuva para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade da probabilidade de detecção é adimensional.	62
4.10	Plotagens das distribuições das taxas de chuva de falso alarme para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade das taxas de chuva de falso alarme é adimensional.	63
4.11	Plotagens das estruturas de correlação espacial de detecção de chuva (CL_{rain} , a-b), não-chuva (CL_{norain} , c-d) e condicional (CL_{ret} , e-f) para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH (linha azul escuro), 3B42RT (linhas verde), HYDROE (linha vermelha) e GSMAP (linha azul claro) sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a,c,e) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b,d,f) estações secas (2009 e 2010). As unidades das correlações são adimensionais e da defasagem no espaço é km.	64
4.12	Plotagens das médias dos erros logarítmicos do SREM2D para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010).	65
4.13	Plotagens dos desvios padrão do erros logarítmicos do SREM2D para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010).	67
4.14	Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 19 observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.	68

4.15 Plotagens do viés relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade do erro absoluto médio relativo é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2	69
4.16 Distribuição espacial da declividade e e sub-bacias do Tocantins-Araguaia. A unidade da declividade é percentagem.	70
4.17 Representação da (a) curva de permanência e da (b) declividade das curvas de permanência em função da área de drenagem das 19 sub-bacias da bacia do Tocantins-Araguaia.	71
4.18 Distribuição espacial da rede de drenagem gerada por meio do Modelo Digital de Elevação (MDE) em uma grade de regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, delimitações das sub-bacias que compõem a bacia do Tocantins-Araguaia, assim como também a localização dos postos fluviométricos dessa bacia.	72
4.19 Distribuição espacial das unidades de resposta hidrológica na bacia do Tocantins-Araguaia.	73
4.20 Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico utilizando como forçante os pluviômetros (linha preta) durante o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 5; (b) 12; (c) 8; e (d) 19. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	76
4.21 Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e das vazões simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes os pluviômetros (linha preta), o CMORPH (linha azul escuro), o 3B42RT (linha verde), o HYDROE (linha vermelha) e o GSMAP (linha azul claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 5; (b) 8; (c) 12; e (d) 19; A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	78
4.22 Distribuição espacial da área de drenagem das bacias: (a) Bacia de grande porte (B19; rio Tocantins - estação Tucuruí; área de drenagem 764.000 km^2). (b) bacia de médio porte (B8; rio Araguaia - estação Xambioá; área de drenagem 377.000 km^2); e (c) bacia de pequeno porte (B12; rio Santa Teresa - estação Jacinto; área de drenagem 13.900 km^2); A região preta representa a bacia incremental, a região cinza escuro, aliada à região preta, representa a área de drenagem da sub-bacia e a região cinza clara aliada às regiões cinza escuro e preta representam a área total da bacia do Tocantins-Araguaia (exceto para B19 pois a área de drenagem da mesma representa a bacia inteira).	81

4.23 Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 19 (764.000 km ²) observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.	83
4.24 Idem à Figura 4.23 (ver página 83), exceto que para a bacia 8 (377.000 km ²).	84
4.25 Idem à Figura 4.23 (ver página 83), exceto que para a bacia 12 (13.900 km ²).	85
4.26 Série temporal de vazão diária na bacia 19 (764.000 km ²) observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmos de estimativa de precipitação (linha cinza) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da vazão é m ³ s ⁻¹ .	86
4.27 Idem à Figura 4.26 (ver página 86), exceto que para a bacia 8 (377.000 km ²).	87
4.28 Idem à Figura 4.26 (ver página 86), exceto que para a bacia 12 (13.900 km ²).	88
4.29 Plotagens da razão de excedência em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. As unidades da razão de excedência é adimensional e da área de drenagem é 10 ³ km ² .	89
4.30 Idem à Figura 4.29 (ver página 89), exceto que para a razão de incerteza. A unidade da razão de incerteza é adimensional.	90
4.31 Plotagens do erro absoluto médio relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. As unidades do erro absoluto médio relativo é adimensional e da área de drenagem é 10 ³ km ² .	94

4.32	Idem à Figura 4.31 (ver página 94), exceto que para a raíz do erro quadrático médio relativo. A unidade da raíz do erro quadrático médio relativo é adimensional.	95
4.33	Plotagens do fator de propagação do erro absoluto médio relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GS-MAP. A unidade do fator de propagação é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2	96
4.34	Idem à Figura 4.33 (ver página 96), exceto que para o fator de propagação da raíz do erro quadrático médio relativo. A unidade do fator de propagação é adimensional.	97
4.35	Série temporal de vazão diária observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmo de estimativa de precipitação HYDROE (linha cinza) e seu respectivo conjunto gerado por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2010 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) B19; (b) B8; e (c) B12. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	99
A.1	Distribuição espacial da área de drenagem à montante das sub-bacias de 1 à 8. A região preta representa a área da sub-bacia, a região cinza escuro, aliada à região preta, representa a área de drenagem da sub-bacia e a região cinza claro aliado às regiões cinza escuro e preta representam a área total da bacia do Tocantins-Araguaia.	119
A.2	Idem à Figura A.1 (ver página 119), exceto que para as sub-bacias de 9 à 19.	120
B.1	Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico utilizando como forçante os pluviômetros (linha preta) durante o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$	121
B.2	Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 5; (b) 6. (c) 7; (d) 8; (e) 9; e (f) 10.	122
B.3	Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 11; (b) 12; (c) 13; (d) 14; (e) 15; e (f) 16.	123

B.4	Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 17; (b) 18; e (c) 19.	124
C.1	Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e das vazões simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes os pluviômetros (linha preta), o CMORPH (linha azul escuro), o 3B42RT (linha verde), o HYDROE (linha vermelha) e o GSMAP (linha azul claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4. A unidade da vazão é $m^3 s^{-1}$.	125
C.2	Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 5; (b) 6; (c) 7; (d) 8; (e) 9; e (f) 10.	126
C.3	Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 11; (b) 12; (c) 13; (d) 14; (e) 15; e (f) 16.	127
C.4	Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 17; (b) 18; e (c) 19.	128
D.1	Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 4 observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.	129
D.2	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 5.	130
D.3	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 6.	130
D.4	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 7.	131
D.5	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 8.	131
D.6	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 9.	132
D.7	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 10.	132
D.8	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 11.	133
D.9	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 12.	133
D.10	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 13.	134
D.11	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 14.	134
D.12	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 15.	135
D.13	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 16.	135
D.14	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 17.	136
D.15	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 18.	136
D.16	Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 19.	137

E.1	Série temporal de vazão diária na bacia 1 observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmos de estimativa de precipitação (linha cinza) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da vazão é $m^3 s^{-1}$.	139
E.2	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 2.	140
E.3	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 3.	140
E.4	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 4.	141
E.5	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 5.	141
E.6	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 6.	142
E.7	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 7.	142
E.8	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 8.	143
E.9	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 9.	143
E.10	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 10.	144
E.11	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 11.	144
E.12	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 12.	145
E.13	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 13.	145
E.14	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 14.	146
E.15	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 15.	146
E.16	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 16.	147
E.17	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 17.	147
E.18	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 18.	148
E.19	Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 19.	148

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Localização das estações hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA).	23
3.2 Resoluções espaciais e temporais dos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite.	31
3.3 Tabela de contingência utilizada para o cálculo das estatísticas de ocorrência.	33
3.4 Lista de parâmetros do modelo hidrológico MHD-INPE, incluindo suas respectivas unidades, seus intervalos de variação e significados físicos.	46
4.1 Tabela de contingência média diária referente às estatísticas de ocorrência de precipitação maior ou igual à 1 mm, obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.	53
4.2 Tabela de contingência média diária referente às estatísticas de ocorrência de precipitação maior ou igual à 1 mm, obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2009, 2010 e 2011), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.	54
4.3 Métricas de calibração do modelo SREM2D obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2008-2009 e 2009-2010), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.	66
4.4 Métricas de calibração do modelo SREM2D obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2009 e 2010), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.	66
4.5 Estatísticas obtidas durante os períodos de calibração (1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2008) e de validação (15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011) do modelo hidrológico MHD-INPE na bacia do Tocantins-Araguaia.	75
4.6 Estatísticas obtidas durante o período de validação (15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011) do modelo hidrológico MHD-INPE na bacia do Tocantins-Araguaia.	79

F.1	Lista de variação dos parâmetros de armazenamento máximo das camadas superior (SS_{max}), intermediária (SR_{max}) e inferior (S_{max}) do solo utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.	149
F.2	Lista de variação dos parâmetros de condutividade hidráulica saturada da camada superior (K_{ss}), de condutividade (η) e de capacidade de campo (ξ) utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.	150
F.3	Lista de variação dos parâmetros coeficiente de anisotropia (α), de transmissividade hidráulica em solo totalmente saturado (T_{sub}), de diminuição da transmissividade (μ), de roteamento para fluxo superficial e subsuperficial (C_{sup}) e de roteamento para fluxo base (C_{sub}) utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.	151
F.4	Lista de parâmetros calibrados do modelo hidrológico MHD-INPE para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.	152

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

3B42RT	– <i>Tropical Rainfall Measuring Mission real-time 3B42 product</i>
AMW	– <i>active microwave</i>
ANA	– Agência Nacional de Águas
ANEEL	– Agência Nacional de Energia Elétrica
AR	– <i>accuracy ratio</i>
BIAS	– <i>additive bias</i>
BIAS _f	– <i>frequency bias</i>
CEMADEN	– Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CEMIG	– Companhia Energética de Minas Gerais
CMORPH	– <i>Climate Prediction Center morphing technique</i>
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTH	– Centro Tecnológico de Hidráulica e Recursos Hídricos
DECEA	– Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DSA	– Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EMBRAPA	– Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ER	– <i>exceedance ratio</i>
EROS	– <i>Earth Resources Observation and Science Center</i>
ETS	– <i>equitable threat score</i>
FAR	– <i>false alarm ratio</i>
GEO	– Satélites geostacionários
GSMAP	– <i>Global Satellite Mapping of Precipitation</i>
HYDROE	– <i>Hydroestimator</i>
INMET	– Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	– <i>infrared</i>
LDL	– <i>local direction of drainage</i>
LEO	– <i>low Earth orbit</i>
MCTI	– Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação
MDE	– Modelo Digital de Elevação
MHD	– Modelo Hidrológico Distribuído
MI	– Ministério do Interior
NCEP	– <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NESDIS	– <i>National Environmental Satellite, Data, and Information Service</i>
NOAA	– <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OEA	– Organização dos Estados Americanos
ONS	– Operador Nacional do Sistema Elétrico
PMW	– <i>passive microwave</i>
POD	– <i>probability of detection</i>
POD _{norain}	– <i>probability of detection of no rain</i>
POD _{rain}	– <i>probability of detection of rain</i>

RLS	– reservatórios lineares simples
S2ID	– Sistema Integrado de Informações sobre Desastres
SCE	– <i>Shuffled Complex Evolution</i>
SIB	– <i>Simple Biosphere Model</i>
SIMEPAR	– Sistema Meteorológico do Paraná
SIVAM	– Sistema de Vigilância da Amazônia
SREM2D	– <i>Two-Dimensional Satellite Rainfall Error Model</i>
SRTM	– <i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
SUDENE	– Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TMI	– <i>TRMM Microwave Imager</i>
TMPA	– <i>TRMM Multisatellite Precipitation Analysis</i>
TRMM	– <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UA	– <i>University of Arizona</i>
UR	– <i>uncertainty ratio</i>
URH	– unidades de resposta hidrológica
USGS	– <i>United States Geological Survey</i>
UTC	– <i>Universal Time Coordinated</i>
rBIAS	– <i>relative bias</i>
rMAE	– <i>relative mean absolute error</i>
rRMSE	– <i>relative root mean squared error</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo geral	3
1.2 Objetivos específicos	3
1.3 Justificativa	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Inundações na bacia do Tocantins-Araguaia	7
2.2 Estimativa de precipitação por satélite	8
2.3 Incertezas nas estimativas de precipitação por satélites na modelagem hidrológica	10
3 MATERIAIS E MÉTODOS	15
3.1 Área de estudo	15
3.1.1 Aspectos fisiográficos	15
3.1.2 Aspectos Climatológicos	15
3.2 Dados	20
3.2.1 Dados hidrometeorológicos	20
3.2.2 Dados de relevo, solo e vegetação	24
3.2.3 Dados de estimativa de precipitação por satélite	26
3.2.3.1 CMORPH	26
3.2.3.2 3B42RT	27
3.2.3.3 HYDROE	29
3.2.3.4 GSMAP	30
3.3 Metodologia	30
3.3.1 Preparação dos dados	30
3.3.1.1 Interpolação dos dados pluviométricos e meteorológicos	30
3.3.1.2 Reamostragem espacial dos dados de precipitação por satélite e integração no tempo	31
3.3.1.3 Transformação dos dados de cota em vazão	32
3.3.2 Validação dos dados de precipitação por satélites a partir de dados observados	32
3.3.2.1 Estatísticas de ocorrência de chuva	33
3.3.2.1.1 - Probabilidade de detecção	33

3.3.2.1.2 - Razão de falso alarme	34
3.3.2.1.3 - Viés da frequência	34
3.3.2.1.4 - Escore de destreza de Gilbert	34
3.3.2.1.5 - Razão de acurácia	35
3.3.2.2 Estatísticas quantitativas de chuva	35
3.3.2.2.1 - Viés	35
3.3.2.2.2 - Coeficiente de correlação	36
3.3.3 O modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional	36
3.3.3.1 Cálculo das métricas de calibração SREM2D	37
3.3.3.2 Implementação do modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional	41
3.3.4 O Modelo Hidrológico Distribuído MHD-INPE	41
3.3.5 Implementação do modelo hidrológico MHD-INPE	46
3.3.6 Avaliação da abordagem aplicada	49
3.3.6.1 Métricas de desempenho do modelo	49
3.3.6.2 Métricas de propagação de erro	50
4 RESULTADOS	53
4.1 Avaliação das estimativas de precipitação por satélite	53
4.2 Calibração do modelo estocástico de erro SREM2D	61
4.3 Caracterização da resposta hidrológica da bacia do Tocantins-Araguaia .	70
4.4 Aplicação, calibração e verificação do modelo hidrológico MHD-INPE .	71
4.5 Simulação hidrológica por meio de estimativa de precipitação por satélite	77
4.6 Simulação hidrológica por meio de estimativa de precipitação por conjuntos	80
4.6.1 O desempenho do sistema	80
4.6.2 Erro de propagação	92
4.6.3 Da pesquisa à operação	93
5 CONCLUSÕES	101
6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
APÊNDICE A - ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO À MONTANTE POR SUB-BACIA	119
A.1 Área de contribuição à montante por sub-bacia	119

APÊNDICE B - HIDROGRAMAS DE CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO MHD-INPE	121
B.1 Hidrogramas de calibração e verificação do modelo hidrológico MHD-INPE	121
APÊNDICE C - SIMULAÇÃO DE VAZÃO PARA OS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE	125
C.1 Simulação de vazão para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite	125
APÊNDICE D - PRECIPITAÇÃO POR CONJUNTOS	129
D.1 Precipitação por conjuntos	129
APÊNDICE E - SIMULAÇÃO DE VAZÃO POR CONJUNTOS	139
E.1 Simulação de vazão por conjuntos	139
APÊNDICE F - PARÂMETROS CALIBRADOS DO MODELO HIDROLÓGICO MHD-INPE	149
F.1 Parâmetros calibrados do modelo hidrológico MHD-INPE	149

1 INTRODUÇÃO

A precipitação é uma das componentes mais importantes do ciclo hidrológico. A sua distribuição espaço-temporal afeta uma infinidade de processos físicos e biológicos, tais como o regime hidrológico das bacias hidrográficas. Os padrões de precipitação nas regiões tropicais, apresentam forte variação espacial e temporal, inclusive em uma escala interanual a interdecadal (MARENGO, 2004). Frequentemente as precipitações de forte intensidade não tem duração maior do que algumas horas, e são influenciadas por um amplo espectro de fenômenos que variam desde a pequena até a grande escala. A simulação de escoamento através de modelos hidrológicos distribuídos tem como principal dado de entrada a precipitação, sendo esta forçante de extrema importância na resposta hidrológica.

Devido a sua grande variabilidade espaço-temporal, a precipitação é uma das variáveis atmosféricas mais difíceis de se medir e estimar. A forma tradicional de mensurar a precipitação é por meio de pluviômetros e pluviógrafos, que fornecem medidas quantitativas de precipitação com alta resolução temporal, porém com baixa resolução espacial (ou seja, medida puntual). Como o monitoramento da precipitação em grandes bacias exige a instalação de uma densa rede pluviométrica, inclusive em áreas de difícil acesso, as redes de pluviômetros disponíveis, em geral, não satisfazem os requisitos de resolução espacial. Assim, a baixa densidade de postos pluviométricos, somada à falta de qualidade nos dados, causam incertezas na resposta dos modelos hidrológicos. No caso particular da bacia do Tocantins-Araguaia, essa inclui cerca de 300 estações pluviométricas, sendo que apenas 57 pluviômetros fornecem informações em tempo real. Dada a área de drenagem da bacia, cerca de 764.000 km², o que resulta em um pluviômetro automático para cada 13.400 km², é evidente que a densidade de estações é insuficiente para representar a distribuição de precipitação na área para aplicações de monitoramento em tempo real.

Os radares meteorológicos são uma excelente alternativa para estimar a precipitação, tendo em vista que geram dados em tempo quase real, com resolução espacial de pelo menos 1 km. Atualmente, existe uma rede de radares instalada em território nacional, pertencentes a diferentes instituições, entre elas: Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), Centro Tecnológico de Hidráulica e Recursos Hídricos (CTH), Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA), Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM), entre outras, que possibilitam um monitoramento parcial do país. Por isso, o Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) está investindo na aquisição de novos

radares meteorológicos e hoje possui cerca de 9 radares recentemente instalados. No entanto, bacias de grande porte como é o caso da área em estudo, não deverão dispor da cobertura espacial desejável no curto prazo. Deste modo, as estimativas de precipitação por satélite são uma alternativa para estimar precipitação com resolução espacial adequada nessas situações.

As técnicas de estimativas de precipitação por satélite possuem incertezas associadas aos tipos de sensores que são utilizados. Existem três principais tipos de sensores para estimar a precipitação por satélite: o infravermelho térmico (IR, do inglês *infrared*) na faixa de $10,8\text{ }\mu\text{m}$, as micro-ondas passivas (PMW, do inglês *passive microwave*) e as micro-ondas ativas (AMW, do inglês *active microwave*). Em geral, cada técnica possui vantagens e desvantagens. A técnica IR baseia-se na temperatura de topo frio das nuvens, com isto é possível avaliar a evolução dos sistemas precipitantes compostos por nuvens de grande desenvolvimento vertical. Além disso, possui alta resolução temporal, pois os sensores encontram-se a bordo de satélites geoestacionários (GEO, do inglês *geostationary*). No entanto, sua principal desvantagem é que estas estimativas podem ser contaminadas por nuvens do tipo cirrus que são frias e rasas superestimando a precipitação, além de ser uma medida indireta e empírica das taxas de precipitação associadas com estes sensores. As PMW fornece medida direta das taxas de precipitação sobre os oceanos, porém as desvantagens estão relacionadas com a baixa resolução espacial e temporal, além de fornecer medidas indiretas de taxas de precipitação sobre a área continental (espalhamento por gelo). No caso das AMW estas fornecem medidas diretas da estrutura vertical da precipitação, no entanto, as limitações existentes estão relacionadas a estreita faixa de dados obtidas por satélites de órbita baixa (LEO, do inglês *low Earth orbit*), além da sensibilidade às taxas de precipitação. Em busca de melhorar as deficiências de cada método, a maioria dos algoritmos de estimativa de chuva por satélite optam por utilizar técnicas híbridas, utilizando as técnicas AMW e PMW associadas a dados do IR, além de correções com dados de superfície, com o intuito de minimizar estas incertezas.

Estudos recentes investigaram as incertezas das estimativas de precipitação por satélite e sua propagação na simulação de vazão. Hong et al. (2006) propuseram uma metodologia para quantificar a propagação de erros de precipitação na vazão prevista com um modelo hidrológico conceitual chuva-vazão sobre uma bacia no Mississippi. Nikolopoulos et al. (2010) analisaram algumas bacias de pequena escala que variam entre 100 e 1200 km^2 e descobriram que o uso de produtos de precipitação por satélite para a simulação de inundação depende fortemente da área de captação e da

resolução do produto. Além disso, Maggioni et al. (2013) investigaram a capacidade do SREM2D em corrigir os erros por meio de conjuntos, para melhorar as simulações de vazão orientado pela precipitação por satélite e caracterizar a variabilidade do erro dessas simulações.

Dentro desse contexto, este trabalho baseia-se nos estudos citados e mostra o desempenho de vários produtos de precipitação estimado por satélite (corrigidos utilizando o modelo de erro SREM2D) na simulação de vazão sobre a bacia do Tocantins-Araguaia, durante as estações chuvosas e secas para bacias de pequeno a grande porte. Além disso, examina-se o potencial operacional com a finalidade de determinar se os resultados desta pesquisa podem ser utilizados no monitoramento de cheias na bacia dos rios Tocantins-Araguaia.

1.1 Objetivo geral

Examinar se as estimativas de precipitação por conjunto, derivadas da propagação de erros das estimativas de precipitação por satélite dos algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMP, podem ser utilizados como dados de entrada no modelo hidrológico distribuído (MHD-INPE) para o monitoramento diário de vazões na bacia hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia.

1.2 Objetivos específicos

- Caracterizar a região de estudo analisando a variabilidade espacial e temporal da precipitação e a resposta hidrológica na bacia do Tocantins-Araguaia.
- Validação de diversos estimadores de precipitação por satélite (*e.g.*, CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMP) utilizando dados pluviométricos observados na bacia do Tocantins-Araguaia.
- Calibrar e validar o modelo hidrológico distribuído (MHD-INPE) para a bacia do Tocantins-Araguaia.
- Analisar os resultados do modelo MHD-INPE para os diferentes estimadores de precipitação por satélite, bem como a medida observada de precipitação comparando com a vazão observada.
- Implementar o modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional (SREM2D), a fim de gerar diversas realizações de um mesmo campo de precipitação (escala diária) com os mesmos padrões estatísticos

das diferenças entre os dados estimados por satélite e as observações *in situ* (pluviômetros).

- Examinar a propagação das incertezas (propagação de erro) através das estimativas de precipitação por conjuntos na transformação de chuva-vazão para bacias de diferentes tamanhos (com área de drenagem variando de 5.230 à 764.000 km²), identificando situações em que as estimativas possuem melhor desempenho.
- Analisar o potencial de utilização das estimativas de precipitação por conjuntos na simulação de vazão para o monitoramento hidrológico em tempo real na bacia do Tocantins-Araguaia e sua possível aplicação para as outras bacias.

1.3 Justificativa

Estudos que avaliem as estimativas de precipitação por satélites e o uso da técnica por conjuntos são de fundamental importância na qualidade da simulação de modelos hidrológicos distribuídos chuva-vazão, cujos resultados são fortemente dependentes da distribuição espacial e temporal da chuva. Portanto, sem nenhuma perspectiva de dúvida, a grande motivação deste trabalho foram as possíveis aplicações hidrológicas influenciarem diretamente a sociedade com grande potencial de impacto socio-econômico. Dentre essas aplicações destacam-se o monitoramento de cheias e estiagens, o alerta à defesa civil, transporte e navegação, o setor elétrico, o controle de cheias e regularização de vazões máximas e mínimas, e a disponibilidade hídrica para abastecimento e irrigação.

Os capítulos subsequentes desta tese estão organizados da seguinte maneira:

- Capítulo 2: Este capítulo aborda, por meio de uma breve revisão bibliográfica, os principais temas desta tese. A Seção 2.1 é destinada à apresentação de alguns estudos realizados a respeito da bacia do Tocantins-Araguaia. A Seção 2.2 expõe os principais estudos realizados em estimativa de precipitação por satélite, considerando os diversos centros operacionais em torno do globo que fornecem esses produtos. Finalmente, a Seção 2.3 apresenta os principais estudos de modelagem hidrológica.
- Capítulo 3: Neste capítulo é feita uma descrição detalhada dos materiais e métodos utilizados nesta pesquisa. A Seção 3.1 apresenta a área de estudo

escolhida, destacando os aspectos fisiográficos e a climatologia da mesma. Já a Seção 3.2 apresenta os dados hidrometeorológicos, de relevo, de solo, de vegetação e de estimativa de precipitação por satélite escolhidos para serem utilizados nesta pesquisa. Por fim, a Seção 3.3 apresenta os métodos aplicados nesta pesquisa, incluindo as métricas de avaliação utilizadas.

- Capítulo 4: Neste capítulo são aplicadas as diversas ferramentas descritas no Capítulo 3 sobre a área de estudo escolhida, para atingir os objetivos específicos listados anteriormente. São abordados alguns problemas e limitações, do ponto de vista prático e científico, como também as dificuldades encontradas no tratamento das incertezas nas estimativas de precipitação por satélite e simulação de vazões.
- Capítulo 5: Com base nas análises realizadas no Capítulo 4, neste capítulo serão apresentadas as conclusões obtidas.
- Capítulo 6: Após sumarizar os resultados obtidos e apresentar as conclusões obtidas com a realização desta pesquisa, serão apresentadas algumas sugestões para trabalhos futuros.
- Apêndice A: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta as áreas de drenagens à montante de cada sub-bacia avaliada neste estudo.
- Apêndice B: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta os hidrogramas dos períodos de calibração e validação do modelo hidrológico.
- Apêndice C: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta os hidrogramas utilizando os dados de estimativa de precipitação por meio de satélites como forçantes do modelo hidrológico.
- Apêndice D: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta os hietogramas utilizando os conjuntos de precipitação gerados por meio do modelo SREM2D.
- Apêndice E: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta os hidrogramas utilizando os conjuntos de precipitação gerados por meio do modelo SREM2D como forçantes do modelo hidrológico.

- Apêndice F: Para auxiliar na discussão dos resultados apresentados no Capítulo 4, esse apêndice apresenta os intervalos de variação dos parâmetros calibrados do modelo hidrológico, assim como também os parâmetros calibrados do mesmo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Inundações na bacia do Tocantins-Araguaia

No Brasil, eventos de inundação são a principal causa de desastres naturais. Como consequência do desastre natural que atingiu o Estado do Rio de Janeiro em 2011 (DOURADO et al., 2012), o governo brasileiro concebeu o Plano Nacional de Gestão de Riscos e Resposta à Desastres Naturais com o objetivo de reduzir o número de vítimas e os prejuízos sócio-econômicos decorrentes de desastres naturais.

Entre os desastres naturais que afetam o Brasil, cerca de 59% estão relacionados a inundações (incluindo inundações graduais e bruscas), enquanto 11% estão relacionados a deslizamentos de terra (PINHEIRO, 2007). Assim sendo, o Plano Nacional prevê, entre outras, ações de prevenção a riscos de deslizamentos e enxurradas por meio de monitoramento e alerta em 821 municípios sujeitos a esse tipo de fenômeno.

A bacia do Tocantins-Araguaia é marcada, especificamente, por eventos críticos de inundação que ocorrem frequentemente em extensas áreas de várzea e planícies de inundação. A parte oeste da bacia compreende cerca de 70% das áreas inundáveis da bacia do rio Araguaia, contra 30% de áreas inundáveis na porção leste da bacia do rio Tocantins (MI; OEA, 1982).

De acordo com Santos (2008), as maiores cheias ocorreram nos anos de 1978, 1979, 1980 e 1990, onde os níveis hidrométricos do rio Tocantins, em Marabá, registraram valores acima de 14,00 m, sendo que a cota de extravasamento é de 10,00 m. A maior cheia já registrada na bacia do Tocantins-Araguaia ocorreu no ano de 1980, atingindo a marca histórica de 17,42 m. De acordo com os dados do Sistema Integrado de Informações sobre Desastres (S2ID) da Defesa Civil Nacional, os municípios de Marabá, Jacundá, Itupiranga, Tucuruí e Baião decretaram situação de emergência em 25 de fevereiro de 1980.

Atualmente, o Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) monitora cerca de 30 municípios com risco hidrológico, localizados na bacia do Tocantins-Araguaia, que fazem parte dos municípios incluídos no Plano Nacional de Gestão de Riscos e Resposta à Desastres Naturais (Figura 2.1(a)), os quais possuem vulnerabilidade à inundações. A Figura 2.1(b) mostra a distribuição espacial dos trechos vulneráveis à inundações. De acordo com a Agência Nacional de Águas (ANA), esses trechos foram classificados em alto (vermelho), médio (amarelo) e baixo (verde).

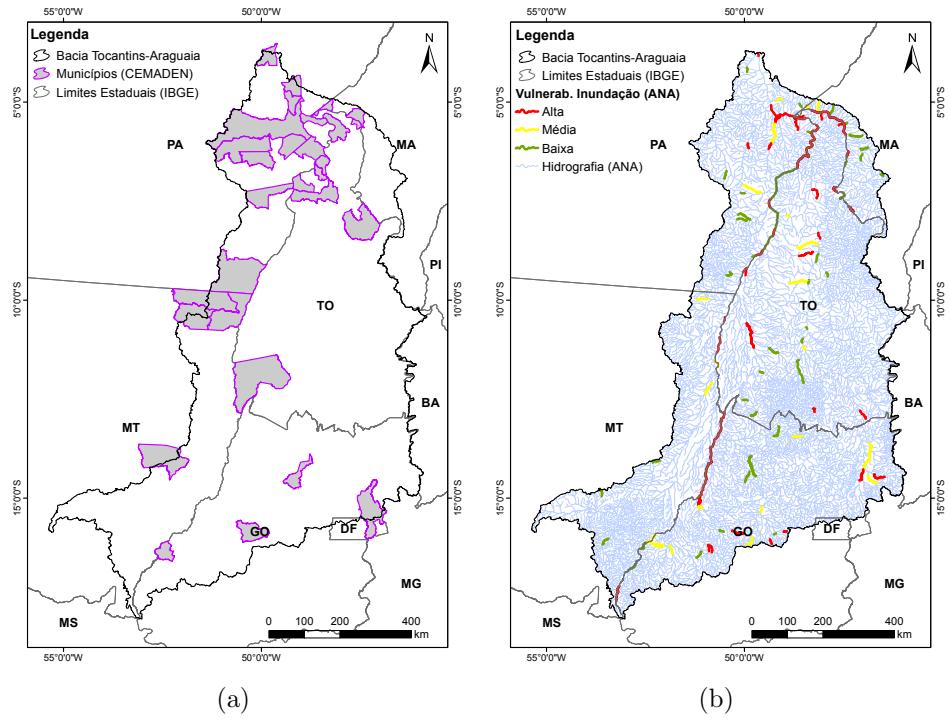


Figura 2.1 - Distribuição espacial dos (a) municípios monitorados pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) e dos (b) trechos vulneráveis à inundação na bacia do Tocantins-Araguaia. Em (a) polígonos com contorno na cor roxo e preenchidos na cor cinza representam os municípios monitorados pelo CEMADEN. Em (b) linhas na cor vermelho representam trechos de alta vulnerabilidade, amarelo média, verde baixa e azuis representam a hidrografia fornecida pela Agência Nacional de Águas (ANA).

2.2 Estimativa de precipitação por satélite

As estimativas de precipitação por satélite tem se tornado uma excelente ferramenta para estimar precipitação em escala global. No entanto, possuem incertezas associadas em suas estimativas, sendo que as vantagens e desvantagens das estimativas de chuva por satélites brevemente apresentadas no Capítulo 1 são determinadas por meio de programas de comparação, tais como as três edições do Programa de Intercomparação de Algoritmos (API, do inglês *Algorithm Intercomparison Program*), organizado pelo Projeto Climatológico de Precipitação Global (GPCP, do inglês *Global Precipitation Climatology Project*), por meio do Programa Mundial de Pesquisas Climáticas (WCRP, do inglês *World Climate Research Programme*), assim como também as três edições do Projeto de Intercomparação da Precipitação Wet-Net (PIP, do inglês *WetNet Precipitation Intercomparison Project*).

Ebert e Manton (1998) avaliaram diversos algoritmos de estimativa de precipita-

ção por satélite sobre o oceano Pacífico ocidental equatorial durante o Experimento de Resposta do Acoplamento Oceano-Atmosfera na Atmosfera Global e no Oceano Tropical (TOGA COARE, do inglês *Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*). Alguns de seus resultados mostram que, para as estimativas instantâneas de precipitação por satélites, as técnicas por meio de micro-ondas apresentaram melhor correlação quando comparadas com as técnicas no infravermelho. No entanto, ainda que os resultados sejam superiores para as técnicas de micro-ondas, devido à sua baixa resolução temporal, essas técnicas tornam-se inviável para aplicações de simulação chuva-vazão. Por outro lado, o programa Medida de Precipitação Global (GPM, do inglês *Global Precipitation Measurement*), disponibilizará um grande número de sensores micro-ondas passivos à bordo dos satélites com órbita de baixa inclinação e altitude, visando monitorar a precipitação na atmosfera, e a sua variação na região tropical, com alta resolução temporal (SMITH et al., 2007).

No estudo de Vila et al. (2009) foi desenvolvida uma técnica híbrida combinando dados do produto 3B42RT do satélite Missão de Medidas de Chuva Tropical (TRMM, do inglês *Tropical Rainfall Measuring Mission*) com dados de pluviômetros sobre América do Sul. Essa metodologia, chamada de CoSch (do inglês *Combined Scheme*), mostrou um desempenho superior aos algoritmos 3B42RT e 3B42V6 do TRMM.

Fensterseifer (2013) avaliou a qualidade das estimativas de precipitação por satélite dos produtos 3B42V6, 3B42V7 e 3B42RT do satélite Missão de Medidas de Chuva Tropical (TRMM) e pelo algoritmo CMORPH (*Climate Prediction Center MORPHing technique*) utilizando dados de precipitação observados sobre a bacia do Alto Jacuí, no estado do Rio Grande do Sul. Para isso, primeiramente foram utilizadas estatísticas de ocorrência de chuva derivadas de uma tabela de contingência clássica para validar dados de precipitação com relação à uma referência. Durante o período de estudo, o qual compreendeu os anos de 2008 e 2010, foram apresentados resultados de frações corretas médias maiores que 80% para os algoritmos avaliados. Já para a probabilidade de detecção, denominada no trabalho pelo índice H, foi encontrado valor médio igual à 60%. Todos os produtos de satélite avaliados apresentaram valores de falso alarme menores do que 13%, com exceção do 3B42RT, o qual apresentou 15% e foram considerados satisfatórios.

Recentemente, Salio et al. (2014) avaliaram os produtos de estimativas de precipitação por satélite 3B42V6, 3B42V7, 3B42RT, CMORPH, HYDROE e COSCH sobre a América do Sul. Os autores mostraram que os algoritmos híbridos, os quais

combinam informações de micro-ondas e observações de superfície, mostram melhor desempenho nas estimativas, com forte tendência à superestimar os valores extremos de precipitação superior a 70 mm. Esse efeito é fortemente evidenciado no norte e centro da Argentina e sul do Brasil.

Assim como discutido por Guetter et al. (1996), a melhoria de estimativas de precipitação utilizando dados de sensoriamento remoto poderia beneficiar sistemas de apoio à decisão para a operação e controle das principais bacias hidrográficas e dos sistemas de recursos hídricos. Dessa forma demonstrando a importância das estimativas de precipitação por satélite na modelagem hidrológica.

O estudo realizado por Goncalves et al. (2006) investigou a qualidade de alguns dos produtos de precipitação por meio de satélites sobre a América do Sul com o intuito de ser um estudo precursor de uma possível implementação de sistema de assimilação de dados de superfície na América do Sul (SALDAS, do inglês *South America Land Data Assimilation System*). Para isso, fez-se uso de três produtos de satélite: Estimativa de Precipitação por Sensoriamento Remoto utilizando Redes Neurais Artificiais (PERSIANN, do inglês *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks*, Sorooshian et al. (2000)); do Serviço Nacional de Informação, Dados e Satélites Ambientais (NESDIS, do inglês *National Environmental Satellite, Data and Information Service*); e do TRMM. Assim como também foram avaliadas as previsões numéricas de tempo obtidas por meio do modelo Eta implementado no CPTEC/INPE. O período de estudo escolhido foi o ano 2000. Nesse estudo, os autores encontraram que os produtos de precipitação por satélite apresentaram dificuldades em representar as áreas e as magnitudes das precipitações e o produto de previsões de precipitação do modelo Eta foi o que apresentou melhor qualidade com relação aos produtos avaliados.

2.3 Incertezas nas estimativas de precipitação por satélites na modelagem hidrológica

Embora existam várias fontes de incertezas que afetam a precisão da resposta hidrológica em bacias hidrográficas, a precipitação é sem dúvida uma das principais fontes de incertezas (KRZYSZTOFOWICZ, 1999; KRZYSZTOFOWICZ, 2001; HOSSAIN et al., 2004; HOSSAIN et al., 2004; KAVETSKI et al., 2006a; KAVETSKI et al., 2006b; NIKOLOPOULOS et al., 2010). O estudo de Syed et al. (2004) mostrou que cerca de 70 à 80% da variabilidade observada no ciclo hidrológico terrestre é, de fato, atribuído à chuva. A qualidade da representação dos processos hidrológicos em modelos matemáticos dependem da qualidade dos dados que são utilizados como forçante. As

estimativas de precipitação por satélite na modelagem hidrológica, vem sendo estudadas e a qualidade das simulações de vazão ficam comprometidas quando os dados que forçam o modelo são inadequados, mesmo em modelos com uma representação física adequada dos principais processos hidrológicos. Isso posto, fica claro que a qualidade dos dados de precipitação é determinante na qualidade das estimativas de vazão.

Yilmaz et al. (2005) investigaram o uso das estimativas de precipitação a partir de informações de sensoriamento remoto utilizando o algoritmo PERSIANN, na previsão de vazões com um modelo hidrológico concentrado sobre várias bacias de médio porte no sudeste dos Estados Unidos da América. A análise apresentada indica que a simulação de vazões utilizando o produto PERSIANN é dependente da sazonalidade e do tamanho da bacia, o que acaba por prejudicar as simulações de vazões em um modelo hidrológico concentrado. No entanto, foi demonstrado melhor desempenho do modelo hidrológico utilizando dados de estimativa de precipitação por satélite, quando o modelo hidrológico é calibrado com dados de satélites.

Em um estudo similar, Artan et al. (2007) avaliaram um produto de chuva por satélite para a simulação de vazão por meio de um modelo hidrológico distribuído espacialmente, dividido em quatro sub-bacias dos rios Nilo e Mekong. Os resultados mostraram uma melhor qualidade dos dados de precipitação por sensoriamento remoto na modelagem hidrológica, quando o modelo hidrológico foi calibrado com dados de satélite.

Su et al. (2008) avaliaram a utilidade do 3B42V6 do TRMM para aplicação hidrológica na Bacia do Prata por meio da comparação com a aferição de dados disponíveis e um modelo hidrológico semi-distribuído. Os resultados indicaram que a média de estimativas ao longo da bacia utilizando o 3B42V6 coincidiram de forma considerável com os dados do indicador de grade em escalas de tempo mensal. Os autores sugerem que isso provavelmente ocorre devido ao fator de ajuste no produto 3B42V6. Esse acerto, porém é reduzido na escala de tempo diária, com bias positivo significativo nos altos índices de precipitação. Segundo os autores, o algoritmo 3B42V6 apresentou um bom desempenho ao simular a variabilidade de vazões em escalas de tempo sazonal e interanual, no entanto picos diários contém viés positivo.

No Brasil, os estudos de Collischonn (2006) e Collischonn et al. (2008) podem ser considerados como os pioneiros a avaliar a qualidade das estimativas de precipitação por satélite na modelagem hidrológica de chuva-vazão. Collischonn (2006) utilizaram o algoritmo 3B42V6 como dados de inicialização do Modelo hidrológico de Grandes

Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (MGB-IPH) a fim de verificar a sua eficácia na simulação de vazões sobre as bacias do rio São Francisco até a Usina Hidrelétrica de Três Marias, a qual apresenta densa rede pluviométrica, e a bacia do rio Tapajós, a qual apresenta baixa densidade de dados observados. Em ambas as bacias os dados estimados por satélite superestimaram sistematicamente as precipitações médias nas estações secas, no entanto, a superestimativa não foi muito acentuada. Nos meses úmidos o comportamento apresentou-se aleatório, com leve tendência à subestimar as precipitações médias sobre a bacia. Os resultados obtidos pelo autor mostram ainda que as simulações utilizando dados de estimativa de precipitação por satélite foram satisfatórias, porém na maioria dos casos o desempenho foi inferior para o modelo simulado com dados de satélite, mostrando que o resultado obtido pela chuva observada é o meio mais confiável de quantificar a precipitação, mostrando as incertezas associadas as estimativas de chuva por satélite.

Em de Araújo (2006) e de Araújo e Guetter (2007), foi avaliada a sensibilidade das estimativas de vazões às estimativas de precipitação por satélite na bacia do rio Iguaçu até o município de União da Vitória, no estado do Paraná, utilizando estimativa de precipitação por satélite do algoritmo CMORPH como dados de entrada do modelo hidrológico 3R (*Rainfall-Runoff-Routing*). Os resultados obtidos pelos autores mostram que a resposta do modelo hidrológico depende significativamente do tipo de dado de entrada utilizado no modelo hidrológico e que o algoritmo CMORPH apresentou viés positivo (isto é, superestimou a chuva média), causando mais rapidamente a saturação da bacia, desta forma aumentando os picos dos hidrogramas. Além disso, a inclusão da atualização de estado no modelo hidrológico, com assimilação da vazão observada, atenua as incertezas nas simulações de vazões ocasionadas pelas estimativas de chuvas por satélite, produzindo modelagem com qualidade equivalente à obtida pelo modelo hidrológico quando utiliza somente dados observados por pluviômetros.

Quiroz Jiménez (2011) avaliou as estimativas de precipitação por satélite dos algoritmos 3B42V6, 3B42RT e CMORPH como variável de entrada do modelo hidrológico MGB-IPH. Simulações diárias foram realizadas sobre a bacia do rio Huallaga, no Peru e sobre a bacia do rio Amazonas. Resultados mostram que, para a bacia do rio Huallaga as simulações forçadas com dados estimados por satélite conseguiram simular os períodos secos e chuvosos, porém foram detectadas algumas tendências nas subestimativas. O algoritmo 3B42V6 subestimou os picos, enquanto o CMORPH conseguiu ajustar melhor as vazões observadas, obtendo melhor desempenho. Para a bacia do rio Amazonas, o 3B42V6 apresentou o melhor ajuste das vazões má-

ximas nas estações da porção centro-sul da bacia. Os resultados foram inferiores para a bacias de cabeceira e os autores indicam que isso ocorre devido a topografia complexa.

Embora os estudos citados acima e na Seção 2.2 forneçam informações valiosas para os desenvolvedores de produtos de estimativa de precipitação por satélite, assim como também apresentem aos seus usuários o que esperar ao utilizar esses produtos, os mesmos somente reportam erros de estimativa de precipitação em termos de medidas estatísticas gerais (*e.g.*, viés e erro quadrático médio) e/ou medidas de ocorrência (*e.g.*, probabilidade de detecção, taxa de falso alarme, etc), porém não quantificam as incertezas associadas aos produtos de estimativa de precipitação por satélite (como por exemplo em Huffman (1997), Tian et al. (2009), Sapiano e Arkin (2009), Anagnostou et al. (2010)).

Dentro desse contexto, Hossain e Anagnostou (2006a) propuseram uma metodologia para estimar esses erros. Um modelo robusto de erro de estimativa de precipitação por satélite estocásticos espaço-temporal que simula conjuntos de campos de precipitação, tornando possível analisar a propagação desses conjuntos de precipitação na simulação de vazões. Os autores argumentaram que, devido à incerteza na delimitação das áreas de chuva e não chuva, é necessária uma formulação de modelos de erro de precipitação para escalas de espaço e tempo hidrológicamente relevantes. O modelo estocástico de propagação de erro multidimensional das estimativas de precipitação por satélite (SREM2D), desenvolvido por Hossain e Anagnostou (2006b), caracteriza a estrutura espacial da delimitação de áreas de chuva e não-chuva, a dinâmica temporal do viés da estimativa de precipitação e a variabilidade espacial do erro de estimativa das taxas de chuva. Esse modelo de erro possui melhor desempenho no que diz respeito à preservação da estrutura de erro de escala. Posteriormente, esse modelo foi extensivamente testado por diversos autores, como por exemplo: Gebremichael et al. (2011), Maggioni et al. (2011), Maggioni et al. (2013) e Gebregiorgis e Hossain (2014).

Estudos recentes investigaram a propagação do erro das estimativas de precipitação por satélites em simulações de modelos hidrológicos. Hong et al. (2006) propuseram uma metodologia para quantificar a propagação de erros de precipitação na vazão prevista com um modelo hidrológico conceitual chuva-vazão sobre uma bacia no Mississippi. Um exemplo de estudo aplicado na América do Sul é o de Demaria et al. (2013), no qual os autores avaliam o efeito do erro de amostragem na simulação de grande eventos de inundação. Para isso, utilizam campos de precipitação sintéticos

perturbados utilizando uma abordagem de Monte Carlo. A bacia escolhida para estudo foi a bacia do Iguaçu, localizada no sudeste da América do Sul. Nesse estudo encontrou-se que erros sem viés em campos de precipitação perturbados introduzem viés nos fluxos e estados hidrológicos simulados. Assim como também encontrou-se que os erros na precipitação afetam a magnitude e o volume dos picos dos eventos, mas não modificam a média e a variância estatística dos mesmos, indicando que as não linearidades do sistema hidrológico preservam as propriedades estatísticas das maiores descargas na bacia.

No estudo de Nikolopoulos et al. (2010) foram analisadas algumas bacias de pequena escala, localizadas no noroeste dos Alpes da Itália, as quais variam entre 100 e 1.200 km² e concluíram que o uso de produtos de precipitação por satélite para a simulação de inundação depende fortemente da área de captação e da resolução do produto. Além disso, Maggioni et al. (2013) investigaram a capacidade do SREM2D em corrigir os erros por conjuntos para melhorar as simulações de vazão com base nas estimativas de precipitação por satélite pelos algoritmos 3B42RT, CMORPH e PERSSIAN, a fim de caracterizar a variabilidade do erro dessas simulações na bacia do rio Tar-Pamlico localizado no sudeste dos Estados Unidos. Os autores observaram que, tanto para as menores quanto para as maiores bacias, os conjuntos de chuva SREM2D estavam mais próximos da chuva de referência MPE (do inglês, *Multisensor Precipitation Estimates*) do que os produtos de satélite sem correção, e que na maioria dos casos, os conjuntos SREM2D envolveram a precipitação de referência. Nas simulações de escoamento, para a bacia menor, os conjuntos de vazões foram capazes de envolver a simulação de vazão de referência, bem como as vazões observadas para os três produtos de precipitação por satélite.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

3.1.1 Aspectos fisiográficos

A bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia situa-se na região tropical do Brasil, possui área de drenagem de aproximadamente 764.000 km² até a Usina Hidrelétrica de Tucuruí. Possui configuração alongada na direção sul-norte, seguindo a direção dos dois rios principais: Araguaia e Tocantins.

O rio Tocantins é formado pelos rios Maranhão e das Almas, nasce no norte do estado de Goiás, próximo ao Distrito Federal, a cerca de mil metros de altitude, fluindo na direção norte por cerca de 2.400 km. O primeiro trecho corresponde ao Alto Tocantins (1.100 km); o segundo trecho à jusante é denominado Médio Tocantins (900 km) e, o trecho final, à jusante da foz do rio Araguaia, é denominado Baixo Tocantins (MMA, 2005). O rio Araguaia é o principal tributário do rio Tocantins, nasce nos altiplanos que dividem os estados do Mato Grosso e Goiás. O mesmo possui extensão de aproximadamente 2.600 km, no qual está situada a Ilha do Bananal, a maior ilha fluvial do mundo.

A bacia do rio Tocantins é caracterizada por uma topografia suave em sua maior parte. A Figura 3.1 mostra a topografia na região da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. Por meio dessa figura, pode-se observar que a mesma apresenta nas cabeceiras altitudes superiores à 1.000 m. Nessa mesma figura é possível observar que as coordenadas geográficas da bacia estão compreendidas entre as latitudes de 20°S à 0° e longitudes de 60°O à 45°O, abrangendo o estado do Tocantins, parte dos estados de Goiás, Mato Grosso e Maranhão. Com isso, a mesma pode ser considerada como uma bacia de grande porte, ocupando cerca de 9% do território nacional.

3.1.2 Aspectos Climatológicos

A bacia do Tocantins-Araguaia, fica situada na zona de transição entre a região amazônica, a qual é quente e úmida, e a região nordeste, influenciada pelos alísios de sudeste do anticiclone do oceano Atlântico Sul. Esses alísios são responsáveis pelas precipitações noturnas ao longo do litoral nordestino. Devido à sua grande extensão territorial, a bacia é influenciada por diferentes sistemas que atuam na região de estudo, entre eles: a zona de convergência intertropical, os sistemas frontais, as linhas de instabilidade e a zona de convergência do oceano Atlântico Sul (MARENGO; NOBRE, 2009).

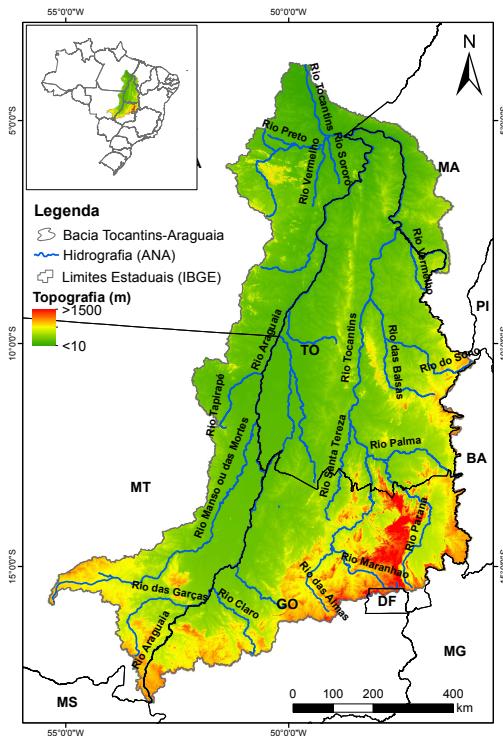


Figura 3.1 - Localização, divisão administrativa do Brasil e distribuições espaciais da topografia e dos principais rios da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A unidade de topografia é m.

De acordo com MMA (2005), de forma geral, as temperaturas médias anuais na bacia do Tocantins-Araguaia não variam muito, porém tendem a aumentar mais na região norte da bacia, variando de 22,5°C para 26,4°C, sendo a precipitação média anual de aproximadamente 1.869 mm.

Alvares et al. (2013) recentemente reclassificaram os regimes climáticos para o Brasil utilizando os critérios propostos por Köppen (1936). Essa classificação é representada na Figura 3.2 para o Brasil e para a bacia dos rios Tocantins e Araguaia. De acordo com a metodologia citada, os regimes climáticos na bacia do Tocantins-Araguaia são classificados em: (i) clima tropical úmido (Af); (ii) clima de monção (Am); (iii) clima tropical com estação seca de inverno (Aw); (iv) clima subtropical úmido com inverno seco e verão quente (Cwa); e (v) clima subtropical úmido com inverno seco e verão temperado (Cwb).

De acordo a Figura 3.2, observa-se que uma pequena porção de área do baixo Tocantins é caracterizada pelo clima Af. Esse é caracterizado pelas elevadas temperaturas médias anuais superiores a 26°C e pelo alto valor de precipitação total anual, su-

rior a 2.000 mm. Em parte do médio e baixo Tocantins, uma parte da área da bacia caracteriza-se pelo clima monçônico, onde a precipitação total anual varia de 1.700 à 2.500 mm, com temperatura média anual entre 20 e 28°C. O clima Aw, abrange quase a totalidade da área de estudo, sendo a variação da precipitação total anual entre de 1.300 e 1.900 mm e temperatura média anual entre 19 e 20°C. Os climas Cwa e Cwb representam a menor porção da bacia no alto Tocantins.

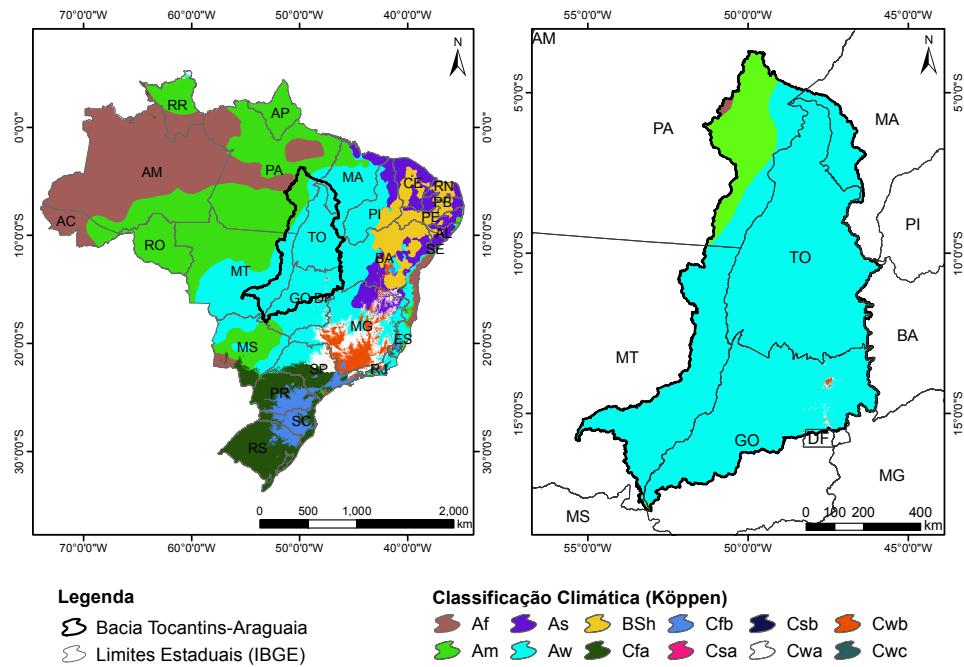


Figura 3.2 - Divisão administrativa do Brasil e regimes climáticos de Köppen (1936) presentes no Brasil e um recorte ampliado sobre a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia mostrando os regimes presentes na bacia com relação às regiões que apresentam: (i) clima tropical úmido (Af); (ii) clima de monção (Am); (iii) clima tropical com estação seca de inverno (Aw); (iv) clima subtropical úmido com inverno seco e verão quente (Cwa); e (v) clima subtropical úmido com inverno seco e verão temperado (Cwb).

Fonte: Adaptada de Alvares et al. (2013).

A variabilidade anual da precipitação acumulada é não uniforme, variando de 1.200 à 2.200 mm ao ano, com os menores valores no Alto Tocantins-Araguaia e na faixa leste da bacia do rio Tocantins. A Figura 3.3 apresenta a precipitação média total anual observada por pluviômetros durante o período de 1970 à 2011. Para obter essa figura, foram gerados campos espaciais de precipitação por meio de interpolação de pluviômetros em uma grade regular com resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e posteriormente

realizada a média anual acumulada. Nessa figura, nota-se a ocorrência dos maiores valores de precipitação situados no centro e na foz da bacia, correspondendo à 2.000 mm. Já no Alto Tocantins-Araguaia a média anual corresponde à 1.200 mm.

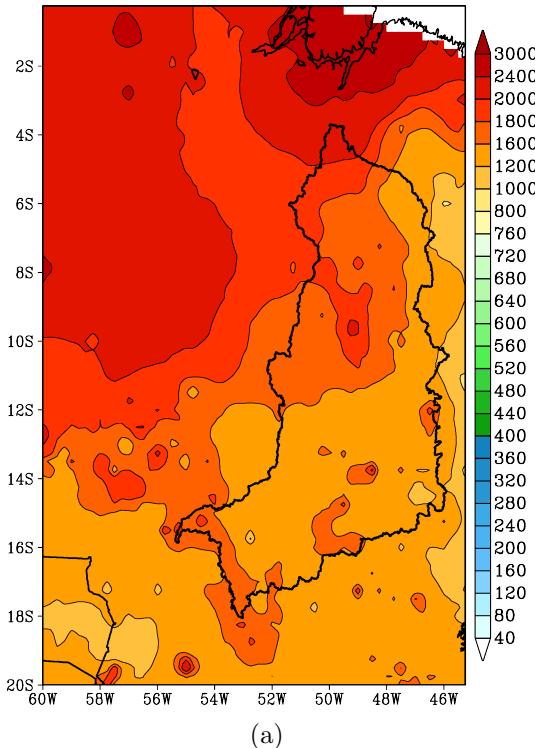


Figura 3.3 - Distribuição espacial da climatologia anual da precipitação acumulada observada por pluviômetros durante o período de 1970 à 2011. A unidade da precipitação é mm.

A bacia possui períodos chuvosos e secos bem definidos, a estação chuvosa começa aproximadamente na segunda quinzena de outubro e finaliza na primeira quinzena de maio. Utilizando a mesma abordagem utilizada anteriormente para mostrar a precipitação acumulada anualmente, realizou-se o mesmo para dois períodos distintos, as estações chuvosas e secas. Com isso, para a estação chuvosa considerou-se a média do período compreendido entre 15 de outubro à 14 de maio do ano posterior desde 1970 até 2010 e para a estação seca considerou-se a média do período compreendido entre 15 de maio à 14 de outubro desde 1971 até 2011. A Figura 3.4 apresenta as distribuições espaciais acumuladas observadas por pluviômetros para as estações chuvosas e secas. Nota-se na Figura 3.4(a) que a distribuição espacial da precipitação acumulada média durante as estações chuvosas apresenta uma distribuição semelhante ao padrão apresentado no acumulado anual, porém menor com menor

gradiente meridional da precipitação sobre a bacia, variando de 1.000 à 1.800 mm. Já para as estações secas, representadas na Figura 3.4(b), a mesma varia de 160 à 800 mm e possui forte gradiente meridional de precipitação de norte para sul.

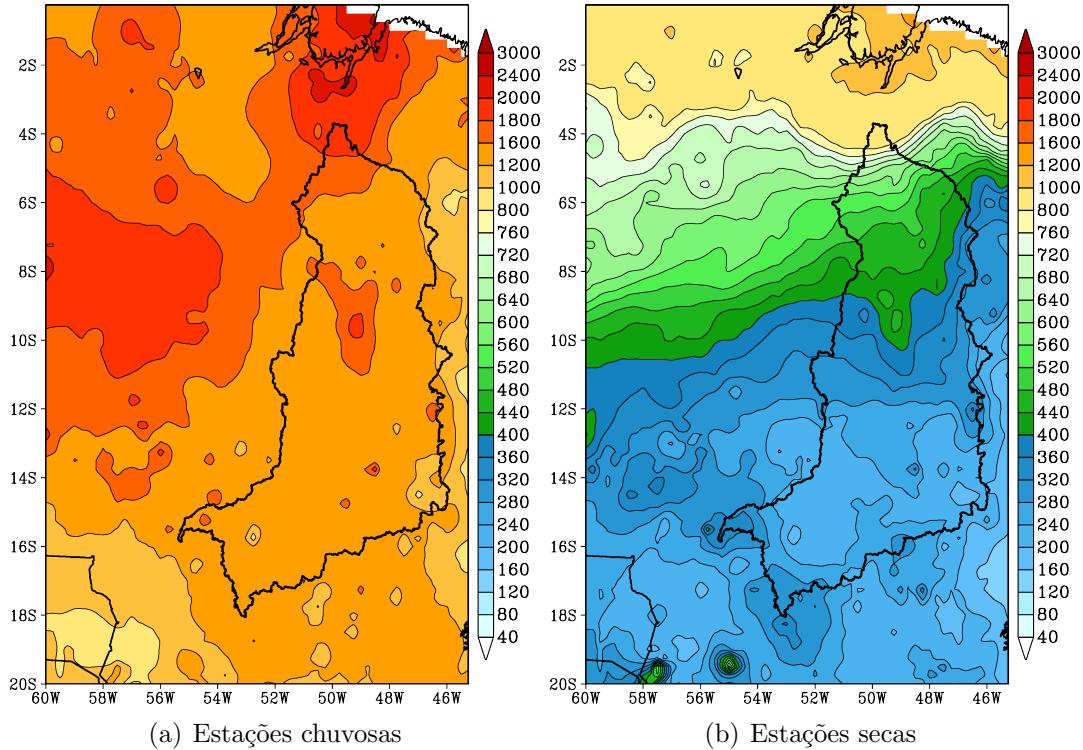


Figura 3.4 - Distribuições espaciais das climatologias das precipitações acumuladas observadas por pluviômetros durante o período de 1970 à 2011, para as: (a) estações chuvosas, compreendida pelo período de 15 de outubro à 14 de maio do ano posterior; e (b) estações secas, compreendida pelo período de 15 de maio à 14 de outubro. A unidade da precipitação é mm.

Sombroek (2001) avaliou a distribuição espacial do número de meses consecutivos com limiares de precipitação inferior à 100 mm para a bacia amazônica, extensivo à bacia do Tocantins-Araguaia. Baseado nessa análise infere-se que o período seco é mais longo no alto Tocantins-Araguaia e na porção nordeste da bacia. Ambas regiões apresentam entre 6 e 7 meses consecutivos de precipitação mensal inferior à 100 mm. Por conseguinte, a estação chuvosa é mais longa no restante da bacia do Tocantins-Araguaia, onde observa-se de 4 à 5 meses consecutivos de precipitação mensal inferiores à 100 mm.

De acordo com a Figura 3.5, observa-se que a vazão média mensal na estação de Tucuruí segue o comportamento da precipitação média mensal na área de drenagem

da bacia do Tocantins-Araguaia, porém com defasagem nos máximos entre elas. O máximo de precipitação ocorre em fevereiro e o de vazão em abril, o que indica que o tempo de retardo entre os máximos de precipitação e vazão é de aproximadamente dois meses. A maior disponibilidade hídrica ocorre principalmente nos meses de fevereiro à abril, onde especificamente na foz da bacia (estação Tucuruí) as maiores vazões médias mensais ocorrem no mês de abril, de aproximadamente $25.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, e as menores vazões ocorrem nos meses de setembro a outubro.

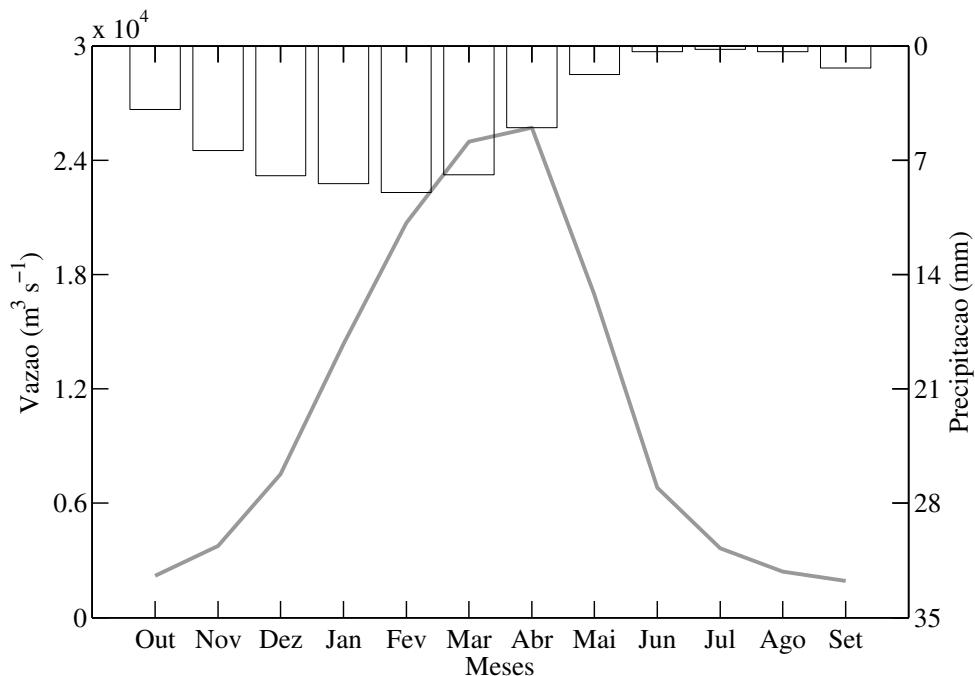


Figura 3.5 - Precipitação média mensal na área de drenagem da bacia do Tocantins-Araguaia (barras) e vazão média mensal na estação Tucuruí (curva) para o ano hidrológico, durante o período de 2000 à 2011. As unidades da precipitação é mm e da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$.

3.2 Dados

Neste trabalho foram utilizados dados hidrometeorológicos, estimativas de chuva por satélite, mapas de relevo, de solo, de vegetação, de uso e de cobertura da terra, os quais são descritos nas seções subsequentes.

3.2.1 Dados hidrometeorológicos

O conjunto de dados hidrometeorológicos utilizados neste estudo abrange o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2011, totalizando aproximadamente

12 anos de dados. Foram utilizados dados diários de precipitação de 299 estações pluviométricas, sendo apenas 57 automáticas e 242 convencionais. A Figura 3.6(a) apresenta a distribuição espacial das estações pluviométricas situadas na Bacia do Tocantins-Araguaia. Nessa figura, pontos vermelhos e azuis representam as estações automáticas e convencionais, respectivamente. Dados diários de temperatura, velocidade do vento, umidade relativa, pressão à superfície e radiação de 52 estações meteorológicas, assim como também 19 estações hidrológicas, contidas na bacia do Tocantins-Araguaia são apresentados na Figura 3.6(b). Nessa figura, pontos vermelhos representam as estações hidrológicas e triângulos verdes as estações meteorológicas. Para gerar campos mais consistentes por meio de interpolação, foram consideradas estações situadas fora da área de drenagem da bacia e compreendidas na área entre as latitudes de 0° à 20°S e longitudes de 60°O à 45°O. Maiores detalhes com relação à interpolação dos dados realizada neste trabalho serão fornecidos na Seção 3.3.1.1. Esses dados foram obtidos no banco de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) que recebe, processa e armazena diversas fontes de dados, provenientes de diferentes centros estaduais, federais e de iniciativa privada no Brasil, tais como: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional de Águas (ANA), Cargill, Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) e Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE).

A Tabela 3.1 apresenta a localização das 19 estações hidrológicas contidas na bacia do Tocantins-Araguaia. Essa tabela apresenta a codificação utilizada pela ANA para identificar cada uma das estações, assim como também o nome, o rio e sub-bacia a qual pertence, coordenadas geográficas (somente latitude e longitude) e área de drenagem à montante do estação. Com o intuito de auxiliar nas análises que serão realizadas posteriormente, as distribuições espaciais das áreas de drenagem à montante para cada uma das sub-bacias são apresentadas no Apêndice A.1. É importante ressaltar que a unidade da área de drenagem é km², com isso nota-se que a bacia do Tocantins-Araguaia apresenta uma diversidade com relação aos tamanhos das sub-bacias, com áreas de drenagem que podem ser consideradas desde pequeno a grande porte. Os dados diários de cota e vazão para as 19 estações hidrológicas contidas na bacia do Tocantins-Araguaia foram obtidos junto ao banco de dados da ANA. Devido à existência da Usina Hidrelétrica de Tucuruí, situada na foz da bacia escolhida neste trabalho, fez-se necessário a utilização de dados naturalizados pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS). Os 19 postos fluviométricos foram escolhidos de acordo com a disponibilidade de dados das séries temporais de vazão para o período de estudo e de acordo com a distribuição espacial dos postos na bacia, os quais foram utilizados na calibração e validação do modelo hidrológico.

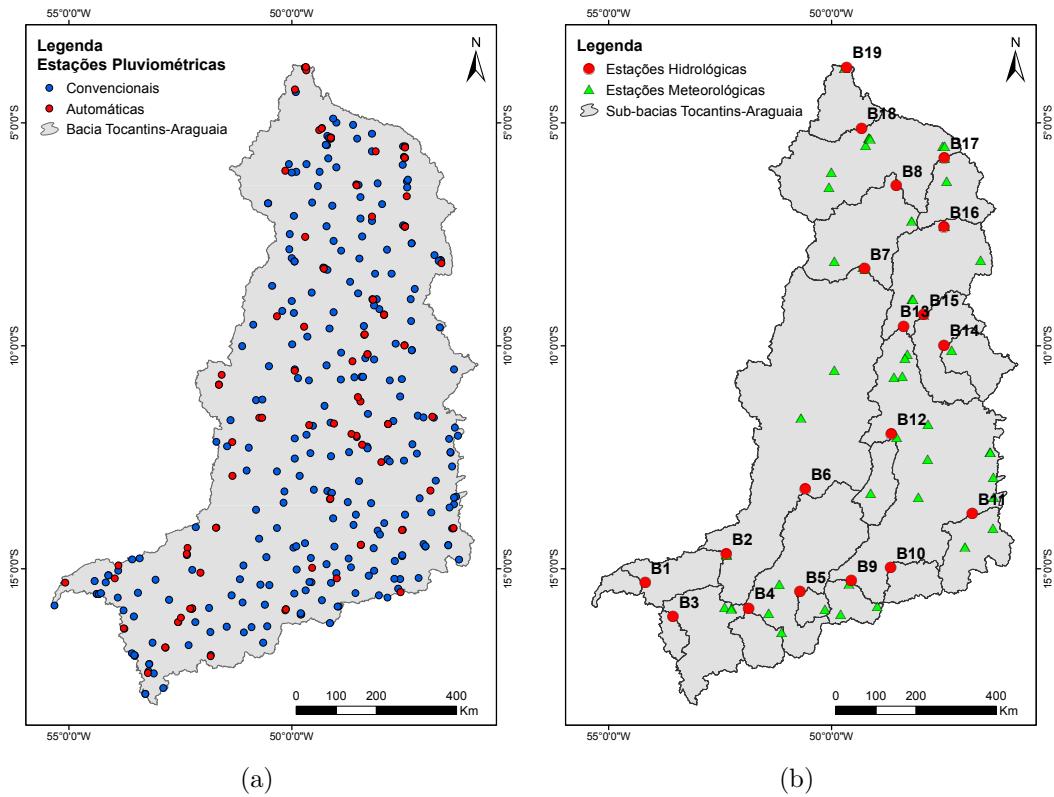


Figura 3.6 - Distribuições espaciais das estações (a) pluviométricas (automáticas e convencionais) e (b) meteorológicas e hidrológicas situadas na bacia do Tocantins-Araguaia. Em (a) pontos vermelhos representam estações automáticas e pontos azuis as estações convencionais. Em (b) pontos vermelhos representam as estações hidrológicas e triângulos verdes as estações meteorológicas.

Maiores detalhes com relação à calibração e validação do modelo hidrológico serão apresentados na Seção 3.3.5.

Tabela 3.1 - Localização das estações hidrológicas da Agência Nacional de Águas (ANA).

Sub-bacia	Código da ANA	Nome da estação	Nome do rio	Longitude (°O)	Latitude (°S)	Área de drenagem (km²)
B1	26040000	Rio das Mortes	Rio das Mortes	54,1758	15,3147	5.230
B2	26100000	Xavantina	Rio das Mortes	52,3550	14,6725	25.300
B3	24500000	Tesouro	Rio das Garças	53,5475	16,0778	5.280
B4	24800000	Peres	Rio Caiapó	51,8528	15,8897	12.000
B5	25130000	Travessão	Rio Vermelho	50,7047	15,5189	5.310
B6	25950000	Luiz Alves	Rio Araguaia	50,5850	13,2097	117.000
B7	27500000	Conceição do Araguaia	Rio Araguaia	49,2594	8,2694	332.000
B8	28300000	Xambioá	Rio Araguaia	48,5422	6,4097	377.000
B9	20250000	Ceres	Rio das Almas	49,5519	15,2753	10.600
B10	20050000	Ponte Quebra Linha	Rio Maranhão	48,6739	14,9775	11.200
B11	21500000	Nova Roma (Faz. Sucuri)	Rio Paraná	46,8375	13,7625	22.600
B12	22150000	Jacinto	Rio Santa Tereza	48,6572	11,9819	13.900
B13	22500000	Miracema do Tocantins	Rio Tocantins	48,3786	9,5675	185.000
B14	22680000	Jatobá (Faz. Boa Nova)	Rio do Sono	47,4725	9,9953	16.900
B15	22900000	Porto Real	Rio do Sono	47,9292	9,3069	44.100
B16	23300000	Carolina	Rio Tocantins	47,4731	7,3375	275.000
B17	23700000	Descarreto	Rio Tocantins	47,4689	5,7894	297.000
B18	29200000	Itupiranga	Rio Tocantins	49,3242	5,1281	746.000
B19*	29700000	Tucuruí	Rio Tocantins	49,6533	3,7578	764.000

*Vazão naturalizada pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS).

3.2.2 Dados de relevo, solo e vegetação

O modelo hidrológico utilizado neste trabalho necessita de uma representação da topografia. Para isso, optou-se por utilizar os dados provenientes do Modelo Digital de Elevação (MDE) obtidos por meio da missão do ônibus espacial de topografia por radar (SRTM, do inglês *Shuttle Radar Topographic Mission*, Farr et al. (2007)), com resolução espacial de 90 metros e foram obtidos junto ao Centro de Ciências e Observação dos Recursos da Terra (EROS, do inglês *Earth Resources Observation and Science Center*) do Serviço Geológico dos Estados Unidos da América (USGS, do inglês *United States Geological Survey*). A Figura 3.7 apresenta a topografia obtida.

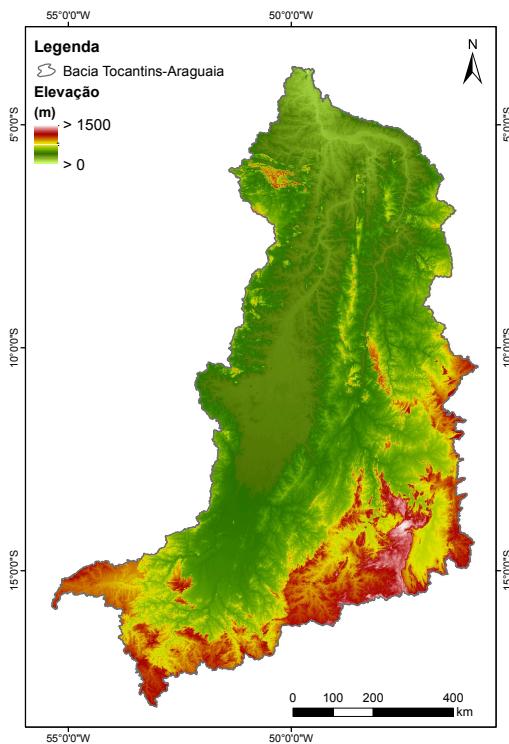


Figura 3.7 - Distribuição espacial da topografia da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A unidade de topografia é m.

Também são necessárias representações de tipos de solos e de vegetação para o modelo hidrológico. Para isso, optou-se por utilizar os mapas de solos do Brasil na escala 1:5.000.000, apresentado na Figura 3.8(a), o qual é produzido pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), em EMBRAPA (1981), enquanto que os mapas de vegetação utilizados são baseados no mapa PROVEG-INPE (SES-

TINI et al., 2002), com resolução espacial de $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ (Figura 3.8(b)), incluindo as mudanças de uso da terra do ano de 1995, estimadas por Leite et al. (2011).

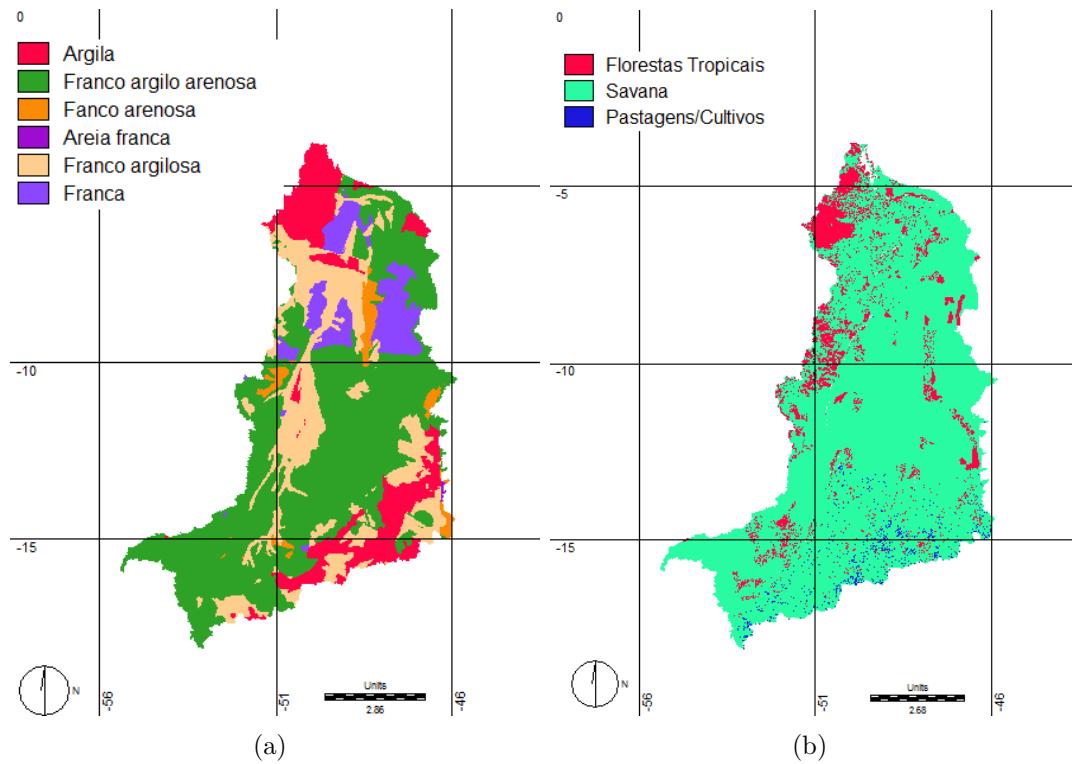


Figura 3.8 - Distribuição espacial dos (a) tipos de solo e dos (b) tipos de vegetação na bacia do Tocantins-Araguaia.

A cobertura vegetal da bacia do Tocantins-Araguaia é composta em sua maior parte de cerrado, totalizando cerca de 51%, isto é, aproximadamente metade da bacia tem cobertura vegetal arbustiva ou herbácea (savana). Restando cerca de 42,1% de cultivos e pastagens e 7,4% de florestas tropicais (árvores latifoliadas perenes). Essas porcentagens de cobertura do solo consideram o uso da terra. Com relação aos tipos de solos na área de drenagem da bacia predominam: os solos franco-argilo-arenoso (51,1%), franco argiloso (21,6%) e argiloso (14,1%).

Para as estimativas de evaporação no modelo hidrológico, foram considerados três tipos de vegetação: floresta, cerrado (savana brasileira), e pastagem, e foram utilizados os parâmetros aerodinâmicos da versão 3 do Modelo Simples da Biosfera (SIB-3, do inglês *Simple Biosphere Model*, Sellers et al. (1986)).

3.2.3 Dados de estimativa de precipitação por satélite

O conjunto de dados de estimativas de precipitação por satélite abrange o período 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, totalizando aproximadamente 3 anos de dados. Foram utilizados quatro algoritmos de estimativa de precipitação por satélite, os quais serão brevemente descritos nas seções subsequentes.

3.2.3.1 CMORPH

O *CPC MORPHing technique* (CMORPH) é um algoritmo de estimativa de precipitação desenvolvido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Essa é uma técnica que produz estimativas de precipitação global (60°N - 60°S) em resoluções temporais e espaciais elevadas. É um produto híbrido, derivado de sensores de micro-ondas a partir de satélites de órbita polar, propagados no tempo e no espaço por meio de sensores infravermelhos. As estimativas derivadas do micro-ondas são geradas pelos algoritmos de Ferraro (1997) para o sensor SSM/I, de Ferraro et al. (2000) para o sensor AMSU-B e de Kummerow et al. (2001) para a Missão de Medidas de Chuva Tropical (TRMM, do inglês *Tropical Rainfall Measuring Mission*) no imageador de micro-ondas do TRMM (TMI, do inglês *TRMM Microwave Imager*). A Figura 3.9 mostra a faixa de domínio espacial do algoritmo CMORPH.

A Figura 3.10 ilustra nas duas primeiras colunas as varreduras dos sete satélites de órbita polar utilizados no CMORPH, para períodos de meia-hora consecutivas, iniciando em 1700 UTC e terminando em 2000 UTC, totalizando 6 distribuições espaciais (1700, 1730, 1800, 1830, 1900, 1930 e 2000 UTC). Na base dessa figura observa-se a composição de todas as varreduras resultantes em um período de três horas, as quais foram apresentadas nas duas colunas superiores anteriormente. No entanto, sabendo-se que a resolução espacial e temporal dos satélites de órbita polar ainda não são suficientes para representar adequadamente a faixa de domínio do CMORPH, faz-se propagações no tempo e espaço por meio de 5 sensores infravermelhos, a bordo dos satélites de órbita geoestacionária.

As estimativas de precipitação obtidas por meio do CMORPH são produzidas com diferentes resoluções espacial e temporal, são elas: (i) 30 minutos à 8 km no Equador; (ii) 3 horas à $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$; e (iii) diária a $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$. Esses dados encontram-se disponíveis 18 horas após o tempo real. Para este trabalho serão utilizadas as estimativas de precipitação com resoluções temporal e espacial apresentadas em (ii), a qual apresenta resolução temporal de 3 h e espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, devido a essa possuir

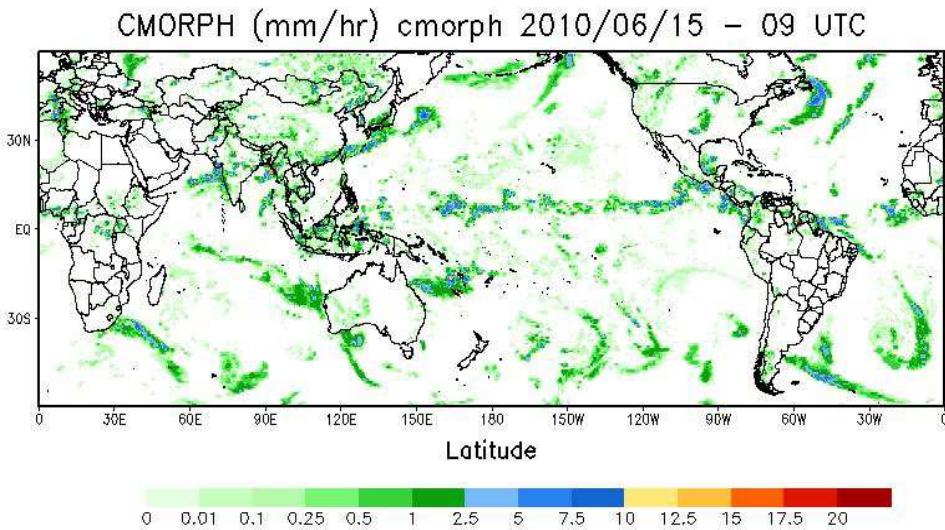


Figura 3.9 - Distribuição espacial da estimativa de precipitação obtida por meio do algoritmo CMORPH para as 0900 UTC de 15 de junho de 2010. A unidade da estimativa de precipitação é mm h^{-1} .
Fonte: Centro de Previsão Climática da NOAA (CPC-NOAA, do inglês *Climate Prediction Center*).

a mesma resolução espacial dos dados do TMPA e GSMPA, assim como também a mesma resolução espacial do modelo hidrológico distribuído que será utilizado neste trabalho. Esses dados foram obtidos no site da NOAA.

3.2.3.2 3B42RT

O TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA, Huffman et al. (2007), Huffman et al. (2010)), também conhecido como o produto do algoritmo 3B42, é um produto que combina observações obtidas por meio de sensoriamento remoto com observações obtidas *in situ*. As observações obtidas por meio de sensoriamento remoto são as de precipitação obtida pelo radar do TRMM, imageador de micro-ondas TMI e infravermelho de diversos satélites de baixa órbita terrestre e também geostacionários. Já as observações obtidas *in situ* são os pluviômetros. Esse algoritmo corrige as observações do TMI utilizando informações sobre a estrutura vertical das nuvens por meio do radar do TRMM. Informações de sensores infravermelhos são calibrados para haver consistência com relação às estimativas de precipitação por micro-ondas e são utilizadas para preencher locais onde não há dados de micro-ondas. Além disso, o projeto do TRMM possui um programa de validação em campo, com o intuito de minimizar as diferenças entre a estimativa por satélite e as medidas

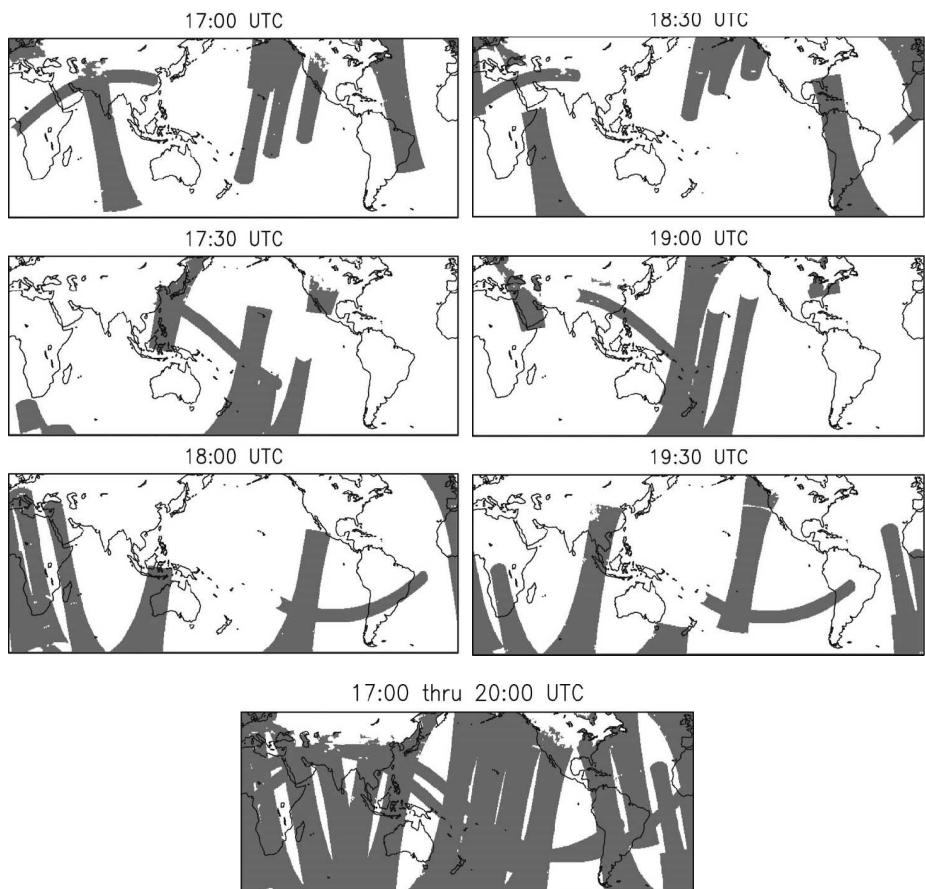


Figura 3.10 - Distribuições espaciais das varreduras de sensores de micro-ondas passivos à bordo de 7 satélites utilizados na estimativa de precipitação do CMORPH a cada 30 minutos consecutivos, válidas para às 1700, 1730, 1800, 1830, 1900 e 1930 UTC, assim como também uma composição de 3 h obtida por meio dessas estimativas.

Fonte: Adaptada de Joyce et al. (2004).

de solo. Logo, as estimativas são convertidas para acumulados mensais por meio de interpolação para preencher lacunas na continuidade temporal, em decorrência da baixa frequência de passagem do satélite, gerando um outro produto, o qual recebe o nome de 3B31 e que apresenta resoluções espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e temporal mensal, a qual consideramos inadequada para este estudo. Uma das aplicações para esses acumulados mensais é a correção das estimativas baseadas em imagens do infravermelho do satélite GOES.

As estimativas obtidas por meio do TMPA são calculadas para todo o período do TRMM (de janeiro de 1998 até o presente) como o produto 3B42, com uma cobertura quase global (50°N - 50°S) na escala de tempo de 3 horas em uma grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. O TMPA está disponível tanto como pós-análise (3B42) e em tempo real (3B42RT). Foi utilizado o produto em tempo real, que é o mais útil para aplicações hidrológicas. Uma descrição completa do algoritmo pode ser encontrada em Huffman et al. (2007), assim como também em Huffman et al. (2010), o qual apresenta algumas atualizações realizadas no algoritmo no ano de 2009. Já com relação à versão próxima ao tempo real do 3B42 (doravante 3B42RT), maiores detalhes podem ser obtidos na documentação do mesmo em Huffman e Bolvin (2014).

3.2.3.3 HYDROE

O Hidroestimador (HYDROE) é um algoritmo que produz estimativas instantâneas de precipitação de modo automático a cada 15 ou 30 minutos, por meio do uso de imagens infravermelhas dos satélites GOES 10 e 12. Esse algoritmo é uma versão aprimorada do auto-estimador desenvolvido por Vicente et al. (1998) no *National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS). Esse algoritmo utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura de brilho do topo das nuvens extraídas do canal infravermelho dos satélites GOES, gerando taxas de precipitação quase em tempo real. Possui resolução espacial de $0,04^\circ \times 0,04^\circ$ e temporal de 15 e 30 minutos, as quais foram consideradas adequadas para este trabalho. É um produto operacional adaptado para a América do Sul e atualmente implementado no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE). As estimativas são fornecidas em milímetros por hora (mm h^{-1}) e as mesmas foram obtidas no banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE.

3.2.3.4 GSMAP

O Mapeamento de Precipitação por Satélite Global (GSMAP, do inglês *Global Satellite Mapping of Precipitation*) é um algoritmo integrado que produz mapas globais de precipitação com resolução temporal horária e espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. O algoritmo combina observações de micro-ondas passivas (TRMM TMI, Aqua AMSR-E, DMSP SSM/I e SSMIS, NOAA-19 AMSU-B e MetOp-A MHS), micro-ondas ativas (TRMM PR) e infravermelho (GEO IR), sendo o infravermelho utilizado para propagar no tempo e no espaço as estimativas dos sensores de micro-ondas. O algoritmo GSMAP utiliza tabelas de correspondência (LUTs, do inglês *look-up-tables*), para estabelecer uma relação entre as taxas de chuva e o vetor de temperatura de brilho (T_b s) calculado a partir de um modelo de transferência radiativa (RTM, do inglês *radiative transfer model*). A recuperação das taxas de precipitação é realizada a partir das T_b s observadas utilizando as LUTs mencionadas anteriormente.

3.3 Metodologia

3.3.1 Preparação dos dados

Nesta seção é discutido a preparação dos dados, tais como: a interpolação dos dados pluviométricos e meteorológicos, reamostragem espacial da estimativa de precipitação pelo algoritmo HYDROE, relevo, vegetação e solo, a integração dos dados de precipitação estimados por satélite no tempo.

3.3.1.1 Interpolação dos dados pluviométricos e meteorológicos

Para a interpolação dos dados pluviométricos e meteorológicos de temperatura, velocidade do vento, umidade relativa, pressão e radiação, sobre as células da bacia do Tocantins-Araguaia foi utilizado o método do inverso da distância ao quadrado para a área localizada entre as coordenadas de latitudes de 20°S à 0° e longitudes de 60°O à 45°O .

$$\hat{P} = \frac{\sum_{i=1}^N (D_i^{-2} \cdot P_i)}{\sum_{i=1}^N D_i^{-2}}, \quad (3.1)$$

onde \hat{P} representa a chuva interpolada na célula, P_i a precipitação no i -ésimo posto pluviométrico, D_i a distância entre o centro da célula e o i -ésimo posto, e N o número de postos pluviométricos considerados. Esse método também foi aplicado para as variáveis meteorológicas. Inicialmente o programa que realiza essa interpolação

identifica para cada célula a distância ao posto pluviométrico mais próximo, porém só são considerados os postos situados a um raio menor ou igual a cinco vezes a resolução da grade interpolada.

3.3.1.2 Reamostragem espacial dos dados de precipitação por satélite e integração no tempo

Os produtos de estimativa de chuva por satélite provenientes dos algoritmos CMORPH, 3B42RT, GSMAP e HYDROE foram agregados para resolução temporal diária e resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de grade, substituindo suas resoluções nativas quando necessário. A Tabela 3.2 sintetiza as resoluções espaciais e temporais dos produtos de estimativa de precipitação por satélite de acordo com resolução nativa e escolhida para este estudo.

Para a obtenção dos acumulados diários de precipitação, os quais servem como dados de entrada do modelo hidrológico, tornou-se necessária a integração temporal dos dados de estimativa de precipitação provenientes dos algoritmos CMORPH, 3B42RT e GSMAP, os quais apresentam escala nativa de 3 horas. Para o HYDROE não foi necessária a integração temporal devido à já existir o acumulado diário na base de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE e os mesmos terem sido fornecidos para este estudo.

O modelo hidrológico distribuído foi utilizado com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, porém a resolução espacial da estimativa de precipitação pelo algoritmo HYDROE é de $0,04^\circ \times 0,04^\circ$, com isso a mesma foi reamostrada para uma grade similar à grade do modelo. Esse procedimento não foi necessário para os dados dos algoritmos CMORPH, 3B42RT e GSMAP, pois os mesmos encontram-se na resolução espacial desejada.

Tabela 3.2 - Resoluções espaciais e temporais dos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite.

Algoritmos	Escala Nativa		Escala Reamostrada	
	Temporal	Espacial	Temporal	Espacial
CMORPH	3 horas	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	Diária	-
3B42RT	3 horas	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	Diária	-
HYDROE	15 a 30 min.	$0,04^\circ \times 0,04^\circ$	Diária	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$
GSMAP	3 horas	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	Diária	-

3.3.1.3 Transformação dos dados de cota em vazão

A série de dados de vazão foi verificada analisando a consistência das curvas-chaves das 19 estações fluviométricas. Em algumas estações, as curvas-chaves foram corrigidas no período 2000-2011, uma vez que algumas seções sofreram processo de erosão provocando a alteração da curva utilizada pela ANA. Para tal, utilizaram-se dados de cota e vazão da seção, disponibilizada pela ANA, para redefinir a relação $Q = f(h)$ sendo a vazão (Q) função da cota do nível d'água (h), conforme descrito por Jaccon e Cudo (1989), e ilustrado na Figura 3.11. Assim, as séries de vazão foram recalculadas utilizando as curvas-chaves modificadas, bem como para completar a série de dados históricos de vazão até o período de 2011 nos casos em que somente as cotas estavam disponíveis.

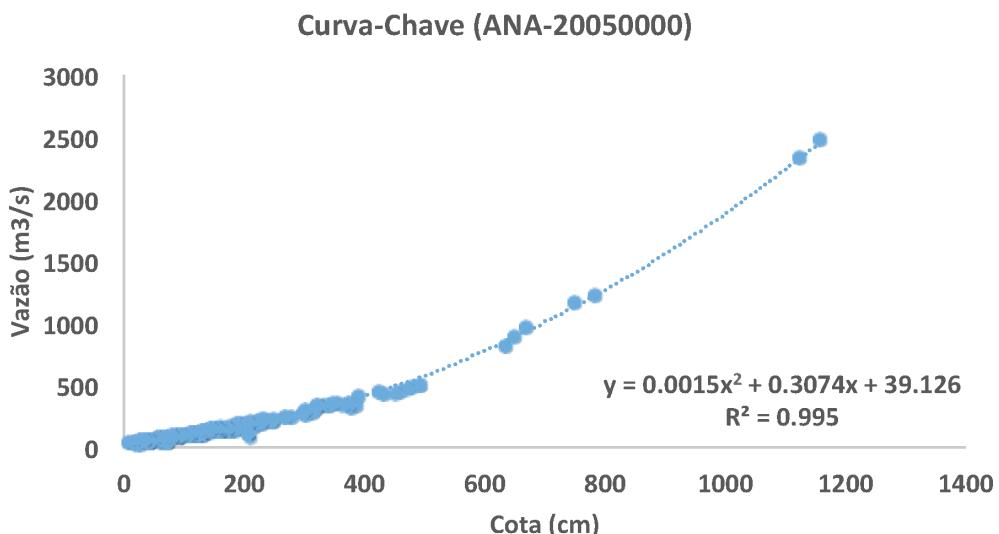


Figura 3.11 - Plotagem da vazão em função da cota representando a curva-chave para a estação Ponte Quebra Linha, a qual é identificada pelo código 20050000 da Agência Nacional de Águas (ANA). A unidade de vazão é m³ s⁻¹ e de cota é cm.

3.3.2 Validação dos dados de precipitação por satélites a partir de dados observados

A validação dos dados de estimativa de precipitação por satélite foram calculadas por meio de estatísticas de chuva que são divididas aqui em estatísticas de ocorrência de chuva (*e.g.*, probabilidade de detecção de chuva, razão de falso alarme, viés da frequência, escore de destreza de Gilbert e razão de acurácia) e estatísticas quantitativas de chuva (*e.g.*, viés e correlação). Uma descrição completa dos métodos

estatísticos utilizados pode ser encontrada em Wilks (2005).

3.3.2.1 Estatísticas de ocorrência de chuva

As estatísticas de ocorrência de chuva estão associadas à ocorrência ou não de um evento de chuva, e para isso é estabelecido um limiar para registros de chuva iguais ou superiores a esse valor (*e.g.*, igual a $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$). Todas as estatísticas referentes nesta seção são baseadas em uma tabela de contingência (ver Tabela 3.3), a qual contém a frequência dos possíveis eventos para as quatro combinações de concordância entre os dados estimados por satélite e observações de superfície (pluviômetros). Os possíveis eventos são classificados de acordo com as possíveis combinações para um determinado limiar. Essas combinações encontram-se descritas abaixo:

- **correto positivo (a)**: quando o satélite e o pluviômetro registram a ocorrência de chuva na bacia igual ou maior do que o limiar determinado;
- **falso alarme (b)**: quando o satélite registra a ocorrência de chuva na bacia igual ou maior do que o limiar determinado, em discordância com o pluviômetro;
- **falha (c)**: quando o satélite não registra a ocorrência de chuva na bacia igual ou maior do que o limiar determinado, em discordância com o pluviômetro;
- **correto negativo (d)**: quando o satélite e o pluviômetro não registram a ocorrência de chuva na bacia igual ou maior do que o limiar determinado.

Tabela 3.3 - Tabela de contingência utilizada para o cálculo das estatísticas de ocorrência.

		Observações de superfície		Total
		Sim	Não	
Estimativas	Sim	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>a + b</i>
	Não	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>c + d</i>
Total		<i>a + c</i>	<i>b + d</i>	<i>n = a + b + c + d</i>

3.3.2.1.1 Probabilidade de detecção

A taxa de acerto ou probabilidade de detecção (POD, do inglês *probability of detection*) representa a fração de dados observados que foram corretamente identificados pela estimativa de chuva por satélite, sendo representado pela relação abaixo:

$$\text{POD} = \frac{a}{a + c}. \quad (3.2)$$

Com isso, o valor de POD varia entre 0 e 1, e para uma perfeita detecção o valor de POD deve ser igual a 1.

3.3.2.1.2 Razão de falso alarme

A razão de falso alarme (FAR, do inglês *false alarm ratio*) representa a fração de dados observados sem chuva que não foram corretamente identificados pela estimativa de chuva por satélite, ou seja, o satélite detecta chuva, porém o dado observado em superfície não. Sendo representado pela relação abaixo:

$$\text{FAR} = \frac{b}{a + b}. \quad (3.3)$$

Com isso, o valor de FAR varia entre 0 e 1, obtendo-se valor igual à 0 para uma perfeita estimativa.

3.3.2.1.3 Viés da frequência

O escore de viés ou viés da frequência (BIAS_f , do inglês *frequency bias*) mede a relação entre as frequências de valores estimados para as frequências de valores observados. Com isso, indica a subestimativa ou superestimativa da quantidade de eventos chuvosos que são corretamente identificados pela estimativa por satélite. Sendo representado pela relação abaixo:

$$\text{BIAS}_f = \frac{a + b}{a + c}. \quad (3.4)$$

Para uma perfeita detecção desses eventos chuvosos, o valor de BIAS_f é igual a 1. Se o satélite detecta um número menor de eventos chuvosos, então o valor do BIAS_f é menor do que 1, indicando a ocorrência de subestimativa. Da mesma maneira, se o satélite detecta um número maior de eventos chuvosos, o valor do BIAS_f é maior do que 1, indicando a ocorrência de superestimativa.

3.3.2.1.4 Escore de destreza de Gilbert

O escore de destreza de Gilbert ou escore de destreza equitativa (ETS, do inglês *equitable threat score*) mede a fração de eventos observados que foram corretamente

estimados, ajustados com relação a acertos associados com possibilidades randômicas. Isso ocorre por meio da consideração de um termo que penaliza os acertos positivos (a) com relação à ocorrência de falsos alarmes (b) e falhas (c), sendo representado pela relação abaixo:

$$\text{ETS} = \frac{a - \frac{(a+c)(a+b)}{n}}{a - \frac{(a+c)(a+b)}{n} + b + c}. \quad (3.5)$$

Com isso, o escore perfeito para ETS é obtido quando o mesmo é igual à 1. Já para o pior escore, o mesmo ocorre quando menor ou igual a 0.

3.3.2.1.5 Razão de acurácia

A fração correta ou razão de acurácia (AR, do inglês *accuracy ratio*) mede a fração de eventos estimados corretamente, independente se foram corretos positivos (a) ou negativos (d), com relação ao total de eventos (n), sendo representado pela relação abaixo:

$$\text{AR} = \frac{a + d}{n}. \quad (3.6)$$

Com isso, a razão varia entre 0 e 1, com perfeita detecção igual a 1.

3.3.2.2 Estatísticas quantitativas de chuva

As estatísticas quantitativas de chuva estão associadas às diferenças nas intensidades dos dados obtidos pelos satélites e pelos pluviômetros.

3.3.2.2.1 Viés

O erro médio ou viés aditivo (BIAS, do inglês *additive bias*) representa o erro médio das taxas de chuva identificadas por satélite com relação ao dado de superfície (pluviômetro). Sendo representado pela realação abaixo:

$$\text{BIAS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i), \quad (3.7)$$

onde S_i e O_i representam os i -ésimos pares de estimativa de precipitação e observação por pluviômetro, respectivamente. Essa medida varia de $-\infty$ a $+\infty$, sendo que para

uma perfeita estimativa obtém-se valor igual a 0.

3.3.2.2.2 Coeficiente de correlação

O coeficiente de correlação (r), representa a associação linear entre as estimativas de chuva por satélite e pluviômetros. O alcance varia de -1 a 1, com perfeita associação igual a unidade.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (3.8)$$

3.3.3 O modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional

O modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional (SREM2D, do inglês *Two-Dimensional Satellite Rainfall Error Model*) foi desenvolvido por Hossain e Anagnostou (2006a) para simular conjuntos de precipitação por satélite baseados em campos de chuva de maior precisão chamados de “referência”, sendo o principal objetivo caracterizar a estrutura multidimensional estocástica do erro das estimativas de precipitação por satélite como função de escala.

De acordo com Hossain et al. (2010), o modelo SREM2D conceitua as medidas de erro de precipitação em três dimensões:

- Dimensão temporal: Como o erro varia no tempo?
- Dimensão espacial: Como o erro varia no espaço?
- Dimensão de recuperação: Em que magnitude o valor de chuva estimado se distancia do valor real?

A Figura 3.12 mostra o diagrama lógico utilizado a fim de obter as métricas de calibração necessárias pelo modelo SREM2D, para a simulação dos campos de precipitação corrigidos. Esse diagrama utiliza a mesma abordagem apresentada na Seção 3.3.2.1, a qual utiliza uma tabela de contingência com dimensão 2×2 , semelhante à Tabela 3.3 (ver página 33), porém nesta seção a tabela de contingência é aplicada para apenas um limiar de precipitação, o qual define a ocorrência de chuva como sendo toda a chuva maior do que zero. Após a obtenção das métricas de calibração do modelo SREM2D, as mesmas são utilizadas como parâmetros de entrada nesse

modelo para corrigir o erro das estimativas de precipitação por satélites com relação à referência utilizada. Para isso o modelo utiliza o método de Monte Carlo corrigindo os campos estimados por satélite com base em dados de maior precisão (referência). As métricas de calibração necessárias serão descritas à seguir.

3.3.3.1 Cálculo das métricas de calibração SREM2D

Para o cálculo das métricas de calibração do modelo SREM2D, considera-se que as “referências” são os dados pluviométricos e o “sensor” são os dados de estimativa de precipitação por satélite dos diversos algoritmos mencionados. São elas: probabilidades de detecção de chuva, de não-chuva e de falso alarme, comprimento de correlação, distribuição das taxas de chuva condicionais e correlação temporal. A seguir, as mesmas serão brevemente descritas. Maiores detalhes com relação à essas métricas podem ser obtidos em Hossain et al. (2010), assim como também para a estatística envolvida podem ser encontrados em Wilks (2005).

a) Probabilidade de detecção de chuva

A probabilidade de detecção de chuva (POD_{rain}) é calculada considerando a Tabela 3.3 pela equação:

$$\text{POD}_{rain} = \frac{a}{a + c}. \quad (3.9)$$

A POD_{rain} é considerada como uma função da magnitude da chuva de referência ou estimada por satélite. O SREM2D modela a dependência da POD_{rain} por meio do modelo de regressão logística (Equação 3.10), sendo os parâmetros de ajuste A e B as métricas utilizadas pelo SREM2D.

$$\text{POD}_{rain}(R_{ref}) = \frac{1}{A + \exp(-BR_{ref})}, \quad (3.10)$$

onde R_{ref} representa a precipitação de referência. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo a métrica (1).

b) Probabilidade de detecção de não-chuva

A probabilidade de detecção de não-chuva (POD_{norain}) é calculada considerando a Tabela 3.3 pela equação:

$$\text{POD}_{norain} = \frac{d}{b + d}. \quad (3.11)$$

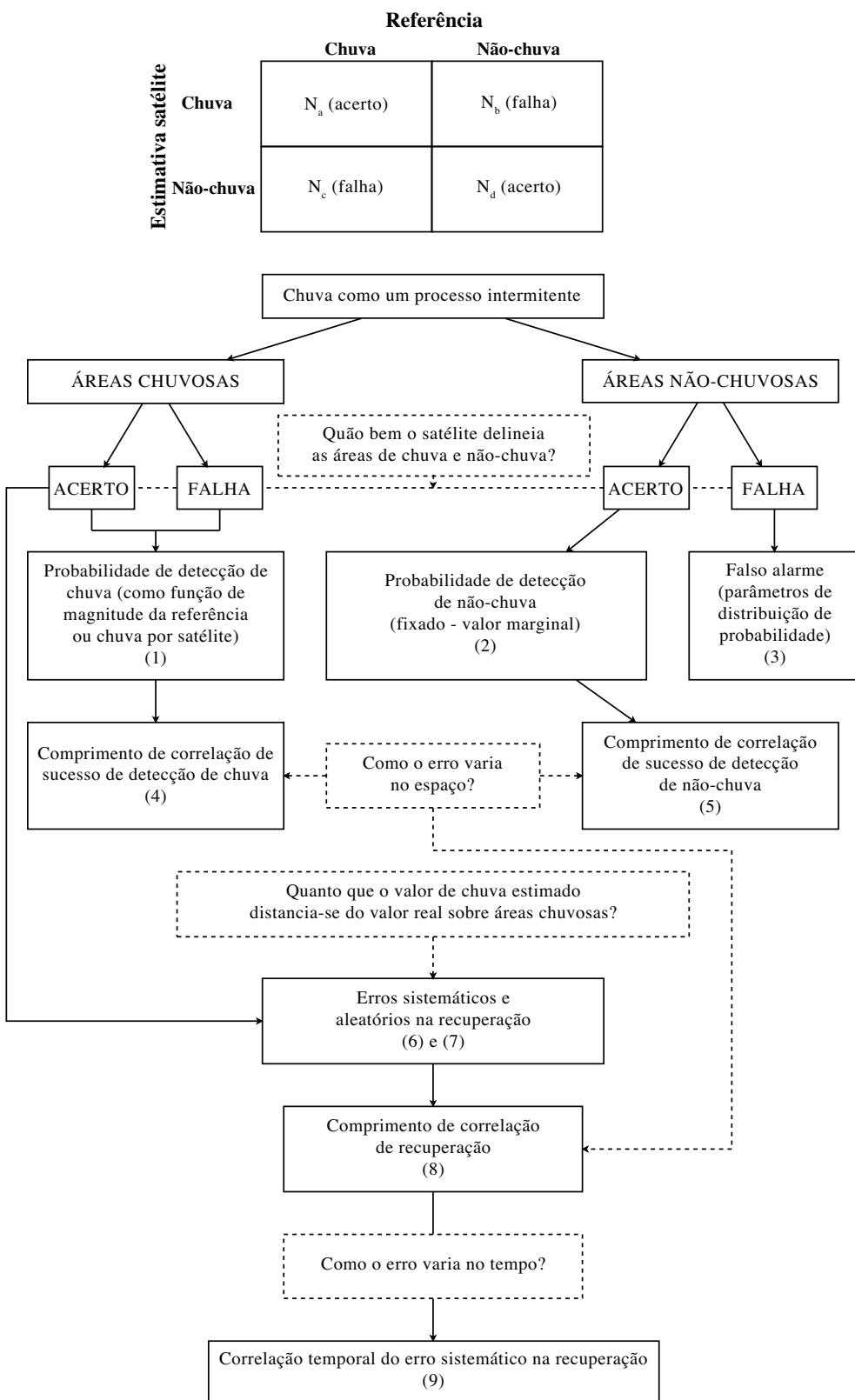


Figura 3.12 - Diagrama lógico utilizado a fim de obter as métricas de calibração necessárias pelo modelo SREM2D.

Fonte: Adaptado de Hossain e Huffman (2008).

A $\text{POD}_{\text{norain}}$ é uma probabilidade unitária em que a referência e o sensor apresentam valores de chuva iguais a zero, ou seja, o satélite detecta o processo sem chuva. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo a métrica (2).

c) Distribuição das taxas de chuva de falso alarme

A função densidade de probabilidade das taxas de chuva de falso alarme (D_{false}) é definida de modo a caracterizar a distribuição de probabilidade das estimativas por satélite quando existem falhas sobre áreas de não-chuva. Nas situações em que o sensor detecta chuva, mas o dado de referência é zero, temos um caso de falso alarme. De acordo com Hossain e Anagnostou (2006a), a distribuição de probabilidade tende a parecer exponencial e dessa forma o primeiro e segundo momento podem ser definidos utilizando apenas um parâmetro da distribuição, λ , cabendo ao usuário avaliar a hipótese de utilização de distribuição exponencial de acordo as amostras das taxas de chuva de falso alarme. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo a métrica (3).

d) Comprimento de correlação

Para identificar o comprimento de correlação de erro de detecção de chuva (CL_{rain}) e não-chuva ($\text{CL}_{\text{norain}}$), assume-se uma função exponencial simples de auto-covariância no SREM2D, na qual o comprimento de correlação é a distância de separação $1/e = 0,3678$. Sendo que, para identificar o comprimento de correlação de áreas de chuva CL_{rain} e não-chuva $\text{CL}_{\text{norain}}$, atribuímos os valores 1,0 e 0,0, respectivamente. Logo o semi-variograma empírico é calculado como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (z(x_i) - z(x_i + h))^2, \quad (3.12)$$

onde $z(x_i)$ e $z(x_i + h)$ são os valores binários do pixel (0 ou 1) na distância x_i e $x_i + h$, respectivamente, e h representa a defasagem em km. O número de pontos de dados à uma distância de h é representado por n . O termo $\gamma(h)$ representa a semi-variancia na distância de separação h . Supondo que o variograma empírico é melhor representado por um modelo exponencial, temos:

$$\gamma(h) = c_0 + c(1 - e^{-h/CL}), \quad (3.13)$$

onde c_0 representa a variância pepita (do inglês *nugget*), c representa o pátamar da variância (do inglês *sill*) e CL representa o parâmetro de distância conhecido como “comprimento de correlação”. Por outro lado, a função de correlação é representada como:

$$C = \exp(-h/CL), \quad (3.14)$$

onde C representa a correlação. Para identificar o comprimento de correlação de recuperação do erro de detecção de chuva (CL_{ret}), primeiramente são considerados os acertos de chuva do satélite e pluviômetro, posteriormente calcula-se o comprimento de correlação em termos do erro de recuperação definido como a diferença logarítmica entre o dado de referência e a estimativa de satélite. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo as métricas (4), (5) e (8).

e) Distribuição das taxas de chuva condicionais

O condicional não nulo de taxas de chuva por satélite (R_{sat}) está, estatisticamente relacionado no SREM2D à correspondente condição de taxa de chuva de referência (R_{ref}), como:

$$R_{sat} = R_{ref} \cdot \varepsilon_S, \quad (3.15)$$

onde o parâmetro de erro de recuperação do satélite (ε_S , é assumido como sendo uma distribuição normal logarítmica. A vantagem de tal pressuposto é que uma transformação logarítmica $\log(R_{sat}) - \log(R_{ref})$ permite ε_S , de forma a ser mapeado pelo desvio de uma distribuição gaussiana $N(\mu, \sigma)$, onde μ e σ representam a média e o desvio padrão, respectivamente. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo as métricas (6) e (7).

f) Correlação temporal Lag-1

O parâmetro do erro de recuperação ε é auto-correlacionado tanto espacialmente quanto temporalmente, sendo essa estrutura de tempo-espacó considerada no SREM2D. Para a correlação temporal, uma função autoregressiva é utilizada para identificar a variabilidade temporal de μ (e.g., o viés da condicional precipitação por satélite), com a métrica pertinente sendo a correlação Lag-1. Essa métrica é representada na Figura 3.12 como sendo a métrica (9).

3.3.3.2 Implementação do modelo de erro de precipitação por satélite estocástico multidimensional

Neste estudo, a implementação do modelo de erro utiliza a definição de entrada SREM2D inversa, ou seja, a estrutura multidimensional dos desvios em relação à precipitação de referência (isto é, precipitação pluviométrica) é derivada com relação às estimativas de precipitação por satélite para gerar conjuntos de campos de precipitação semelhantes ao de referência para cada produto de satélite (HOSSAIN; ANAGNOSTOU, 2006b). Os conjuntos de precipitação gerados pelo SREM2D foram utilizados para forçar o modelo hidrológico, gerando, assim, conjuntos de vazão simulada pelo modelo.

A calibração do modelo SREM2D avalia cada produto de estimativa de chuva por satélite em relação à chuva observada na área de drenagem da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia, para duas estações chuvosas e para duas estações secas, no período de outubro de 2008 à outubro de 2010. As estações chuvosas e secas foram consideradas nos períodos de 15 outubro à 14 maio e de 15 de maio à 14 de outubro, respectivamente. Assim, os parâmetros calibrados foram aplicados para produzir um conjunto de 100 membros de precipitação de referência semelhante em cada sub-bacia e para cada algoritmo de estimativa de precipitação por satélite. O período de 15 de outubro de 2010 à 14 de outubro de 2011 foi utilizado para fins de validação da técnica utilizada neste estudo.

É importante mencionar que todos os parâmetros obtidos para o SREM2D foram calibrados para toda a bacia do Tocantins-Araguaia (764.000 km^2), para as estações chuvosas e secas. Os parâmetros obtidos foram aplicados para todas as 19 sub-bacias, a fim de avaliar a sensibilidade do modelo para sub-bacias de diferentes tamanhos.

3.3.4 O Modelo Hidrológico Distribuído MHD-INPE

O modelo hidrológico distribuído de grande escala foi desenvolvido no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, designado de MHD-INPE (RODRIGUEZ, 2011; SIQUEIRA JÚNIOR et al., 2014). Este modelo é uma versão adaptada do Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hídricas (MGB-IPH) (COLLISCHONN et al., 2007), onde foram realizadas modificações nas rotinas de estimativa da evaporação e de separação de fluxos.

A estrutura do MHD-INPE é composta por quatro módulos mostrados esquematicamente na Figura 3.13, são eles:

- balanço de água no solo;
- evapotranspiração;
- escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo;
- e escoamento na rede de drenagem.

Para simular a resposta hidrológica, a versão atual utiliza três camadas: uma superior, uma intermediária e uma inferior, conforme mostrado esquematicamente na Figura 3.13.

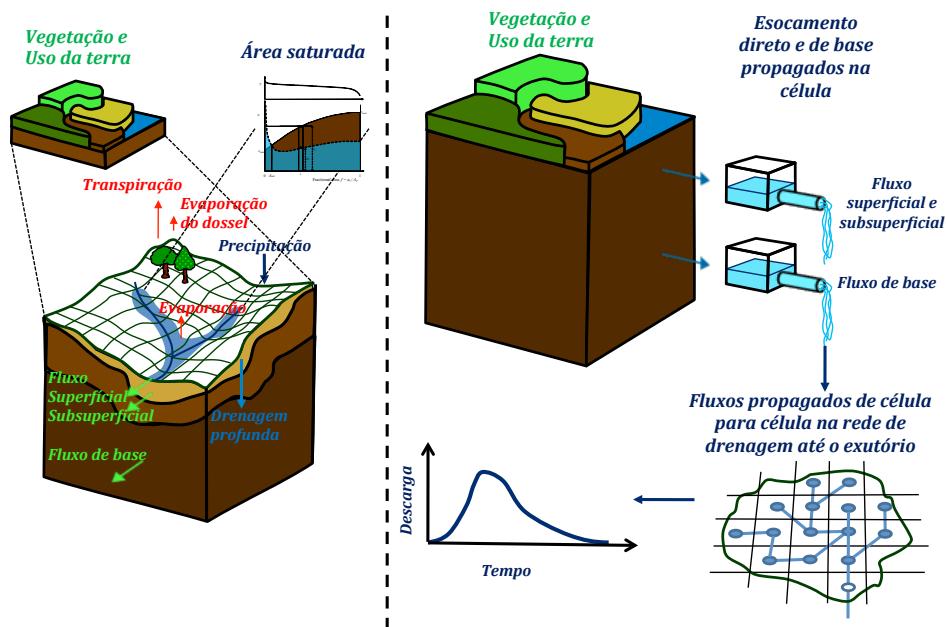


Figura 3.13 - Esquema ilustrativo das etapas de separação de escoamento (esquerda) e do fluxo propagado na rede de drenagem (direita) no modelo hidrológico MHD-INPE.

A camada superior comanda o fluxo subsuperficial e drena para a camada intermediária, que é responsável pelo fluxo vertical para a camada inferior. A camada intermediária funciona como um reservatório de água para vegetação com raízes muito profundas como ocorre em áreas de floresta e cerrado. Além disso, não permite fluxos horizontais e pode ser excluída em casos de solos muito rasos. A camada inferior controla o fluxo de base e indiretamente o fluxo superficial por excesso de saturação. A estimativa de separação dos fluxos combina a abordagem do modelo Xinanjiang (REN-JUN, 1992; ZHAO; LIU, 1995) e a formulação utilizada no modelo

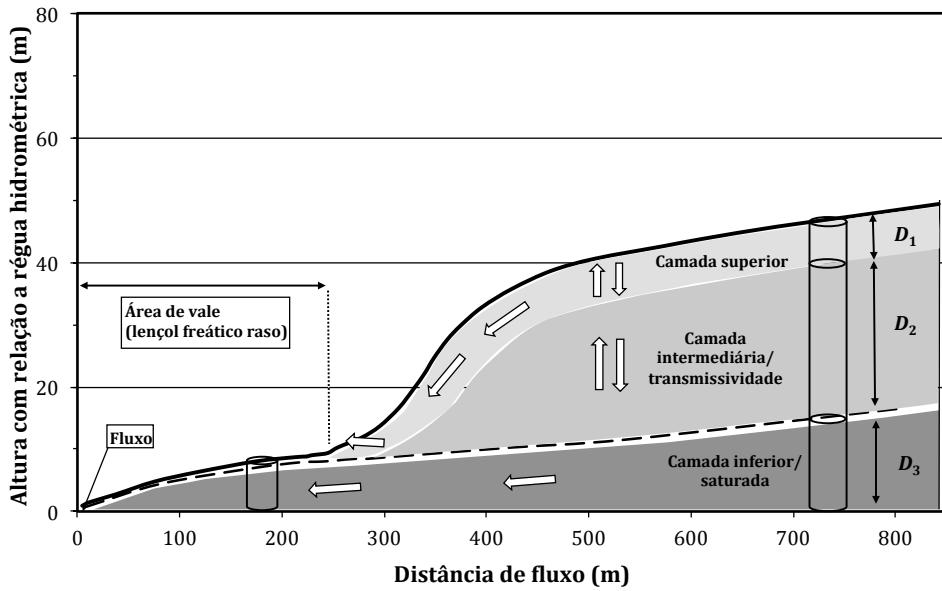


Figura 3.14 - Esquema conceitual do modelo hidrológico MHD-INPE indicando os fluxos, direção e suas diferentes camadas: superior, com espessura D_1 ; intermediária, com espessura D_2 ; e inferior, com espessura D_3 .

TopModel (BEVEN; KIRKBY, 1979), a fim de representar os processos de geração de escoamento (Figura 3.13). De acordo com Rodriguez (2011) essas metodologias estão correlacionadas com os padrões de auto-organização observados na grande escala.

A formulação assume que a superfície do lençol freático é paralela à superfície e considerando uma variação não linear da transmissividade com a profundidade (BEVEN; KIRKBY, 1979; IORGULESCU; MUSY, 1997). Considerando que o fluxo subterrâneo é máximo quando o armazenamento de água no solo é máximo, a seguinte equação para a estimativa de fluxo de base da camada inferior, Q_{sub} , pode ser deduzida:

$$Q_{sub} = \frac{T_{sub}\tan\beta}{\lambda_\mu^\mu} \left[1 - \frac{S_{max} - S_t}{S_{max}(1 - \xi)} \right]^\mu = \frac{T_{sub}\tan\beta}{\lambda_\mu^\mu} \left[\frac{S_t - \xi S_{max}}{S_{max}(1 - \xi)} \right]^\mu, \quad (3.16)$$

sendo T_{sub} a transmissividade quando o lençol freático atinge a superfície; $\tan\beta$ representa a declividade média do lençol freático na célula; S_{max} e S_t são, respectivamente, o valor máximo e o valor médio na célula no tempo t do armazenamento na camada inferior do solo; ξ a razão do armazenamento na capacidade de campo e S_{max} ; μ é um parâmetro que determina a variação de transmissividade com a profundidade; e λ_μ é a média na grade da área de contribuição à montante por unidade de contorno. O armazenamento máximo S_{max} pode ser estimado pelo produto da porosidade do

solo ϕ e a espessura média da camada saturada D_3 .

O valor médio da área de contribuição à montante por unidade de contorno, para um perfil de transmissividade de tipo potência (IORGULESCU; MUSY, 1997), pode ser estimado de:

$$\lambda_\mu = \frac{1}{A_t} \int_0^{A_t} \lambda_i^\mu da_c, \quad (3.17)$$

onde λ representa a contribuição à montante por unidade de contorno elevada à potência μ e A_t a área da célula. Usando um histograma da área de contribuição à montante da grade, é possível em cada passo de tempo estimar a fração de área saturada A_{sat} e portanto o fluxo superficial por saturação Q_{sof} .

Para considerar o retardo entre infiltração e recarga, o modelo MHD-INPE assume que cada unidade de grade é coberta por uma camada superior de solo espacialmente uniforme. Assumindo condições de drenagem livre, (gradiente unitário), o fluxo lateral na camada superior do solo é proporcional à área de montante. Integrando esta equação na área da célula, a seguinte equação é obtida:

$$Q_{ss} = \frac{\alpha D_1 K_{ss} \tan \beta}{\lambda_n^\eta} \left(\frac{SS_t}{SS_{max}} \right)^\eta, \quad (3.18)$$

sendo K_{ss} a condutividade hidráulica da camada superior do solo; D_1 a espessura da camada superior do solo; α o coeficiente que considera a anisotropia do solo; η é o parâmetro de condutividade de Brooks e Corey (1964); SS_{max} é a capacidade máxima de armazenamento da camada superior do solo igual ao produto de D_1 e a porosidade do solo; SS_t representa o armazenamento médio na célula no tempo t ; e λ_η é a área de contribuição média por unidade de contorno elevada à potência $1/\eta$. A diferença da camada superior do solo para a camada intermediária descontado o fluxo lateral, dado pela Equação 3.18, resulta na seguinte equação de estimativa de fluxo entre as duas camadas Q_v :

$$Q_v = \frac{K_{ss} \lambda}{\lambda_n^\eta} \left(\frac{SS_t}{SS_{max}} \right)^\eta \left(1 - \frac{\alpha D_1}{\lambda} \right), \quad (3.19)$$

onde λ representa a contribuição à montante por unidade de contorno; e:

$$\lambda_\eta = \frac{1}{A_t} \int_0^{A_t} \lambda_i^\eta da_c, \quad (3.20)$$

onde λ representa a contribuição à montante por unidade de contorno elevada à potência η e A_t a área da célula. Para considerar o retardo adicional devido à recarga do aquífero de grande espessura, e naqueles casos onde o sistema radicular desempenha um papel fundamental na manutenção de evaporação na estação seca, foi incluída a camada intermediária. Essa camada recebe a drenagem profunda Q_v da camada superior do solo e contribui a recarga do aquífero Q_r , de acordo com a seguinte equação:

$$Q_r = K_{ss} \left(\frac{SR_t}{SR_{max}} \right)^\eta, \quad (3.21)$$

onde SR_t corresponde ao armazenamento médio na grade da camada intermediária no tempo t e SR_{max} representa a capacidade máxima de armazenamento na camada intermediária, igual ao produto da espessura da camada D_2 e a porosidade do solo.

As equações de fluxo superficial Q_{sub} e o subsuperficial Q_{ss} geram taxas instantâneas que não consideram o roteamento dentro da célula. Para atenuar esses fluxos, usa-se reservatórios lineares similares aos usados no modelo MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2007), o que resulta em dois parâmetros adicionais: C_{sup} , que representa o retardo devido aos fluxos superficial e subsuperficial C_{sub} , que representa o roteamento dentro da célula do fluxo de base Q_{sub} .

Cada célula da grade é sub-dividida em unidades de resposta hidrológica (URH) resultantes da combinação de usos da terra, tipos de solo e vegetação. O modelo MHD-INPE resolve o balanço de água para cada URH e calcula o valor de fluxo médio ponderado da área para cada célula de grade. Esta abordagem é comumente usada em modelos hidrológicos de grande escala (*e.g.*, Liang et al. (1994)).

A perda d'água por interceptação é simulada no modelo utilizando a metodologia proposta por Gash et al. (1995). A extração radicular profunda de captura d'água da vegetação desde o solo é resolvida considerando o modelo de distribuição de raízes de Jarvis (1989), baseado nas estimativas de evaporação, utilizando o método de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965).

Conforme mostra a Figura 3.13, o modelo considera que as sub-bacias são divididas

em células regulares ligadas entre si por canais que representam a rede de drenagem. Os fluxos de água gerados dentro de cada célula são propagados para os canais de drenagem usando reservatórios lineares simples (RLS) e a troca do fluxo por meio desses canais entre as células é resolvida utilizando o algoritmo de Muskingum-Cunge (CUNGE, 1969) com a mesma formulação implementada no modelo MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2007). A Tabela 3.4 apresenta os parâmetros a serem calibrados, suas unidades, intervalos de variação e seus significados físicos. Maiores detalhes sobre o modelo hidrológico MHD-INPE podem ser encontrados em Rodriguez (2011) e Siqueira Júnior et al. (2014).

Tabela 3.4 - Lista de parâmetros do modelo hidrológico MHD-INPE, incluindo suas respectivas unidades, seus intervalos de variação e significados físicos.

Parâmetro	Unidade	Intervalo	Significado físico
D_1	m	0-2	Espessura da camada superior
D_2	m	0-30	Espessura da camada intermediária
D_3	m	0-100	Espessura da camada inferior
K_{ss}	m dia^{-1}	0,001-36	Condutividade hidráulica saturada
α	-	1-10000	Coeficiente de anisotropia
T_{sub}	$\text{m}^2 \text{ dia}^{-1}$	0,01-100	Transmissividade máxima na camada inferior do solo
ξ	-	0-1	Razão do armazenamento na capacidade de campo e S_{max}
μ	-	0,01-4	Parâmetro que representa a diminuição de transmissividade com a espessura da zona saturada
C_{sup}	dia^{-1}	0,01-100	Parâmetro de roteamento para fluxo superficial e subsuperficial
C_{sub}	dia^{-1}	0,001-100	Parâmetro de roteamento para fluxo base

3.3.5 Implementação do modelo hidrológico MHD-INPE

O modelo hidrológico MHD-INPE foi implementado para a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia. A bacia foi delimitada em células regulares com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, totalizando 1008 células. O período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2008 (aproximadamente 9 anos de dados) foi utilizado para calibração, enquanto que o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011 (3 anos de dados) foi utilizado para a validação do modelo hidrológico. Para a calibração e validação foram utilizados dados diários de precipitação pluviométrica interpolada para a área de estudo. Os dois primeiros anos do período de calibração

não foram considerados nas estatísticas de performance do modelo hidrológico.

A discretização da rede de drenagem foi gerada a partir do modelo digital de elevação (MDE), utilizando o software TerraView/Hidro (ROSIM et al., 2008). O TerraHidro determina as direções de drenagem no MDE com máxima resolução (nesse caso 90 m) e efetua correções na sua altitude de maneira a eliminar foças ou depressões. Como resultado desse passo, obtém-se um plano de informação denominado direção local de drenagem (LDD, do inglês *local direction of drainage*) no qual cada célula na resolução de 90 m recebe um número inteiro que codifica a direção preferencial do escoamento. Essa informação permite a obtenção da rede de drenagem acumulada.

Após essa etapa, a rede de drenagem de 90 m foi agregada a uma resolução de 0,25° usando a direção predominante. Uma vez gerada a rede com resolução de 0,25°, a mesma é comparada com a rede de drenagem real da bacia, para efetuar correções no traçado. Por meio da utilização do LDD e da rede de drenagem acumulada em alta resolução, pode-se obter o comprimento e a declividade dos trechos de rio em cada célula com resolução 0,25° com base no procedimento descrito por Paz e Collischonn (2007).

Para a determinação da taxa de evapotranspiração sobre as células da bacia, foram utilizados dados de precipitação, temperatura, velocidade do vento, umidade relativa, pressão à superfície e radiação das estações meteorológicas.

Os dados de solo e vegetação possuem resolução de 1 km e foram agregados para a obtenção dos grupos de uso da terra. Cada célula do modelo hidrológico considera as porcentagens de cada grupo de uso da terra contido na célula. Os mapas de solos e de uso da terra são utilizados para definir o percentual de cada combinação de textura do solo (definido de acordo com o triângulo textural USDA) e do uso da terra em cada célula da grade 0,01°.

A bacia do Tocantins-Araguaia foi dividida em 19 sub-bacias listadas na Tabela 3.1 e cada sub-bacia foi calibrada. A calibração consiste em ajustar os parâmetros, os quais são coeficientes que sintetizam processos hidrológicos, de modo a conseguir o melhor ajuste possível aos dados observados. A fase de validação consiste em aplicar o modelo, com os parâmetros obtidos na fase de ajuste, para simular séries de vazões de um período diferente daquele utilizado na fase de calibração dos parâmetros, validando dessa forma a capacidade de simulação do modelo.

Os parâmetros de calibração do modelo hidrológico MHD-INPE, listados na Ta-

bela 3.4, foram obtidos utilizando o método de otimização Evolução de Complexos Conjugados desenvolvido na Universidade do Arizona nos Estados Unidos da América (SCE-UA, do inglês *Shuffled Complex Evolution developed at The University of Arizona*) proposto por Duan et al. (1994).

A calibração é aplicada a cada sub-bacia, iniciando pelas bacias de montante. Uma vez calibradas as sub-bacias de montante, calibraram-se as bacias de jusante alterando os parâmetros de calibração da área/bacia incremental.

Devido às unidades de grade estarem subdivididas em URH, os valores dos parâmetros listados na Tabela 3.4 dentro da célula variam conforme a distribuição dos tipos de solos dentro de cada célula: por exemplo, se uma célula tem 50% de solo arenoso e 50% de solo argiloso, terá uma parâmetro S_{max} representativo de cada tipo de textura que será diferente em cada metade da célula. Assim, o procedimento de calibração consiste em determinar o coeficiente D_1 de cada sub-bacia que, multiplicado por cada parâmetro valor de S_{max} em todas as células que compõem a sub-bacia, produza um hidrograma que ajuste os dados observados.

As funções objetivas utilizadas nas fases de calibração e validação são os coeficientes de eficiência Nash-Sutcliffe das vazões ($NASH$) e Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões ($NASH_{log}$) e erro de volume (ΔV). O $NASH$ apresenta valor máximo igual a um e é fortemente influenciado por erros nas vazões máximas; o $NASH_{log}$, apresenta o mesmo limite de valor, porém, é mais influenciado pelas vazões mínimas; e o ΔV mostra o valor de erro no balanço de volumes, por exemplo, quando o objeto da análise é a determinação da dimensão de reservatórios, esse valor possui um peso maior. As equações para a determinação desses parâmetros são expressas nas formas a seguir:

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (QS_t - QO_t)^2}{\sum_{t=1}^n (QO_t - \bar{QO})^2}, \quad (3.22)$$

$$NASH_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\log QS_t - \log QO_t)^2}{\sum_{t=1}^n (\log QO_t - \bar{\log QO})^2} \quad (3.23)$$

e

$$\Delta V = \frac{\sum_{t=1}^n (QS_t - \sum QO_t)}{\sum_{t=1}^n QO_t}, \quad (3.24)$$

onde QS_t e QO_t representam as vazões diárias simulada e observada, respectivamente; $\log QS_t$ e $\log QO_t$ os logaritmos naturais de simulados e observados de vazão diária, respectivamente; n o número de intervalos de tempo; e a barra superior sobre as vazões e os logaritmos das mesmas representa a média.

3.3.6 Avaliação da abordagem aplicada

3.3.6.1 Métricas de desempenho do modelo

A fim de comparar a destreza do modelo em simular vazões usando dados de precipitação observada e produtos de precipitação por satélite, ambos como entrada para o modelo em cada sub-bacia do rio Tocantins-Araguaia, usamos uma série de métricas adequadas para avaliar as simulações por conjuntos.

Duas métricas são introduzidas para avaliar o desempenho da abordagem proposta para incorporar produtos de precipitação por satélite em um modelo hidrológico: a razão excedência (ER, do inglês *exceedance ratio*) e a razão de incerteza (UR, do inglês *uncertainty ratio*). Essas métricas têm sido empregadas com sucesso em trabalhos pretéritos para avaliar as simulações por conjuntos (HOSSAIN; ANAGNOSTOU, 2004; HOSSAIN; ANAGNOSTOU, 2005; MAGGIONI et al., 2011). As métricas são calculadas para cada simulação de vazão em relação à vazão observada.

Especificamente, a razão de excedência é definida como segue:

$$ER = \frac{N_{exceedance}}{N_t}, \quad (3.25)$$

onde $N_{exceedance}$ representa o número de vezes que a vazão observada está fora do envelope do conjunto e N_t o número total de dias. A razão de incerteza é definida como a razão entre a incerteza média das vazões simuladas (representada pela diferença média entre os limites superior e inferior do envelope do conjunto) normalizada pela média das vazões observadas, correspondente:

$$UR = \frac{\sum_{i=1}^{N_t} (\hat{Q}_{upper\ lim}^i - \hat{Q}_{lower\ lim}^i)}{\sum_{i=1}^{N_t} Q^i}, \quad (3.26)$$

onde Q^i representa as i -ésimas vazões observadas, $\hat{Q}_{upper\ lim}^i$ e $\hat{Q}_{lower\ lim}^i$ representam os i -ésimos limites superiores e inferiores, respectivamente.

A razão de excedência (ER) mede o potencial do modelo de erro para envolver os campos observados. Dessa forma, quanto mais largo o envelope do conjunto, maior a probabilidade de envolver as simulações de referência entre os limites inferior e superior do conjunto. Por isso, é necessário uma métrica adicional, a razão de incerteza (UR), para avaliar a capacidade preditiva relativa, isto é, a razão entre o espalhamento do conjunto em relação ao valor de referência. Duas questões contrastantes são consideradas aqui: se os limites de incerteza são muito estreitos (ou seja, ER é alta), então os erros são subestimados; por outro lado, se os limites forem muito largos (ou seja, UR é alta), com isso o modelo pode não ter uma capacidade de previsão adequada.

3.3.6.2 Métricas de propagação de erro

A quantificação do erro das estimativas por satélite podem ser obtidas por meio do viés relativo da precipitação, definido pela seguinte expressão:

$$\text{rBIAS} = \frac{\sum_{k=1}^{N_t} (\hat{R}_k - R_k)}{\sum_{k=1}^{N_t} R_k}, \quad (3.27)$$

onde N_t representa o número total de passos de tempo (dias), R é a precipitação observada e \hat{R} a estimativa da precipitação por satélite. Essa estatística foi calculada para cada um dos membros dos conjuntos obtidos por meio do modelo SREM2D.

Um aspecto fundamental a ser investigado na propagação de erros na transformação de chuva em vazão é a sua dependência de escala espacial. Conforme mencionado anteriormente, Nikolopoulos et al. (2010) e Maggioni et al. (2013) analisaram essa relação para bacias menores do que 5.000 km². No entanto, seus resultados podem não se aplicar à bacias de maior porte, como a do Tocantins-Araguaia. Para quantificar a propagação das estatísticas de erro de precipitação à vazão, são utilizadas duas métricas de erro para cada sub-bacia: o erro absoluto médio relativo (rMAE) da vazão e a raíz do erro quadrático médio relativo (rRMSE) da vazão. Essas estatísticas são definidos como a seguir:

$$\text{rMAE} = \frac{\sum_{k=1}^{N_t} |\hat{Q}_k - Q_k|}{\sum_{k=1}^{N_t} |Q_k|}, \quad (3.28)$$

e

$$\text{rRMSE} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N_t} \sum_{k=1}^{N_t} (\hat{Q}_k - Q_k)^2}}{\frac{1}{N_t} \sum_{k=1}^{N_t} (Q_k)}, \quad (3.29)$$

onde Q_k representa a vazão a k -ésima vazão observada e \hat{Q}_k a k -ésima vazão simulada pelo modelo hidrológico sendo forçado com dados de precipitação por satélite.

Além dessas métricas, também são utilizados os fatores de propagação de rMAE e rRMSE. O fator de propagação de rMAE (rRMSE) é definido como a razão entre o rMAE (rRMSE) das vazões e o rMAE (rRMSE) das precipitações. Para o cálculo de rMAE e rRMSE das vazões foram considerados como referência o conjunto de dados fluviométricos. Já para o cálculo de rMAE e rRMSE das precipitações foram considerados como referência o conjunto de dados pluviométricos. Ambos dados de referência são descritos na Seção 3.2.1. Todas as estatísticas são calculadas para cada membro do conjunto derivado do SREM2D, individualmente, para cada sub-bacia.

4 RESULTADOS

4.1 Avaliação das estimativas de precipitação por satélite

Nas Tabelas 4.1 e 4.2 são apresentadas as tabelas de contingência médias diárias para as estações chuvosas e secas durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011 considerando o limiar de 1 mm para a distinção entre chuva e não chuva. A partir da Tabela 4.1 (estação chuvosa) é possível afirmar que, em média, o 3B42RT tem a melhor performance com 73,8% de acerto (correto positivo e correto negativo, $a + d$) e 26,2% de erro (falhas e falsos alarmes, $b + c$). Em Segundo lugar está o CMORPH com 72,46% e 27,54%, respectivamente. Os algoritmos HYDROE e GSMAP foram os que tiveram desempenho inferior (veja a Tabela 4.1, colunas 4 e 5). Para a estação seca (Tabela 4.2) os índices de acerto são maiores que na estação chuvosa, porém a maior parte do acerto provém dos corretos negativos, sendo os corretos positivos da mesma ordem de magnitude que os falsos alarmes e falhas. Este resultado é o esperado para uma estação seca onde a área sem precipitação observada pelos pluviômetros (e estimada pelo satélite) é significativamente maior que a área com alguma precipitação observada e/ou estimada pelo satélite. Considerando que alguns parâmetros descritos na Seção 3.3.2.1 (*e.g.*, POD, FAR, ETS e AR) não consideram os corretos negativos, alguns dos parâmetros não foram incluídos na análise durante as estações secas.

Tabela 4.1 - Tabela de contingência média diária referente às estatísticas de ocorrência de precipitação maior ou igual à 1 mm, obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.

Estações chuvas	Algoritmos de estimativa de precipitação			
	CMORPH	3B42RT	HYDROE	GSMAP
Correto positivo (a)	39,86%	44,23%	43,41%	37,17%
Falso Alarme (b)	11,35%	14,66%	16,31%	13,43%
Falha (c)	16,18%	11,54%	12,47%	18,71%
Correto Negativo (d)	32,61%	29,57%	27,82%	30,70%
Erros ($b + c$)	27,54%	26,20%	28,78%	32,13%
Acertos ($a + d$)	72,46%	73,80%	71,22%	67,87%

A razão de acurácia (Equação 3.6) considera os acertos (positivos e negativos, $a + d$) normalizado pelo total das amostras (n) e mede a fração de acertos pelo satélite. A Figura 4.1 mostra o comportamento desse parâmetro para diferentes limiares de

Tabela 4.2 - Tabela de contingência média diária referente às estatísticas de ocorrência de precipitação maior ou igual à 1 mm, obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2009, 2010 e 2011), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.

Estações secas	Algoritmos de estimativa de precipitação			
	CMORPH	3B42RT	HYDROE	GSMAP
Correto positivo (<i>a</i>)	6,35%	7,22%	6,20%	6,19%
Falso alarme (<i>b</i>)	4,23%	5,41%	5,17%	4,90%
Falha (<i>c</i>)	5,56%	4,90%	5,68%	5,93%
Correto negativo (<i>d</i>)	83,86%	82,47%	82,95%	82,99%
Erros (<i>b + c</i>)	9,79%	10,31%	10,85%	10,82%
Acertos (<i>a + d</i>)	90,21%	89,69%	89,15%	89,18%

precipitação (0,1; 1; 2; 5; 10 e 20 mm). De acordo com a análise anterior, os valores de razão de acurácia para a estação seca são maiores do que para a estação chuvosa, sendo influenciados principalmente pelos corretos negativos. As análises seguintes serão realizadas somente para a estação chuvosa em função da discussão apresentada anteriormente.

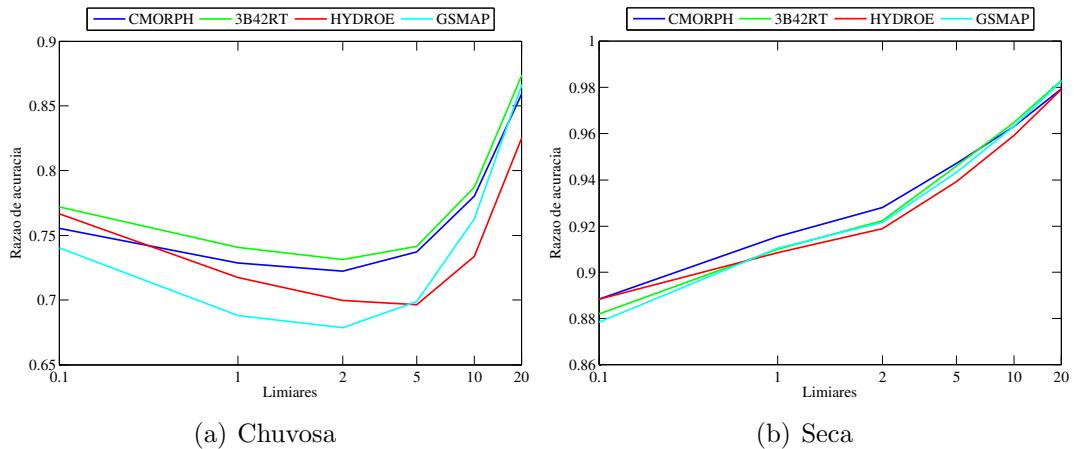


Figura 4.1 - Plotagens das razões de acurácia médias durante as (a) estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) e (b) secas (2009, 2010 e 2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5; 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). A unidade da razão de acurácia é adimensional.

A Figura 4.2 apresenta a distribuição espacial média diária da probabilidade de detecção de chuva (POD) e razão de falso alarme (FAR) entre os diferentes métodos de

estimativa de precipitação por satélite e os dados observados em superfície (pluviômetros) para a média das estações chuvosas durante os anos 2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011.

De acordo com as Figuras 4.2(a) à 4.2(d) observa-se que entre os quatro algoritmos, o 3B42RT apresentou melhores resultados com relação a probabilidade de detecção de chuva (POD), ao detectar as áreas chuvosas nas regiões onde a mesma foi observada pelo dado em superfície. Os menores valores de POD estão em áreas em que os dados sofrem influência da interpolação espacial dos dados observados de precipitação (regiões com menor densidade de estações de superfície). O CMORPH foi o algoritmo com o segundo melhor desempenho. Os algoritmos HYDROE e GSMAP obtiveram o mais baixo desempenho.

As Figuras 4.2(e) à 4.2(h) ilustram a distribuição espacial da razão de falso alarme (FAR) para o mesmo período. Observa-se que todos os algoritmos possuem comportamento semelhantes, apresentando resultados com valores mais próximos de zero, indicando que a grande maioria dos casos o satélite não detecta chuva sem que a mesma seja observada em superfície.

A Figura 4.3 mostra a distribuição espacial média diária da correlação (COR) e do viés (BIAS) entre os diferentes métodos de estimativa de precipitação e os dados observados para a média das estações chuvosas durante os anos 2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011. Os algoritmos CMORPH e 3B42RT apresentaram correlações média de 0,5, enquanto os algoritmos HIDROE e GSMAP obtiveram valores médios levemente menores do que o valor mencionado (ver Figuras 4.3(a) à 4.3(d)).

O algoritmo 3B42RT apresentou os valores de BIAS próximos a zero, representando o algoritmo que mais se aproxima dos valores médios de precipitação observados para o período. Por outro lado, o CMORPH superestima a precipitação principalmente no médio e baixo Araguaia.

O algoritmo GSMAP apresentou BIAS negativo, indicando subestimativa de chuva e refletindo em menores valores de POD. Podemos inferir que este algoritmo não está subestimando a quantidade de chuva e sim a sua área. Dessa forma, o FAR mostra bons resultados devido a esse algoritmo possuir uma menor área de chuva. O HYDROE mostra situação oposta ao GSMAP, apresentando BIAS positivo. Esse resultado indica que ocorre uma superestimava da chuva no médio e baixo Tocantins-Araguaia. Entretanto para a POD e para a FAR apresenta valores similares ao CMORPH. Esse resultado, juntamente com a Tabela 4.1, mostram que o algo-

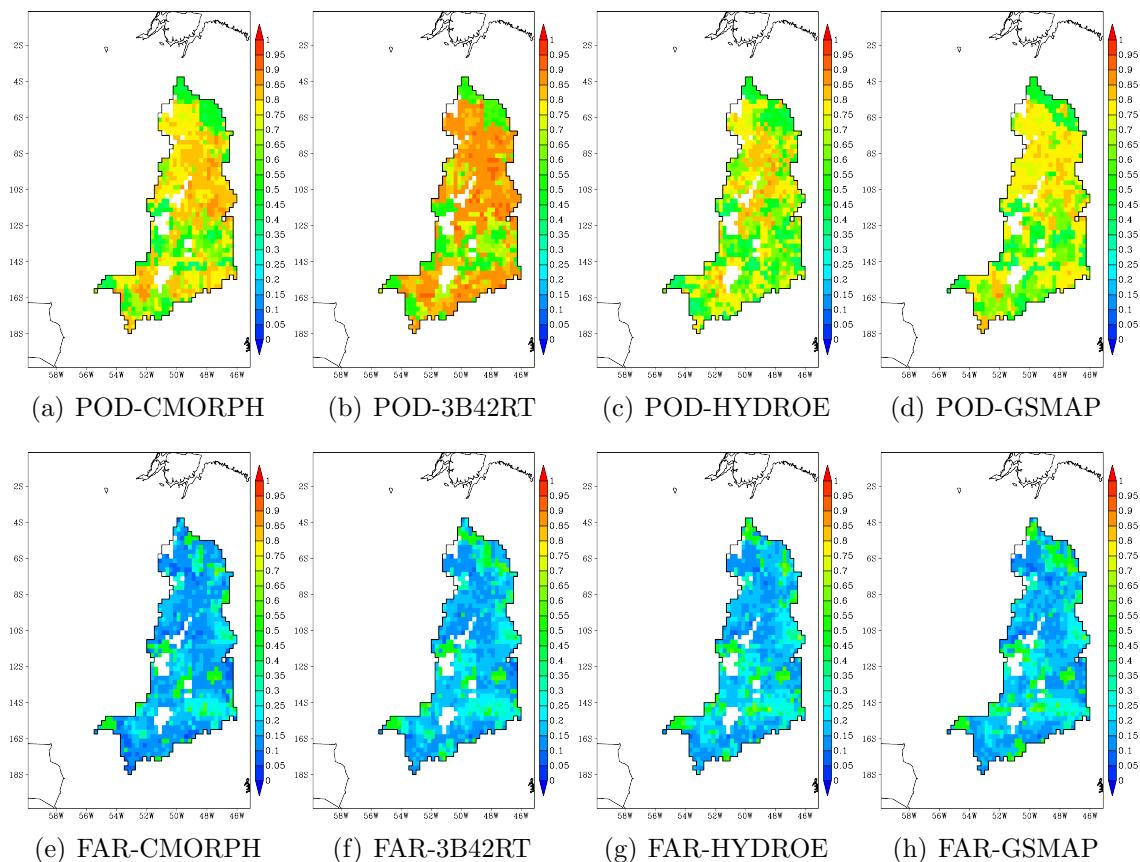


Figura 4.2 - Distribuições espaciais da probabilidade de detecção (primeira linha) e da razão de falso alarme (segunda linha) médias das estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011), para os algoritmos: (a,e) CMORPH; (b,f) 3B42RT; (c,g) HYDROE; e (d,h) GSMAP. As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.

ritmo está superestimando a quantidade de chuva, porém não sua área de ocorrência quando comparada com o algoritmo de melhor desempenho (3B42RT).

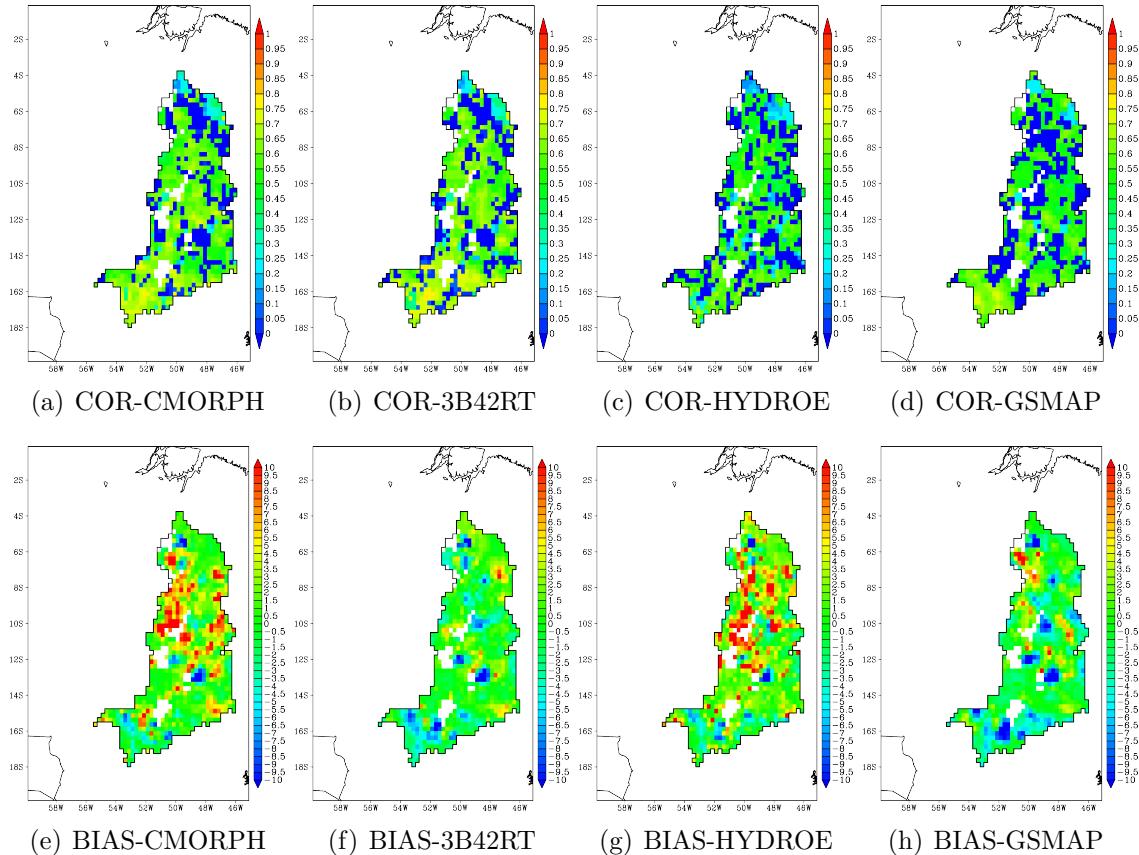


Figura 4.3 - Idem à Figura 4.2 (ver página 56), exceto que para o coeficiente de correlação (primeira linha) e o viés (segunda linha). A unidade do coeficiente de correlação é adimensional e do viés é mm.

As Figuras 4.4 e 4.5 mostram as séries temporais de POD, FAR, COR e BIAS para todos os algoritmos de estimativa de precipitação nas estações chuvosas e secas. Nesse caso, como comentado anteriormente, a estação seca não possui amostra representativa de dias de chuva para o período, devido ao número de dias sem chuva o que compromete as estatísticas das séries temporais (Figuras 4.4 e 4.5)

Para a média das estações chuvosas a Figura 4.4 mostra que os algoritmos 3B42RT e HYDROE obtiveram os melhores desempenhos em detectar chuva que efetivamente ocorreu em superfície, no entanto, o GSMPH e o CMORPH obtiveram o desempenho inferior, entre os quatro algoritmos, isto deve-se ao maior número de eventos em que o satélite não consegue detectar a chuva observada em superfície (ou seja, falhas) e

é explicado pela dificuldade de estimativa do satélite em detectar chuva proveniente de nuvens quentes e/ou estratiformes. No entanto, para os valores de falsos alarmes, e de acordo com as Figuras 4.2(e) à 4.2(h), os valores dos algoritmos ficaram muito próximos entre si. A Figura 4.5 mostra que os algoritmos 3B42RT e CMORPH obtiveram as melhores correlações e menor BIAS com relação ao HYDROE e GSMPA, os quais obtiveram desempenho inferior. É importante mencionar que a estação seca não possui amostra representativa de dados com chuva para o período seco (veja discussão no primeiro parágrafo dessa seção) portanto, não é possível fazer uma análise desses parâmetros durante esses períodos.

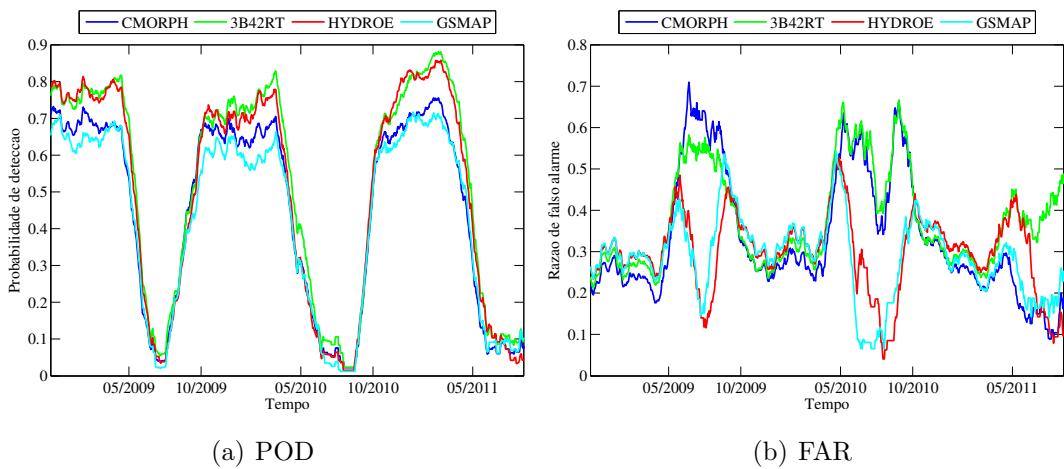


Figura 4.4 - Séries temporais da (a) probabilidade de detecção e da (b) razão de falso alarme para o limiar de 1 mm de precipitação durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos de estimativa de precipitação: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.

As Figuras 4.6 e 4.7 representam a média diária de POD, FAR, ETS e BIAS_f em função das taxas de precipitação (mm dia^{-1}) para todos os algoritmos nas estações chuvosas. O comportamento da probabilidade de detecção mostra que o 3B42RT e o HYDROE tem o melhor desempenho em relação aos algoritmos CMORPH e GSMPA. Apenas para valores acima de 10 mm o CMORPH tem valores similares ao 3B42RT e HYDROE, enquanto que para os falsos alarmes o comportamento dos algoritmos para todos os limiares de precipitação considerados tem um comportamento similar, os quais são coerentes com as Figuras 4.2(e) à 4.2(h) e 4.4(b). Por outro lado, valores de precipitação acima deste limiar são mais relevantes para este estudo.

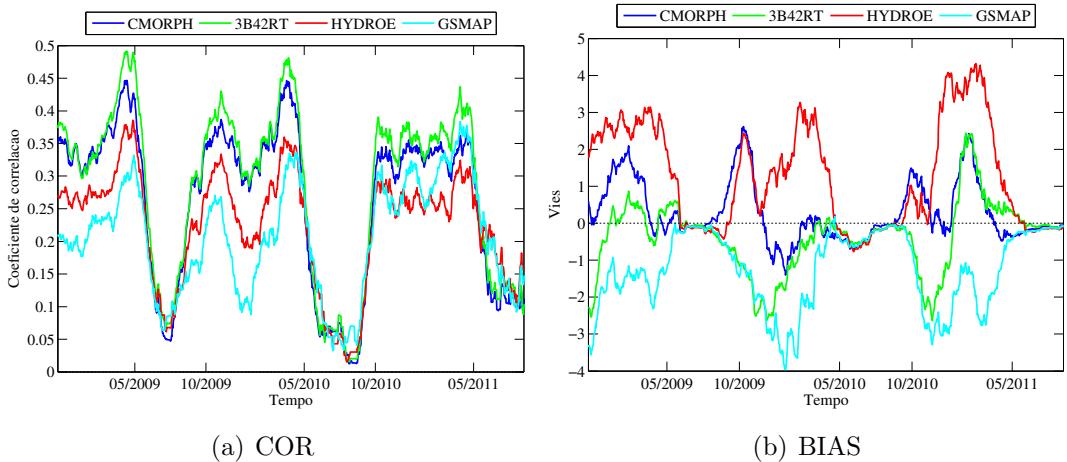


Figura 4.5 - Idem à Figura 4.4 (ver página 58), exceto que para o coeficiente de correlação (primeira linha) e o viés (segunda linha). A unidade do coeficiente de correlação é adimensional e do viés é mm.

O ETS (Figura 4.7(a)), o qual mede a fração de eventos observados e estimados que foram corretamente estimados pelo satélite, ajustados pela chance aleatória de sucesso, mostra que o CMOPRH e o 3B42RT possuem o melhor desempenho, enquanto o GSMAP tem os mais baixos valores para todos os limiares de precipitação considerados. Os valores de $BIAS_f$ mais próximos de um, mostram o melhor desempenho para o algoritmo 3B42RT para todos os limiares de precipitação, o CMORPH tem valores negativos para chuvas fracas e médias enquanto superestima as chuva intensas. O HYDROE superestima levemente a área com chuva para limiares de chuva fraca e média, enquanto que o GSMAP subestima a área com precipitação para todos os limiares (exceto para 0.1 mm).

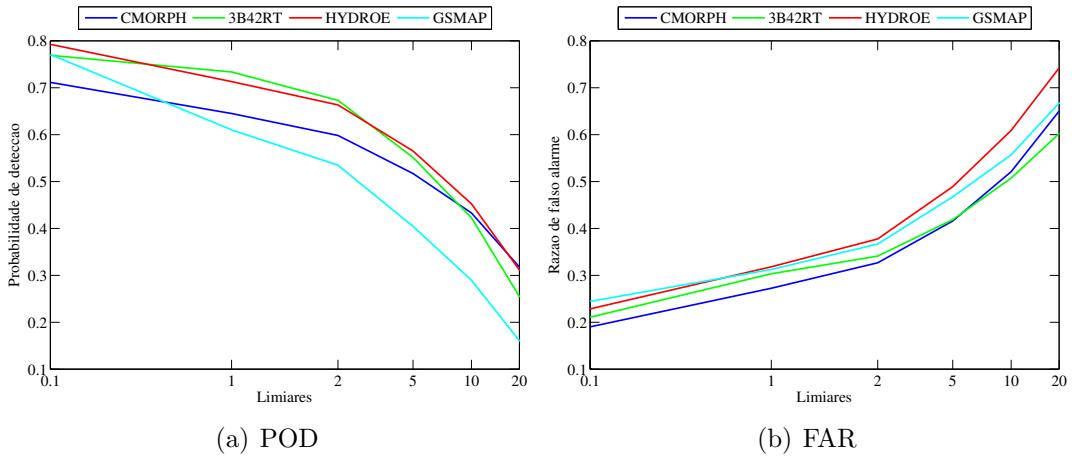


Figura 4.6 - Plotagens da (a) probabilidade de detecção e da (b) razão de falso alarme médios durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5, 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades da probabilidade de detecção e da razão de falso alarme são adimensionais.

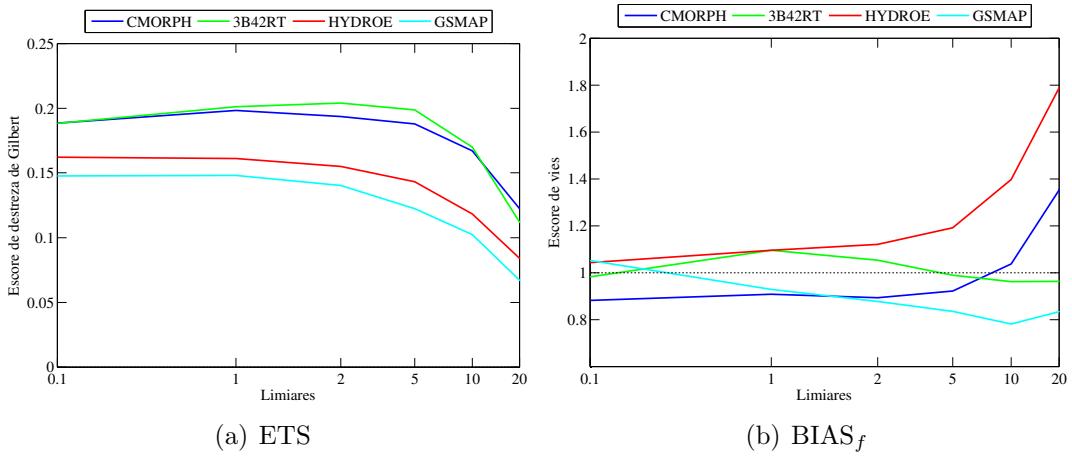


Figura 4.7 - Plotagens do (a) escore de destreza de Gilbert e do (b) escore de viés médios durante as estações chuvosas (2008-2009, 2009-2010 e 2010-2011) em função de limiares de precipitação (0,1; 1; 2; 5; 10 e 20 mm), para os algoritmos: CMORPH (linha azul escuro); 3B42RT (linha verde); HYDROE (linha vermelha); e GSMAP (linha azul claro). As unidades do escore de destreza de Gilbert e do escore de viés são adimensionais.

4.2 Calibração do modelo estocástico de erro SREM2D

A Figura 4.8 mostra a probabilidade de detecção de chuva (POD_{rain}) em função da magnitude da precipitação, onde observam-se os menores valores de POD_{rain} para as menores taxas de precipitação diária, e os maiores valores próximos de 1 para chuvas intensas nas estações chuvosas e secas. Isso ocorre devido à dificuldade do satélite em detectar chuva estratiforme (onde efetivamente está chovendo) e conseguir detectar mais facilmente chuvas convectivas. Além disso, observa-se que os valores de probabilidade de detecção de chuva são inferiores para as estações secas, devido ao menor número de dias com chuva para o período. Analisando o comportamento de cada algoritmo é possível observar que o HYDROE apresenta performance inferior durante as estações chuvosa para todas as taxas de precipitação, enquanto que o CMORPH e o 3B42RT possuem melhor desempenho. Ao contrário, nas estações secas o HYDROE possui melhor desempenho para as taxas de precipitação menores que 10 mm dia^{-1} .

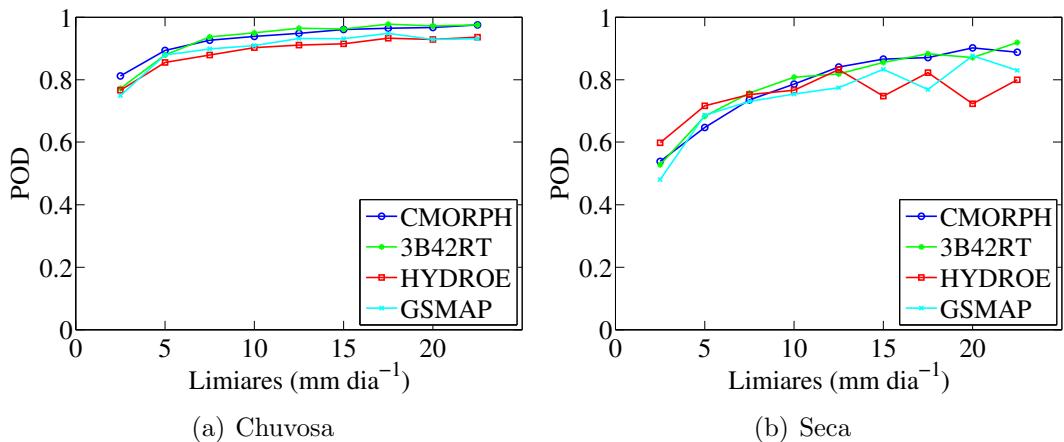


Figura 4.8 - Plotagens das probabilidades de detecção de chuva para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH (linha azul escuro), 3B42RT (linhas verde), HYDROE (linha vermelha) e GSMAP (linha azul claro) sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade da probabilidade de detecção é adimensional.

A probabilidade de detecção de não-chuva (POD_{norain}) é ilustrada na Figura 4.9, onde observamos menores valores de POD_{norain} nas estações chuvosas para todos os algoritmos (da ordem de 60%) do que nas estações secas (valores em torno de 90%). Esse resultado é devido a maior probabilidade dos algoritmos acertarem a previsão

de não-chuva nas estações secas do que nas estações chuvosas devido ao tamanho da amostra de dados sem chuva.

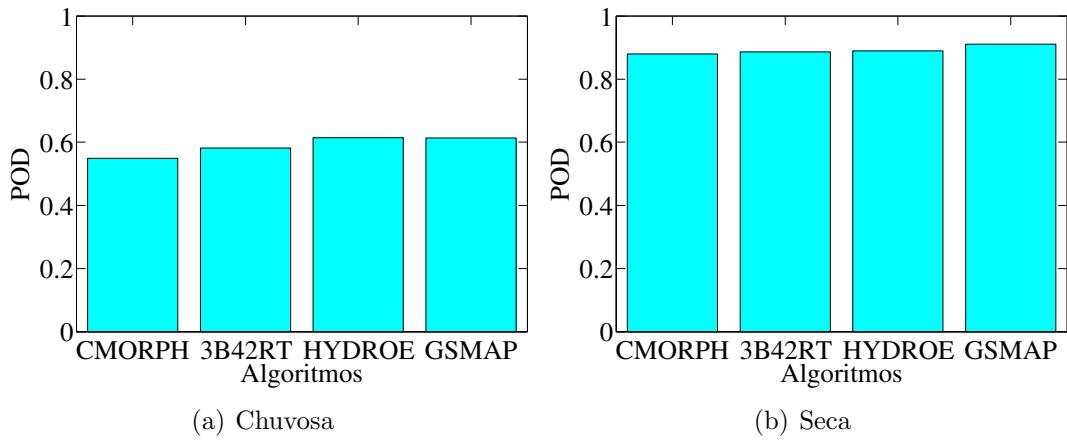


Figura 4.9 - Plotagens das probabilidades de detecção de não-chuva para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GS-MAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade da probabilidade de detecção é adimensional.

A distribuição de probabilidade das taxas de chuva diária de falso alarme (D_{false}) é observada na Figura 4.10, onde os maiores valores de D_{false} correspondem às menores taxas de chuva diária, ou seja, o satélite detecta chuva que não é observada em superfície. A partir da análise dessa figura, o comportamento desse parâmetro estatístico não mostra grande diferença entre os algoritmos analisados para todas as taxas de precipitação, tanto para as estações chuvosas quanto para as estações secas.

A estrutura de covariância espacial de detecção de chuva, detecção de não-chuva e de recuperação de chuva (chuva condicional), são apresentadas na Figura 4.11. Por meio desses gráficos é possível afirmar que o modelo exponencial é representativo da correlação espacial da detecção de chuva, não-chuva e da chuva condicional. Considera-se o valor de correlação igual a $1/e$ como o limiar para definir a distância máxima que dois pontos estão correlacionados entre si. Esses limiares para as estações chuvosas e secas são apresentados nas Tabelas 4.3 e 4.4, respectivamente. No entanto, observa-se os menores comprimentos de correlação de chuva (CL_{rain}) para as estações chuvosas e maior CL_{rain} para as estações secas, exceto para o algoritmo HYDROE. Para a correlação de não chuva (CL_{norain}), observa-se os menores

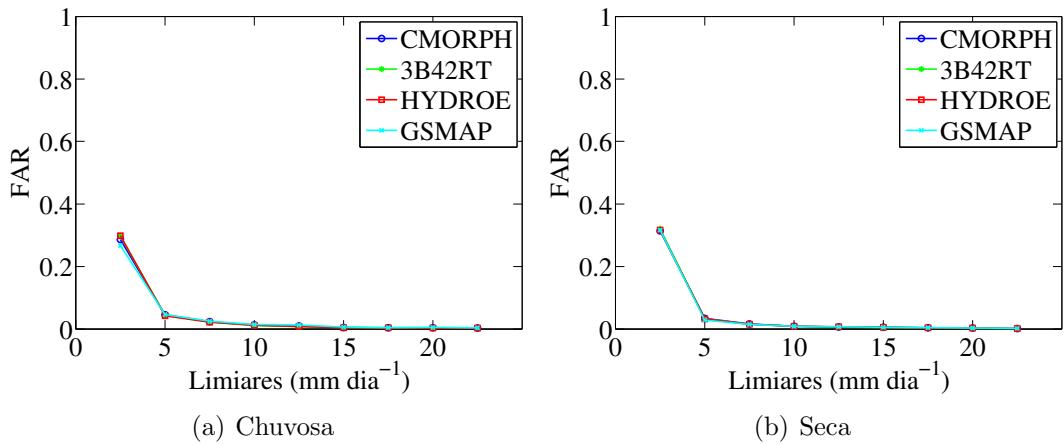


Figura 4.10 - Plotagens das distribuições das taxas de chuva de falso alarme para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010). A unidade das taxas de chuva de falso alarme é adimensional.

valores de CL_{norain} para as estações secas, na ordem de aproximadamente 100 km para todos os algoritmos, enquanto os valores CL_{norain} para as estações chuvosas são superiores a 120 km. Para os comprimentos de correlação de recuperação de chuva (CL_{ret}), observa-se menores valores de CL_{ret} para as estações chuvosas e maiores valores para as estações secas.

Enquanto que para a correlação temporal, os valores do lag-1 (parâmetro de entrada do SREM2D) apresentam valores absolutos menores que 0.3 na estação chuvosa e menores que 0.15 na estação seca. Esses valores indicam a baixa correlação temporal diária que existe entre dois dias consecutivos, sugerindo a natureza convectiva dos sistemas atuantes na bacia dos rios Tocantins-Araguaia (ver Tabelas 4.3 e 4.4).

A média do erro logarítmico, e_S , pode ser observada na Figura 4.12. Pode-se nesse caso ressaltar que o algoritmo de estimativa de chuva GSMAP subestima a chuva (valor positivo) e os demais algoritmos superestimam a chuva (valor negativo) de acordo com a definição apresentada na Seção 3.3.3.1, tanto nas estações chuvosas quanto nas estações secas. No caso do algoritmo 3B42RT observou-se a menor média do erro logarítmico (em valor absoluto) nas duas estações, com isso é possível concluir que esse algoritmo representa melhor os dados de precipitação observada, enquanto o HYDROE teve o maior erro médio (em valor absoluto) na estação chuvosa.

A Figura 4.13 mostra o desvio padrão do erro logarítmico (σ) para a estação chuvosa

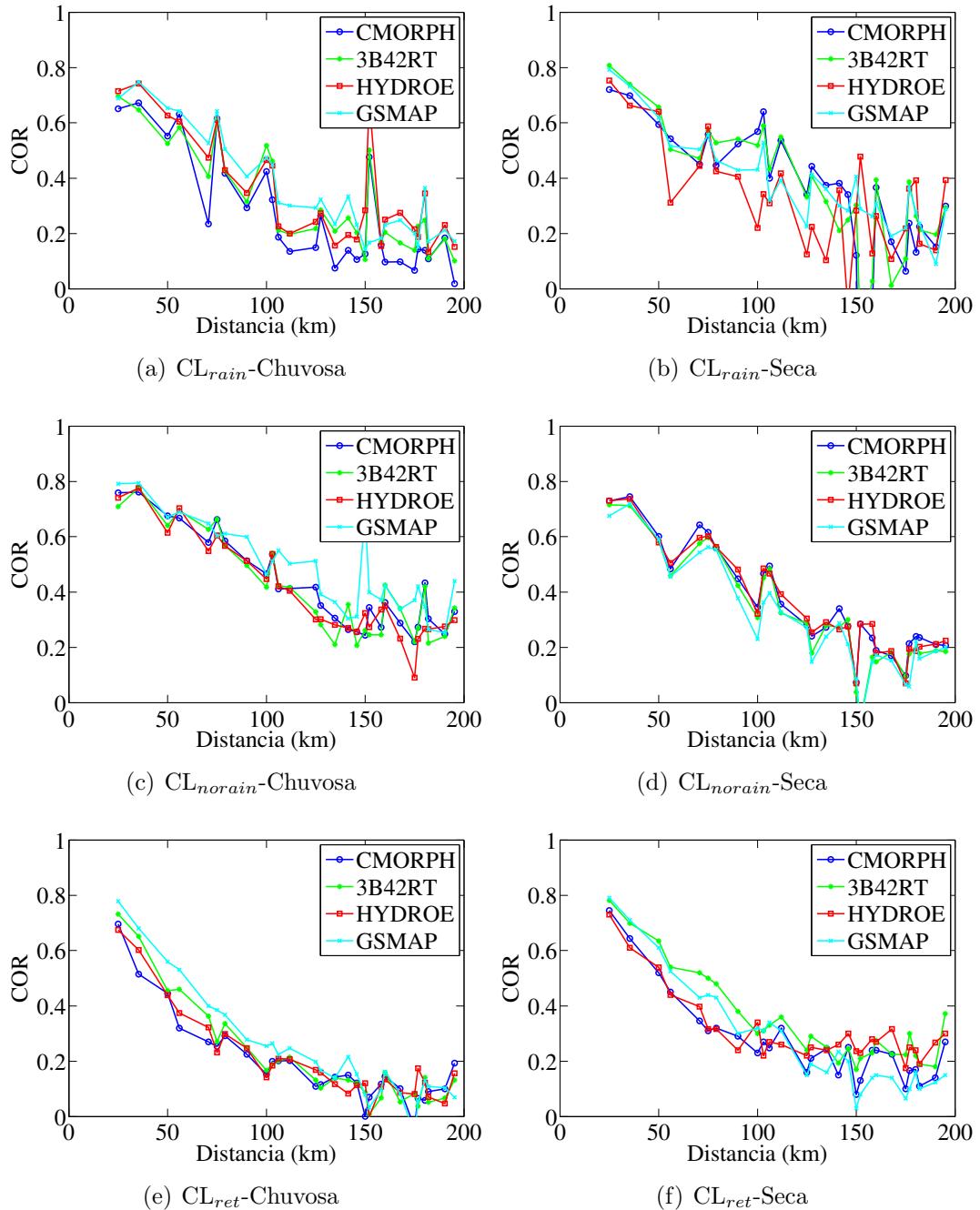


Figura 4.11 - Plotagens das estruturas de correlação espacial de detecção de chuva (CL_{rain} , a-b), não-chuva (CL_{norain} , c-d) e condicional (CL_{ret} , e-f) para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH (linha azul escuro), 3B42RT (linhas verde), HYDROE (linha vermelha) e GSMAP (linha azul claro) sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a,c,e) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b,d,f) estações secas (2009 e 2010). As unidades das correlações são adimensionais e da defasagem no espaço é km.

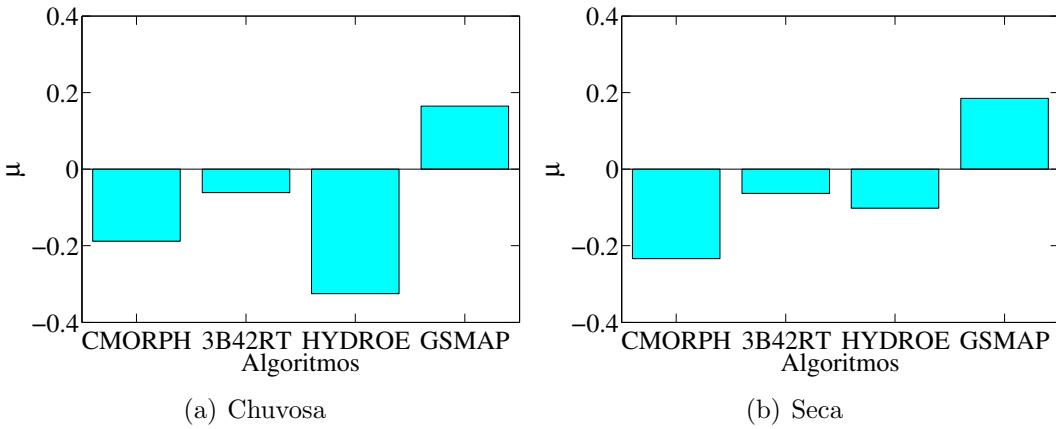


Figura 4.12 - Plotagens das médias dos erros logarítmicos do SREM2D para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMPA sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010).

e a estação seca. Nesse caso, o menor valor de σ está relacionado com o algoritmo 3B42RT para as duas estações, enquanto as técnicas GSMPA e HYDROE têm os maiores valores tanto para a estação seca como para a estação chuvosa.

As Tabelas 4.3 e 4.4 summarizam os valores obtidos para cada uma das nove métricas de calibração do modelo SREM2D, para os produtos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDRO-E e GSMPA aplicados sobre bacia hidrográfica dos rios Tocantins-Araguaia para os períodos chuvosos e secos, quando comparados com os valores obtidos nos estudos de Hossain et al. (2010).

A Figura 4.14 mostra os hietogramas acumulados das estimativas de precipitação por satélite com relação aos dados observados. É possível notar que o algoritmos CMORPH e o HYDROE superestimam a precipitação observada, enquanto o GSMPA subestima a precipitação observada para todo o período. O algoritmo 3B42RT fica muito próximo ao dado de referência. Nessa figura também avaliou-se os conjuntos de precipitação (100 membros) simulados pelo modelo SREM2D para cada um dos algoritmos analisados. Em todos os casos, a média do conjunto tende a se aproximar dos dados de precipitação observada (referência). Observa-se também que tanto para as estações chuvosas quanto para as estações secas, os dados de referência encontram-se envolvidos pelos conjuntos simulados pelo modelo SREM2D.

Por meio dessa análise, é possível concluir que o uso direto das estimativas de precipitação por satélite (com exceção do algoritmo 3B42RT) não reproduzem de forma

Tabela 4.3 - Métricas de calibração do modelo SREM2D obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2008-2009 e 2009-2010), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.

Estações chuvas	Algoritmos de estimativa de precipitação			
	CMORPH	3B42RT	HYDROE	GSMAP
POD _{rain} parâmetro A	0,07	0,09	0,07	0,08
POD _{rain} parâmetro B	0,77	0,73	0,72	0,72
Falso alarme ($1/\lambda$)	1,48	1,38	1,35	1,76
Média gauss. erro log.	-0,19	-0,06	-0,32	0,16
Des. Pad. gauss. erro log.	1,40	1,28	1,49	1,50
CL _{rain} (km)	65,00	85,00	85,00	105,00
CL _{norain} (km)	130,00	120,00	120,00	140,00
CL _{ret} (km)	55,00	75,00	65,00	85,00
Corr. temporal Lag-1	0,17	0,26	0,21	0,11
POD _{norain} (%)	0,55	0,58	0,61	0,61

Tabela 4.4 - Métricas de calibração do modelo SREM2D obtidas com relação aos pluviômetros, durante as estações secas (2009 e 2010), para os algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia.

Estações secas	Algoritmos de estimativa de precipitação			
	CMORPH	3B42RT	HYDROE	GSMAP
POD _{rain} parâmetro A	0,17	0,17	0,08	0,15
POD _{rain} parâmetro B	0,39	0,40	0,57	0,39
Falso alarme ($1/\lambda$)	1,22	1,22	1,21	1,18
Média gauss. erro log.	-0,23	-0,06	-0,10	0,18
Des. Pad. gauss. erro log.	1,44	1,42	1,51	1,52
CL _{rain} (km)	125,00	125,00	55,00	110,00
CL _{norain} (km)	100,00	100,00	100,00	90,00
CL _{ret} (km)	100,00	75,00	75,00	90,00
Corr. temporal Lag-1	-0,12	-0,05	0,12	0,10
POD _{norain} (%)	0,88	0,89	0,89	0,91

satisfatória o comportamento da precipitação observada. Por meio da aplicação do modelo estocástico foi possível reproduzir padrões bem definidos e semelhantes aos dados de referência, evidenciando uma substancial melhoria do campo original estimado por satélite.

A quantificação do erro das estimativas por satélite podem ser observadas na Figura 4.15, por meio do viés relativo da precipitação. Esse parâmetro estatístico mede a diferença entre a precipitação observada por pluviômetros e as estimativas

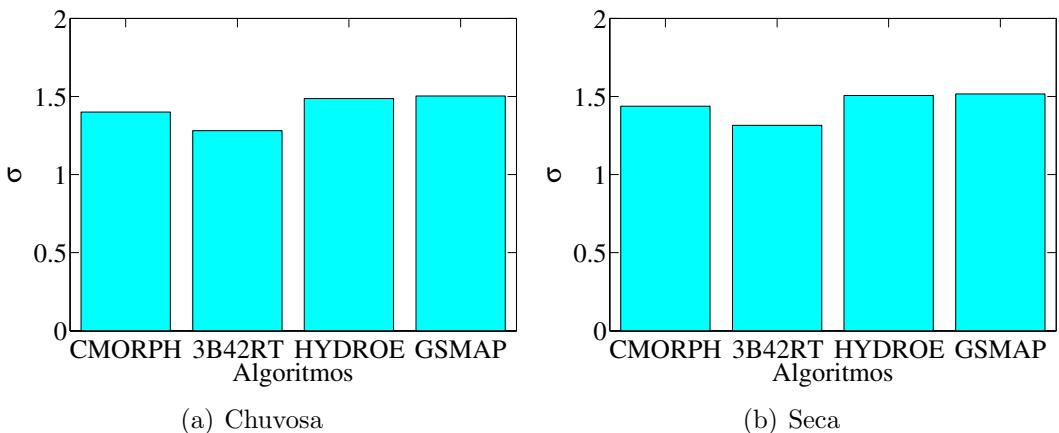


Figura 4.13 - Plotagens dos desvios padrão do erros logarítmicos do SREM2D para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP sobre a bacia do Tocantins-Araguaia durante as: (a) estações chuvosas (2008-2009 e 2009-2010); e (b) estações secas (2009 e 2010).

de precipitação por satélite (pontos na Figura 4.15), assim como também o conjunto obtido pelo modelo SREM2D (diagrama de caixa na mesma figura), normalizada pela precipitação observada. Esse parâmetro foi calculado para todas as sub-bacias do Tocantins-Araguaia e nessa figura as mesmas são apresentadas em ordem crescente da esquerda para a direita em função da área de drenagem de cada uma das sub-bacias. Nesse caso, observa-se que para os algoritmos com maior rBIAS (HYDROE e GSMAP), as simulações do modelo SREM2D conseguem reduzir significativamente o rBIAS, mostrando assim a eficácia dessa ferramenta. No caso do algoritmo 3B42RT, o comportamento do rBIAS em todas as escalas espaciais (tamanho de bacia) é bem próximo de zero, enquanto que para o CMORPH, o conjunto dos 100 membros consegue reduzir o rBIAS para as maiores bacias. É importante destacar que os parâmetros do modelo estocástico (SREM2D) foram calibrados para a bacia completa até a estação Tucuruí e esses mesmos parâmetros foram aplicados para cada sub-bacia a fim de verificar se um único conjunto de parâmetros poderia ser utilizado para cada uma das sub-bacias (ver Tabela 3.1 na página 23, com o auxílio da Figura 3.6(b) na página 22). A partir dessa análise é possível concluir que, em todos os conjuntos de estimativa de precipitação por satélite, existe um limiar de tamanho de área (aproximadamente 12.000 km^2) até o qual é possível observar melhorias significativas na remoção do viés utilizando os parâmetros da bacia completa. Para sub-bacias menores, é recomendável uma calibração específica do modelo estocástico para cada uma dessas sub-bacias.

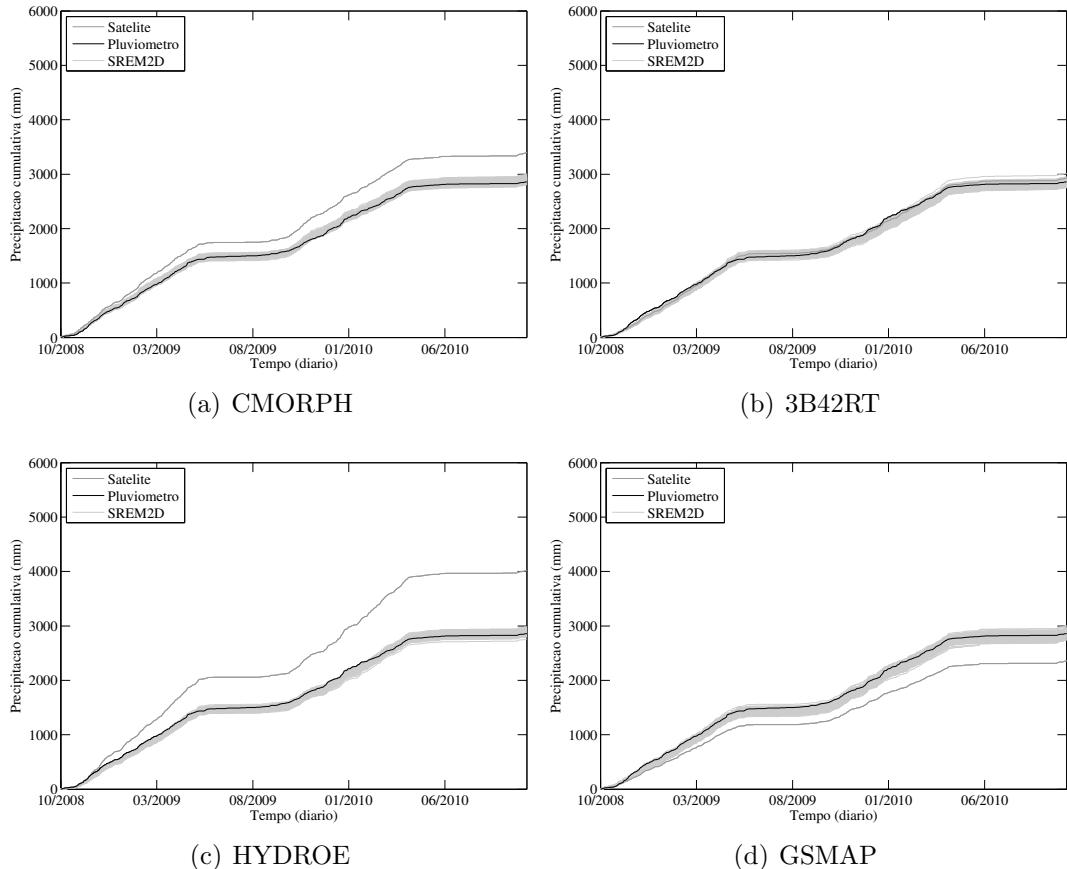


Figura 4.14 - Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 19 observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.

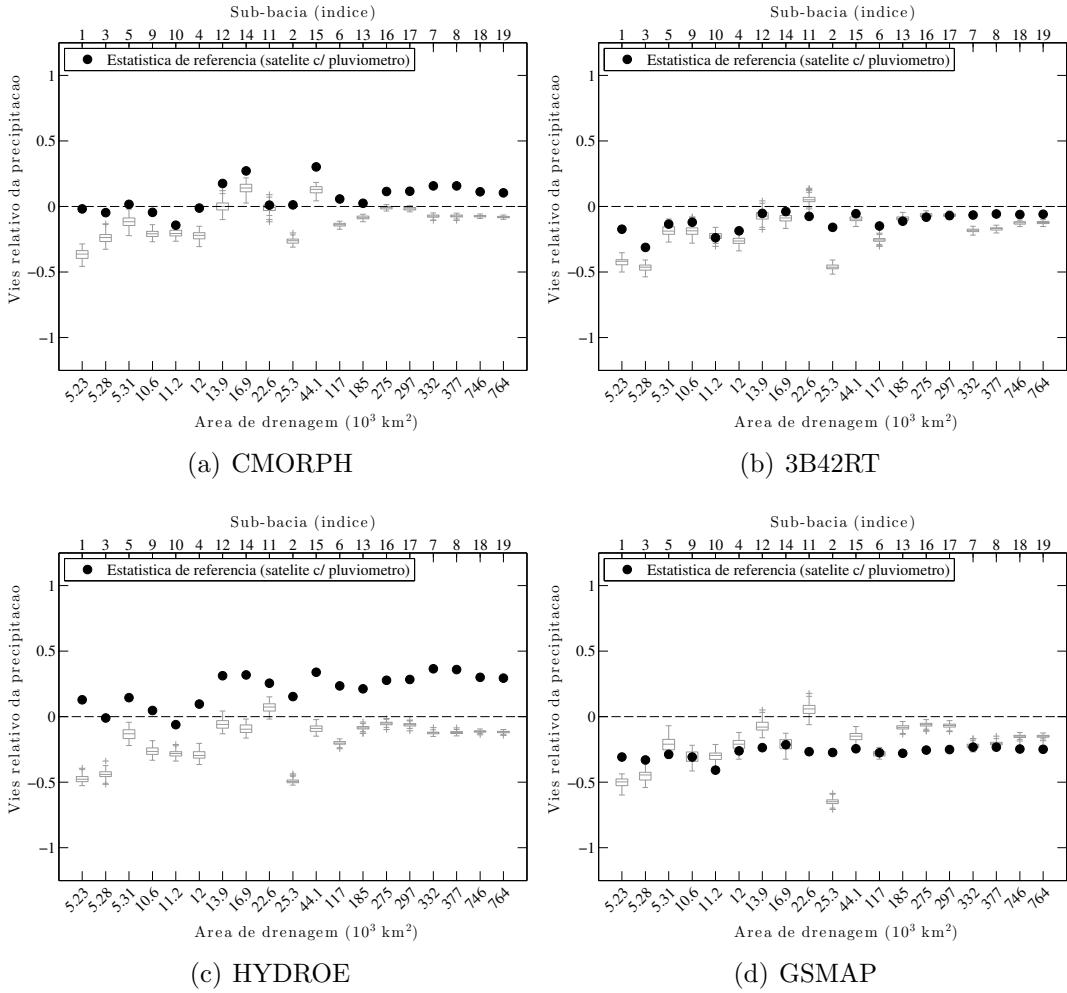


Figura 4.15 - Plotagens do viés relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade do erro absoluto médio relativo é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2 .

4.3 Caracterização da resposta hidrológica da bacia do Tocantins-Araguaia

Os 19 postos escolhidos (Tabela 3.1) para calibração e validação do modelo hidrológico permitiram a delimitação da bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia em 19 sub-bacias com diferentes escalas espaciais, com áreas de drenagem que variam de 5.230 km² até 764.000 km².

As sub-bacias localizadas na parte superior do Tocantins-Araguaia, sub-bacias de B1 à B5, B9 à B12 e B14, são caracterizadas por encostas mais íngremes (Figura 4.16) e possuem resposta rápida com relação a chuva incidente na área de drenagem da bacia, sendo suscetíveis à inundações bruscas. As demais sub-bacias, localizadas no médio e baixo Tocantins-Araguaia, ao contrário, são caracterizadas por declividades menores no curso principal e várzeas mais extensas, propensas à cheias suaves e recessão gradual.

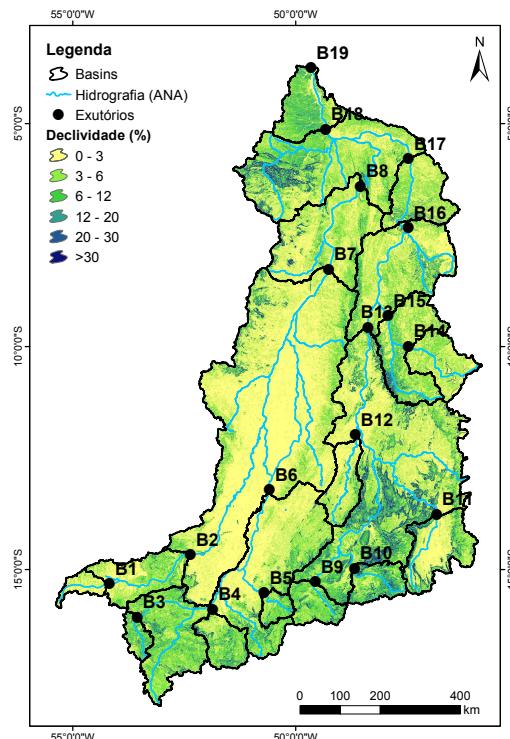


Figura 4.16 - Distribuição espacial da declividade e e sub-bacias do Tocantins-Araguaia. A unidade da declividade é percentagem.

A Figura 4.17 mostra as curvas de permanência adimensionais (normalizadas pela mediana da vazão média diária) ilustrando a variações na resposta hidrológica entre

as sub-bacias. As diferenças entre sub-bacias foi analisada em função da declividade da curva de permanência, definida por:

$$QSM = \frac{(0,8 \text{ quantil} - 0,2 \text{ quantil})}{\text{média}} \quad (4.1)$$

A declividade das curvas de permanência (QSM) é um indicativo da variabilidade dos coeficientes de escoamento no segmento médio da curva de permanência (LEY et al., 2011): maiores declividades da curva de permanência indicam uma resposta hidrológica mais rápida à precipitação.

Uma análise preliminar das curvas mostra que a resposta nas diferentes sub-bacias é extremamente variável, principalmente entre bacias de cabeceira: por exemplo as sub-bacias B1 e B12. As diferenças entre sub-bacias diminui com relação ao aumento da área de drenagem, indicando que as respostas tendem a ser mais uniformes com a escala. As bacias de maior porte, B18 e B19, apresentam comportamento mais rápido que algumas bacias de menor porte, o que indica que a resposta hidrológica não está exclusivamente relacionada com a declividade da bacia mas com as variações no regime de precipitação e com dinâmica das áreas alagadas.

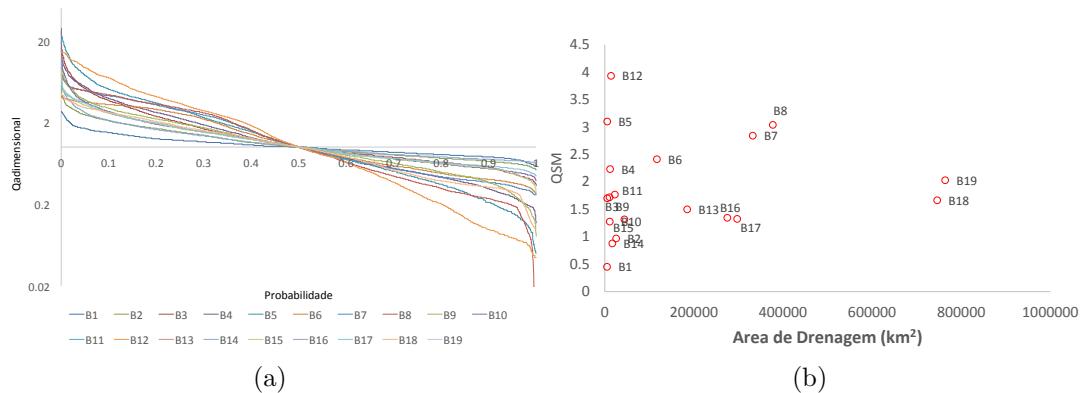


Figura 4.17 - Representação da (a) curva de permanência e da (b) declividade das curvas de permanência em função da área de drenagem das 19 sub-bacias da bacia do Tocantins-Araguaia.

4.4 Aplicação, calibração e verificação do modelo hidrológico MHD-INPE

Como mencionado nas seções anteriores, a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia foi sub-dividida em células regulares com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, com isso

a representação da bacia nessa grade regular deu-se por 1008 células distribuídas de acordo com a área de drenagem da mesma. A Figura 4.18 apresenta o contorno da bacia nessa resolução, assim como também a direção do fluxo em cada célula que compõe a grade. Os pontos em preto representam os postos fluviométricos, que delimitam 19 sub-bacias, os quais foram utilizados para a calibração e verificação do modelo hidrológico.

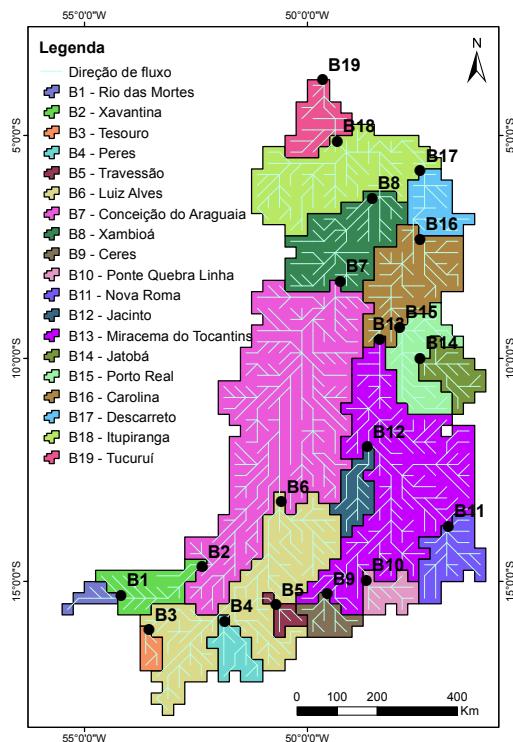


Figura 4.18 - Distribuição espacial da rede de drenagem gerada por meio do Modelo Digital de Elevação (MDE) em uma grade de regular de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, delimitações das sub-bacias que compõem a bacia do Tocantins-Araguaia, assim como também a localização dos postos fluviométricos dessa bacia.

Os dados de tipo de solo, cobertura vegetal e uso da terra foram utilizados para a obtenção de 11 unidades hidrológicamente representativas (UHR) em resolução de $0,01^\circ \times 0,01^\circ$ (Figura 4.19). Cada uma das 1008 células do modelo, com resolução mais grosseira ($0,25^\circ$), inclui informações referentes à percentagem das 11 UHR contidas em cada célula por meio da classificação apresentada na Figura 4.19.

No Apêndice F.1, a Tabela F.4 apresenta os coeficientes de calibração resultantes do processo de otimização do modelo, bem como o intervalo de variação de cada parâmetro nas Tabelas F.1, F.2 e F.3.

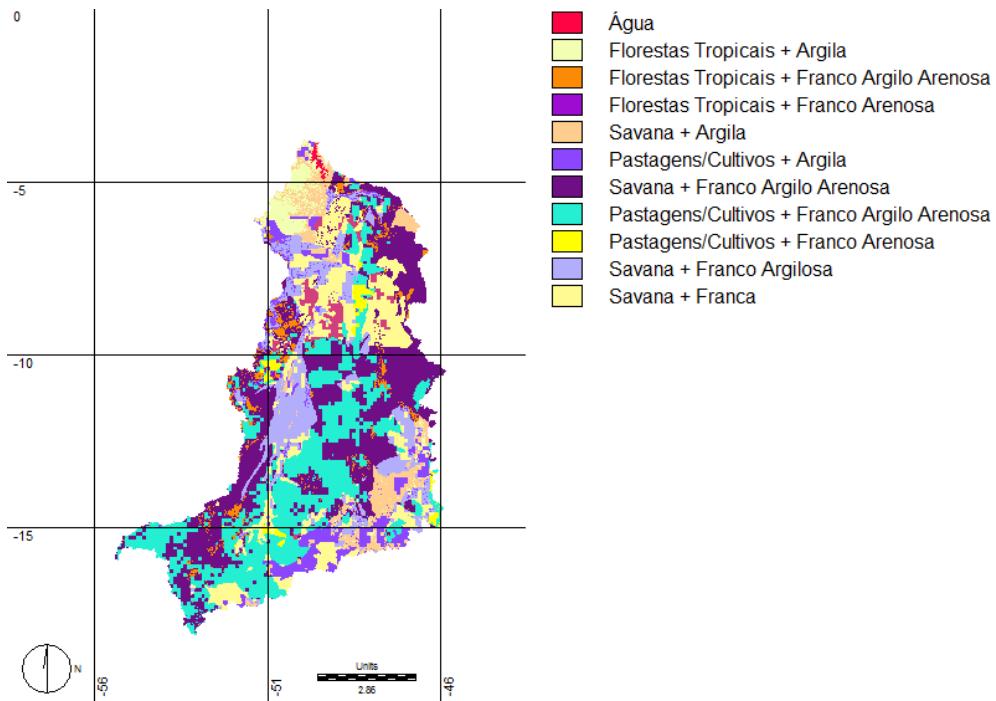


Figura 4.19 - Distribuição espacial das unidades de resposta hidrológica na bacia do Tocantins-Araguaia.

A Tabela 4.5 mostra os resultados da calibração e validação do modelo hidrológico MHD-INPE para o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2008 e de 15 de outubro 2008 à 14 de outubro de 2011, respectivamente, em termos dos indicadores de performance: coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe ($NASH$), Nash-Sutcliffe logarítmico ($NASH_{log}$) e do erro de volume (ΔV). Os dois primeiros anos da rodada do período de calibração (2000-2008), não foram utilizados nos cálculos estatísticos de performance do modelo, por estarem prejudicados pela condição inicial do modelo (*spin up*).

O coeficiente Nash-Sutcliffe representa a destreza do modelo em reproduzir as vazões observadas, onde foram obtidos valores acima de 0,7 para a maioria das sub-bacias no período de calibração, exceto para as sub-bacias B3, B4 e B10, as quais foram obtidos valores de $NASH$ e $NASH_{log}$ abaixo de 0,7. Com relação ao período de validação, de forma geral os coeficientes $NASH$ e $NASH_{log}$ representaram os valores acima de 0,7 para as sub-bacias de grande porte e valores abaixo de 0,7 para as sub-bacias de cabeceiras (B1, B3, B5, B9, B10, B11, B12, B13 e B14) e sub-bacia de maior porte, porém com relevo acentuado como é o caso da sub-bacia B13, indicando que o modelo hidrológico têm limitações na representação da resposta hidrológica em pequenas sub-bacias, e/ou com terrenos complexos, conforme apresentado na

distribuição espacial da rede drenagem na Figura 4.18. Nessas sub-bacias existem incertezas associadas à interpolação dos dados de precipitação. Isso ocorre devido à combinação da baixa densidade de dados de chuva observada e maior grau de variabilidade da precipitação pluviométrica com topografia, o que afeta as estimativas do modelo hidrológico.

Os erros de volumes (ΔV) compreendem valores inferiores à 15% na maior parte das sub-bacias calibradas. Esses valores são explicados pela própria incerteza dos dados observados. Apenas duas sub-bacias apresentaram valores acima de 15% durante o período de calibração, sendo elas as sub-bacias B4 e B12, as quais apresentaram valores de erro no volume de 44% e 16%, respectivamente. Estes valores justificam-se devido as bacias de cabeceira apresentarem relevo mais acidentado e baixa cobertura de pluviômetros. No período de verificação, somente as sub-bacias B11, B12 e B16, apresentaram valores acima de 15%, sendo os mesmos entre 19% e 22%.

Os dados utilizados neste trabalho foram submetidos à um controle de qualidade para eliminação dos erros mais grosseiros, é possível que erros de medição ainda persistam nos dados mais recentes, comprometendo a qualidade da validação. Considerando que o foco desse trabalho é o estudo do impacto de incertezas na medição, subentende-se que o desempenho do modelo é aceitável para a finalidade do presente estudo.

A Figura 4.20 mostra a comparação das vazões observadas e simuladas pelo modelo hidrológico nas fases de calibração e verificação do modelo hidrológico MHD-INPE para as sub-bacias B5, B8, B12 e B19. A vazão diária observada é representada pela linha cinza e a vazão simulada pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes os pluviômetros pela linha preta. A linha vertical pontilhada preta representa o término do período de calibração do modelo hidrológico em 14 de outubro de 2008, bem como o início do período de validação em 15 de outubro de 2008. Resultados mostram que de forma geral o modelo hidrológico MHD-INPE consegue simular hidrogramas de vazão a partir de dados de precipitação observada para a bacia do rio Tocantins-Araguaia, assim como também reproduz a sazonalidade dos dados de vazão nos períodos de cheias e estiagens, e de forma geral representa adequadamente as vazões médias e mínimas tanto na fase de calibração quanto na fase de verificação do modelo. No entanto, em alguns casos o modelo não consegue representar bem os picos, o que pode estar associado à baixa densidade da rede pluviométrica, assim como também pode estar associado à limitações do modelo. Isto reforça a necessidade de se utilizar técnicas que reflita a incerteza dos dados de precipitação. Os hidrogramas das 19

Tabela 4.5 - Estatísticas obtidas durante os períodos de calibração (1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2008) e de validação (15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011) do modelo hidrológico MHD-INPE na bacia do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	<i>NASH</i>		<i>NASH_{log}</i>		ΔV	
	Cal.	Val.	Cal.	Val.	Cal.	Val.
B1	0,87	0,69	0,88	0,66	0,03	-0,10
B2	0,85	0,85	0,89	0,89	0,00	0,08
B3	0,56	0,52	0,72	0,69	-0,03	0,03
B4	0,65	0,78	0,59	0,83	0,44	0,08
B5	0,72	0,65	0,87	0,78	-0,01	-0,01
B6	0,83	0,81	0,91	0,89	0,06	-0,10
B7	0,93	0,86	0,96	0,94	0,09	0,01
B8	0,95	0,93	0,93	0,77	0,07	0,02
B9	0,76	0,59	0,85	0,80	0,04	-0,13
B10	0,63	0,34	0,82	0,53	-0,05	0,03
B11	0,83	0,47	0,91	0,69	-0,07	0,20
B12	0,86	0,48	0,89	0,88	0,16	0,22
B13	0,84	0,58	0,83	0,67	-0,03	0,08
B14	0,76	0,45	0,84	0,62	-0,01	0,03
B15	0,88	0,83	0,89	0,89	-0,01	0,01
B16	0,91	0,68	0,87	0,76	0,01	0,19
B17	0,92	0,82	0,91	0,82	0,00	0,04
B18	0,87	0,91	0,85	0,89	0,03	0,03
B19	0,78	0,68	0,63	0,53	0,16	0,02
B19*	0,93	0,90	0,80	0,77	0,13	0,13

*Vazão naturalizada pelo Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS).

sub-bacias são apresentados no Apêndice B.1.

No caso do exutório da sub-bacia 19, situado próximo à Usina Hidrelétrica de Tucuruí, foi utilizada a série dos dados de vazão naturalizada pela ONS pois o mesmo é afetado pela operação da barragem. Os resultados obtidos mostram o aumento da performance do modelo hidrológico trabalhando com os dados da vazão naturalizada (Tabela 4.5). No entanto, observa-se que os mínimos de vazão subestimam a vazão observada pela ANA e simulada pelo modelo, o que provavelmente dá-se devido ao erro de superestimativa de evaporação do reservatório, devido a esse ser um dado necessário para a naturalização da série.

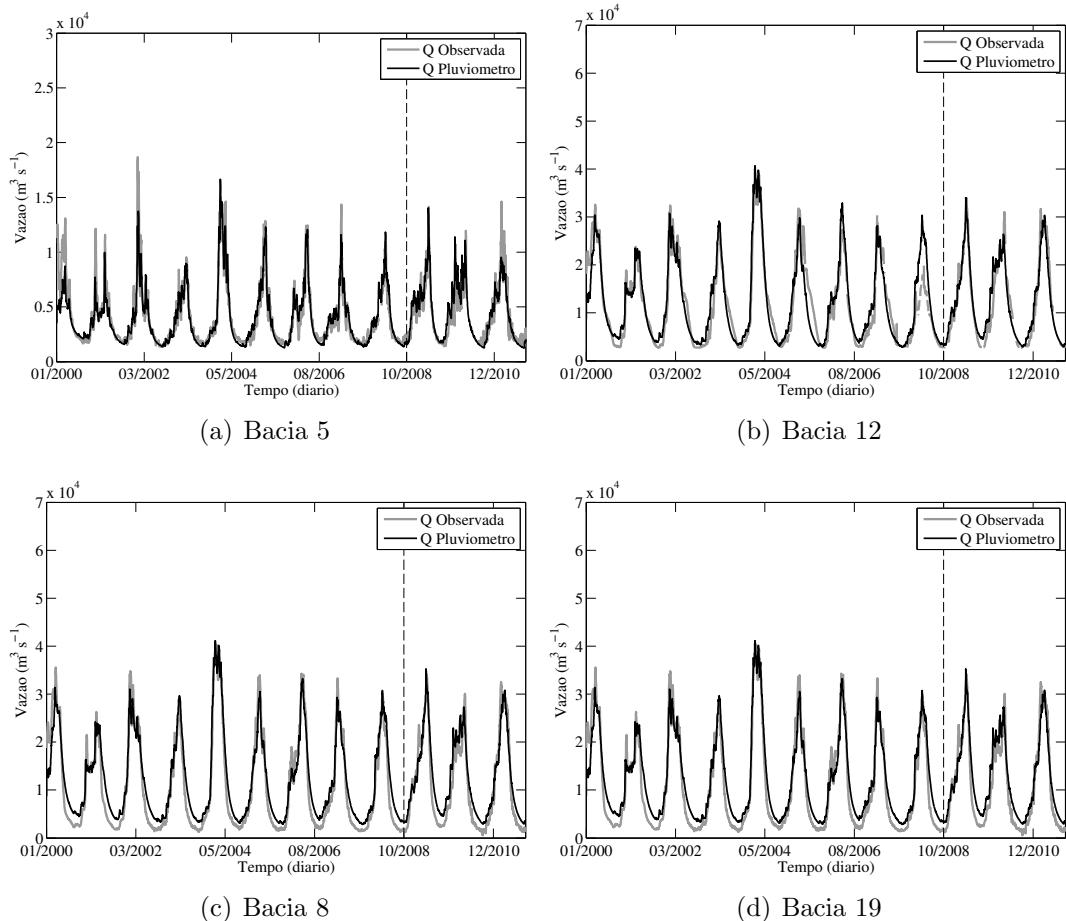


Figura 4.20 - Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico utilizando como forçante os pluviômetros (linha preta) durante o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 5; (b) 12; (c) 8; e (d) 19. A unidade da vazão é $m^3 s^{-1}$.

4.5 Simulação hidrológica por meio de estimativa de precipitação por satélite

A Figura 4.21 mostra a comparação das vazões observadas e simuladas pelo modelo hidrológico por meio de dados pluviométricos e pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite CMORPH, 3B42RT, HYDROE e GSMAP durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011. Apresenta-se uma análise síntese em 4 sub-bacias que apresentam diferentes áreas de drenagem. As sub-bacias B5, B8, B12 e B19, com áreas de drenagem de 5.310, 377.000, 13.900 e 764.000 km², respectivamente.

Resultados mostram que os algoritmos CMORPH e HYDROE superestimam as vazões, enquanto o algoritmo GSMAP subestima. Apesar do HYDROE possuir a maior superestimativa, foi o algoritmo que melhor representou a sazonalidade das vazões representadas na Figura 4.21. A simulação pelo algoritmo 3B42RT foi a que mais se aproximou das vazões observadas, porém nas bacias de grande porte (B19) observa-se que 3B42RT não consegue representar o primeiro pico na estações chuvosas, sendo que o mesmo ocorre para o 3B42RT na bacia de pequeno porte (B12). Os demais hidrogramas simulados para as 19 sub-bacias podem ser consultados no Apêndice C.1. De acordo com os acumulados de precipitação dos dados observados e dos algoritmos estimados por satélite apresentados no Apêndice D.1, mostram as superestimativas e subestimativas de precipitação por satélite que refletem nas simulações das vazões a partir de dados precipitação estimados por satélite.

A performance do modelo hidrológico na simulação de vazão por meio dos algoritmos CMORPH, 3B42RT, HYDRO-E e GSMAP é mostrada na Tabela 4.6, onde observa-se que o algoritmo 3B42RT foi o que obteve melhor desempenho com valores de *NASH* da ordem de 0,76 a 0,94 para as sub-bacias B2, B7, B8 e B15 à B19, valores entre 0,57 à 0,66 para as sub-bacias B4 e B11 à B14, e valores inferiores para as demais sub-bacias. O *NASH_{log}* das vazões para o 3B42RT foi satisfatório, exceto para as sub-bacias B1, B3 e B10. No caso do algoritmo HYDROE, os valores negativos de *NASH* para 12 sub-bacias sugerem que a simulação de vazão utilizando tão somente estimativas de precipitação pelo algoritmo HYDROE não é recomendável e que neste caso seria melhor a utilização das médias de longo termo.

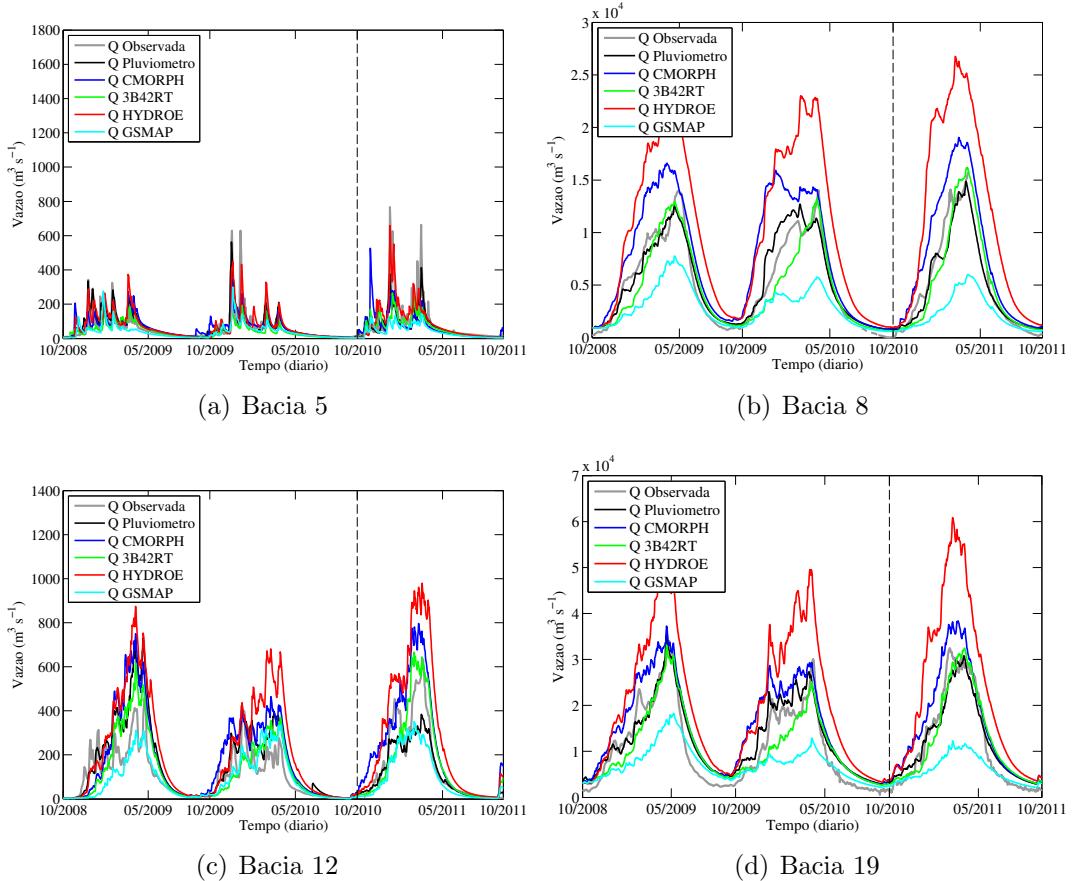


Figura 4.21 - Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e das vazões simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes os pluviômetros (linha preta), o CMORPH (linha azul escuro), o 3B42RT (linha verde), o HYDROE (linha vermelha) e o GSMAP (linha azul claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 5; (b) 8; (c) 12; e (d) 19; A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

Tabela 4.6 - Estatísticas obtidas durante o período de validação (15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011) do modelo hidrológico MHD-INPE na bacia do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	CMORPH		3B42RT		HYDROE		GSMAP	
	NASH	$NASH_{log}$	NASH	$NASH_{log}$	NASH	$NASH_{log}$	NASH	$NASH_{log}$
B1	0.48	0.53	-0.42	-0.93	0.56	0.65	-1.38	-2.45
B2	-0.11	0.37	0.83	0.89	-1.14	0.04	0.57	0.68
B3	0.21	0.54	0.22	0.42	0.30	0.58	0.09	0.33
B4	0.66	0.77	0.58	0.79	0.59	0.73	0.42	0.72
B5	0.42	0.65	0.40	0.65	0.55	0.73	0.23	0.43
B6	0.78	0.83	0.37	0.60	0.39	0.67	-0.10	0.18
B7	0.38	0.73	0.89	0.91	-1.46	0.32	0.18	0.54
B8	0.42	0.65	0.90	0.77	-1.45	0.44	0.25	0.63
B9	0.43	0.71	0.34	0.66	0.61	0.79	-0.04	0.10
B10	0.16	0.31	0.05	0.13	0.11	0.31	-0.29	-0.84
B11	0.46	0.73	0.57	0.74	-2.57	0.04	-0.06	-0.14
B12	0.05	0.72	0.59	0.78	-1.09	0.71	0.62	0.68
B13	0.71	0.69	0.61	0.73	-1.17	0.35	0.19	0.48
B14	-1.26	-0.31	0.66	0.73	-1.91	-0.61	-0.03	-0.48
B15	-0.39	0.47	0.76	0.73	-1.13	0.40	0.13	-0.19
B16	0.15	0.57	0.83	0.83	-2.07	0.27	0.52	0.67
B17	0.42	0.65	0.84	0.83	-2.02	0.22	0.40	0.48
B18	0.54	0.66	0.94	0.93	-1.16	0.38	0.16	0.50
B19	0.68	0.66	0.87	0.77	-0.78	0.37	0.29	0.64

De forma geral, comparando a performance do modelo hidrológico utilizando como forçante dados de precipitação observados e dados de precipitação estimados por satélite, observa-se performance inferior para as simulações por satélite (ver Tabelas 4.5 e 4.6, páginas 75 e 79). Esse resultado pode ser explicado, em parte, pelo fato da calibração do modelo hidrológico ter sido realizada com dados de precipitação observados interpolados. Por isso, vale ressaltar que para uma comparação das estimativas de vazão utilizando algoritmos de estimativa de precipitação por satélite e campos interpolados de dados de precipitação observados, quiçá seria mais adequado duas calibrações independentes do modelo hidrológico: uma utilizando como dados de entrada as estimativas por satélite; outra usando dados de precipitação observados interpolados. Entretanto, como a série de dados de estimativa por satélites utilizada se estende por apenas três anos, optou-se por usar como referência a calibração resultante do modelo hidrológico forçado por campos de precipitação observados por pluviômetros interpolados.

Com relação aos resultados apresentados sugere-se a utilização da técnica por conjuntos, a fim de melhorar o desempenho do modelo hidrológico utilizando estimativas de precipitação por satélites na simulação de vazões, com base na propagação do erro dessas estimativas aproximando-se do valor de referência, as quais serão apresentadas na seção a seguir.

4.6 Simulação hidrológica por meio de estimativa de precipitação por conjuntos

4.6.1 O desempenho do sistema

As simulações de vazão por conjuntos, foram analisadas utilizando séries temporais da precipitação diária acumulada (isto é, hietogramas acumulativos) e as vazões simuladas pelo modelo hidrológico MHD-INPE. Conforme foi definido na Seção 3.3.5, a bacia do rio Tocantins-Araguaia foi dividida em 19 sub-bacias. Para analisar o comportamento do modelo estocástico na simulação de vazões, serão mostrados os resultados para três bacias, definidas arbitrariamente como de pequeno (B12, rio Santa Tereza - estação Jacinto, 13.900 km^2), médio (B8, rio Araguaia - estação Xambioá, 377.000 km^2) e grande porte (B19, rio Tocantins - estação Tucuruí, 764.000 km^2). A Figura 4.22 ilustra a localização e a área de drenagem para cada bacia citada anteriormente. É importante destacar que a bacia 19 comprehende a totalidade da bacia, para a qual o modelo estocástico foi calibrado. Os resultados para as demais sub-bacias encontram-se nos Apêndices C.1 e E.1 referentes às precipitações acumuladas e às vazões simuladas por conjuntos, respectivamente.

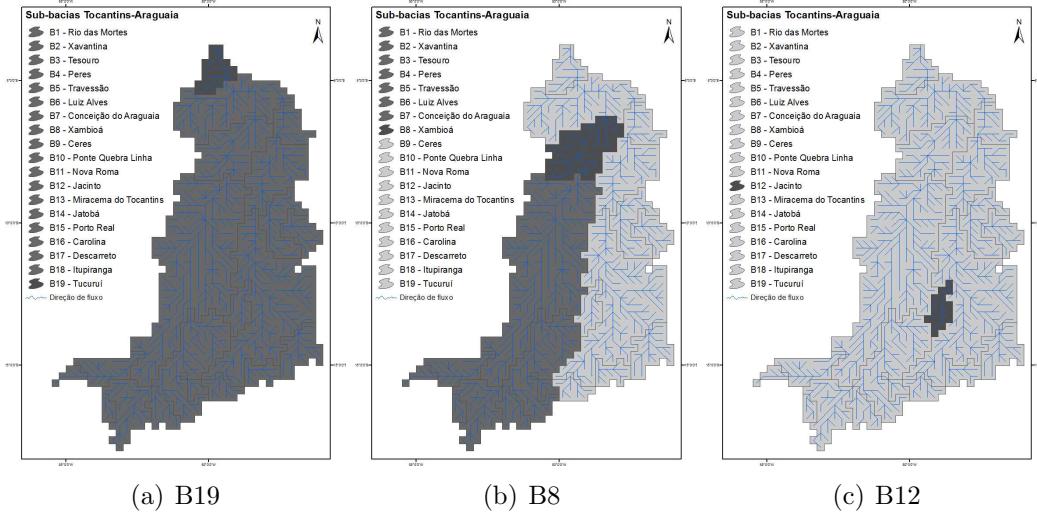


Figura 4.22 - Distribuição espacial da área de drenagem das bacias: (a) Bacia de grande porte (B19; rio Tocantins - estação Tucuruí; área de drenagem 764.000 km²). (b) bacia de médio porte (B8; rio Araguaia - estação Xambioá; área de drenagem 377.000 km²); e (c) bacia de pequeno porte (B12; rio Santa Teresa - estação Jacinto; área de drenagem 13.900 km²); A região preta representa a bacia incremental, a região cinza escuro, aliada à região preta, representa a área de drenagem da sub-bacia e a região cinza claro aliado às regiões cinza escuro e preta representam a área total da bacia do Tocantins-Araguaia (exceto para B19 pois a área de drenagem da mesma representa a bacia inteira).

As Figuras 4.23, 4.24 e 4.25 apresentam as séries temporais da precipitação média acumulada para toda a área de drenagem das sub-bacias selecionadas no parágrafo anterior. Essas séries temporais apresentam: os conjuntos de precipitação gerados pelo modelo SREM2D (100 membros), para os quatro produtos de precipitação por satélite; a precipitação observada por pluviômetros (considerada como referência); e os dados originais de precipitação estimada por cada algoritmo de estimativa de precipitação. A linha vertical pontilhada preta representa o término do período de calibração em 14 de outubro de 2010, bem como o início do período de validação em 15 de outubro de 2010.

Os resultados mostram que sobre a área total da bacia de grande porte (B19), para o qual o modelo estocástico foi calibrado, o algoritmo 3B42RT apresenta o menor viés entre todos algoritmos analisados, enquanto HYDROE tem o maior viés positivo, quando o dado original estimado por satélite é comparado com os valores de referência (linhas cinza escuro e preta, respectivamente) na Figura 4.23. No entanto, o algoritmo CMORPH superestima a precipitação, enquanto o GSMAP subestima a

precipitação acumulada durante todo o período de estudo. Entretanto, após aplicar o SREM2D, o conjunto simulado consegue representar os dados observados (considerados como referência) com uma maior fidelidade durante os dois primeiros anos (período de calibração) para todas as técnicas. Esse é um resultado esperado pois os parâmetros do modelo estocástico foram ajustados para essa sub-bacia (a bacia completa). Para o período de validação (último ano) todos os conjuntos obtidos para cada algoritmo tendem a superestimar a precipitação observada. Uma das possíveis hipóteses desse resultado é o fato que o ano utilizado para a validação foi mais seco que os anos utilizados para calibrar o modelo SREM2D.

Sobre a área de drenagem da bacia de médio porte (B8), apresenta na Figura 4.24, os resultados mostram que os resultados obtidos são bem semelhantes aos da bacia de grande porte (B19). O algoritmo 3B42RT apresenta o menor viés entre todos os algoritmos analisados, enquanto HYDROE tem o maior viés positivo. O algoritmo CMORPH superestima a precipitação, enquanto o GSMAP subestima a precipitação acumulada durante todo o período de estudo. Depois de calibrar as estimativas de chuva com o modelo estocástico SREM2D, o conjunto simulado consegue representar os dados observados (considerados como referência) com uma qualidade semelhante aos da bacia completa, porém com um espalhamento do conjunto levemente superior. É importante destacar nesse caso, que a sub-bacia não foi calibrada independentemente e foram utilizados os parâmetros de ajuste da bacia maior. Para o período de validação (último ano) todos os conjuntos obtidos para cada algoritmo tendem a superestimar a precipitação observada. Como observado no parágrafo anterior, nesta sub-bacia em particular o ano utilizado para a validação foi mais seco do que os anos utilizados para calibrar o modelo SREM2D.

Para a bacia de menor porte, apresentada na Figura 4.25, a característica mais saliente é o grande espalhamento dos conjuntos gerados pelo SREM2D. Após aplicar o modelo estocástico mencionado, o conjunto obtido para o CMORPH representa melhor a precipitação observada para ambos períodos de calibração e validação, enquanto o 3B42RT e o GSMAP tendem a subestimar a precipitação observada acumulada e o HYDROE superestima levemente a precipitação para todo o período. Nesse caso observa-se uma maior diferença entre os valores simulados pelo modelo SREM2D e os valores observados. Uma das finalidades deste trabalho é encontrar um limiar de tamanho das bacias para o qual o conjunto de parâmetros calculados para a bacia maior pode ser utilizado em bacias de menor porte. Esse resultado será discutido posteriormente nesta seção por meio de uma análise da razão de incerteza e de excedência.

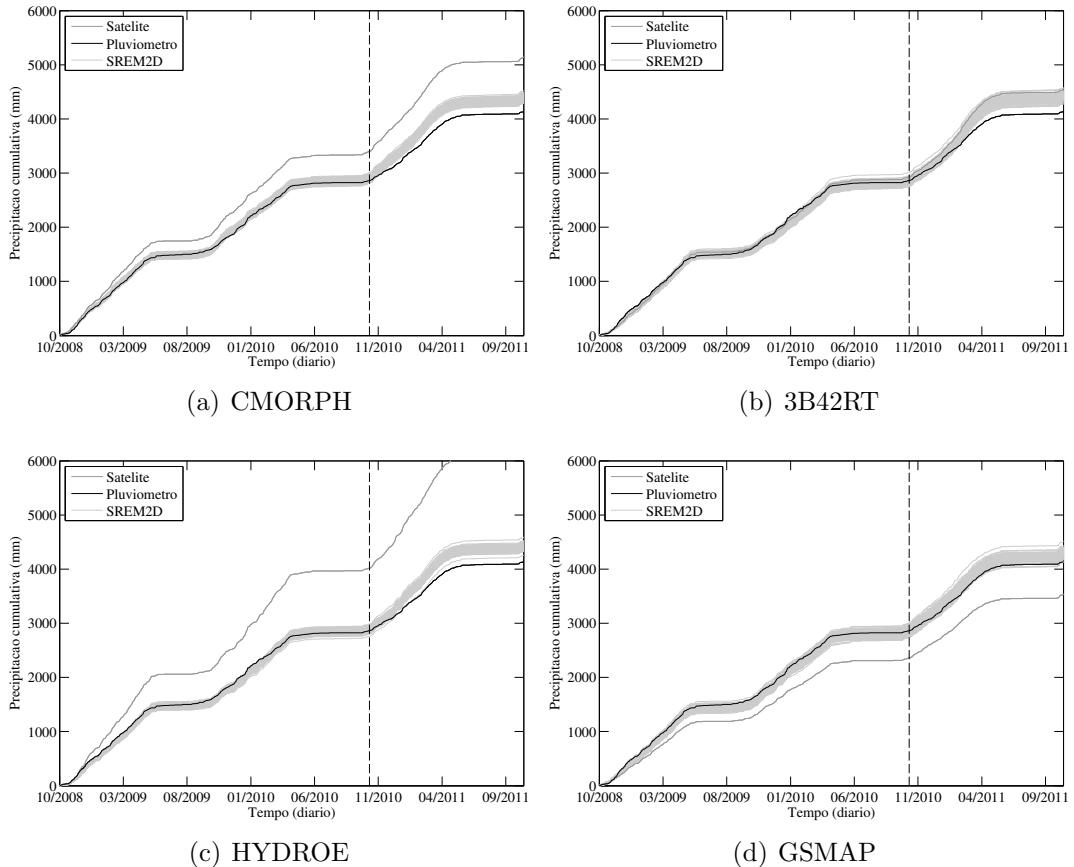


Figura 4.23 - Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 19 (764.000 km^2) observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.

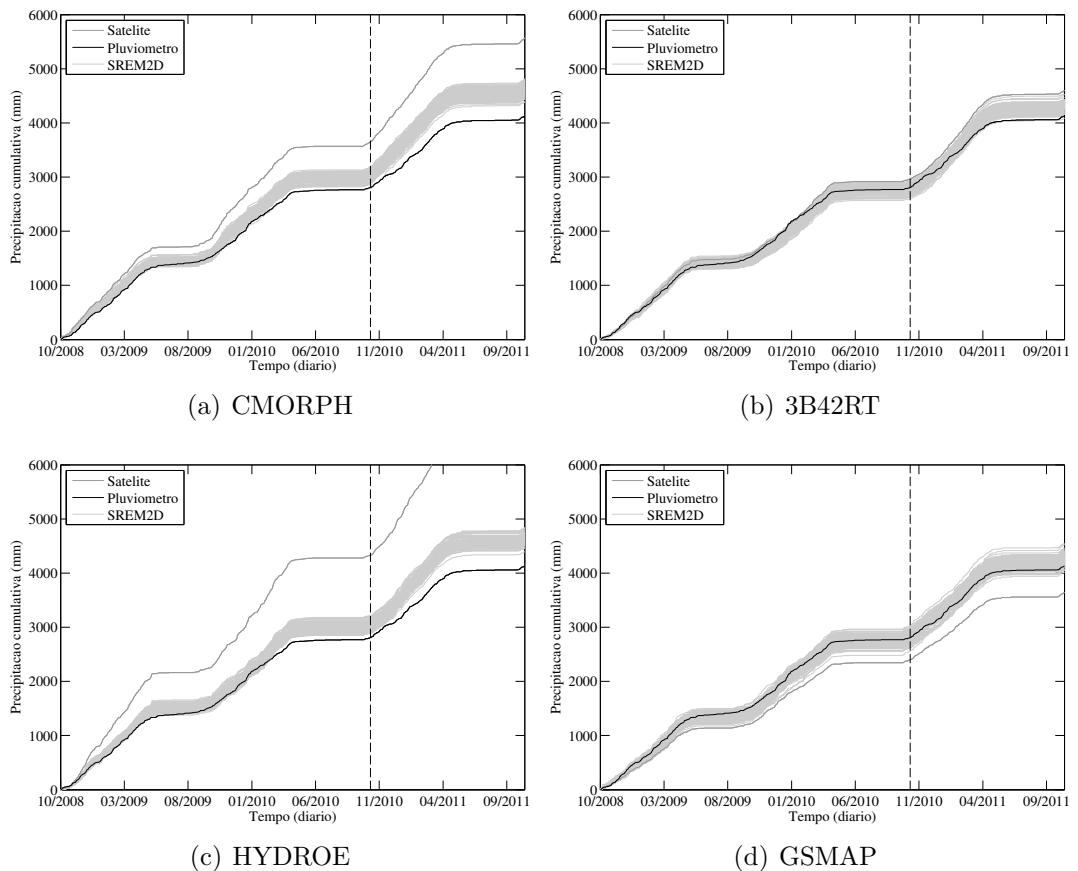


Figura 4.24 - Idem à Figura 4.23 (ver página 83), exceto que para a bacia 8 (377.000 km^2).

Uma vez que o conjunto de 100 membros foi produzido utilizando o SREM2D para cada algoritmo de satélite, cada campo de chuva foi utilizado para forçar o modelo hidrológico MHD-INPE, a fim de simular conjuntos de vazões baseados nos 100 membros.

As Figuras 4.26, 4.27 e 4.28 mostram a performance do modelo hidrológico MHD-INPE para os conjuntos gerados por meio do SREM2D para as B19 e B8, respectivamente, as quais foram consideradas arbitrariamente como sendo bacias de grande e médio porte, respectivamente. Essas figuras incluem a vazão observada (linha grossa preta), a vazão simulada a partir de dados pluviométricos de referência (linha cinza escuro), a vazão simulada de dado original estimado por satélite (linha cinza), bem como o conjunto de vazões derivado do modelo SREM2D (linhas cinza claro). Para o caso do HYDROE aplicado à grande bacia, a vazão baseada nos campos originais da precipitação estimada por satélite é discrepante quando comparada com a vazão observada e vazão simulada pela referência (ou seja, a vazão obtida forçando o modelo hidrológico com séries temporais de dados de pluviômetros interpolados). No

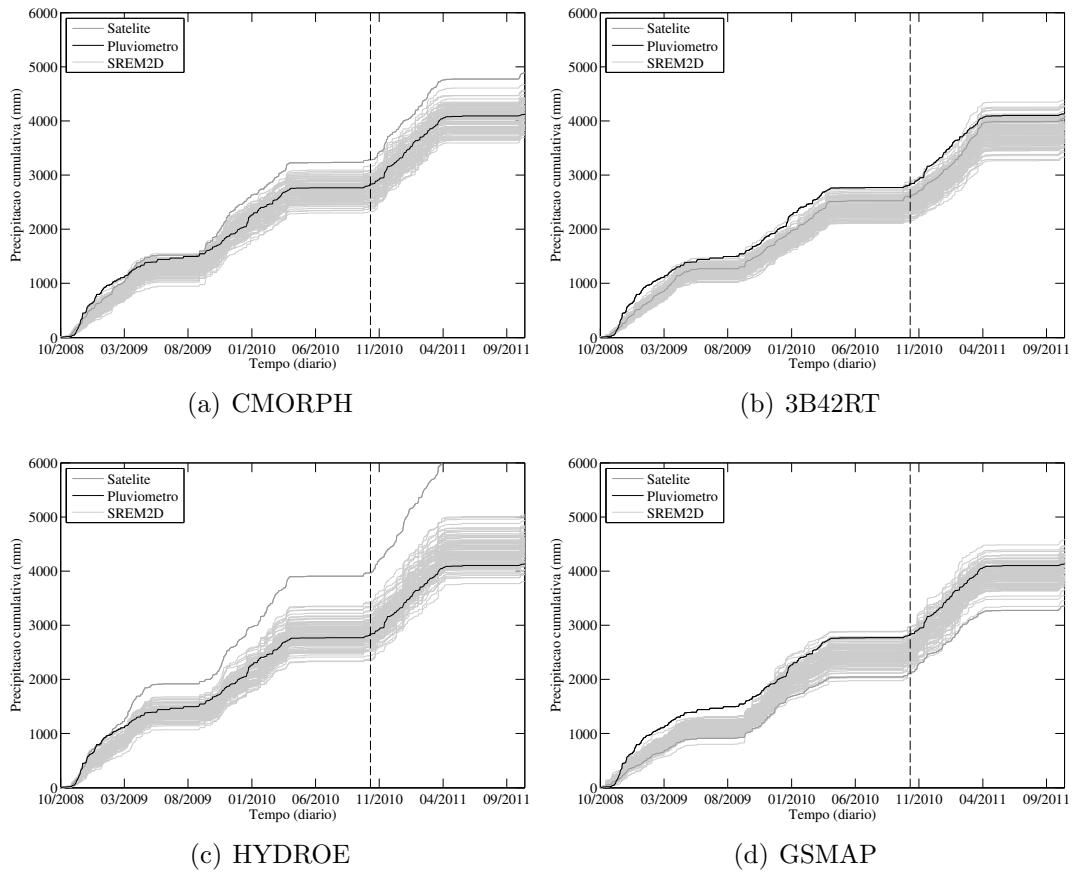


Figura 4.25 - Idem à Figura 4.23 (ver página 83), exceto que para a bacia 12 (13.900 km^2).

entanto, após a aplicação do SREM2D, o envelope de vazões se aproxima da vazão observada e da vazão simulada de referência capturando o ciclo anual, enquanto o valor máximo e mínimo não estão bem representados. Como mencionado anteriormente, no caso da bacia 19, essas discrepâncias estão relacionadas à existência da usina hidrelétrica de Tucuruí, a qual situa-se próximo à estação fluviométrica, e ao uso de vazões naturalizadas. Todos os outros algoritmos apresentam um comportamento similar.

A Figura 4.28 mostra a mesma análise para a bacia de pequeno porte (B12). Maiores espalhamentos são observados para o conjunto de 100 membros, o qual foi ajustado com os parâmetros da bacia 19, para todos os produtos de satélite. A vazão observada apresenta-se dentro do envelope do conjunto entre 60% e 70% do tempo para todos os algoritmos considerados neste estudo.

A fim de avaliar o impacto da área de drenagem no desempenho do modelo SREM2D, foram utilizadas as métricas: razão de excedência e razão de incerteza. Essas métricas

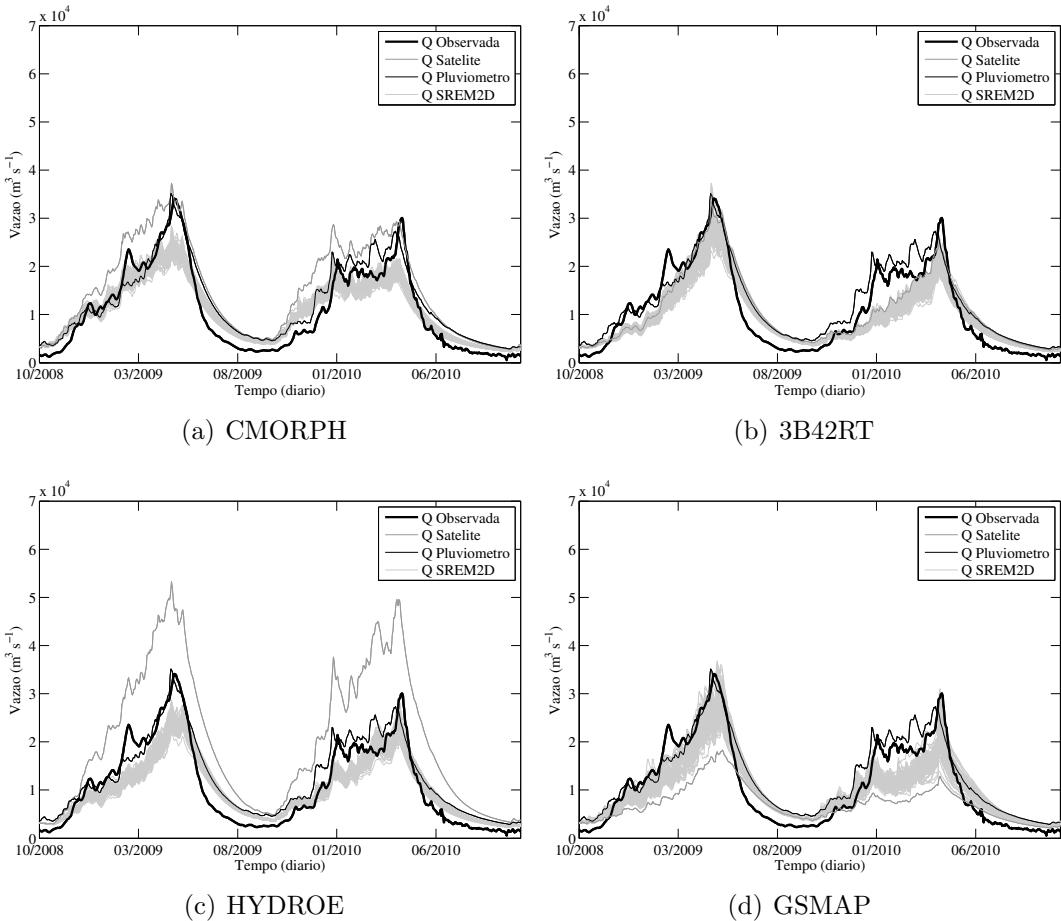


Figura 4.26 - Série temporal de vazão diária na bacia 19 (764.000 km^2) observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmos de estimativa de precipitação (linha cinza) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2010, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$.

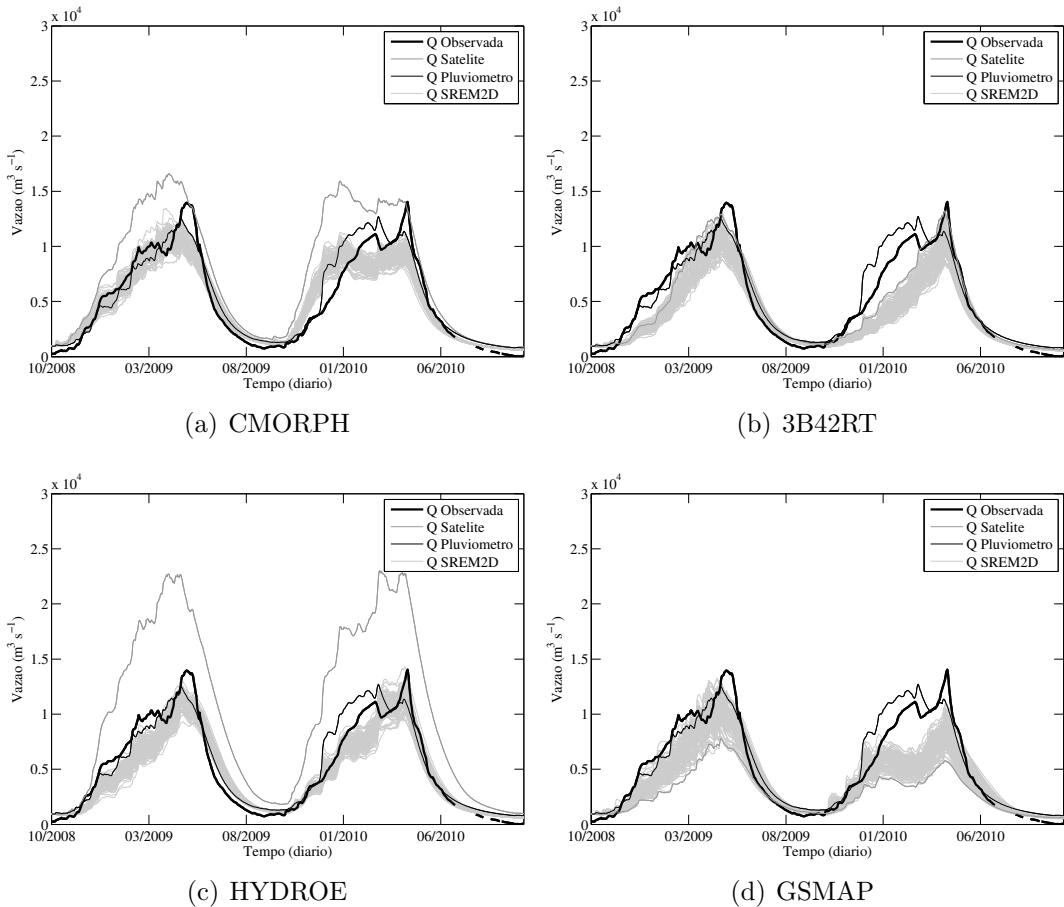


Figura 4.27 - Idem à Figura 4.26 (ver página 86), exceto que para a bacia 8 (377.000 km^2).

foram apresentadas na Seção 3.3.6.1. As bacias B1 e B11 foram excluídas da análise devido à falta de qualidade das vazões de referência. A Figura 4.29 mostra a razão de excedência e a Figura 4.30 mostra a razão de incerteza como uma função do tamanho da bacia, ambas em ordem crescente da esquerda para a direita, para os conjuntos gerados pelo SREM2D para cada um dos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite. Essa figura apresenta dupla legenda para o eixo das abscissas, sendo o inferior referente ao tamanho da área de drenagem das sub-bacias, com fator de escala de 10^3 e unidade de km^2 . Já o eixo superior refere-se ao índice de cada uma das sub-bacias, de acordo com a Tabela 3.1 (ver página 23).

Para o algoritmo CMORPH, a razão de excedência mede o potencial do modelo de erro para envolver os campos observados de vazão. A dependência dessa razão no tamanho da bacia é evidente para bacias maiores que 12.000 km^2 . Maiores espalhamentos associados à pequenas bacias fazem com que o valor de referência (vazão observada) fique dentro dos limites superiores e inferiores do conjunto, enquanto que

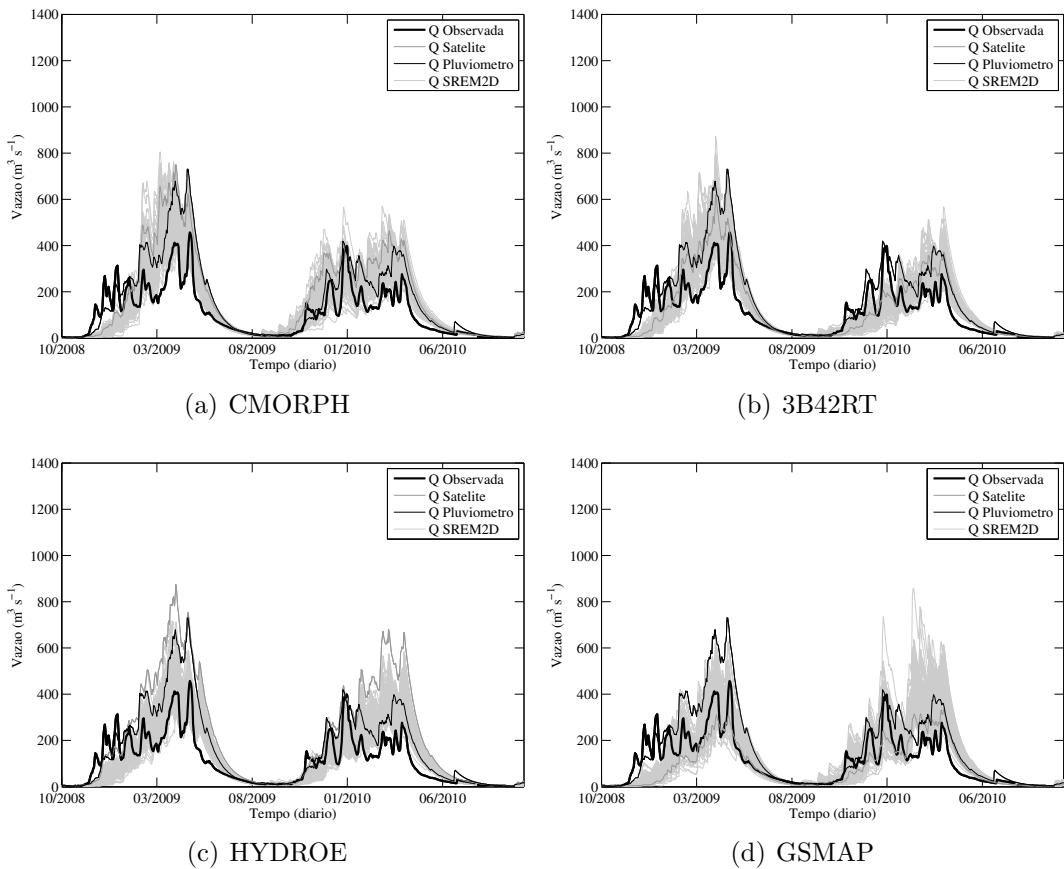


Figura 4.28 - Idem à Figura 4.26 (ver página 86), exceto que para a bacia 12 (13.900 km^2).

para maiores bacias o espalhamento é menor e a observação de referência está próxima, mas não dentro, do envelope simulado. Bacias menores, abaixo de 12.000 km^2 , não seguem esse comportamento.

A razão de incerteza, a qual mede a diferença normalizada de vazão entre os limites superior e inferior do conjunto, apresenta valores relativamente menores para bacias maiores (maior área de drenagem e, posteriormente, maior vazão) do que para as menores bacias. Isso se deve ao maior espalhamento observado para bacias menores, conforme apresentado nas Figuras 4.26, 4.27 e 4.28 para bacias de grande, médio e pequeno porte, respectivamente. Os demais produtos de precipitação por satélite, mostraram um comportamento semelhante ao caso do CMORPH.

As diferenças de desempenho das bacias de pequeno à grande porte estão associadas à topografia. Especialmente nas regiões de cabeceira, os terrenos são mais complexos e a resposta hidrológica da bacia é mais rápida e mais sensível à precipitações localizadas. Em contrapartida, estão as bacias maiores, que apresentam grandes áreas

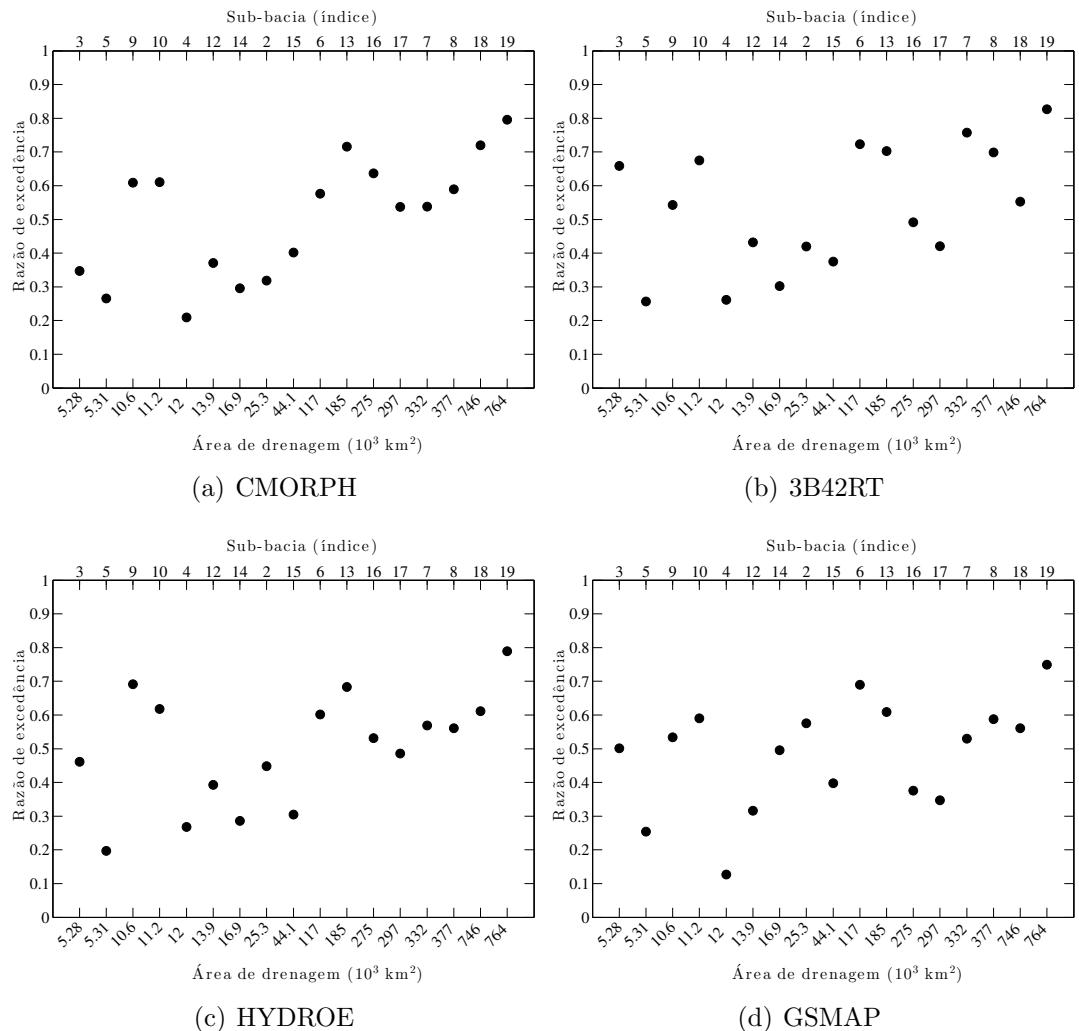


Figura 4.29 - Plotagens da razão de excedência em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. As unidades da razão de excedência é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2 .

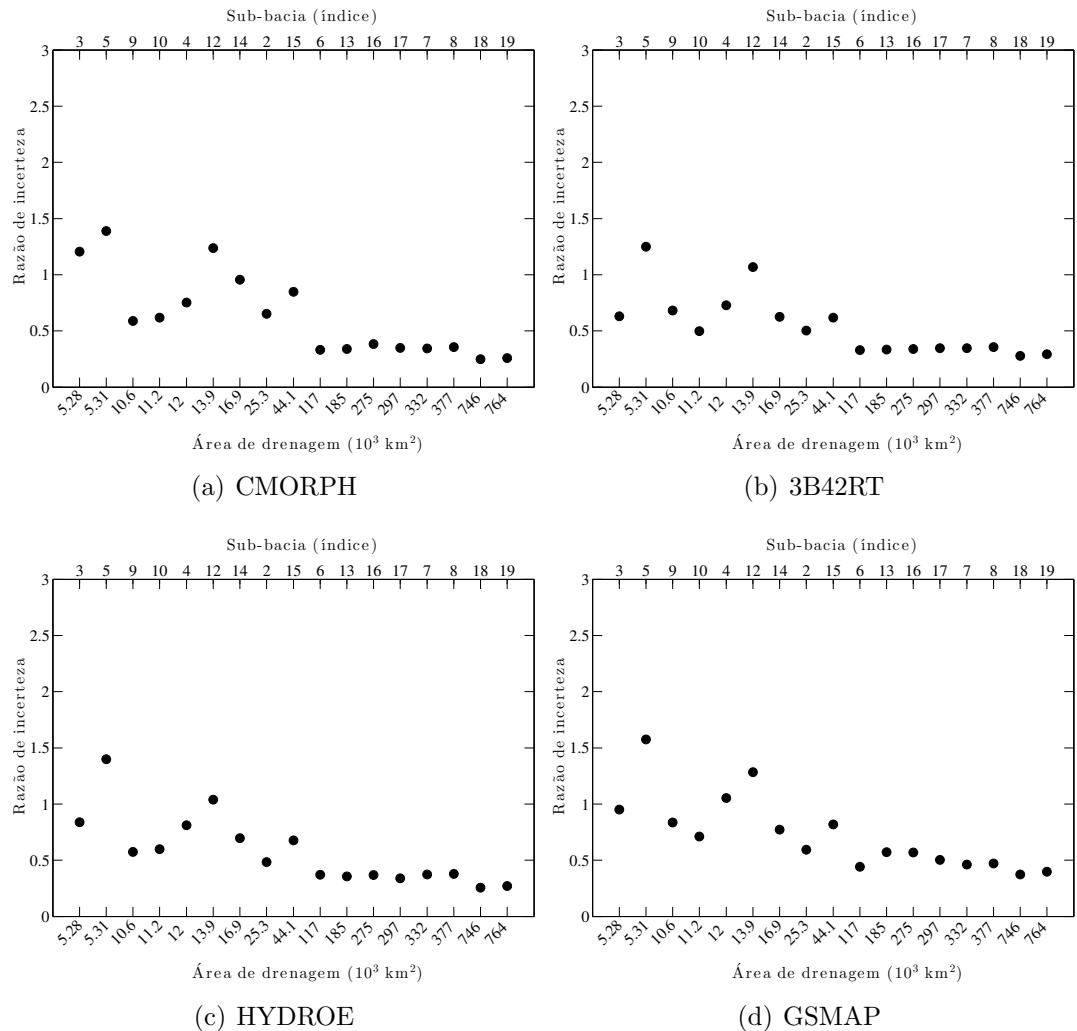


Figura 4.30 - Idem à Figura 4.29 (ver página 89), exceto que para a razão de incerteza. A unidade da razão de incerteza é adimensional.

de várzeas com menor declividade, onde a resposta hidrológica é mais gradual em termos da variação dos níveis hidrométricos, e o efeito das chuvas localizadas tem resposta diluída com o aumento da área de drenagem.

No entanto, ainda que as maiores bacias possuam menores incertezas (menores valores de UR) refletidas pelos menores espalhamentos, como é o caso da bacia 19, a vazão observada excede o envelope do conjunto (conforme indicado pelos valores de ER), ou seja, o conjunto (100 membros) não engloba a observação na maior parte do tempo. Do ponto de vista hidrológico operacional, é conveniente que a dispersão do conjunto inclua a observação na maior parte do tempo. Se por um lado a redução de incerteza, dada pelo menor espalhamento como na bacia 19, é desejável, por outro lado é adequado que o espalhamento seja suficientemente largo para abranger as observações como foi verificado na bacia 12.

Para as bacias com área de drenagem inferiores à 12.000 km² é necessário a calibração incremental por sub-bacia, isto é, utilizando a mesma lógica do modelo hidrológico MHD-INPE, em que a calibração é realizada para cada sub-bacia. Dessa forma, conclui-se que a técnica aplicada é extremamente útil para a aplicação operacional de bacias com área de drenagem acima de 12.000 km². De acordo com os resultados obtidos, conforme a área de drenagem aumenta (*e.g.*, B19 e bacias de grande porte) o método é menos eficaz, pois como citado anteriormente o conjunto nem sempre engloba a observação. Isso pode ser explicado em função da calibração do modelo SREM2D ter sido calibrado para toda a área de drenagem à montante e não simplesmente pela bacia incremental. Em outras palavras, devido ao tamanho da bacia (764.000 km²), a mesma é influenciada por pelo menos dois regimes climáticos e diferentes tipos de sistemas de precipitantes associados, onde existe grande variabilidade da precipitação e portanto sujeitos à diferentes erros sistemáticos.

Quando o SREM2D é calibrado uma única vez para toda a área, principalmente com relação ao viés espacial apresentado nas Figuras 4.3(e) à 4.3(h), o viés existente em cada algoritmo de chuva apresentado nessa figura é corrigido para a grande área dessa forma, propagando o erro para toda a área. No entanto, ainda que existam limitações na aplicação do método, observa-se que o conjunto se aproxima muito mais da observação do que quando comparando com as simulações originais de satélite, mostrando notória melhoria do método. Ainda que a simulação de vazão dos dados observados por pluviômetros interpolados fique em alguns casos mais próxima da vazão observada. Para fins de monitoramento, e conforme já descrito previamente na Secção 1, a quantidade de estações pluviométricas automáticas não são repre-

sentantivas para a área da bacia de forma onde provavelmente os resultados serão inferiores quando comparado até mesmo com as simulações utilizando a técnica de estimativa de precipitação por satélite original.

4.6.2 Erro de propagação

A propagação de incerteza da precipitação em erro de vazão é analisada por meio das métricas introduzidas na Seção 3.3.6.1. Para cada produto de satélite, as Figuras 4.31 e 4.32 mostram a avaliação dos conjuntos por meio dos erros absolutos médios relativos (rMAE) e as raízes dos erros quadráticos médios relativos (rRMSE) das vazões, respectivamente. Essas estatísticas foram calculadas, individualmente, para cada um dos membros dos conjuntos e apresentadas por meio de diagramas de caixas e bigodes (do inglês *box-and-whisker plots*). Para cada caixa: a marca central representa a mediana; as bordas da caixa representam as distribuições dos 25° e 75° quantis; os bigodes (do inglês *whiskers*), os quais são os segmentos de retas conectados às bordas da caixa, representam os dados extremos, os quais são pontos que não são considerados discrepantes nessa distribuição; e os valores extremos são representados com cruzes. As duas figuras também mostram as estatísticas de referência (pontos pretos), as quais aqui são consideradas como sendo as avaliações dos produtos de estimativa de precipitação por satélite verificados com relação às referências consideradas, tanto para precipitação como para as vazões simuladas utilizando esses dados. Para o cálculo de rMAE e rRMSE das precipitações e das vazões foram utilizadas como referência os campos de precipitação observada por pluviômetros interpolados e as vazões simuladas utilizando esses campos, respectivamente.

Para facilitar a visualização, as estatísticas são aqui apresentadas em função da área de drenagem de cada sub-bacia, em ordem crescente da esquerda para a direita. Primeiramente, nota-se que as simulações de vazões por conjunto reduzem os erros de ambas simulações forçadas pelos algoritmos HYDROE e GSMP, quando as mesmas são comparadas com as estatísticas de referência correspondentes para as bacias maiores do que 25.000 km², mostrando que o SREM2D é capaz de corrigir os erros das forçantes de precipitação em termos de rMAE e rRMSE. Essas reduções atingem valores altos, de até 80%, tal como no caso do algoritmo HYDROE para as sub-bacias 7 e 8, em que o rMAE diminui de aproximadamente 1 para valores menores a 0,2. Para grandes bacias, os algoritmos 3B42RT e CMORPH apresentam rendimento inferior com relação às métricas rMAE e rRMSE, quando comparados com relação aos outros dois algoritmos e, em alguns casos, o SREM2D introduz erros nos conjuntos de vazões. Nota-se também que não existem grandes diferenças

entre os produtos de satélites quando aplicados à escala de bacias menores, onde o SREM2D parece acrescentar consistentemente a incerteza em termos de rMAE e rRMSE à vazão simulada em relação aos valores de referência. Isso pode ter sido causado pelo fato de que os parâmetros do SREM2D terem sido calibrados ao longo de toda a bacia hidrográfica (764.000 km^2), indicando que esses parâmetros podem não ser representativos das incertezas que caracterizam as precipitações sobre bacias menores. Além disso, tanto as reduções de rMAE quanto as de rRMSE ocorrem em função da área de drenagem de forma consistente para todos os quatro produtos de satélite, o que corrobora com os resultados apresentados por Maggioni et al. (2013), o qual foi obtido sobre uma bacia menor situada no leste dos Estados Unidos da América.

As Figuras 4.33 e 4.34 ilustram os fatores de propagação de rMAE e rRMSE, respetivamente, apresentando em ambas as estatísticas dos conjuntos e as de referência. Essas figuras apresentam uma linha pontilhada quando o fator de propagação é igual à 1 para servir de referência quando a métrica das precipitações for igual à métrica das vazões, o que implicaria que os erros das medidas de precipitação seriam integralmente propagados para as vazões. O primeiro ponto a ser observado é que as estatísticas dos conjuntos são muito consistentes entre as diferentes escalas das bacias e os quatro produtos de precipitação por satélite. Portanto, a propagação dos erros das precipitações nas vazões não apresenta-se dependente das áreas de drenagem de cada sub-bacia e apresentam, em média, cerca de 50%. Em outras palavras, o rMAE e o rRMSE dos conjuntos de precipitação utilizados para forçar o modelo hidrológico são reduzidos pela metade nas simulações de vazão. Novamente, isso confirma o que foi demonstrado por Maggioni et al. (2013), em que observaram um fator de propagação de rRMSE constante entre as escalas analisadas, obtendo valores entre 0,5 e 0,8 para as bacias de escalas maiores que 2.000 km^2 .

4.6.3 Da pesquisa à operação

Essa seção mostra como a abordagem proposta pode ser aplicada operacionalmente para monitorar as cheias na bacia do Tocantins-Araguaia ou em outras bacias semelhantes. Sendo o prdouto de estimativa de precipitação por satélite com menor latência e operacionalmente disponível no CPTEC/INPE, o algoritmo HYDROE foi escolhido para mostrar como um produto de precipitação por satélite, corrigido usando o modelo de erro SREM2D, poderia ser empregado no monitoramento de vazões por meio do modelo hidrológico MHD-INPE. Os parâmetros calibrados para o SREM2D durante as estações chuvosas durante os anos de 2008-2009 e 2009-2010,

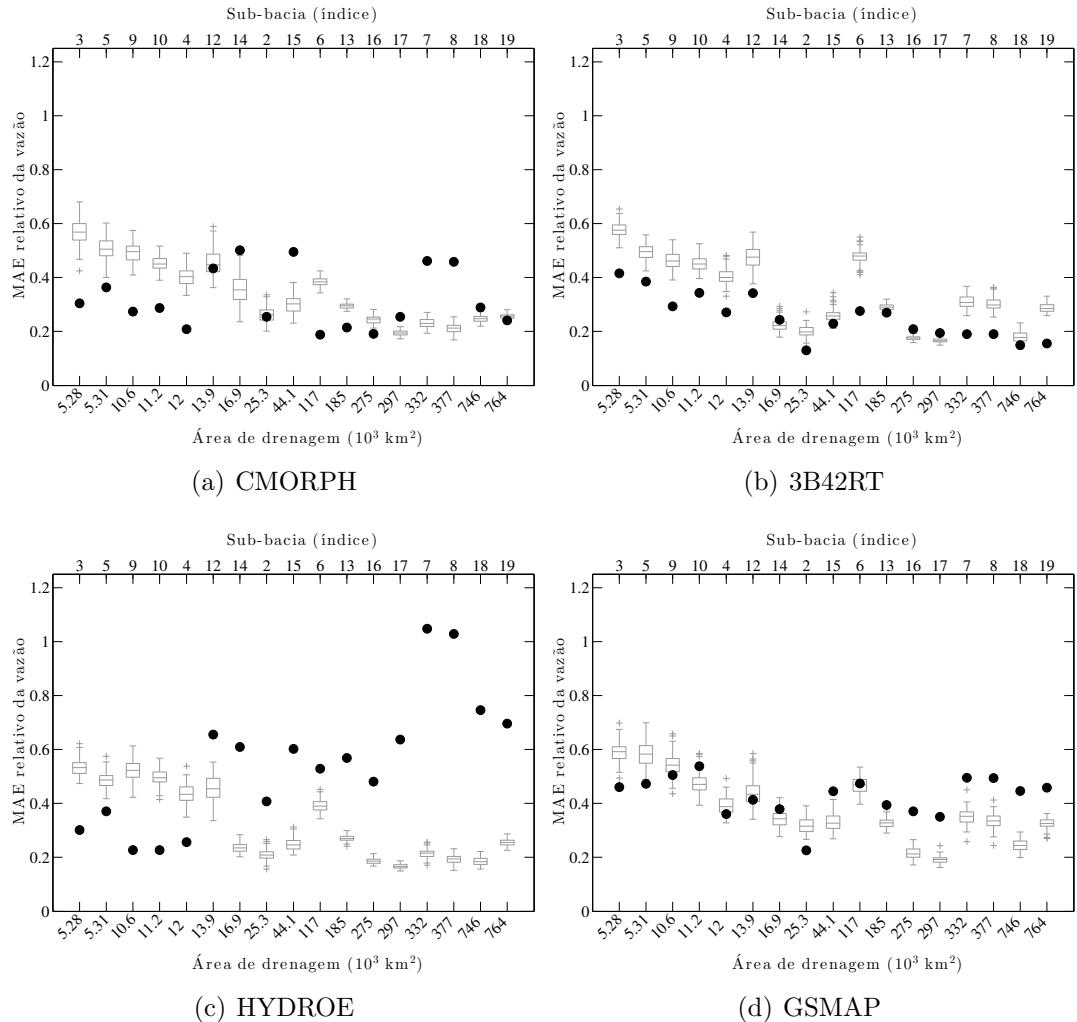


Figura 4.31 - Plotagens do erro absoluto médio relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. As unidades do erro absoluto médio relativo é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2 .

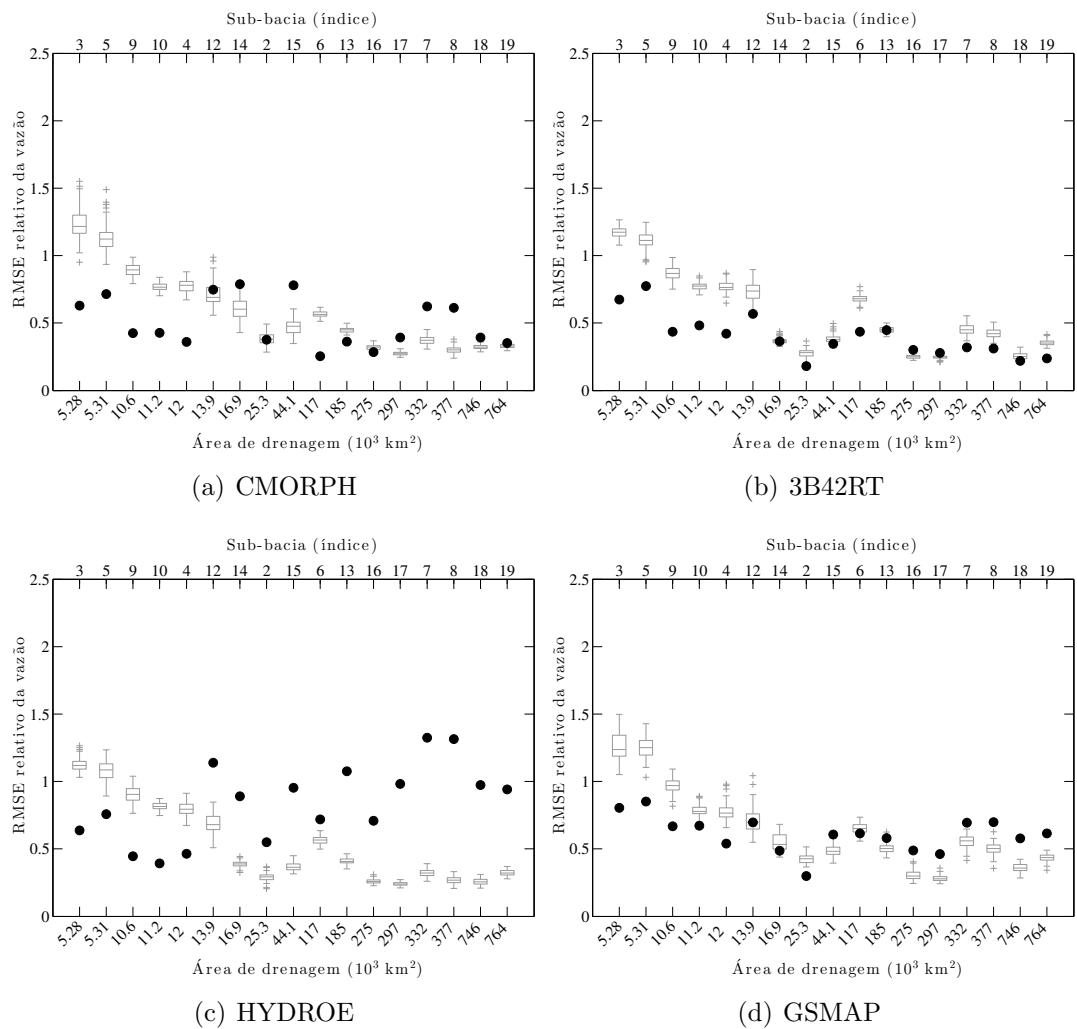


Figura 4.32 - Idem à Figura 4.31 (ver página 94), exceto que para a raíz do erro quadrático médio relativo. A unidade da raíz do erro quadrático médio relativo é adimensional.

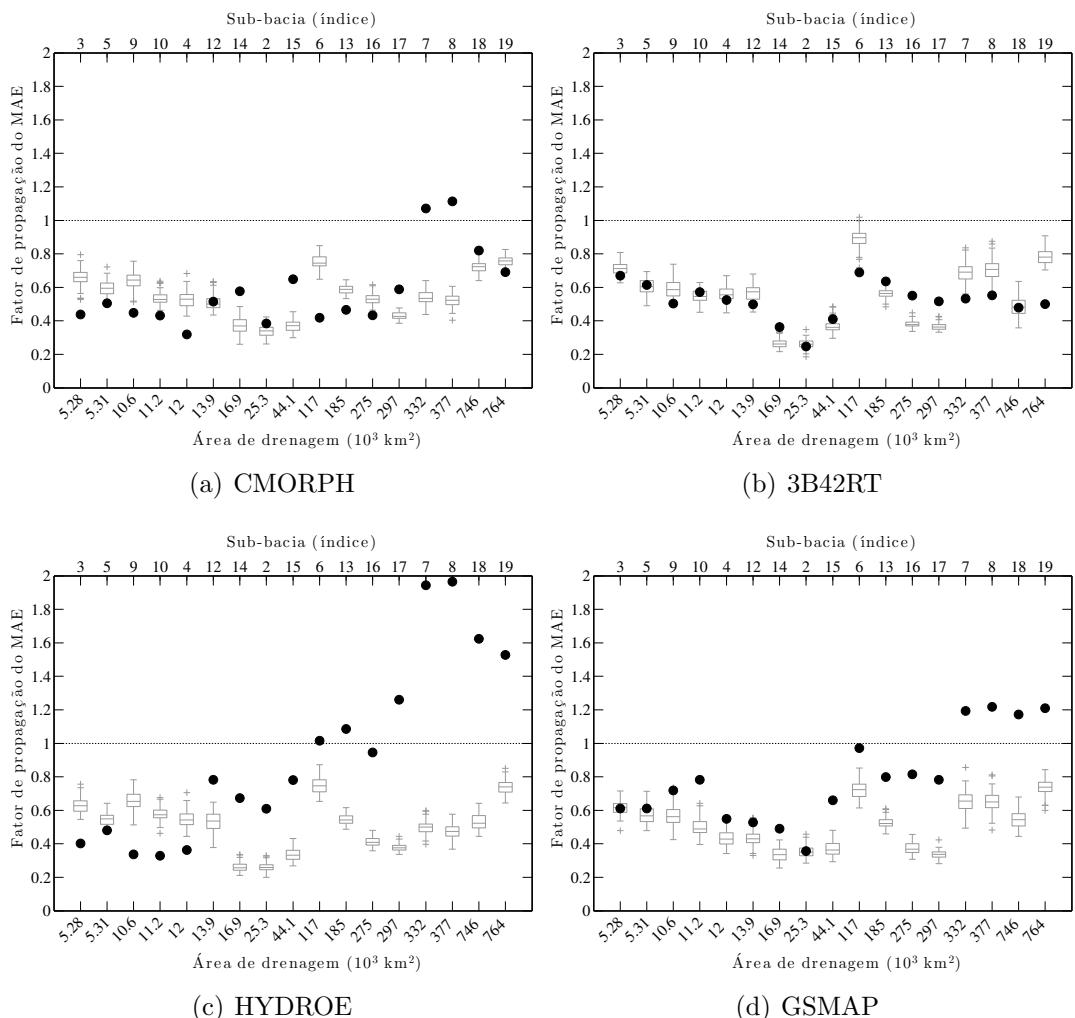


Figura 4.33 - Plotagens do fator de propagação do erro absoluto médio relativo em função da área de drenagem para as vazões obtidas utilizando os conjuntos gerados por meio do SREM2D como forçantes no modelo hidrológico durante o período de 15 de outubro de 2008 até 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade do fator de propagação é adimensional e da área de drenagem é 10^3 km^2 .

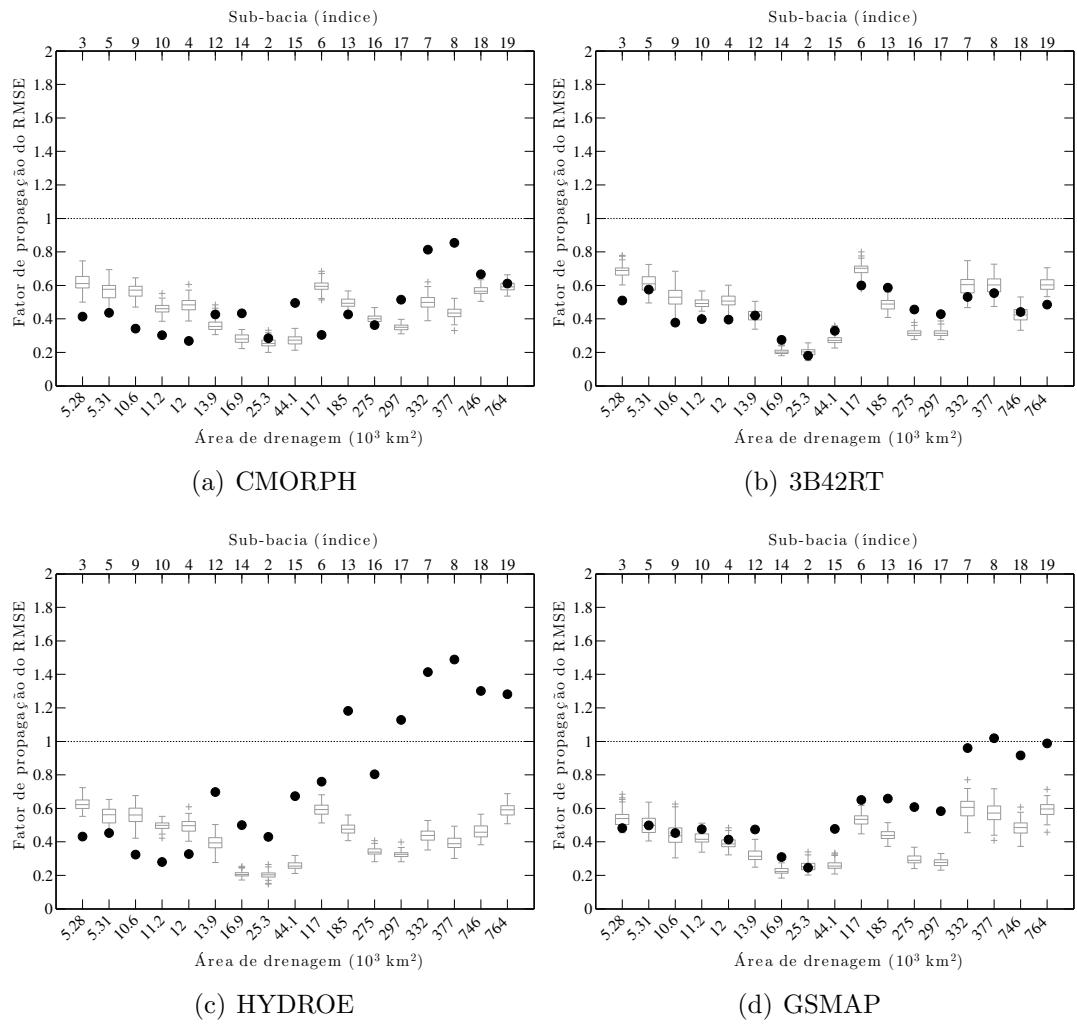


Figura 4.34 - Idem à Figura 4.33 (ver página 96), exceto que para o fator de propagação da raíz do erro quadrático médio relativo. A unidade do fator de propagação é adimensional.

assim como também as estações secas durante os anos de 2009 e 2010 foram utilizados para produzir o conjunto de 100 membros para a estações chuvosa de 2010-2011 e seca de 2011. Em outras palavras, aplicando o método proposto de forma operacional, calibrando os parâmetros SREM2D durante um período determinado por meio de uma série de dados pretérita, aplicando estes parâmetros em simulações futuras, caracterizando o modo de validação.

A Figura 4.35, semelhantemente ao caso de calibração das bacias 19, 8 e 12 apresentado nas Figuras 4.26, 4.27 e 4.28, mostra a vazão observada (linha grossa preta), a vazão simulada a partir de dados pluviométricos de referência (linha cinza escuro), a vazão simulada de dado original estimado pelo algoritmo HYDROE (linha cinza), bem como o conjunto de vazões derivado do modelo SREM2D (linhas cinza claro), para o período de validação. Nesse caso, para as bacias de grande (B19) e médio (B8) porte (Figuras 4.35(a) e 4.35(b)), as vazões baseadas em satélites ficam longe das referências. No entanto, depois de corrigir a precipitação por satélite utilizando o modelo SREM2D, a vazão observada aproxima-se do envelope de vazões. As análises para a pequena bacia (B12) (Figura 4.28) mostram o mesmo comportamento que para as outras bacias (Figuras 4.35(a) e 4.35(b)). Nesse caso, o espalhamento é maior, porém a vazão observada fica dentro do envelope do conjunto durante quase todo o tempo. Conclusão semelhante foi encontrada para os demais produtos de precipitação por satélite por meio das Figuras 4.26, 4.27 e 4.28.

As simulações de vazão para bacias de cabeceira ainda é um grande desafio na simulação da resposta hidrológica. As incertezas nesses casos normalmente estão associadas às forçantes dos modelos hidrológicos, bem como limitações dos próprios modelos chuva-vazão. Para as grandes bacias, modelos estatísticos vazão-vazão podem ser utilizados para o monitoramento de cheias. Entretanto, para pequenas bacias esses modelos apresentam limitações, assim a metodologia proposta apresenta-se como uma excelente alternativa. No entanto, ainda que modelos de vazão-vazão sejam uma alternativa para o monitoramento de cheias, a bacia do Tocantins-Araguaia possui poucas estações hidrológicas automáticas, inviabilizando essa alternativa.

Além disso, cabe ressaltar que os resultados obtidos neste trabalho, podem induzir os leitores de que as simulações de vazão com dados de precipitação observada, poderia ser uma alternativa para o monitoramento de cheia. No entanto, as simulações de vazão forçadas com dados de precipitação observados, utiliza dados convencionais e automáticos. Especialmente para o monitoramento de cheias em tempo real, a simulação de vazão com dados observados de estações automáticas não seria viável,

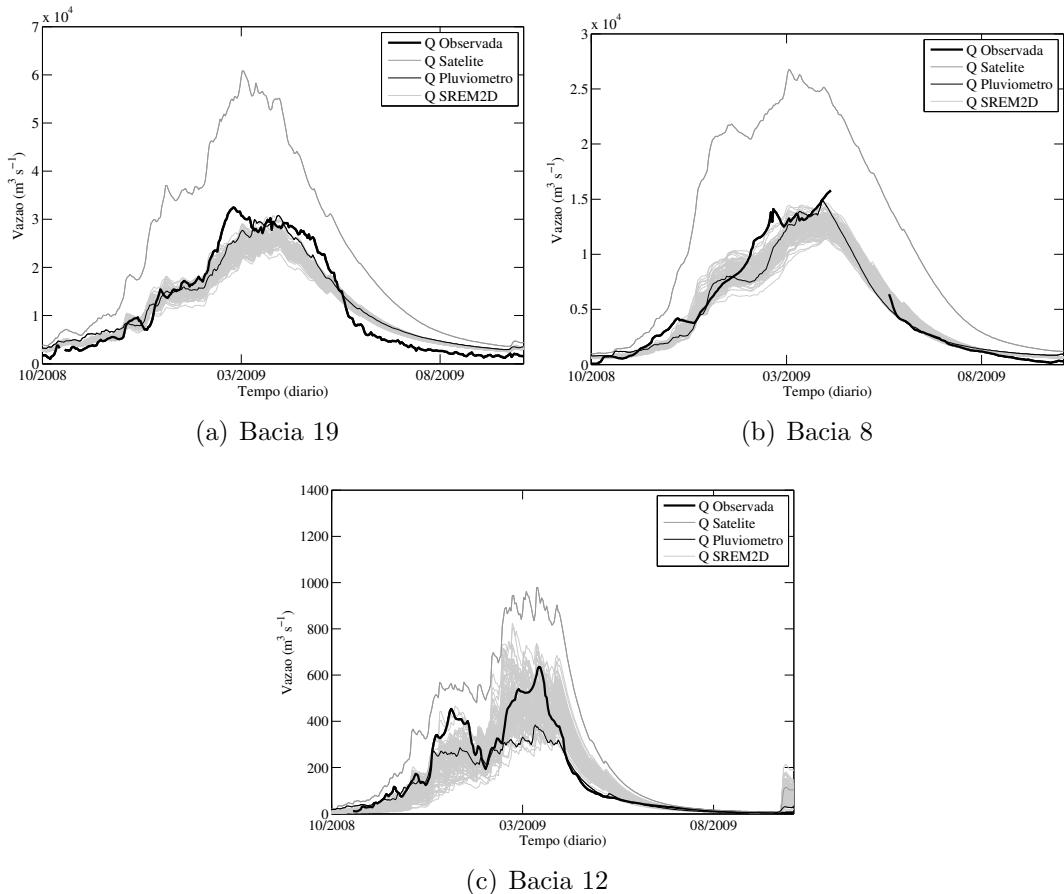


Figura 4.35 - Série temporal de vazão diária observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmo de estimativa de precipitação HYDROE (linha cinza) e seu respectivo conjunto gerado por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2010 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) B19; (b) B8; e (c) B12. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

em virtude da baixa densidade de dados, especificamente 57 estações na bacia do Tocantins-Araguaia, onde os resultados seriam provavelmente inferiores à qualquer força utilizada.

Os resultados obtidos nesta seção são encorajadores, e a abordagem utilizada neste estudo poderia ser adotada para monitorar inundações na bacia do Tocantins-Araguaia. Os parâmetros do modelo SREM2D devem ser calibrados para cada estação por meio de séries pretéritas e podem ser aplicados para simulações futuras.

5 CONCLUSÕES

Devido à sua grande extensão territorial, a bacia dos rios Tocantins e Araguaia caracteriza-se pela variabilidade espaço-temporal da precipitação e por bacias hidrográficas com diferentes respostas hidrológicas. Essa bacia apresenta períodos chuvosos e secos bem definidos. Espacialmente, os períodos chuvosos e secos são mais prolongados no baixo Tocantins e no alto e médio Tocantins-Araguaia, respectivamente. A variabilidade anual da precipitação acumulada é não uniforme, variando de 1.200 à 2.200 mm ao ano, com os menores valores no Alto Tocantins-Araguaia e na faixa leste da bacia do rio Tocantins.

A vazão média mensal na estação de Tucuruí segue o comportamento da precipitação média mensal na área de drenagem da bacia, porém com defasagem nos máximos entre elas. O máximo de precipitação ocorre em fevereiro e o de vazão em abril, o que indica que o tempo de retardo entre os picos de precipitação e vazão é de aproximadamente dois meses. A maior disponibilidade hídrica ocorre principalmente nos meses de fevereiro à abril. As bacias de cabeceira são caracterizadas por encostas mais íngremes e possuem resposta hidrológica rápida com relação à chuva incidente na área de drenagem da bacia, sendo susceptíveis à inundações bruscas. As demais sub-bacias, localizadas no médio e baixo Tocantins-Araguaia, ao contrário, são caracterizadas por declividades de rio mais suaves e áreas de várzeas mais extensas, propensas à inundações graduais.

O modelo hidrológico distribuído MHD-INPE, foi implementado para a bacia do Tocantins-Araguaia e de forma geral possui destreza para simular hidrogramas de vazão a partir de dados de precipitação observada para a bacia do rio Tocantins-Araguaia, reproduz a sazonalidade dos dados de vazão nos períodos de cheias e estiagens, e representa adequadamente as vazões médias e mínimas tanto na fase de calibração quanto na fase de verificação do modelo. No entanto, em alguns casos o modelo não consegue representar bem os picos das vazões, o que pode estar associado à baixa densidade da rede pluviométrica e/ou limitações do modelo, principalmente na fase de validação. Comparando a performance do modelo hidrológico utilizando como forçante os dados de precipitação observados e estimados por satélite, observa-se performance inferior para as simulações por satélite.

Com relação aos resultados apresentados sugere-se a utilização da técnica por conjuntos, a fim de melhorar o desempenho do modelo hidrológico utilizando estimativas de precipitação por satélites na simulação de vazões, com base na propagação do erro dessas estimativas aproximando-se do valor de referência.

Em relação ao modelo de propagação de erro SREM2D conclui-se que esse modelo possui potencial para gerar campos realísticos de precipitação para as bacias de grande porte, complementando os estudos de Maggioni et al. (2013) e Nikolopoulos et al. (2010), aplicados à bacias de pequeno porte. De forma geral, demonstrou-se que os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite possuem limitações, como é o caso dos algoritmos CMORPH e HYDROE que superestimam a precipitação observada, enquanto o GSMAP subestima a precipitação observada para todo o período. Nesse caso, foi demonstrado que as simulações realizadas com o modelo SREM2D reduziram o viés das estimativas por satélite. Dessa forma, os conjuntos de campos de precipitação simulados pelo modelo estocástico representam de forma realística o campo de precipitação observada e pode ser utilizado como forçante na simulação de vazões.

Para avaliar essa última afirmativa, conjuntos de campos de precipitação por satélite ajustados pelo modelo estocástico foram utilizados para forçar o modelo hidrológico e produzir conjuntos de vazão em toda a bacia do Tocantins-Araguaia. As precipitações e vazões observadas em superfície foram utilizadas como referência para avaliar os conjuntos de chuva e vazão, respectivamente. De acordo com as Figuras 4.26, 4.27 e 4.28, os resultados obtidos mostram que as vazões simuladas pelo conjunto dos diversos algoritmos avaliados possuem uma qualidade similar que, em geral, é superior aos campos originais estimados por satélite. A partir desse resultado é possível concluir que a qualidade das vazões obtidas pelos algoritmos sem ajuste é de qualidade inferior às simulações efetuadas a partir das saídas geradas pelo modelo estocástico.

Com o intuito de avaliar a qualidade da vazão obtida a partir dos conjuntos gerados pelo SREM2D para os diversos algoritmos considerados neste estudo em função da área de drenagem de cada bacia, e considerando que o ajuste foi realizado para a bacia maior, a razão de excedência mostra uma dependência desse parâmetro em relação ao tamanho da bacia. Nesse caso para bacias com tamanhos menores do que 12.000 km² não é possível utilizar os parâmetros de calibração da bacia maior, sendo necessário a calibração por bacias incrementais e não para toda a bacia à montante. Para as bacias entre 12.000 e 764.000 km², fica evidente que a razão de excedência é maior para as bacias de grande porte (acima de 117.000 km²) e menor para as bacias abaixo desse limiar. No entanto, analizando a razão de incerteza podemos inferir que as incertezas são maiores para as bacias de menor porte em função do grande espalhamento do conjunto, o oposto é observado para as bacias maiores, onde o espalhamento do conjunto é menor.

Com isso, é possível concluir que as diferenças de desempenho das bacias de pequeno à grande porte estão associadas à topografia, especialmente nas regiões de cabeceira, onde os terrenos são mais complexos e a resposta hidrológica da bacia é mais rápida e mais sensível à precipitações localizadas, uma vez que a variação da topografia mais acidentada está associada a maior variabilidade espacial da precipitação, o que demanda uma rede pluviométrica mais adensada. Em contrapartida, estão as bacias maiores, em áreas de várzea com menor declividade, a resposta hidrológica é mais gradual em termos da variação dos níveis, e o efeito das chuvas localizadas tem uma resposta diluída com o aumento da área de drenagem.

A propagação de erros dos dados de precipitação em vazão também foi examinada. Para os algoritmos HYDROE e GSMAP, as simulações de vazão do conjunto foram capazes de reduzir o erro na saída do modelo quando comparado com as estatísticas de referência correspondentes (isto é, utilizando o produto por satélite não corrigido) para bacias maiores do que 25.000 km². Para essas bacias, os produtos 3B42RT e CMORPH mostraram menores erros médios absolutos relativos (rMAE) e raízes dos erros quadráticos médios relativos (rRMSE), em geral, o SREM2D não apresentou melhoria alguma. Estatísticas de erro de vazão apresentaram uma tendência decrescente em função da área de captação para todos os produtos de satélite. Esse resultado concordou com os resultados de Maggioni et al. (2013). No entanto, os fatores de propagação de erro não apresentaram dependência com relação à área da bacia hidrográfica, que também estava de acordo com as conclusões de Maggioni et al. (2013).

Na interpretação dos resultados deste estudo, nota-se que: (i) o modelo foi calibrado com base na interpolação de dados de chuva observada por pluviômetros e interpolada, e, por conseguinte, os parâmetros do modelo de calibração são afetados pela estrutura espacial dos dados interpolados, que não reflete necessariamente a verdadeira distribuição espacial da precipitação; (ii) uma vez que a precipitação interpolada foi calculada com dados de uma rede de 300 pluviômetros, enquanto os dados em tempo real consistem de apenas 57 pluviômetros, incluindo informações de satélite devem certamente ter um impacto benéfico em um sistema de previsão hidrológica operacional.

Este estudo demonstrou que a metodologia proposta pode ser aplicada operacionalmente para monitorar cheias na bacia do Tocantins-Araguaia, utilizando qualquer um dos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite avaliados neste estudo. No caso do HYDROE, cujo o desempenho é inferior comparado aos algoritmos mais

robustos (*e.g.*, CMORPH e 3B42RT), possui uma latência mais adequada para aplicações em tempo real (de aproximadamente 30 minutos), e quando ajustado pelo modelo SREM2D, pode ser utilizado como dado de entrada no modelo hidrológico como forçantes para a simulação de vazões.

Mais estudos são necessários a fim de generalizar as conclusões deste trabalho. No entanto, os resultados obtidos neste estudo fornecem informações úteis sobre a aplicação de produtos de precipitação por satélite, e dos respectivos conjuntos gerados pelo modelo de erro SREM2D, para simular os processos hidrológicos. Além deste estudo contribuir cientificamente, o mesmo apresenta uma abordagem valiosa para os centros de monitoramento e alerta de inundação, para desenvolver e implementar um sistema integrado que utilizem produtos de precipitação por satélite para a previsão e monitoramento de desastres naturais.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Sugere-se que os parâmetros do SREM2D sejam obtidos de maneira incremental, ou seja, a calibração seja realizada por sub-bacia, assim como é realizado durante o processo de calibração do modelo hidrológico. Também sugere-se que essa calibração seja realizada utilizando um conjunto de observações de referência mais adequado para caracterizar os erros das medidas a serem avaliadas. Um conjunto de observações importante a ser considerado é o de dados de precipitação obtidos por meio de radares devidamente calibrados. Assim como também sugere-se calibrar o modelo hidrológico utilizando dados estimados por satélite por meio do algoritmo COSCH.

Devido ao custo computacional relativamente baixo, sugere-se o modelo de erro estocástico SREM2D seja aplicado à campos de precipitação gerados por meio de um sistema de previsão numérica de tempo. Essa sugestão torna-se extremamente importante para ser avaliada em um sistema de previsão numérica de tempo que utilize técnicas avançadas de assimilação de dados, as quais considerem de maneira adequada as observações assimóticas e que tenham contribuições benéficas nas previsões do mesmo. Podendo essas observações serem até mesmo campos de precipitação utilizados na confecção das condições iniciais desse sistema, à exemplo de alguns ciclos de atualização rápida em operação de alguns centros mundiais de previsão de tempo. Além dos benefícios citados anteriormente, por meio dessa sugestão obtém-se um conjunto de precipitações prováveis de ocorrer, tornando essa abordagem extremamente importante para ser testada e avaliada, visando a previsão em tempo real.

Sugere-se utilizar uma técnica para determinar os inícios e o fins das estações chuvosas, com o intuito de utilizar essa informação para selecionar os parâmetros do SREM2D mais adequados de acordo com variabilidade da precipitação na bacia. Assim como também sugere-se a investigação de uma abordagem para utilizar esses parâmetros de modo adaptativo, ou seja, de acordo com a variabilidade da precipitação, o mesmo ajustar-se-ia seus parâmetros, não havendo a necessidade de ter-se dois conjuntos distintos de parâmetros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. de M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013. Disponível em:
<http://www.ingentaconnect.com/content/schweiz/mz/2013/00000022/00000006/art00008>. 16, 17
- ANAGNOSTOU, E.; MAGGIONI, V.; NIKOLOPOULOS, E.; MESKELE, T.; HOSSAIN, F.; PAPADOPoulos, A. Benchmarking high-resolution global satellite rainfall products to radar and rain-gauge rainfall estimates. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 48, n. 4, p. 1667–1683, April 2010. ISSN 0196-2892. 13
- ARTAN, G.; GADAIN, H.; SMITH, J.; ASANTE, K.; BANDARAGODA, C.; VERDIN, J. Adequacy of satellite derived rainfall data for stream flow modeling. **Natural Hazards**, Springer Netherlands, v. 43, n. 2, p. 167–185, 2007. ISSN 0921-030X. Disponível em:
<http://dx.doi.org/10.1007/s11069-007-9121-6>. 11
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979. Disponível em:
<http://dx.doi.org/10.1080/02626667909491834>. 43
- BROOKS, R. H.; COREY, T. Hydraulic properties of porous media. **Hydrology Papers**, Colorado State University, n. 3, p. 27, 1964. 44
- COLLISCHONN, B. **Uso de precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. 193 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Porto Alegre, 2007-06-06 2006. Disponível em:
<http://hdl.handle.net/10183/7684>. Acesso em: 12 jan. 2015. 11
- COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the amazon basin using {TRMM} rainfall estimates. **Journal of Hydrology**, v. 360, n. 1–4, p. 207 – 216, 2008. ISSN 0022 – 1694. Disponível em :<
>. 11

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. C. D.; TUCCI, C. E. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, Taylor & Francis, v. 52, n. 5, p. 878–895, 2007. 41, 45, 46

CUNGE, J. A. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). **Journal of Hydraulic Research**, v. 7, n. 2, p. 205–230, 1969. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/00221686909500264>>. 46

DE ARAÚJO, A. N. **Simulação hidrológica com o uso de chuva estimada por satélite**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, jun 2006. 12

DE ARAÚJO, A. N.; GUETTER, A. K. Validação da chuva estimada por satélite “CMORPH” na modelagem hidrológica do Alto Iguaçu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 3, p. 189–198, jul 2007. 12

DE GONCALVES, L. G. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NIJSSEN, B.; BURKE, E. J.; MARENKO, J. A.; CHOU, S. C.; HOUSER, P.; TOLL, D. L. Evaluation of model-derived and remotely sensed precipitation products for continental South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D16, 2006. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006276>>. 10

DEMARIA, E. M. C.; NIJSSEN, B.; VALDÉS, J. B.; RODRIGUEZ, D. A.; SU, F. Satellite precipitation in southeastern south america: how do sampling errors impact high flow simulations? **International Journal of River Basin Management**, Taylor & Francis, v. 12, n. 1, p. 1–13, 2014/12/18 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/15715124.2013.865637>>. 13

DOURADO, F.; ARRAES, T. C.; SILVA, M. F. e. O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro: as causas do evento, os mecanismos dos movimentos de massa e a distribuição espacial dos investimentos de reconstrução no pós-desastre. **Anuário do Instituto de Geociências**, scielopgegeo, v. 35, p. 43 – 54, 12 2012. ISSN 0101-9759. Disponível em: <http://pgegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0101-97592012000200004&nrm=iso>. 7

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, v. 158, n. 3–4, p. 265 – 284, 1994. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169494900574>>. 48

EBERT, E. E.; MANTON, M. J. Performance of satellite rainfall estimation algorithms during toga coare. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 55, n. 9, p. 1537–1557, 2015/02/01 1998. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<1537:POSREA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1537:POSREA>2.0.CO;2)>. 8

EMBRAPA. **Mapa de solos do Brasil (1:5,000,000)**. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1981. 24

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLY, 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. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, p. n/a–n/a, 2007. ISSN 1944-9208. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005RG000183>>. 24

FENSTERSEIFER, C. A. **Qualidade das estimativas de precipitações derivadas de satélites na bacia do Alto Jacuí - RS**. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental, Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil, fev 2013. 9

FERRARO, R. R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16715–16735, 1997. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/97JD01210>>. 26

FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N. C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 17, p. 2669–2672, 2000. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2000GL011665>>. 26

GASH, J.; LLOYD, C.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall inter-

ception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, v. 170, n. 1-4, p. 79–86, 1995. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949502697N>>. 45

GEBREGIORGIS, A.; HOSSAIN, F. Estimation of satellite rainfall error variance using readily available geophysical features. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 52, n. 1, p. 288–304, Jan 2014. ISSN 0196-2892. 13

GEBREMICHAEL, M.; LIAO, G.-Y.; YAN, J. Nonparametric error model for a high resolution satellite rainfall product. **Water Resources Research**, v. 47, n. 7, 2011. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009667>>. 13

GUETTER, A. K.; GEORGAKAKOS, K. P.; TSONIS, A. A. Hydrologic applications of satellite data: 2. flow simulation and soil water estimates. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26527–26538, 1996. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/96JD01655>>. 10

HONG, Y.; HSU, K.-l.; MORADKHANI, H.; SOROOOSHIAN, S. Uncertainty quantification of satellite precipitation estimation and Monte Carlo assessment of the error propagation into hydrologic response. **Water Resources Research**, v. 42, n. 8, 2006. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004398>>. 2, 13

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E. Assessment of a multidimensional satellite rainfall error model for ensemble generation of satellite rainfall data. **Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE**, v. 3, n. 3, p. 419–423, July 2006. ISSN 1545-598X. 13, 36, 39

_____. A two-dimensional satellite rainfall error model. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 44, n. 6, p. 1511–1522, June 2006. ISSN 0196-2892. 13, 41

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E.; DINKU, T. Sensitivity analyses of satellite rainfall retrieval and sampling error on flood prediction uncertainty. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 42, n. 1, p. 130–139, Jan 2004.

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E. N. Assessment of current passive-microwave- and infrared-based satellite rainfall remote sensing for flood prediction. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D7, p. n/a-n/a, 2004. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2003JD003986>>. 49

_____. Correction to “Assessment of current passive-microwave- and infrared-based satellite rainfall remote sensing for flood prediction”. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D6, p. n/a-n/a, 2005. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JD005831>>. 49

HOSSAIN, F.; ANAGNOSTOU, E. N.; DINKU, T.; BORGA, M. Hydrological model sensitivity to parameter and radar rainfall estimation uncertainty. **Hydrological Processes**, John Wiley & Sons, Ltd., v. 18, n. 17, p. 3277–3291, 2004. ISSN 1099-1085. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.5659>>. 10

HOSSAIN, F.; HUFFMAN, G. J. Investigating error metrics for satellite rainfall data at hydrologically relevant scales. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 9, n. 3, p. 563–575, 2015/01/25 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2007JHM925.1>>. 38

HOSSAIN, F.; TANG, L.; ANAGNOSTOU, E.; NIKOLOPOULOS, E. A practical guide to a space-time stochastic error model for simulation of high resolution satellite rainfall data. In: _____. **Satellite rainfall applications for surface hydrology**. Springer Netherlands, 2010. p. 145–167. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-2915-7_9>. 36, 37, 65

HUFFMAN, G. J. Estimates of root-mean-square random error for finite samples of estimated precipitation. **Journal of Applied Meteorology**, American Meteorological Society, v. 36, n. 9, p. 1191–1201, 2015/01/22 1997. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<1191:EORMSR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<1191:EORMSR>2.0.CO;2)>. 13

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). In: _____. **Satellite rainfall applications for surface hydrology**. Springer Netherlands, 2010. p. 3–22. ISBN 978-90-

481-2914-0. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-90-481-2915-7_1>. 27, 29

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T. **Real-time TRMM multi-satellite precipitation analysis data set documentation**. mar 2014. Disponível em: <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged/V7Documents/3B4XRT_doc_V7.pdf>. 29

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2015/01/22 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM560.1>>. 27, 29

IORGULESCU, I.; MUSY, A. Generalization of topmodel for a power law transmissivity profile. **Hydrological Processes**, John Wiley amp; Sons, Ltd, v. 11, n. 9, p. 1353–1355, 1997. ISSN 1099-1085. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199707\)11:9<1353::AID-HYP585>3.0.CO;2-U](http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1353::AID-HYP585>3.0.CO;2-U)>. 43, 44

JACCON, G.; CUDO, K. J. Curva-chave: análise e traçado-hidrologia. In: **Curva-chave: Análise e traçado-hidrologia**. Brasília: Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE), 1989. 32

JARVIS, N. A simple empirical model of root water uptake. **Journal of Hydrology**, v. 107, n. 1–4, p. 57 – 72, 1989. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169489900504>>. 45

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. Cmorph: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2015/01/22 2004. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2)>. 28

KAVETSKI, D.; KUCZERA, G.; FRANKS, S. W. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. theory. **Water Resources Research**, v. 42,

n. 3, p. n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004368>>. 10

_____. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. application. **Water Resources Research**, v. 42, n. 3, p. n/a–n/a, 2006. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004376>>. 10

KÖPPEN, W. Handbuch der klimatologie. In: _____. Berlin: Gebr. Borntrager, 1936. v. 1, n. C, cap. Das geographische System der Klimate. vol. 1, part C. xv, 16, 17

KRZYSZTOFOWICZ, R. Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. **Water Resources Research**, v. 35, n. 9, p. 2739–2750, 1999. ISSN 1944-7973. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900099>>. 10

_____. The case for probabilistic forecasting in hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 249, p. 2–9, 2001. 10

KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W. S.; YANG, S.; ADLER, R. F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D.-B.; WILHEIT, T. T. The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, American Meteorological Society, v. 40, n. 11, p. 1801–1820, 2015/01/22 2001. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2)>. 26

LEITE, C. C.; COSTA, M. H.; LIMA, C. A. de; RIBEIRO, C. A.; SEDIYAMA, G. C. Historical reconstruction of land use in the brazilian amazon (1940–1995). **Journal of Land Use Science**, v. 6, n. 1, p. 33–52, 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1080/1747423X.2010.501157>>. 25

LEY, R.; CASPER, M. C.; HELLEBRAND, H.; MERZ, R. Catchment classification by runoff behaviour with self-organizing maps (som). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 9, p. 2947–2962, 2011. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/2947/2011/>>. 71

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGES, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 99, n. D7, p. 14415–14428, 1994. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/94JD00483>>. 45

MAGGIONI, V.; REICHLE, R. H.; ANAGNOSTOU, E. N. The effect of satellite rainfall error modeling on soil moisture prediction uncertainty. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 12, n. 3, p. 413–428, 2014/12/15 2011. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2011JHM1355.1>>. 13, 49

MAGGIONI, V.; VERGARA, H. J.; ANAGNOSTOU, E. N.; GOURLEY, J. J.; HONG, Y.; STAMPOULIS, D. Investigating the applicability of error correction ensembles of satellite rainfall products in river flow simulations. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 14, n. 4, p. 1194–1211, 2014/12/15 2013. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-074.1>>. 3, 13, 14, 50, 93, 102, 103

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer-Verlag, v. 78, n. 1-3, p. 79–96, 2004. ISSN 0177-798X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-004-0045-8>>. 1

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Tempo e clima no brasil. In: _____. São Paulo: Oficina de textos, 2009. cap. Clima da região amazônica, p. 197–212. 15

MI; OEA. **Projeto de Desenvolvimento Integrado da Bacia Araguaia-Tocantins (PRODIAT)**. 1982. Ministério do Interior e Organização dos Estados Americanos. 7

MMA. **Estudo regional da região hidrográfica do Tocantins-Araguaia minuta do caderno regional**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, sep 2005. Relatório Parcial – RT 3. 15, 16

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: **Symposia of the Society for Experimental Biology Journal**. [S.l.: s.n.], 1965. v. 19, n. 205-23, p. 4. 45

NIKOLOPOULOS, E. I.; ANAGNOSTOU, E. N.; HOSSAIN, F.; GEBREMICHAEL, M.; BORGA, M. Understanding the scale relationships of uncertainty propagation of satellite rainfall through a distributed hydrologic model. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 11, n. 2, p. 520–532, 2015/01/21 2010. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2009JHM1169.1>>. 2, 10, 14, 50, 102

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. **Journal of Hydrology**, v. 343, n. 3–4, p. 127 – 139, 2007. ISSN 0022-1694. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940700340X>>. 47

PINHEIRO, A. Enchente e inundação. In: _____. **Vulnerabilidade Ambiental: desastres naturais ou fenômenos induzidos**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. cap. 7, p. 95–106. ISBN 9788577380800. 7

QUIROZ JIMÉNEZ, K. **Modelagem hidrológica com uso da estimativa de chuva por sensoriamento remoto**. 145 p. Dissertação (Mestrado) — Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), Porto Alegre, 2011. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/10183/49176>>. 12

REN-JUN, Z. The Xinanjiang model applied in China. **Journal of Hydrology**, v. 135, n. 1-4, p. 371–381, 7 1992. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949290096E>>. 42

RODRIGUEZ, D. A. **Impactos dos padrões espaciais da vegetação nas variáveis atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, em bacia de Floresta Amazônica**. 244 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011-03-31 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55>>. Acesso em: 19 jan. 2015. 41, 43, 46

ROSIM, S.; MONTEIRO, A. M. V.; RENNÓ, C. D.; OLIVEIRA, J. Uma ferramenta open source que unifica representações de fluxo local para apoio à gestão de recursos hídricos no brasil. ip. **Informática Pública**, p. 29–49, 2008. 47

SALIO, P.; HOBOUCHIAN, M. a P.; SKABAR, Y. G. a; VILA, D. Evaluation of high-resolution satellite precipitation estimates over southern south america using a dense rain gauge network. **Atmospheric Research**, 2014. ISSN 0169-8095. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809514004219>>. 9

SANTOS, D. M. **Análise e modelagem hidrometeorológica na Bacia do Rio Tocantins em Marabá-PA.** 118 p. Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Universidade Federal do Pará, Belém, PA, Brasil, 2008. 7

SAPIANO, M. R. P.; ARKIN, P. A. An intercomparison and validation of high-resolution satellite precipitation estimates with 3-hourly gauge data. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 10, n. 1, p. 149–166, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1052.1>>. 13

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (sib) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 43, n. 6, p. 505–531, 2015/01/25 1986. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2)>. 25

SESTINI, M. F.; ALVALA, R. C. d. S.; MELLO, E. M. K.; VALERIANO, D. d. M.; CHAN, C. S.; NOBRE, C. A. N.; PAIVA, J. A. d. C.; REIMER, É. d. S. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos.** São José dos Campos: [s.n.], jul. 2002 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/marciana/2003/03.05.15.05>>. Acesso em: 26 abr. 2015. 25

SIQUEIRA JÚNIOR, J. L.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira river basin. **Climate Change (Submitted)**, 2014. 41, 46

SMITH, E. A.; ASRAR, G.; FURUHAMA, Y.; GINATI, A.; MUGNAI, A.; NAKAMURA, K.; ADLER, R. F.; CHOU, M.-D.; DESBOIS, M.; DURNING, J. F.; ENTIN, J.; EINAUDI, F.; FERRARO, R. R.; GUZZI, R.; Houser, P. R.; HWANG,

P. H.; IGUCHI, T.; JOE, P.; KAKAR, R.; KAYE, J. A.; KOJIMA, M.; KUMMEROW, C.; KUO, K.-S.; LETTENMAIER, D. P.; LEVIZZANI, V.; LU, N.; MEHTA, A. V.; MORALES, C.; MOREL, P.; NAKAZAWA, T.; NEECK, S. P.; OKAMOTO, K.; OKI, R.; RAJU, G.; SHEPHERD, J. M.; SIMPSON, J.; SOHN, B.-J.; STOCKER, E. F.; TAO, W.-K.; TESTUD, J.; TRIPOLI, G. J.; WOOD, E.; YANG, S.; ZHANG, W. International global precipitation measurement (GPM) program and mission: An overview. In: LEVIZZANI, V.; BAUER, P.; TURK, F. (Ed.). **Measuring precipitation from space**. Springer Netherlands, 2007, (Advances In Global Change Research, v. 28). p. 611–653. ISBN 978-1-4020-5834-9. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-5835-6_48>. 9

SOMBROEK, W. Spatial and temporal patterns of amazon rainfall. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, Royal Swedish Academy of Sciences, v. 30, n. 7, p. 388–396, 2001. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1579/0044-7447-30.7.388>>. 19

SOROOSHIAN, S.; HSU, K.-L.; GAO, X.; GUPTA, H. V.; IMAM, B.; BRAITHWAITE, D. Evaluation of persiann system satellite-based estimates of tropical rainfall. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 81, n. 9, p. 2035–2046, 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<2035:EOPSSE>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<2035:EOPSSE>2.3.CO;2)>. 10

SU, F.; HONG, Y.; LETTENMAIER, D. P. Evaluation of trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa) and its utility in hydrologic prediction in the la plata basin. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 9, n. 4, p. 622–640, 2008. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2007JHM944.1>>. 11

SYED, T. H.; LAKSHMI, V.; PALEOLOGOS, E.; LOHMANN, D.; MITCHELL, K.; FAMIGLIETTI, J. S. Analysis of process controls in land surface hydrological cycle over the continental United States. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D22, 2004. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2004JD004640>>. 10

TIAN, Y.; PETERS-LIDARD, C. D.; EYLANDER, J. B.; JOYCE, R. J.; HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; HSU, K.-l.; TURK, F. J.; GARCIA, M.; ZENG, J. Component analysis of errors in satellite-based precipitation estimates. **Journal of**

Geophysical Research: Atmospheres, v. 114, n. D24, 2009. ISSN 2156-2202.
Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009JD011949>>. 13

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational goes infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 79, n. 9, p. 1883–1898, 2015/01/22 1998. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<1883:TOGIRE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<1883:TOGIRE>2.0.CO;2)>. 29

VILA, D. A.; GONCALVES, L. G. G. de; TOLL, D. L.; ROZANTE, J. R. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental south america. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 10, n. 2, p. 533–543, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1048.1>>. 9

WILKS, D. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2nd. ed. [S.l.]: Elsevier Science, 2005. (International Geophysics). ISBN 9780080456225. 33, 37

YILMAZ, K. K.; HOGUE, T. S.; HSU, K.-l.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H. V.; WAGENER, T. Intercomparison of rain gauge, radar, and satellite-based precipitation estimates with emphasis on hydrologic forecasting. **Journal of Hydrometeorology**, American Meteorological Society, v. 6, n. 4, p. 497–517, 2005. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JHM431.1>>. 11

ZHAO, R.-J.; LIU, X. The Xinanjiang model. In: _____. [S.l.]: Water Resources Publications, 1995. p. 215–232. 42

APÊNDICE A - ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO À MONTANTE POR SUB-BACIA

A.1 Área de contribuição à montante por sub-bacia

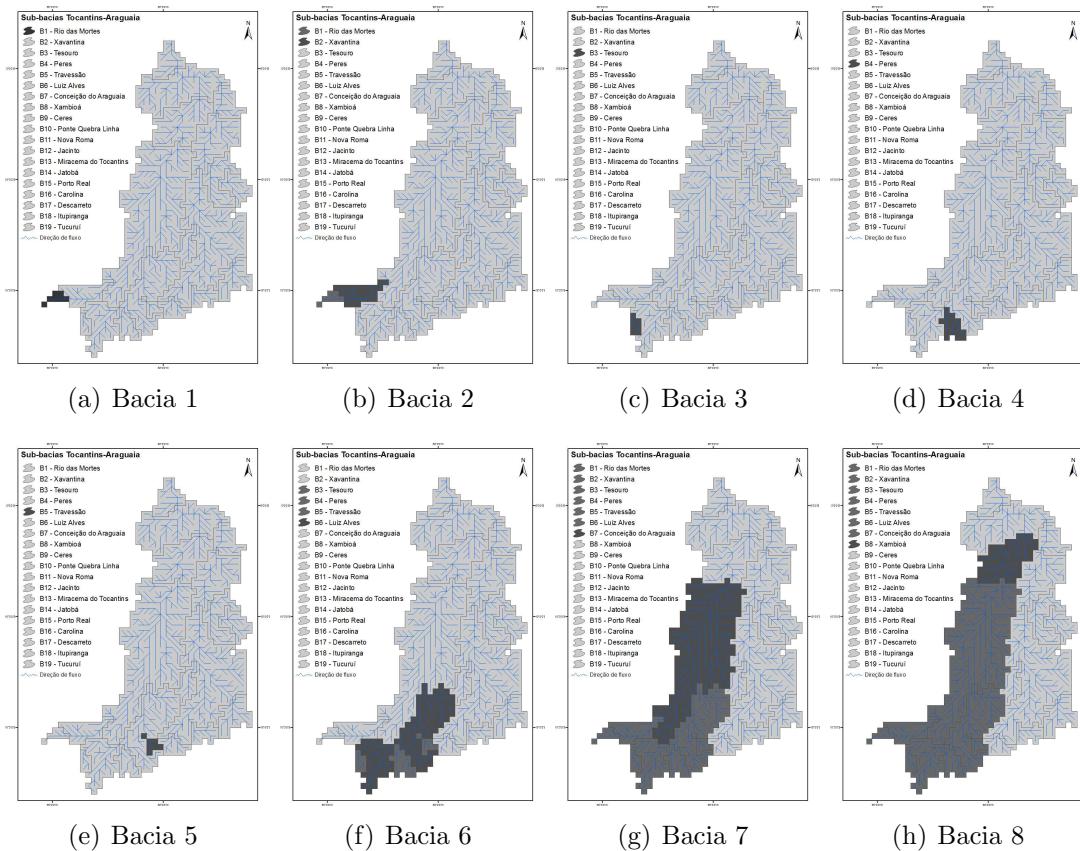


Figura A.1 - Distribuição espacial da área de drenagem à montante das sub-bacias de 1 à 8. A região preta representa a área da sub-bacia, a região cinza escuro, aliada à região preta, representa a área de drenagem da sub-bacia e a região cinza claro aliado às regiões cinza escuro e preta representam a área total da bacia do Tocantins-Araguaia.

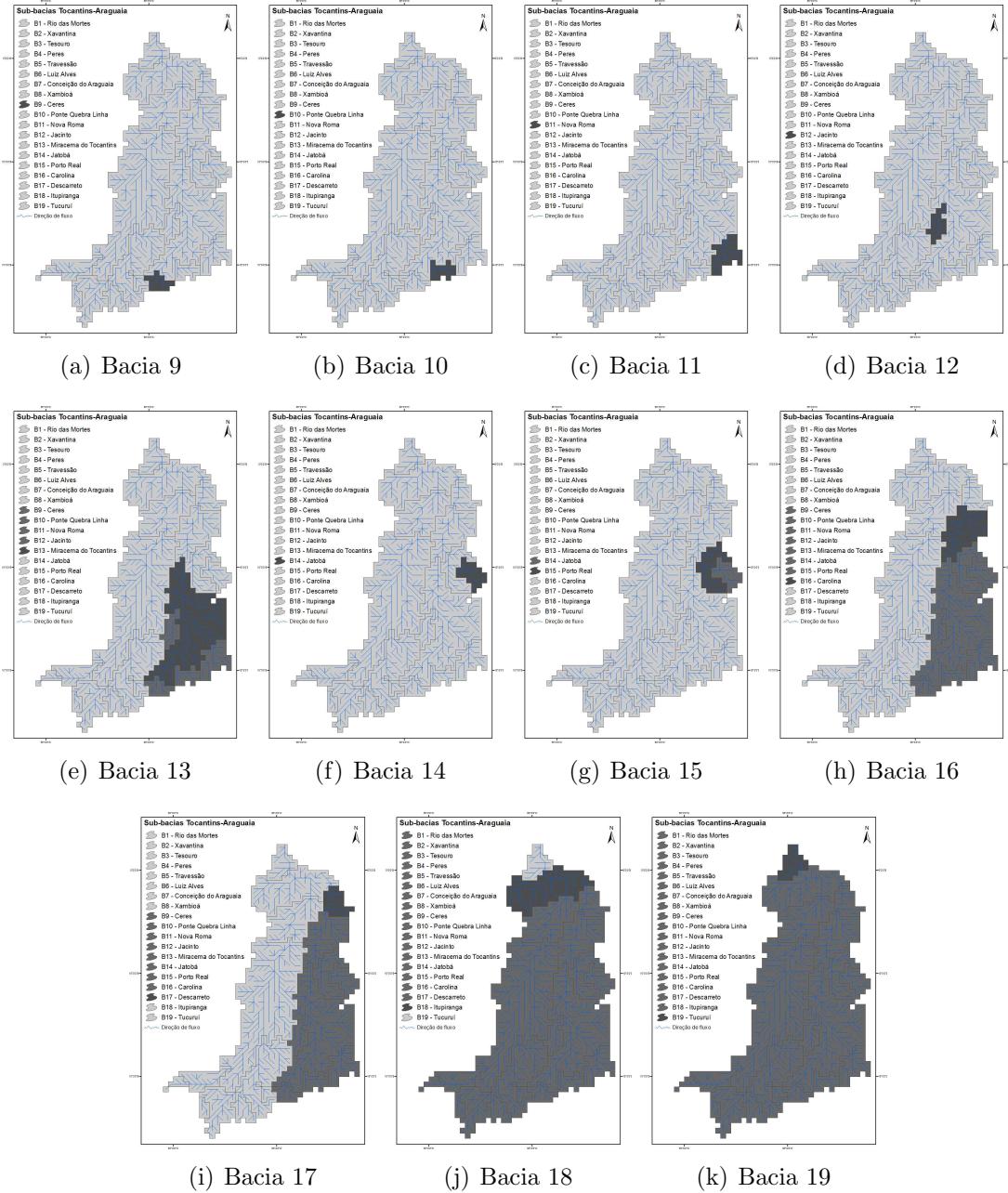


Figura A.2 - Idem à Figura A.1 (ver página 119), exceto que para as sub-bacias de 9 à 19.

APÊNDICE B - HIDROGRAMAS DE CALIBRAÇÃO E VERIFICAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO MHD-INPE

B.1 Hidrogramas de calibração e verificação do modelo hidrológico MHD-INPE

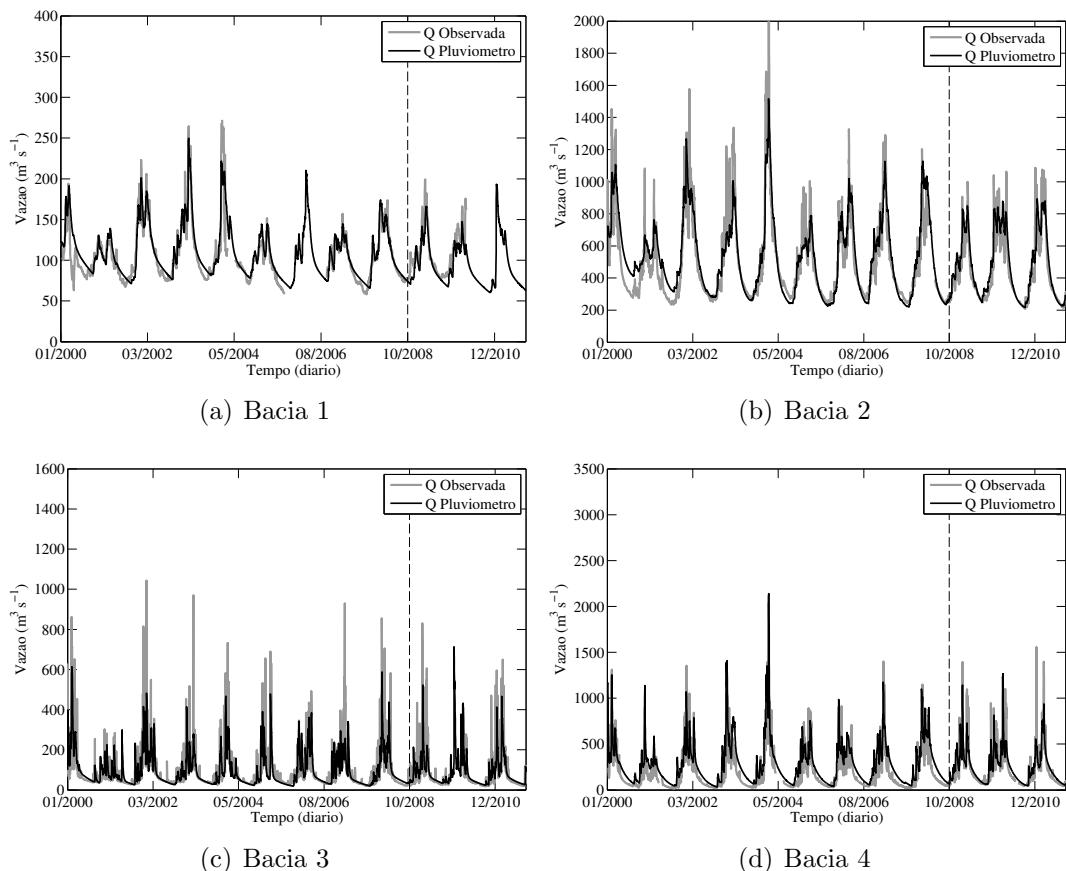


Figura B.1 - Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e da vazão simulada pelo modelo hidrológico utilizando como forçante os pluviômetros (linha preta) durante o período de 1º de janeiro de 2000 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

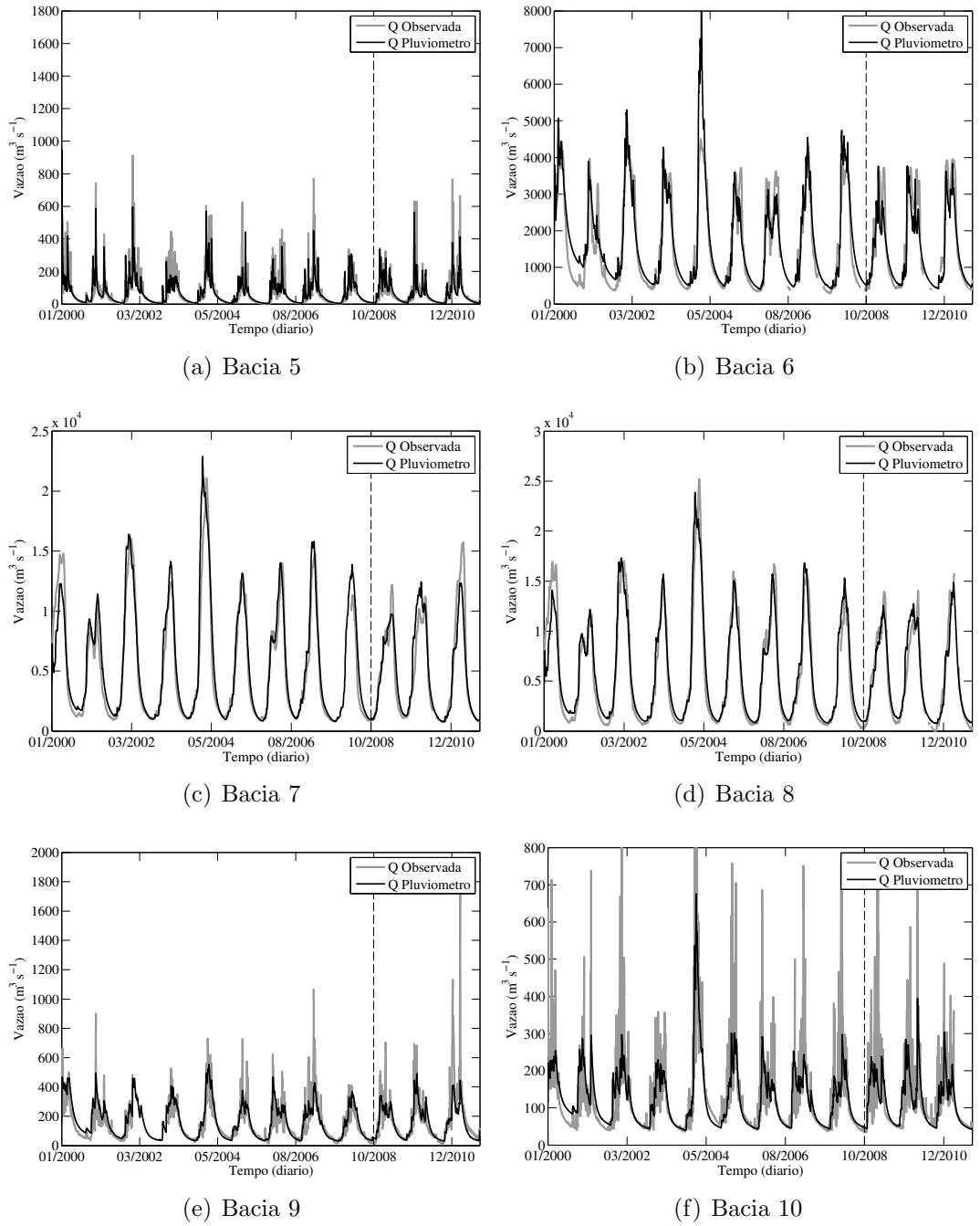


Figura B.2 - Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 5; (b) 6. (c) 7; (d) 8; (e) 9; e (f) 10.

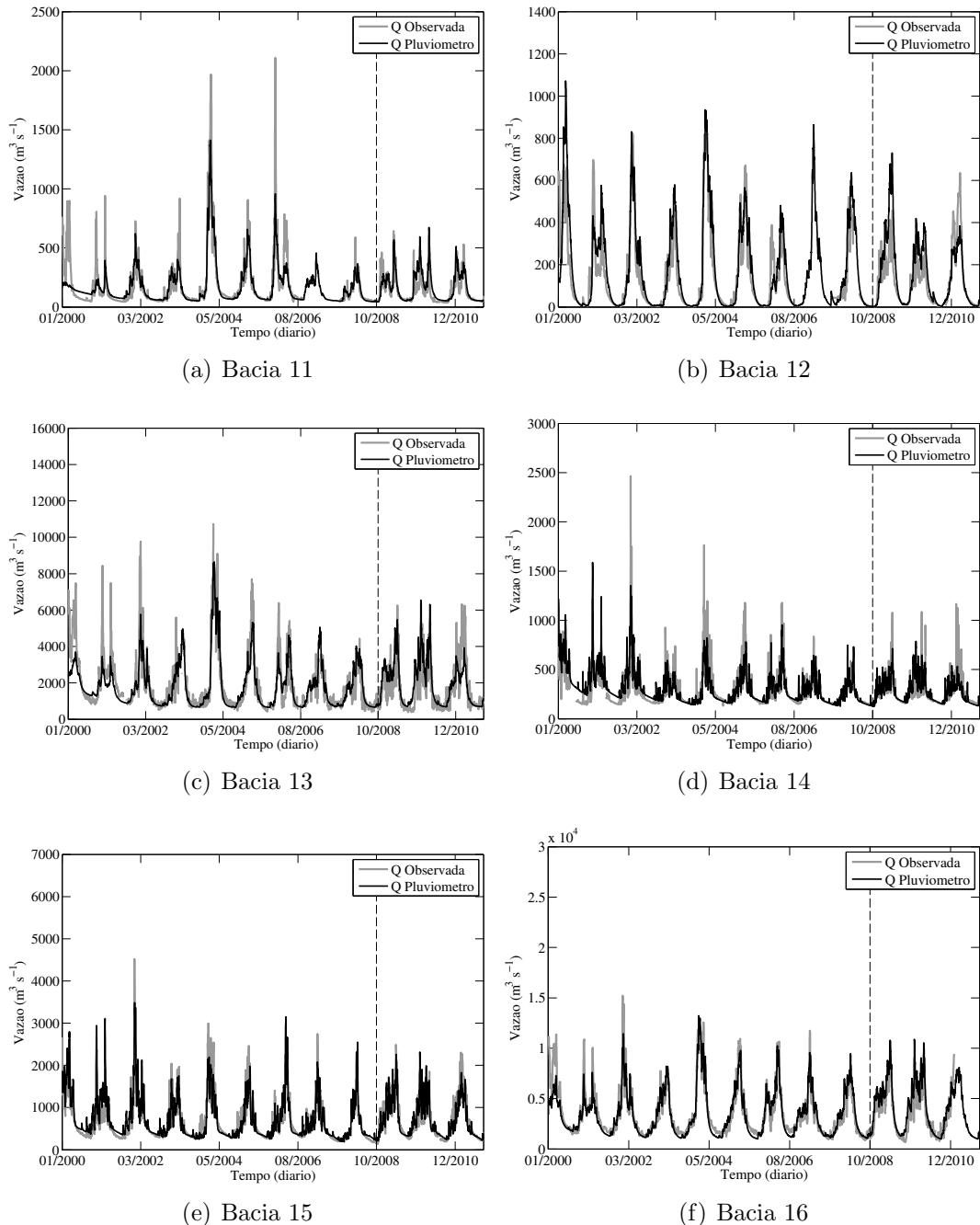


Figura B.3 - Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 11; (b) 12; (c) 13; (d) 14; (e) 15; e (f) 16.

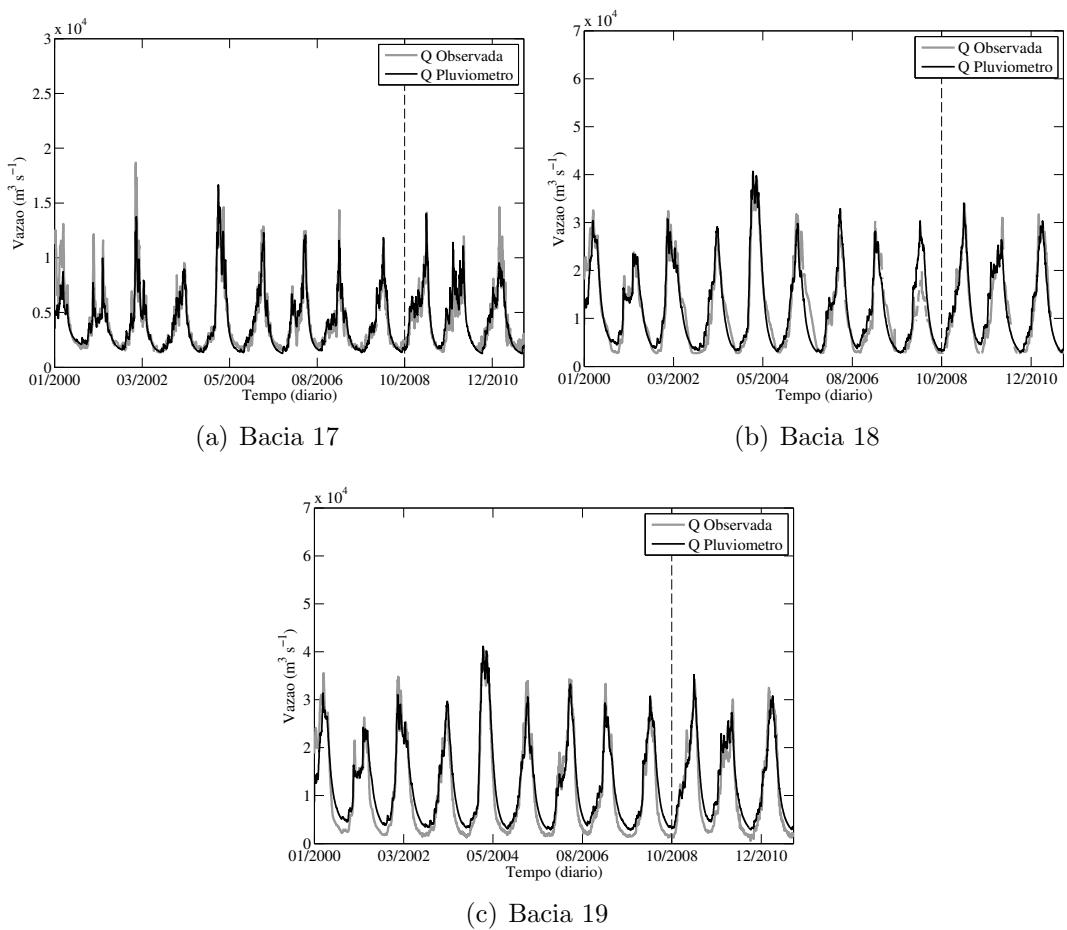


Figura B.4 - Idem à Figura B.1 (ver página 121), exceto que para as sub-bacias: (a) 17; (b) 18; e (c) 19.

APÊNDICE C - SIMULAÇÃO DE VAZÃO PARA OS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE

C.1 Simulação de vazão para os algoritmos de estimativa de precipitação por satélite

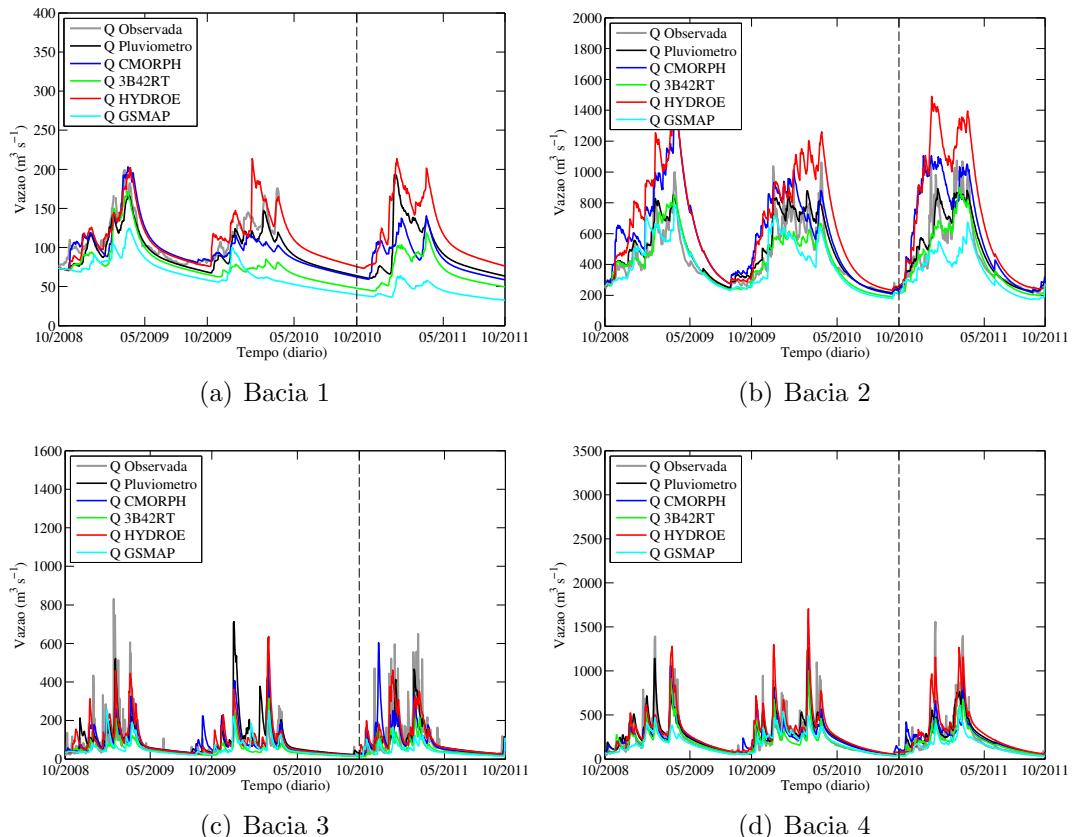


Figura C.1 - Série temporal da vazão diária observada (linha cinza) e das vazões simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes os pluviômetros (linha preta), o CMORPH (linha azul escuro), o 3B42RT (linha verde), o HYDROE (linha vermelha) e o GSMAP (linha azul claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para as sub-bacias: (a) 1; (b) 2; (c) 3; e (d) 4. A unidade da vazão é $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$.

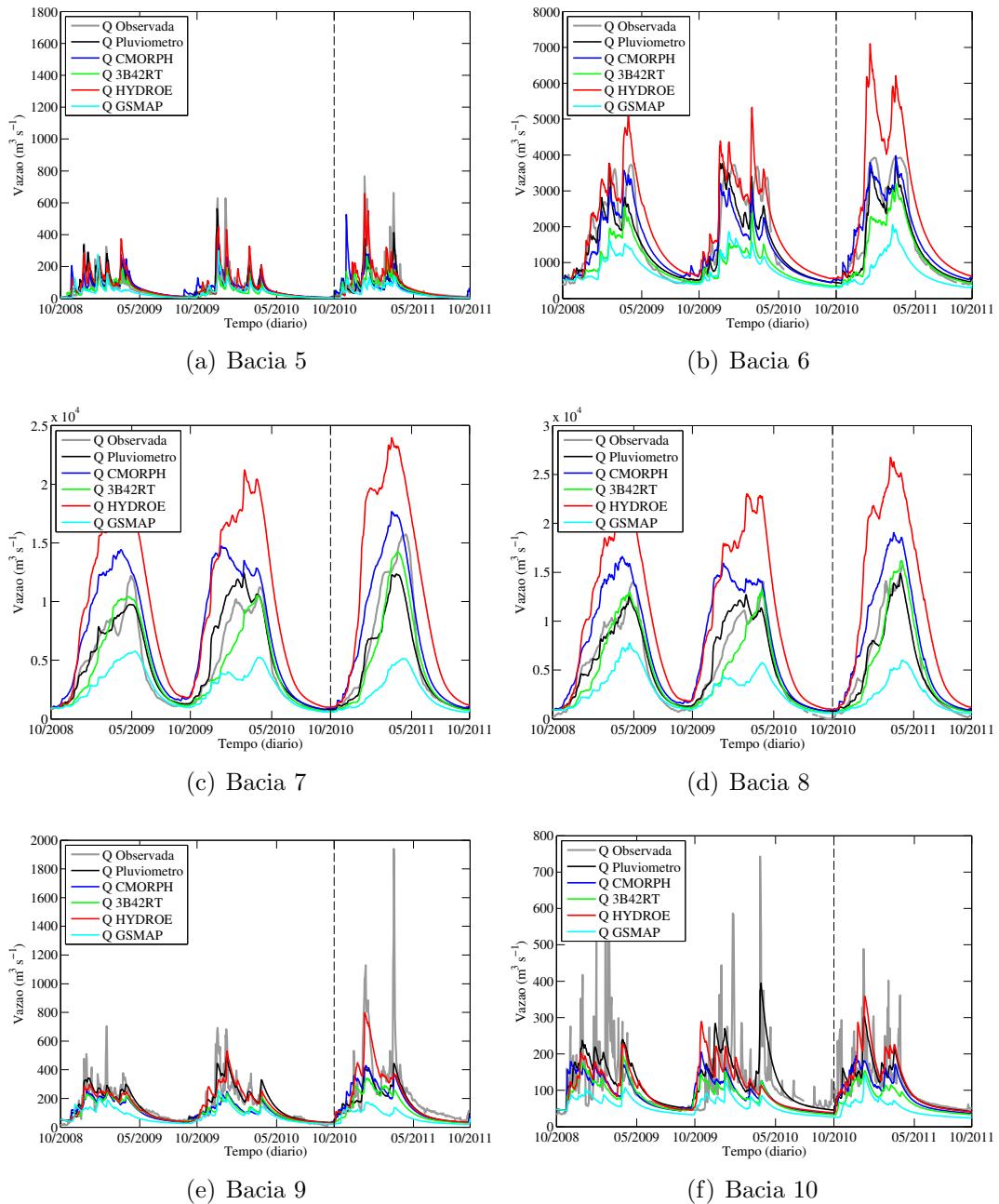


Figura C.2 - Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 5; (b) 6; (c) 7; (d) 8; (e) 9; e (f) 10.

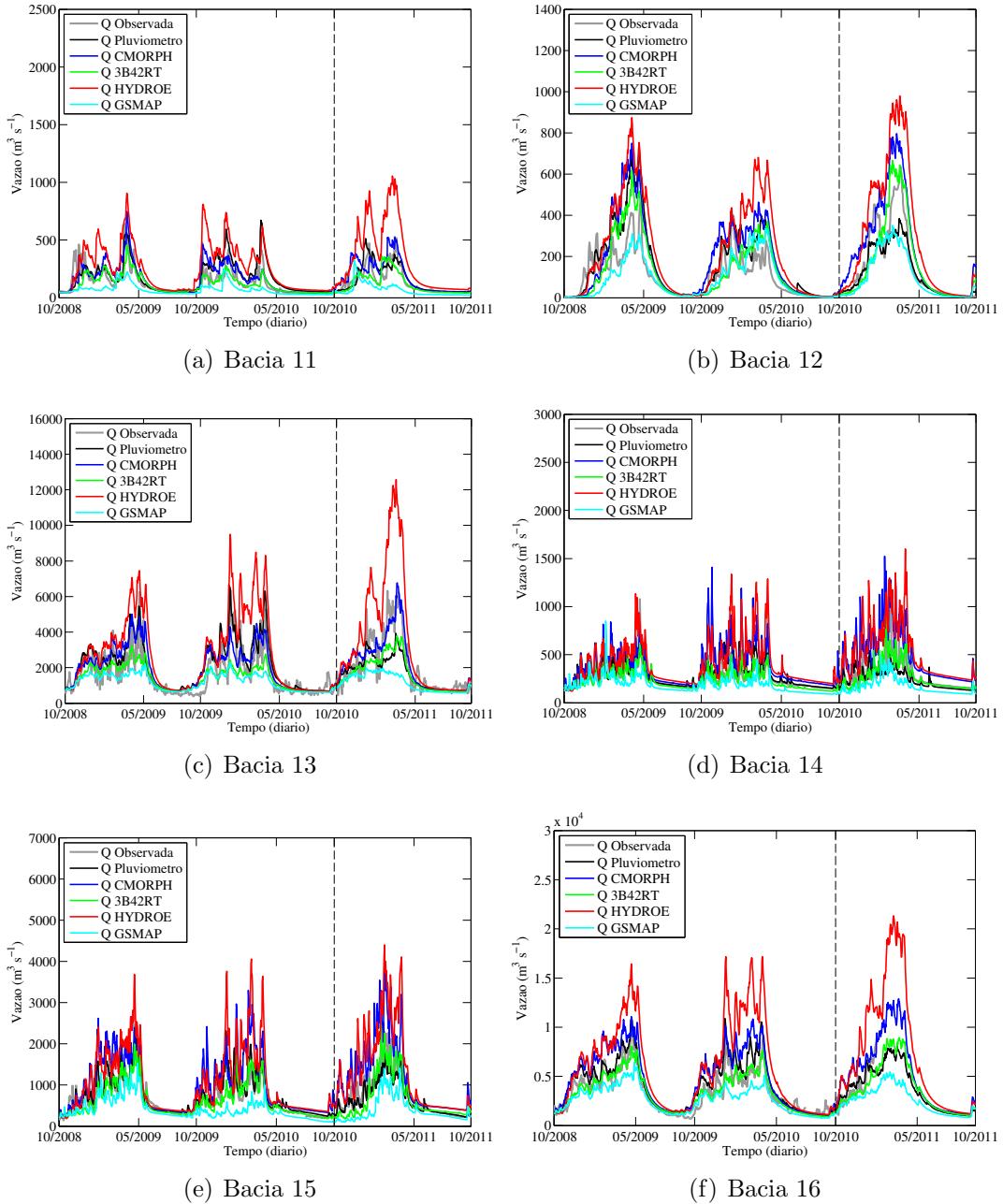


Figura C.3 - Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 11; (b) 12; (c) 13; (d) 14; (e) 15; e (f) 16.

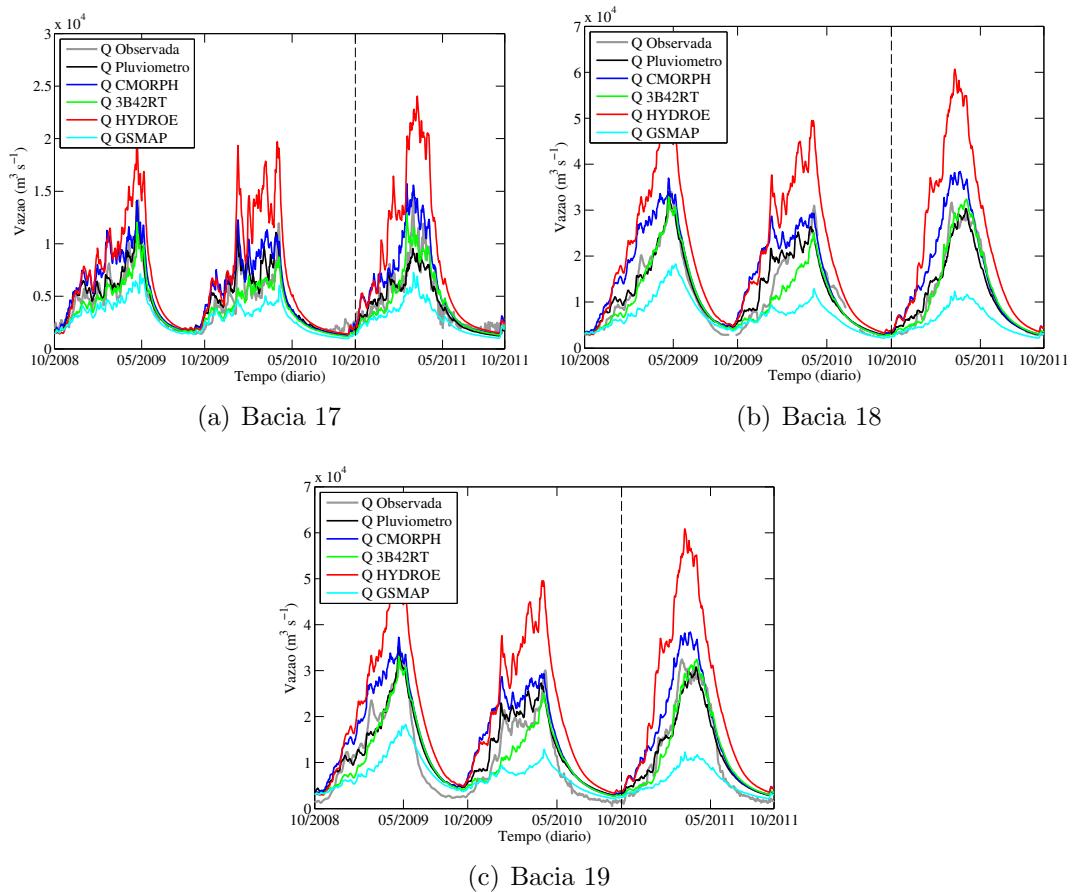


Figura C.4 - Idem à Figura C.1 (ver página 125), exceto que para as sub-bacias: (a) 17; (b) 18; e (c) 19.

APÊNDICE D - PRECIPITAÇÃO POR CONJUNTOS

D.1 Precipitação por conjuntos

As sub-bacias B1, B2 e B3 foram excluídas pois a quantidade de dados nessas sub-bacias foram insuficientes para gerar os conjuntos de precipitação de maneira adequada.

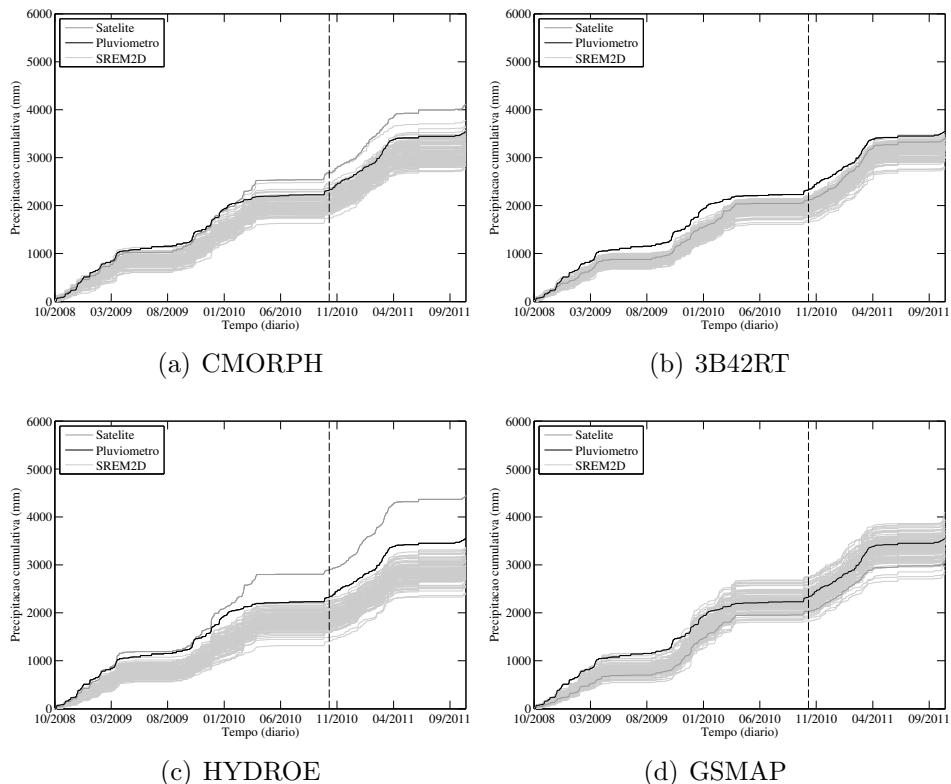


Figura D.1 - Série temporal de precipitação diária acumulada na bacia 4 observada por pluviômetros (linha preta), pelos algoritmos de estimativa de precipitação por satélite (linha cinza escuro) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da precipitação é mm.

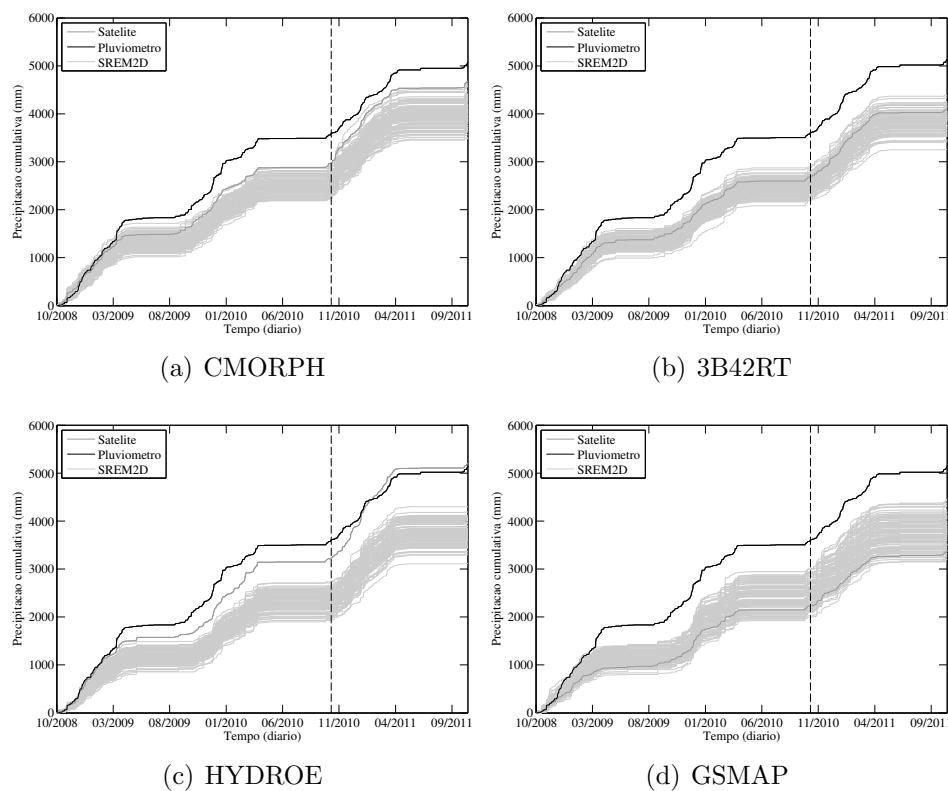


Figura D.2 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 5.

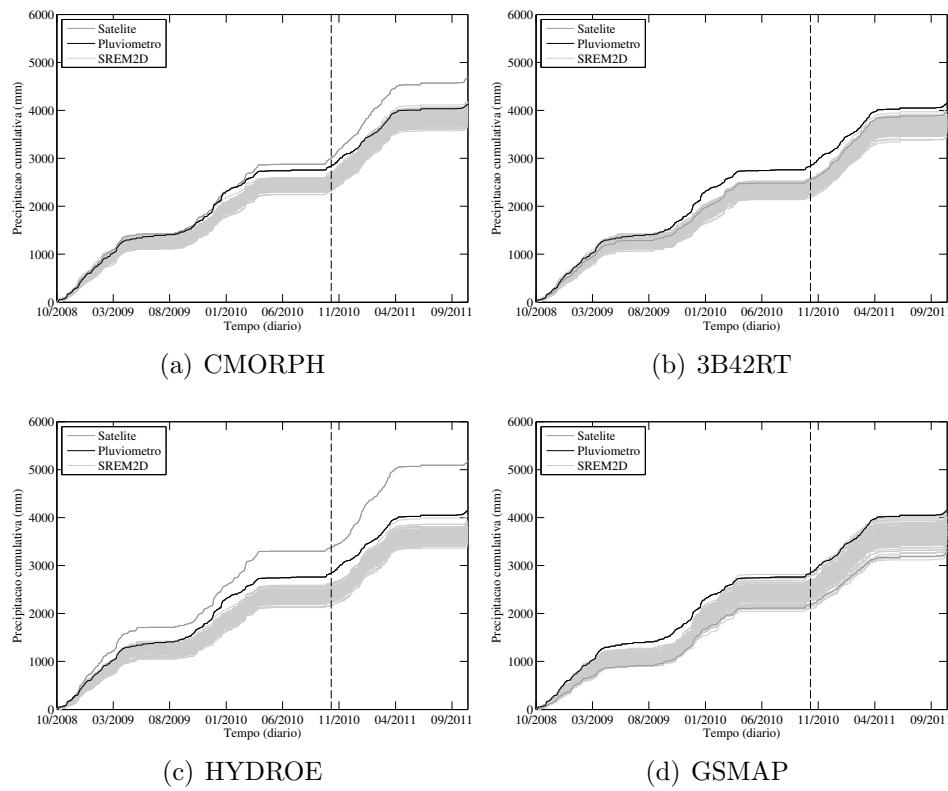


Figura D.3 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 6.

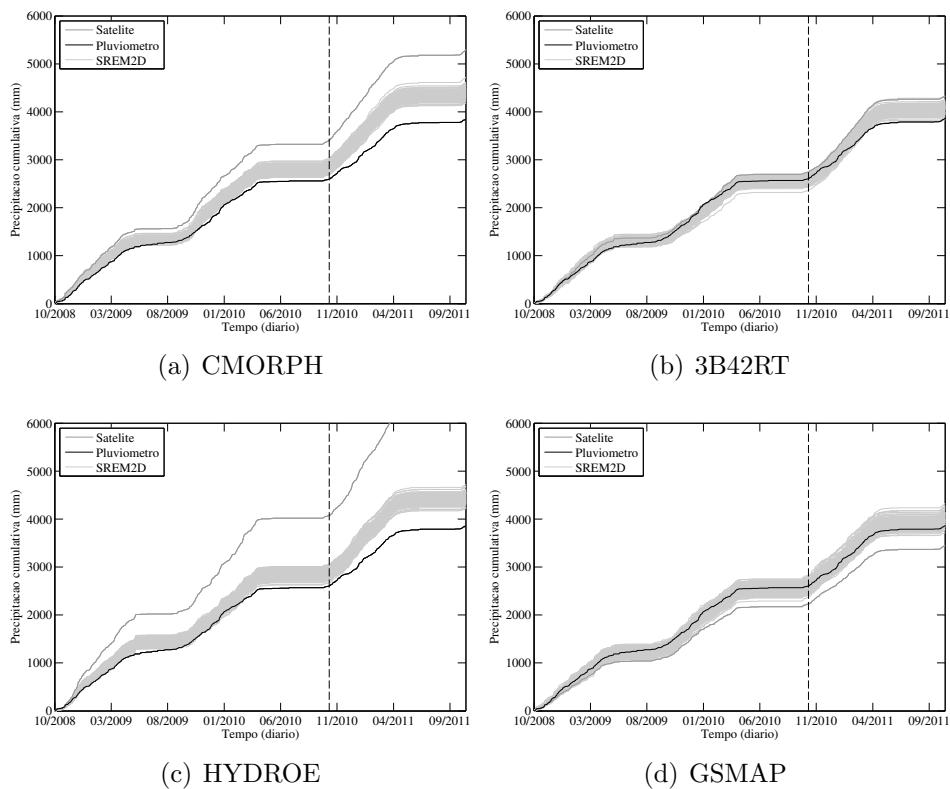


Figura D.4 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 7.

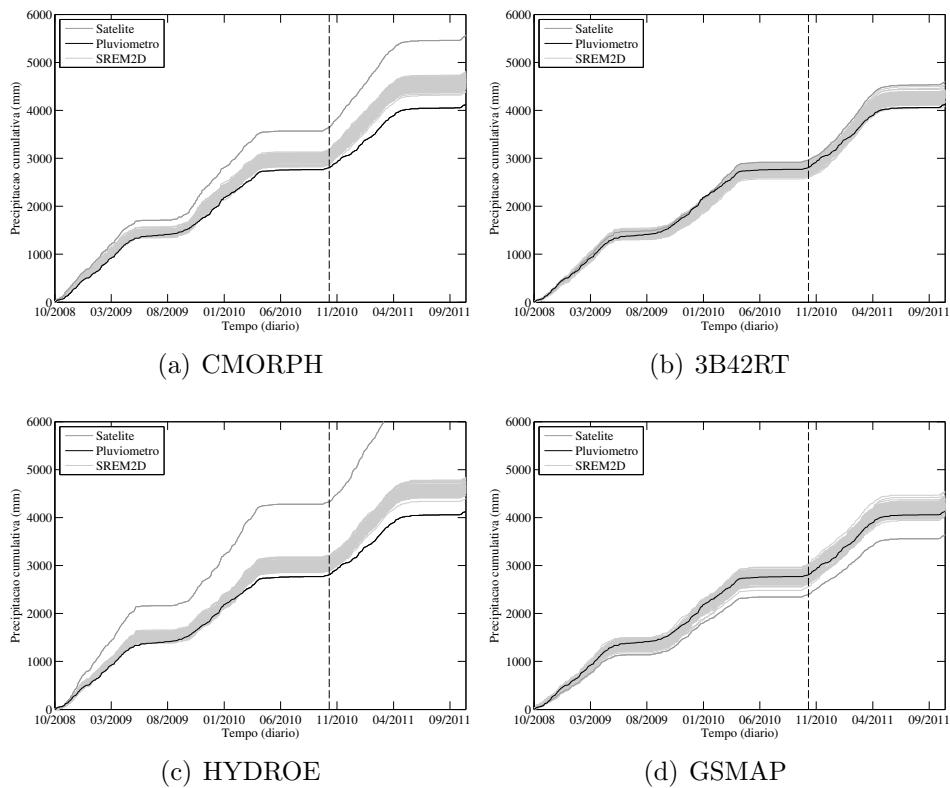


Figura D.5 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 8.

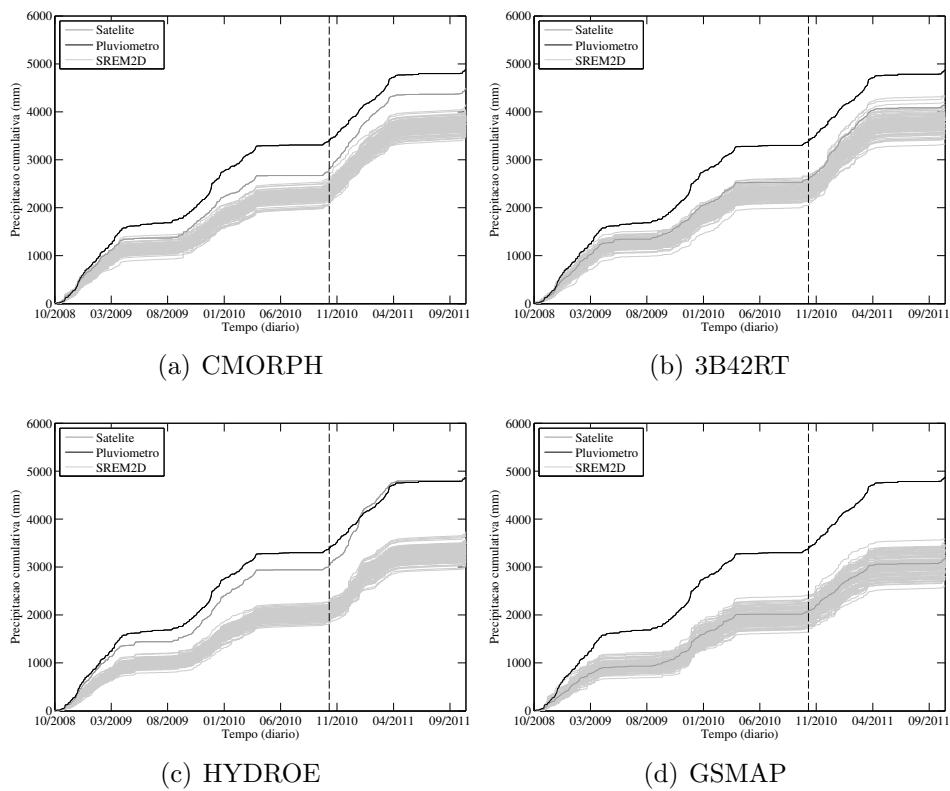


Figura D.6 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 9.

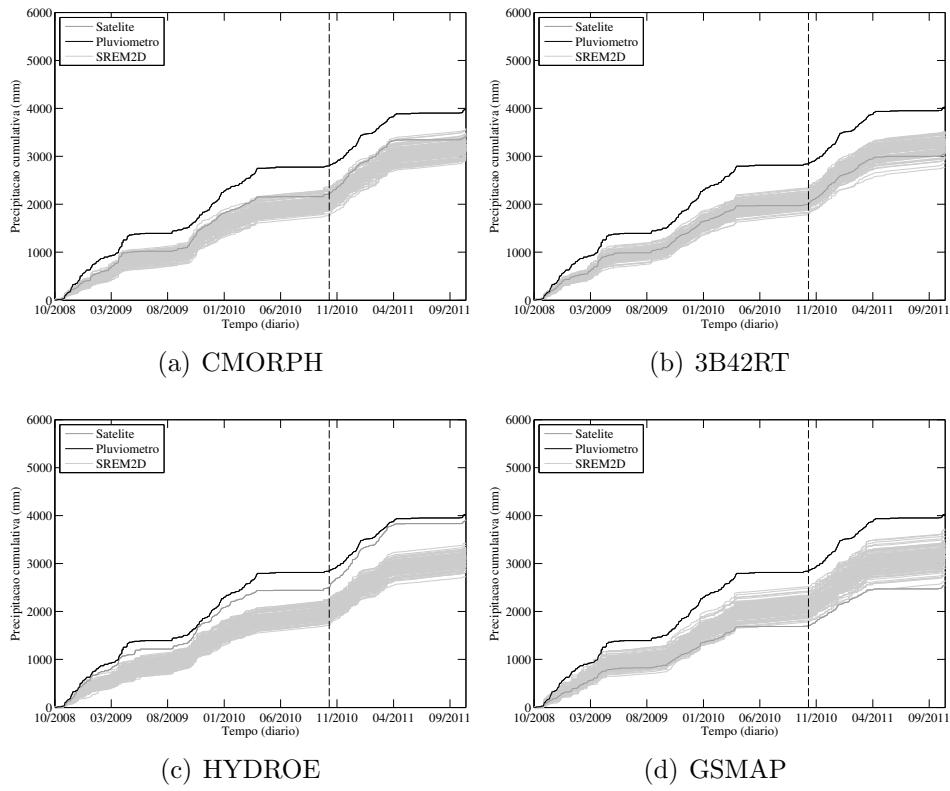


Figura D.7 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 10.

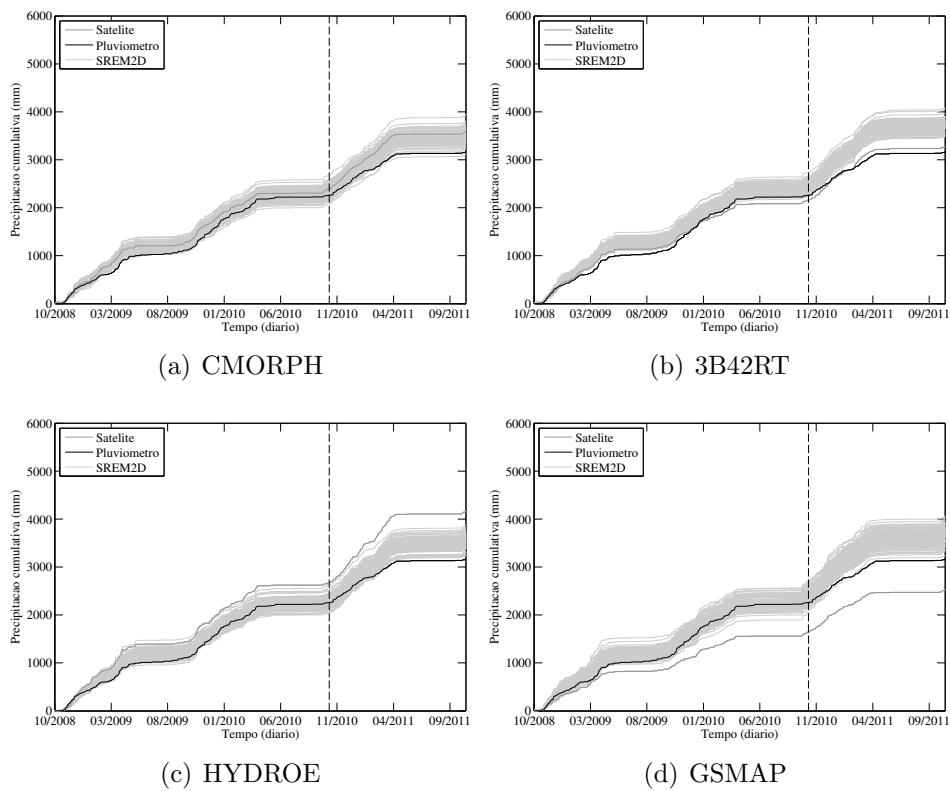


Figura D.8 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 11.

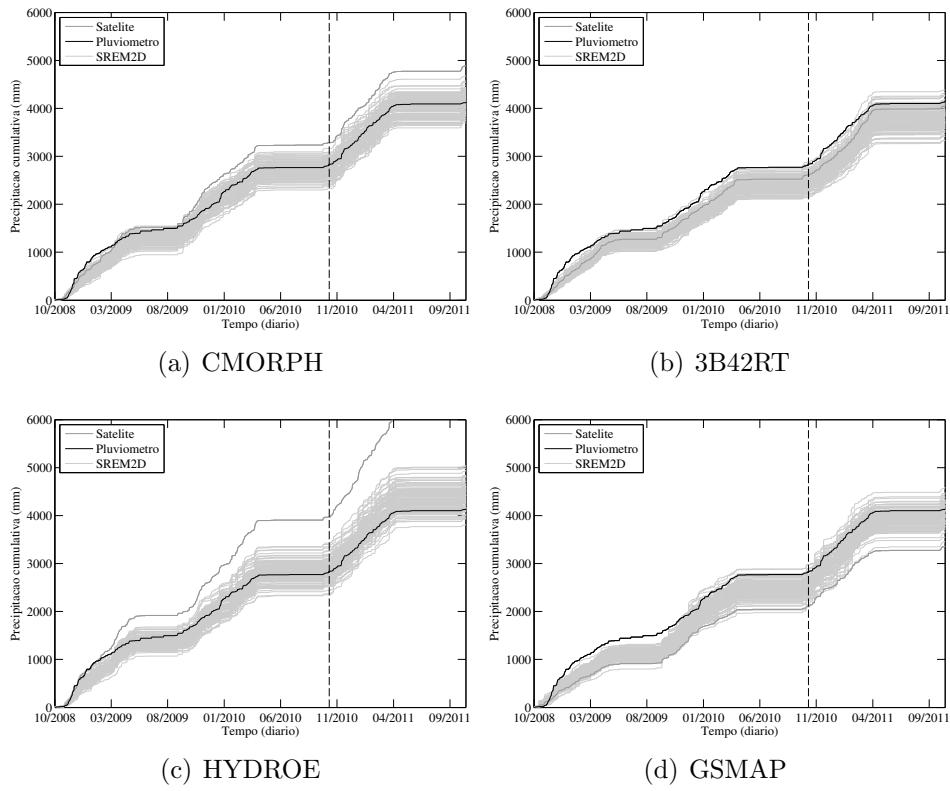


Figura D.9 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 12.

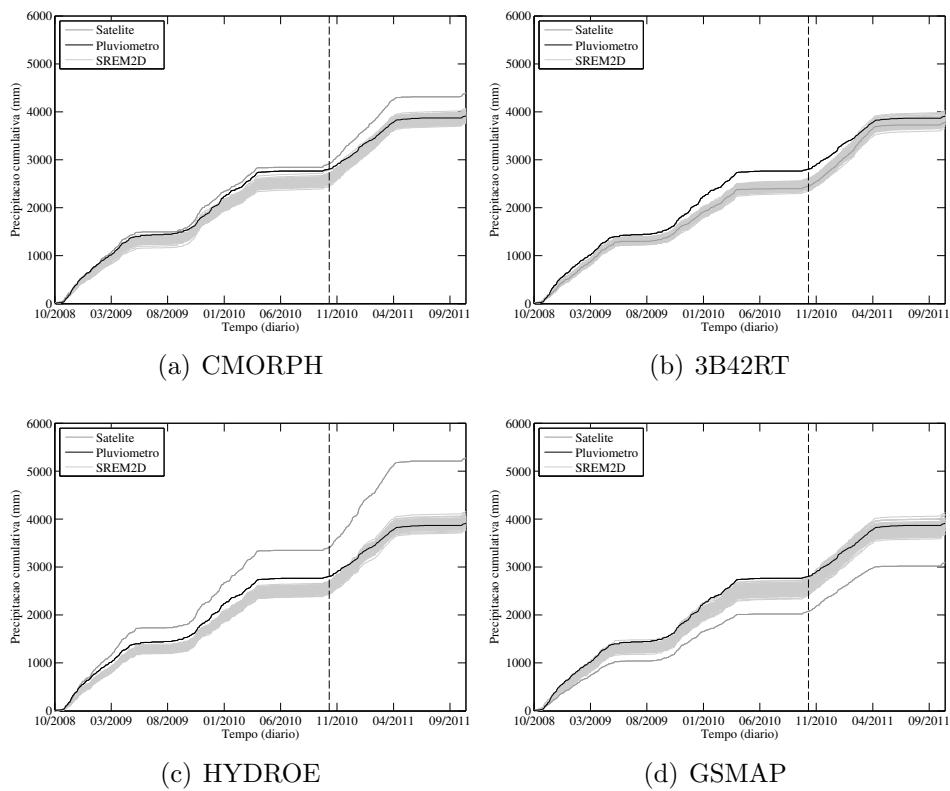


Figura D.10 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 13.

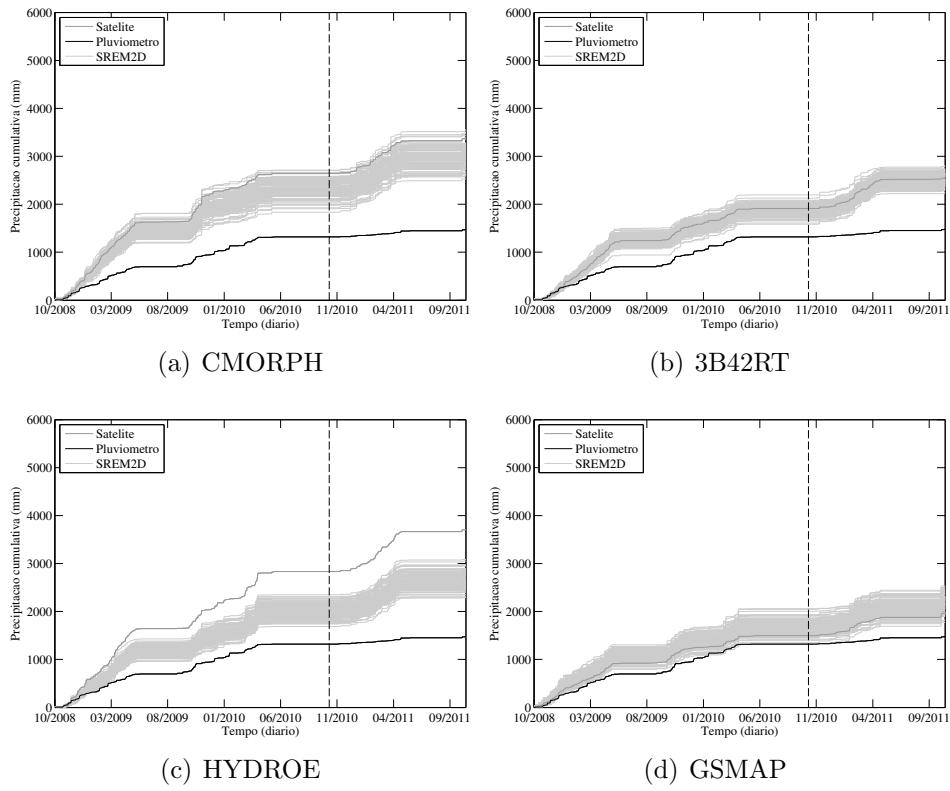


Figura D.11 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 14.

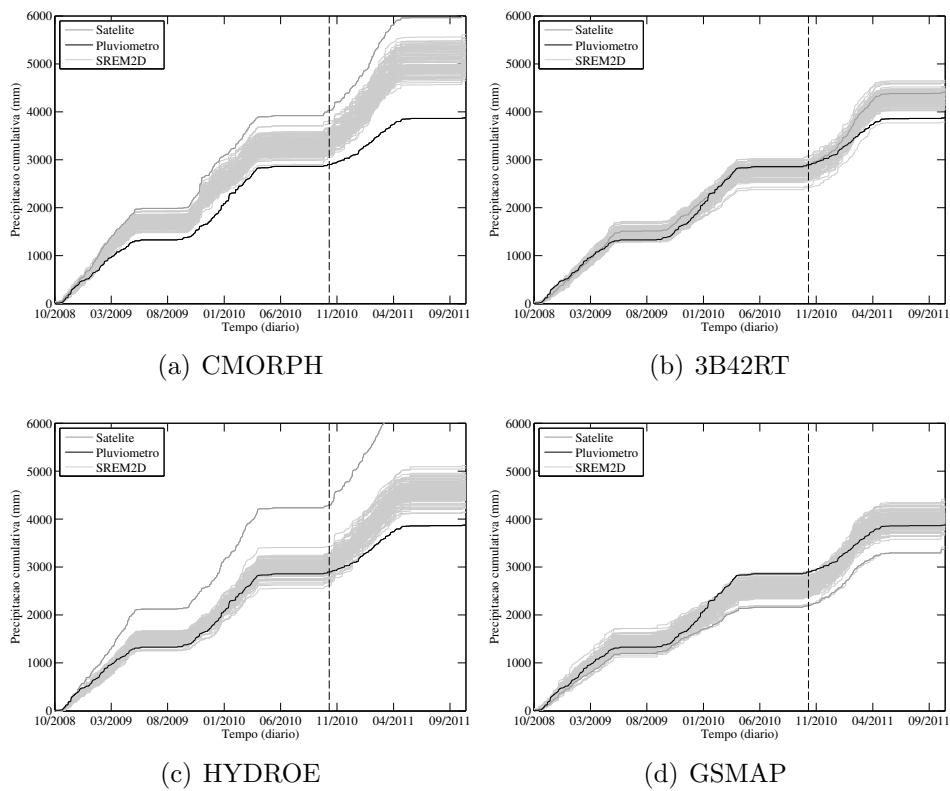


Figura D.12 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 15.

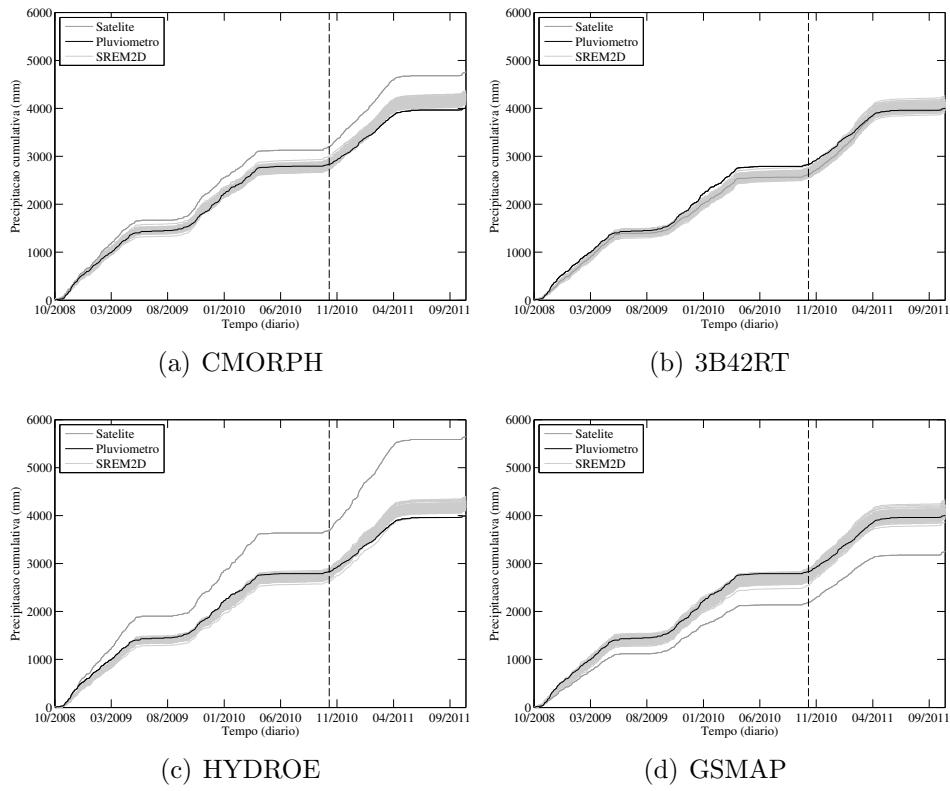


Figura D.13 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 16.

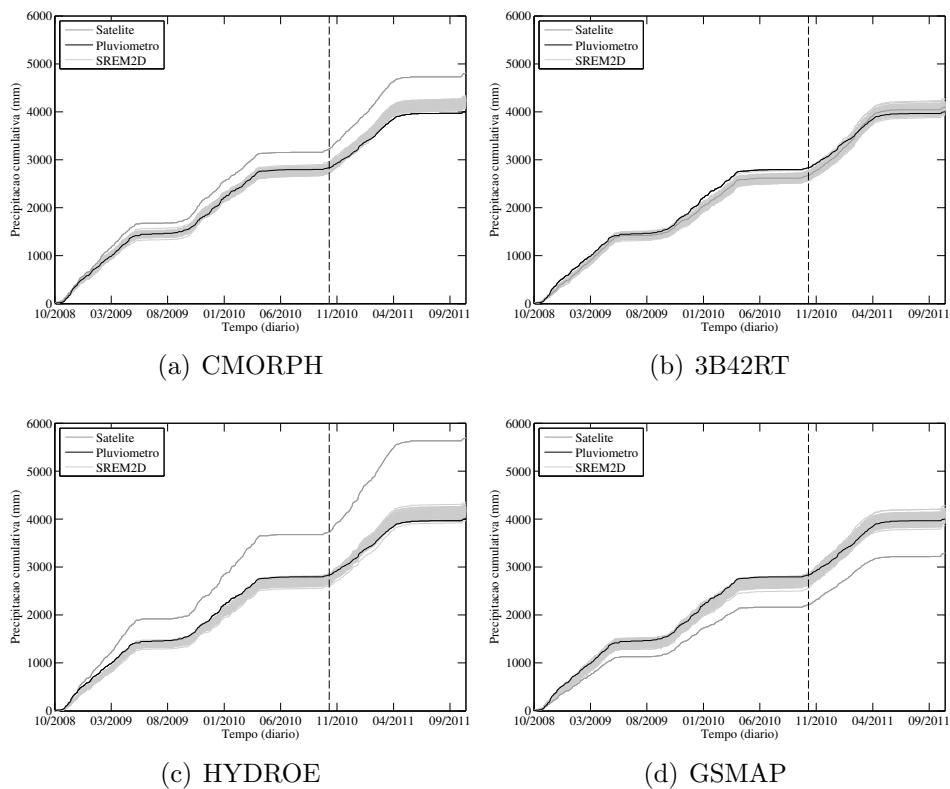


Figura D.14 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 17.

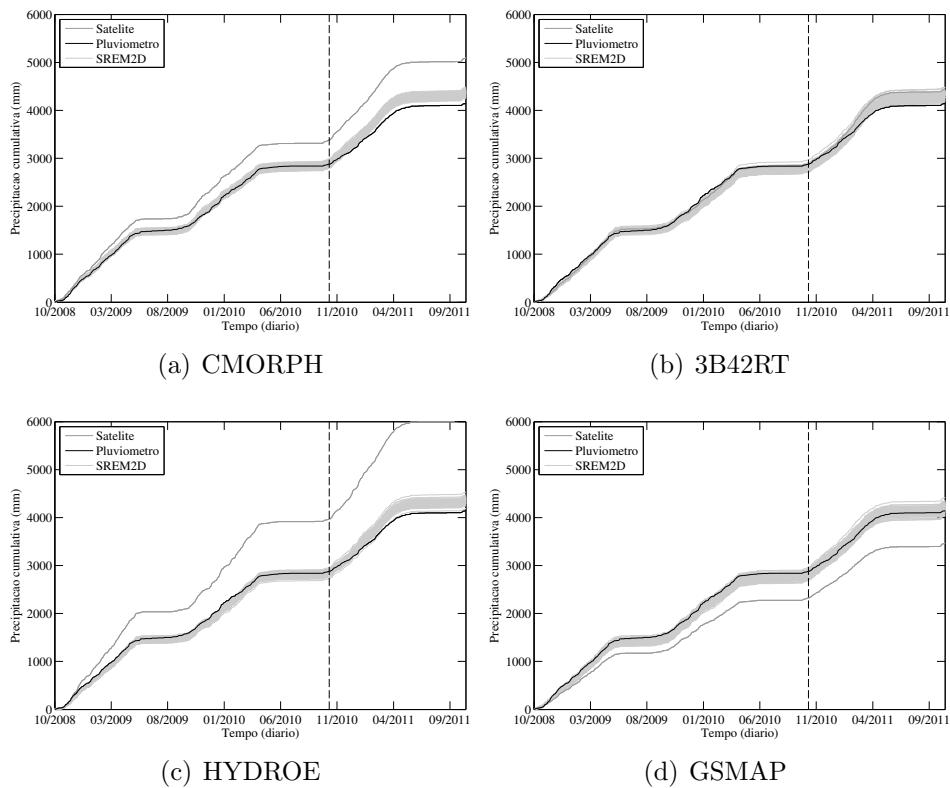


Figura D.15 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 18.

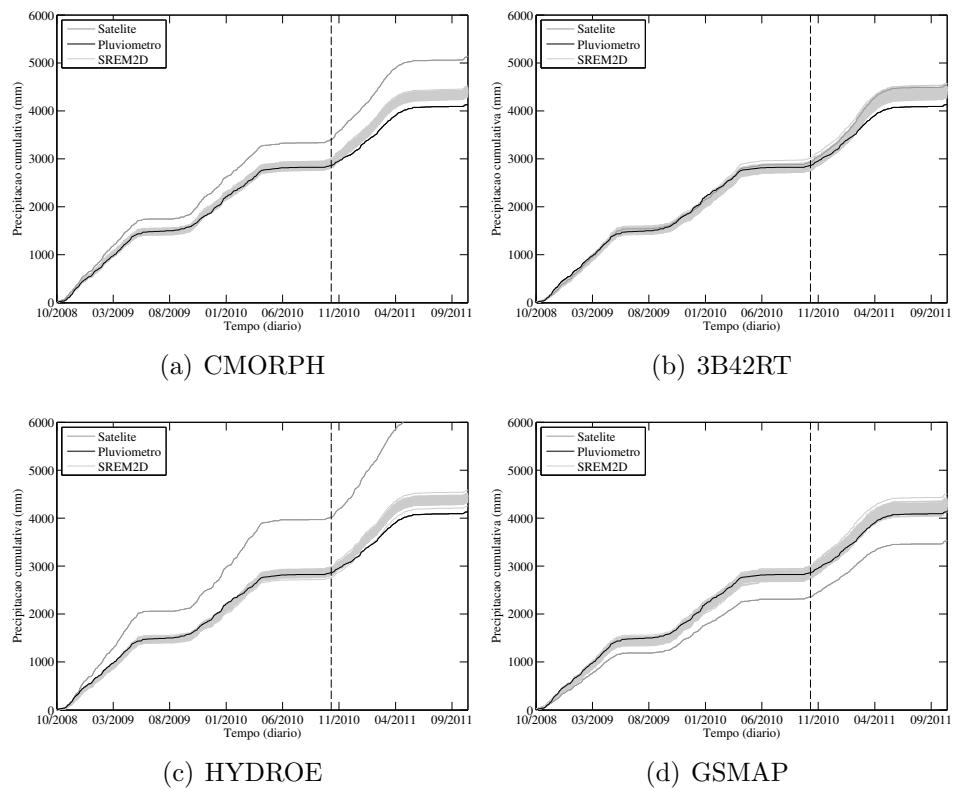


Figura D.16 - Idem à Figura D.1 (ver página 129), exceto que para a bacia 19.

APÊNDICE E - SIMULAÇÃO DE VAZÃO POR CONJUNTOS

E.1 Simulação de vazão por conjuntos

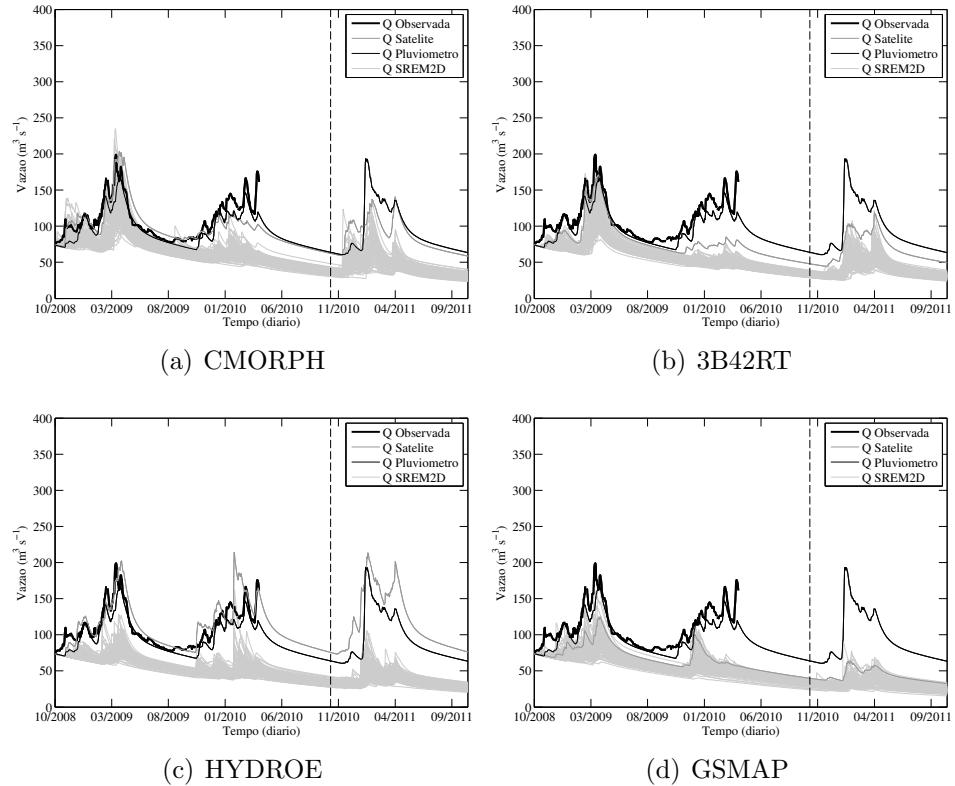


Figura E.1 - Série temporal de vazão diária na bacia 1 observada por estações fluviométricas (linha grossa preta) e simuladas pelo modelo hidrológico utilizando como forçantes dados pluviométricos interpolados (linha cinza escuro), algoritmos de estimativa de precipitação (linha cinza) e seus respectivos conjuntos gerados por meio do SREM2D (linhas cinza claro), durante o período de 15 de outubro de 2008 à 14 de outubro de 2011, para os algoritmos: (a) CMORPH; (b) 3B42RT; (c) HYDROE; e (d) GSMAP. A unidade da vazão é $m^3 s^{-1}$.

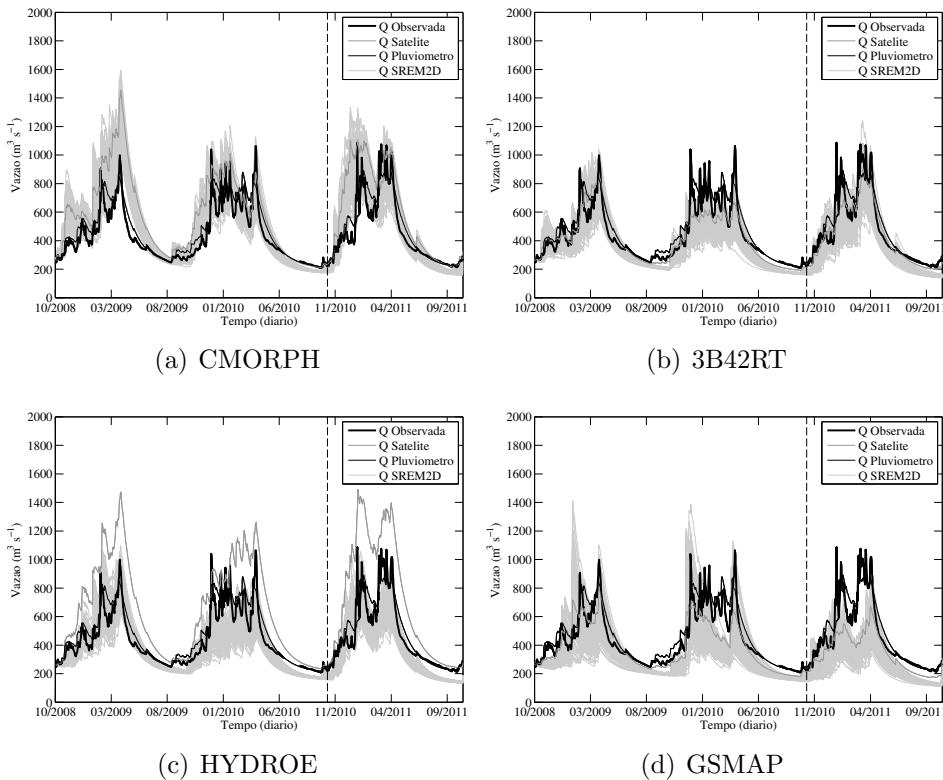


Figura E.2 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 2.

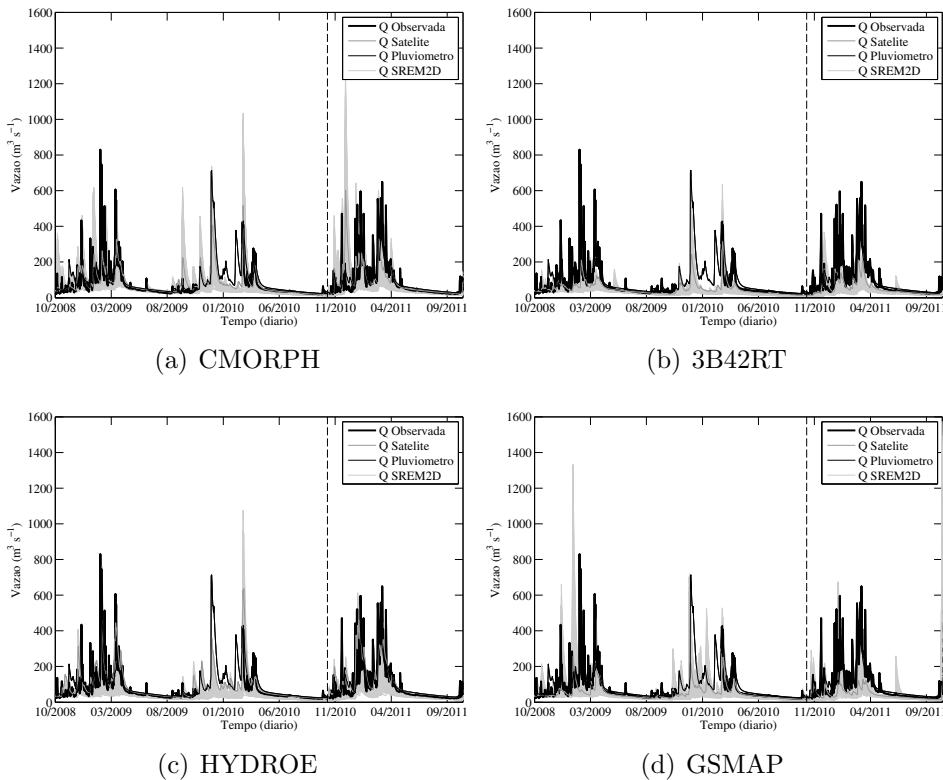


Figura E.3 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 3.

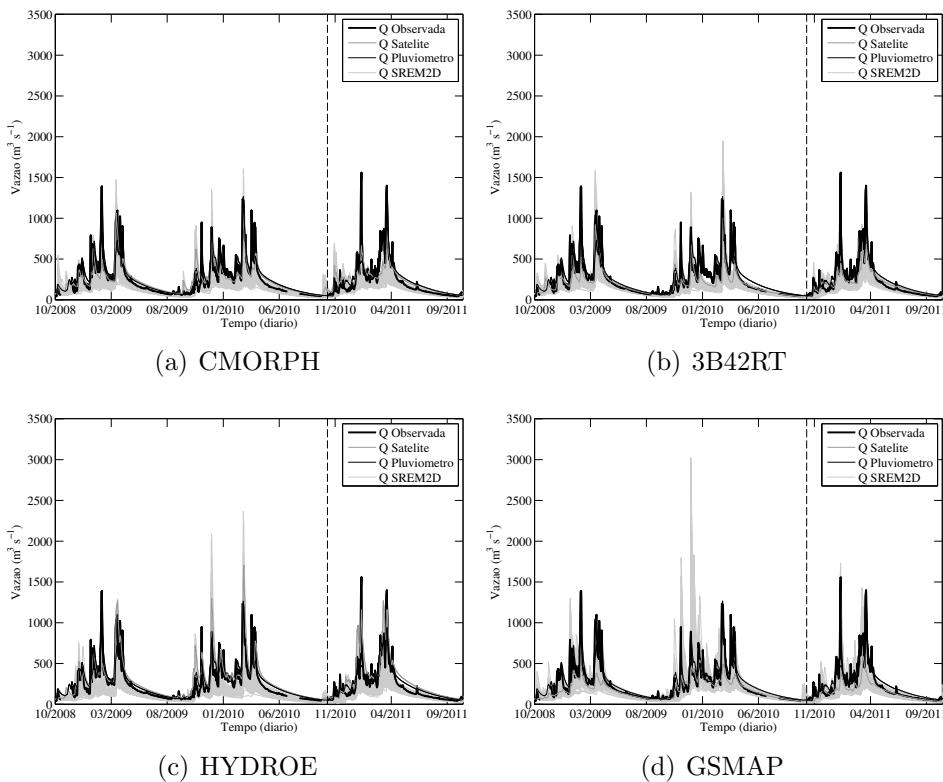


Figura E.4 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 4.

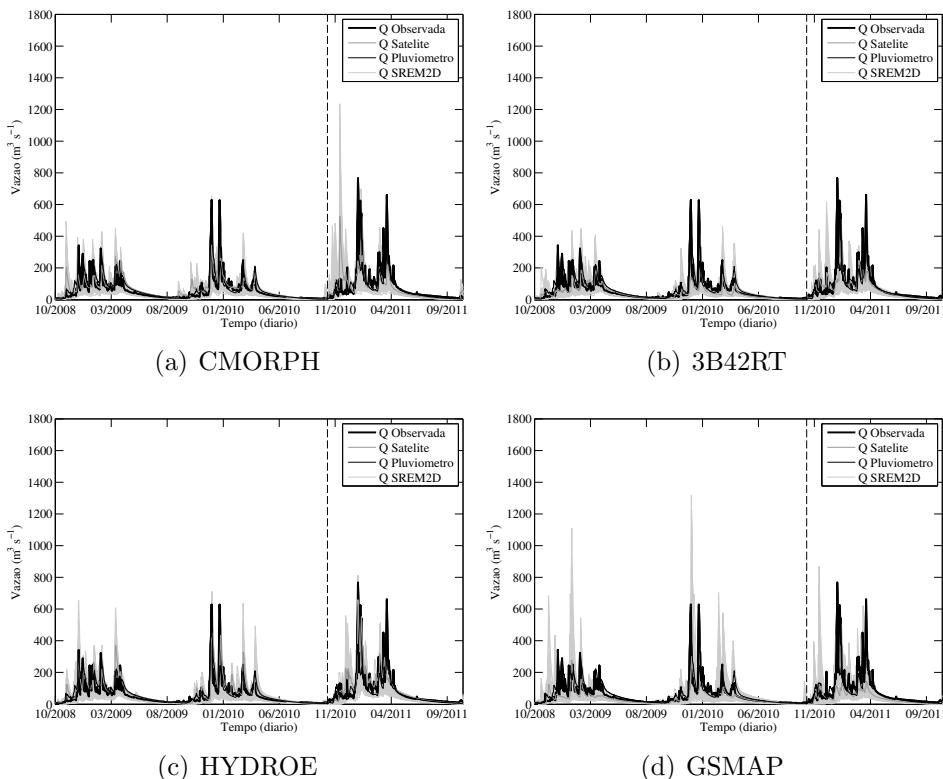


Figura E.5 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 5.

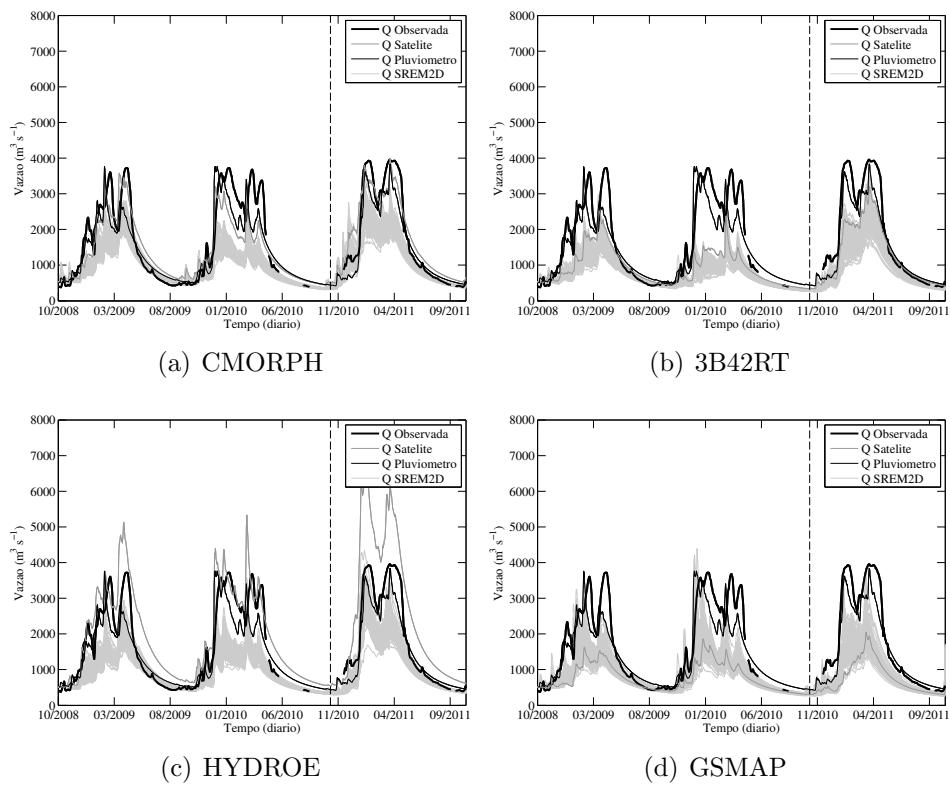


Figura E.6 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 6.

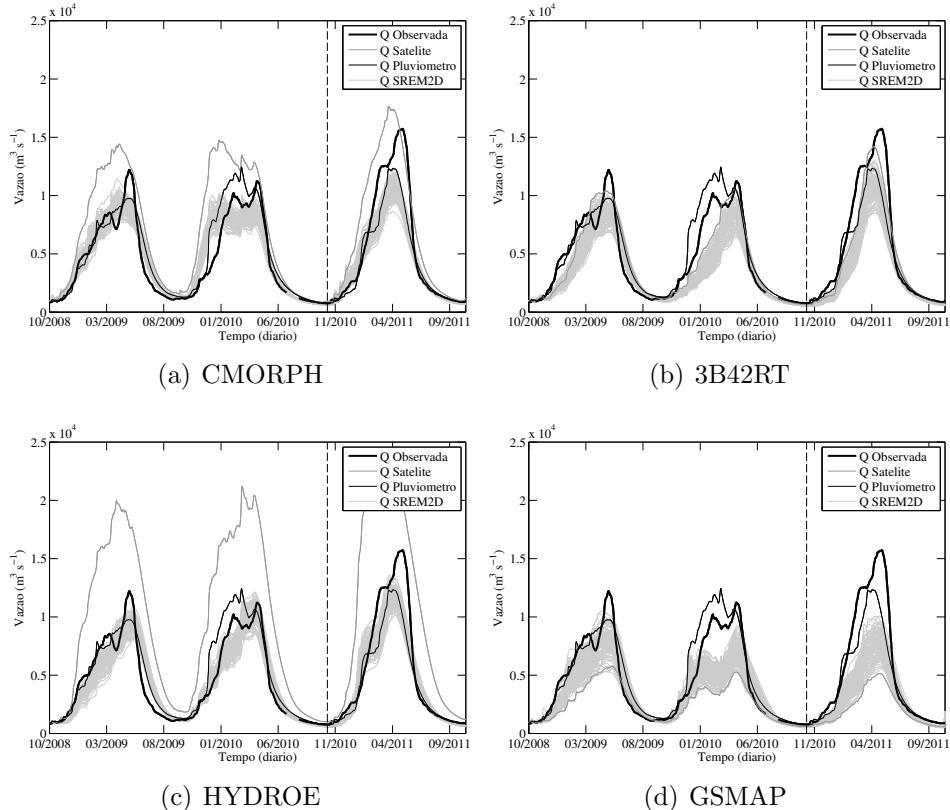


Figura E.7 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 7.

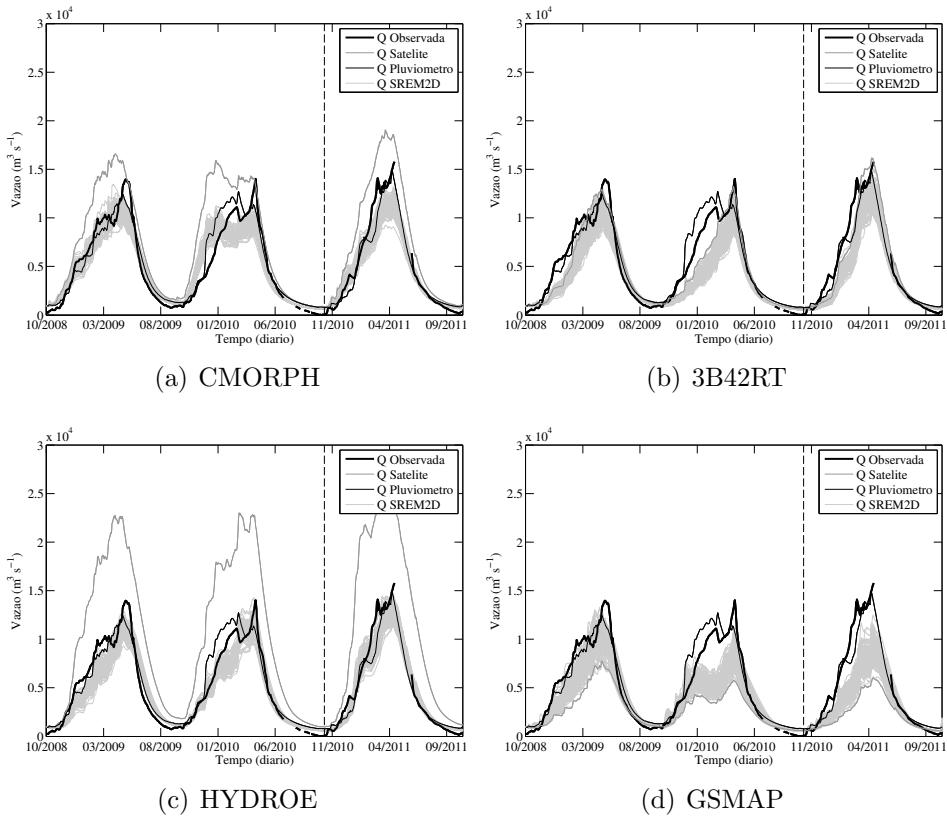


Figura E.8 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 8.

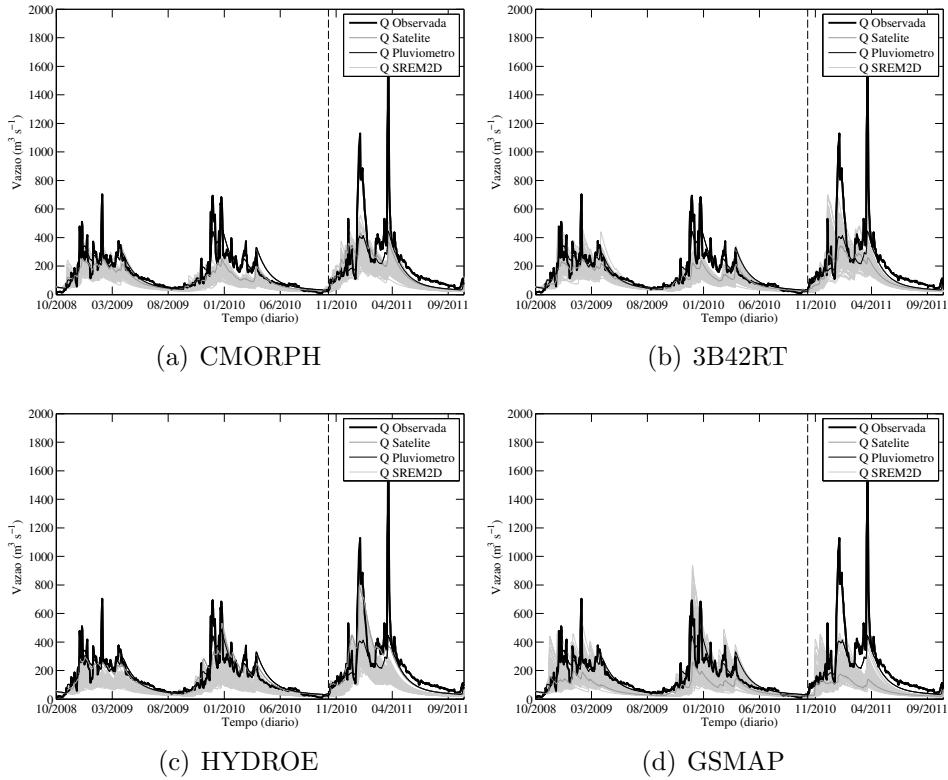


Figura E.9 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 9.

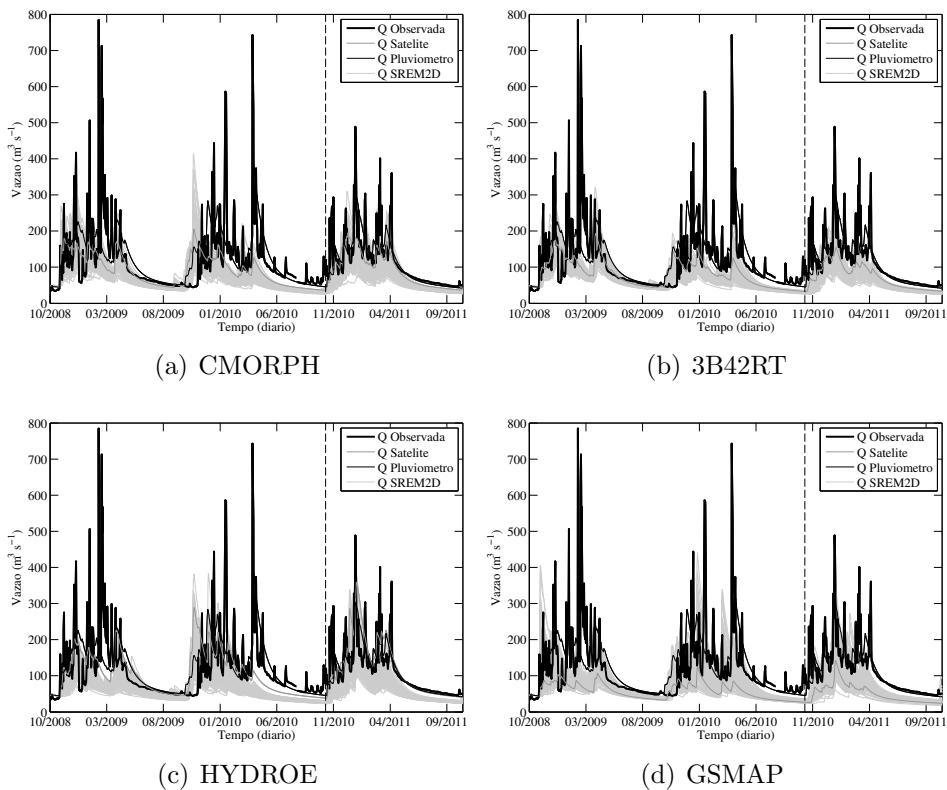


Figura E.10 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 10.

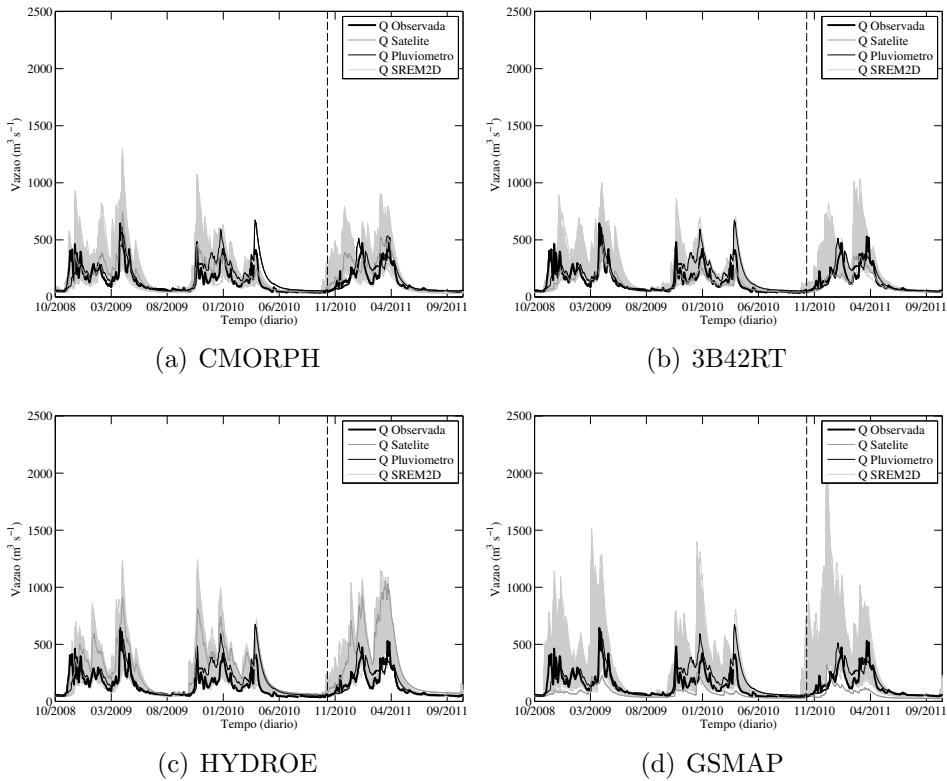


Figura E.11 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 11.

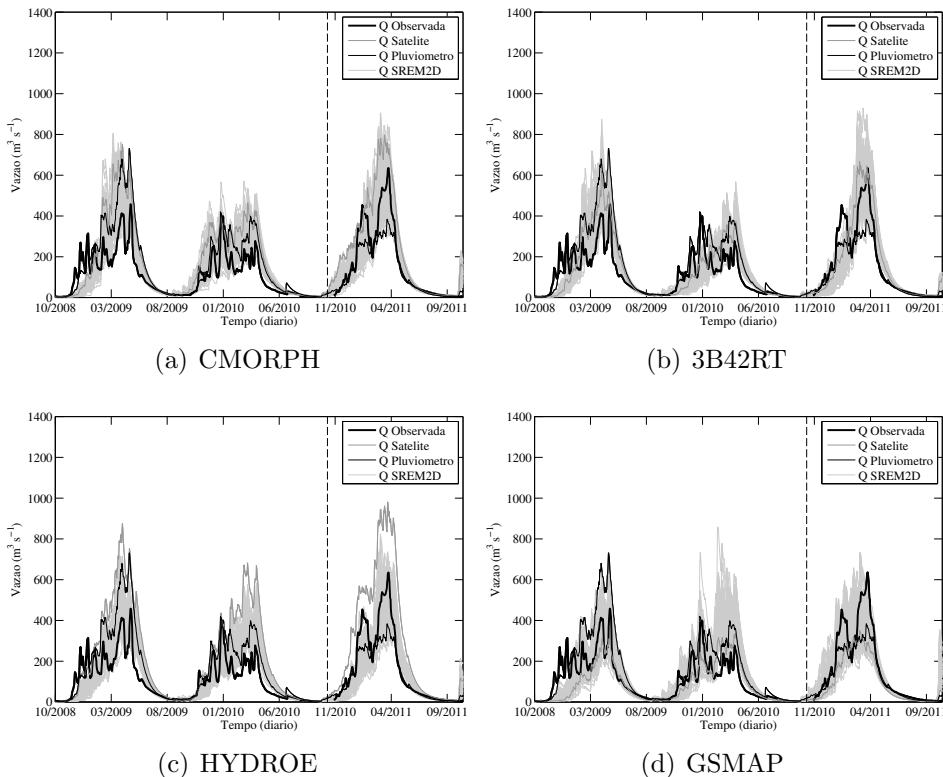


Figura E.12 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 12.

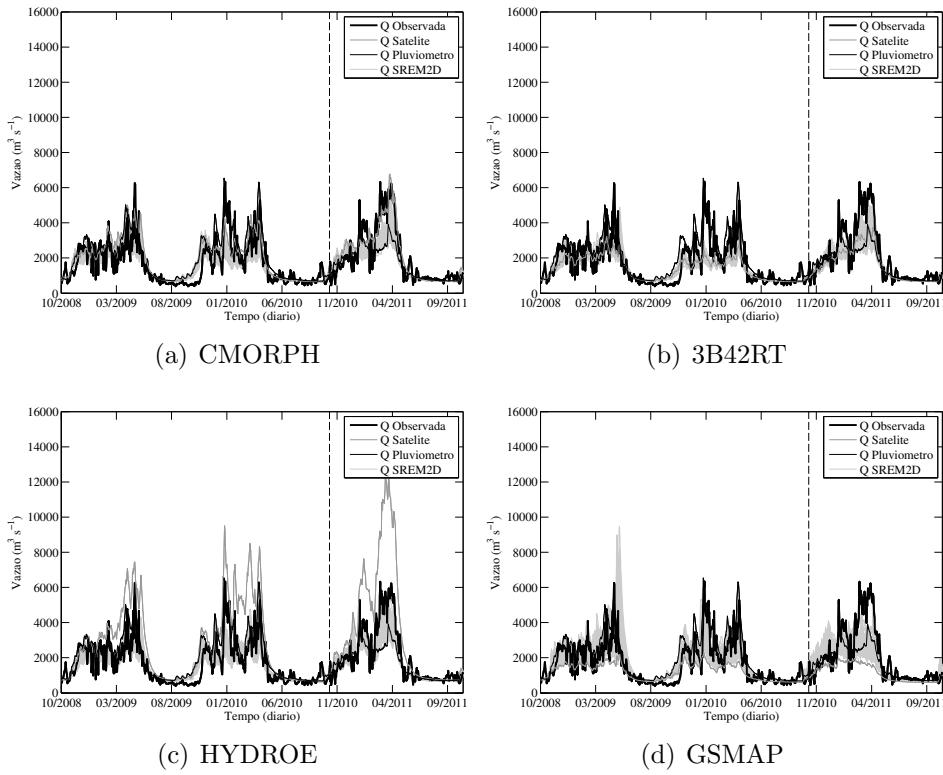


Figura E.13 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 13.

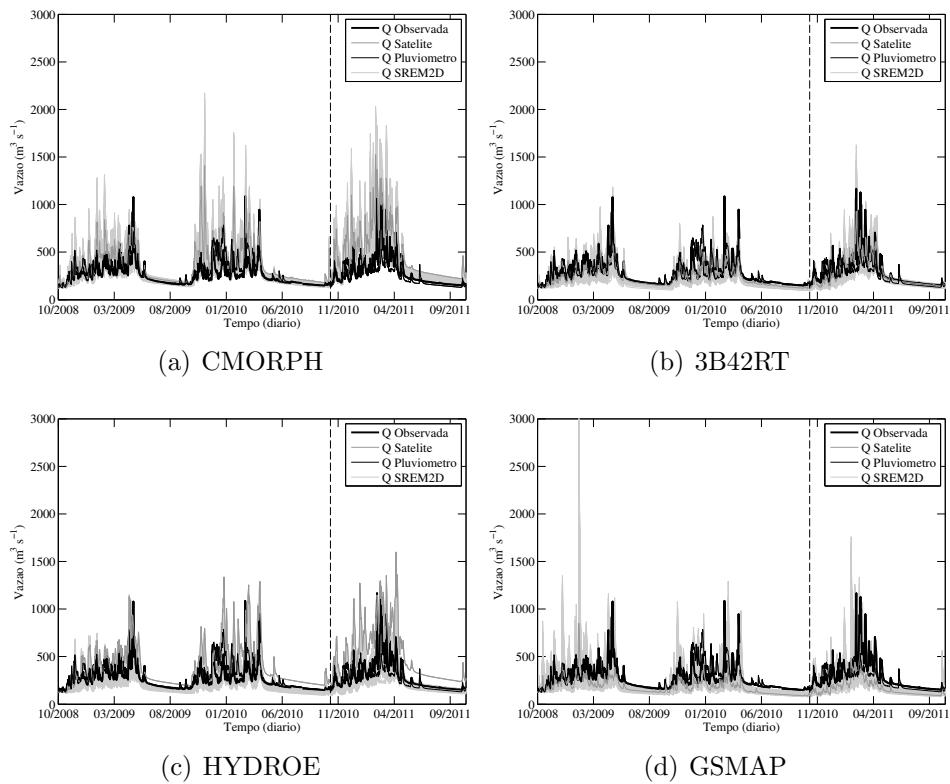


Figura E.14 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 14.

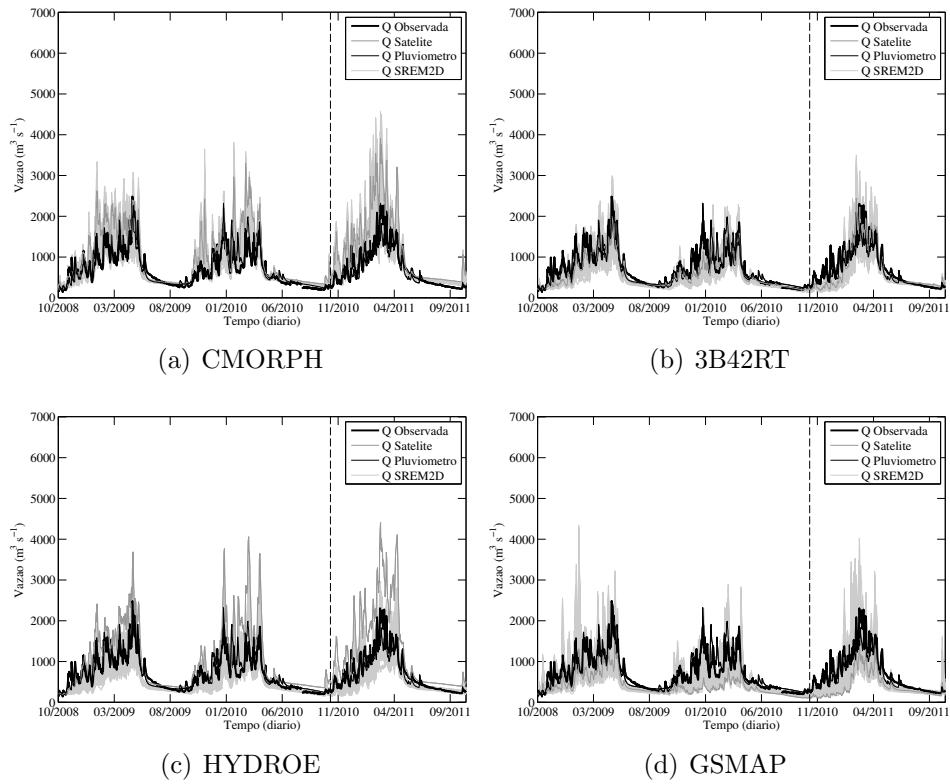


Figura E.15 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 15.

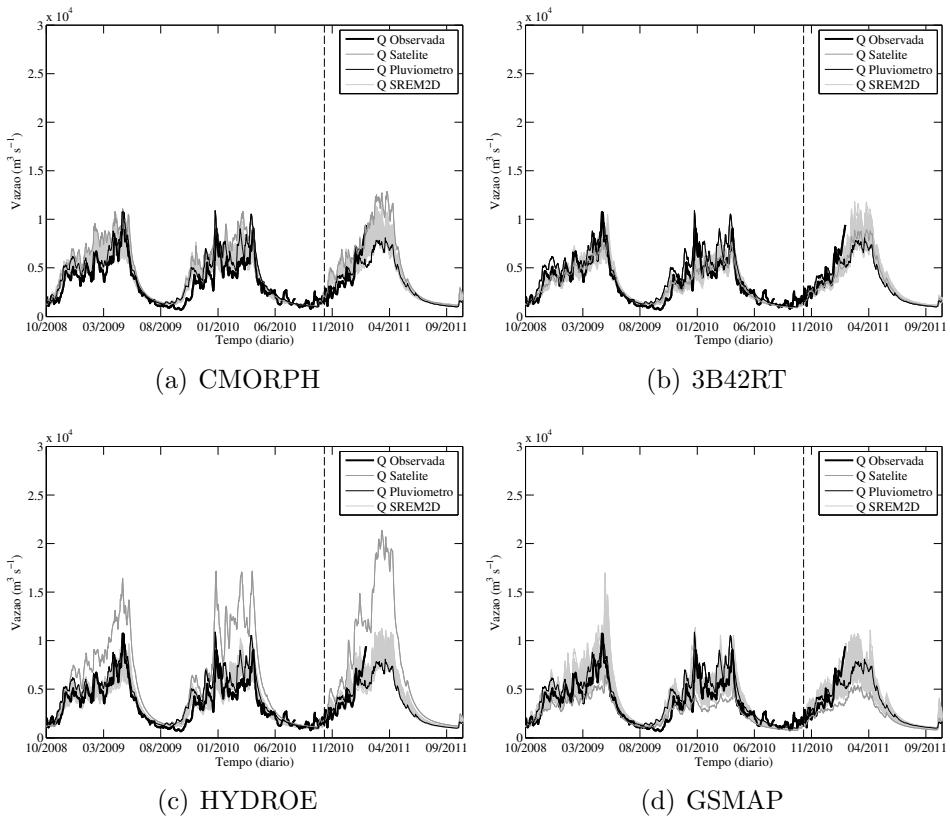


Figura E.16 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 16.

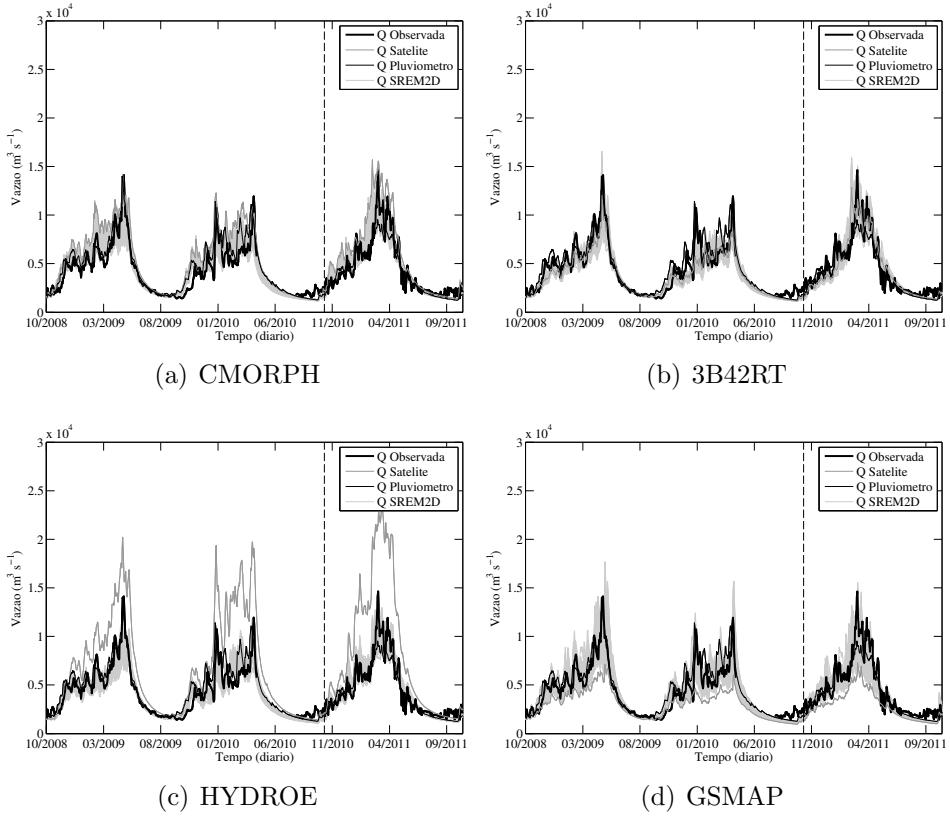


Figura E.17 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 17.

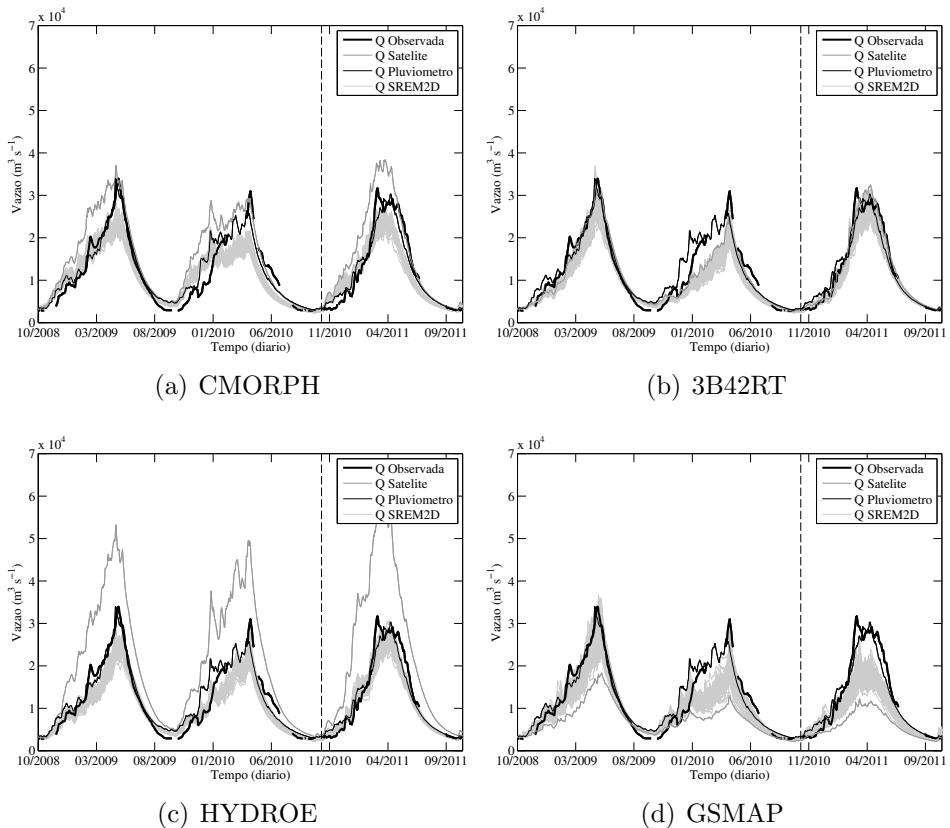


Figura E.18 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 18.

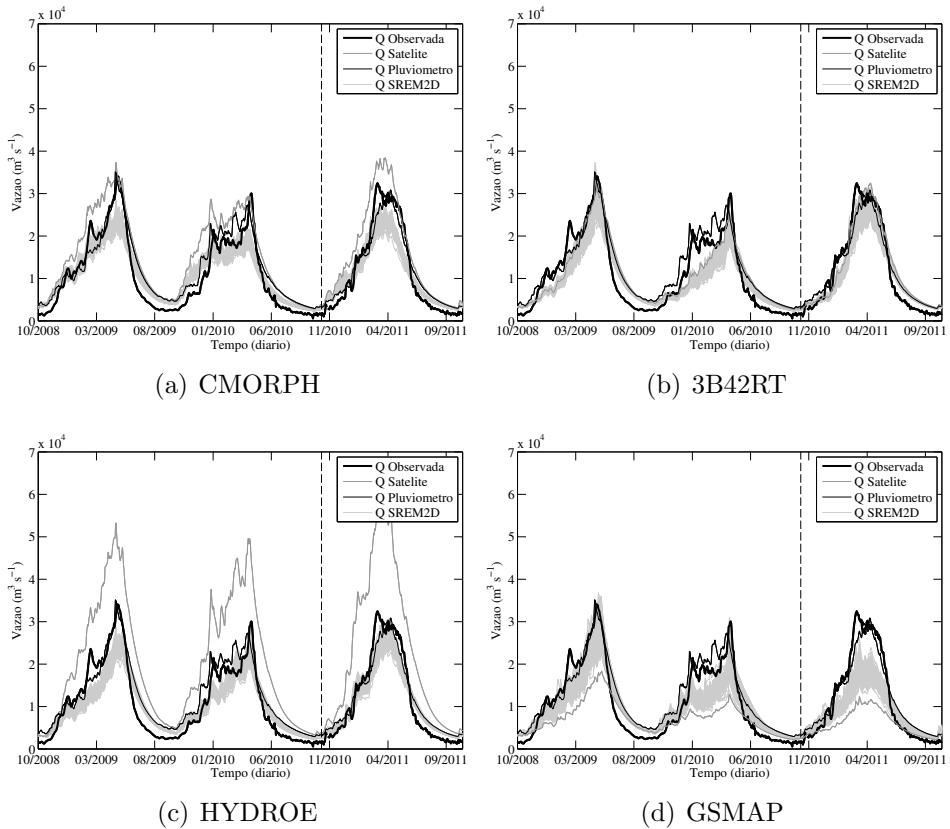


Figura E.19 - Idem à Figura E.1 (ver página 139), exceto que para a bacia 19.

APÊNDICE F - PARÂMETROS CALIBRADOS DO MODELO HIDROLÓGICO MHD-INPE

F.1 Parâmetros calibrados do modelo hidrológico MHD-INPE

Tabela F.1 - Lista de variação dos parâmetros de armazenamento máximo das camadas superior (SS_{max}), intermediária (SR_{max}) e inferior (S_{max}) do solo utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	SS_{max} (mm)		SR_{max} (mm)		S_{max} (mm)	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
1	425,307	626,504	15,824	23,309	4,546	6,696
2	28,741	42,338	18,298	26,954	8625,361	12705,690
3	121,438	178,886	0,000	0,000	3,107	4,577
4	257,376	379,132	0,000	0,000	2,992	4,408
5	280,795	413,629	0,000	0,000	3,596	5,298
6	527,786	777,461	88,497	130,361	41,400	60,985
7	1763,054	2597,089	14,011	20,639	123,049	181,259
8	309,508	455,924	2,733	4,026	2,963	4,365
9	85,677	126,208	0,000	0,000	4,114	6,060
10	112,174	165,240	0,000	0,000	3,855	5,679
11	46,579	68,613	29,806	43,906	1136,386	1673,968
12	1226,235	1806,320	1,496	2,204	68,732	101,246
13	1407,946	2073,992	1,697	2,500	8626,051	12706,710
14	637,658	939,310	0,000	0,000	2876,655	4237,491
15	1958,921	2885,612	1,985	2,924	6,070	8,942
16	5939,021	8748,546	617,548	909,687	5550,884	8176,797
17	222,737	328,106	6,847	10,086	2,877	4,238
18	863,704	1272,290	1418,073	2088,910	279,299	411,425
19	620,281	913,713	2,244	3,306	6,301	9,281

Tabela F.2 - Lista de variação dos parâmetros de condutividade hidráulica saturada da camada superior (K_{ss}), de condutividade (η) e de capacidade de campo (ξ) utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	K_{ss} (mm dia $^{-1}$)		η		ξ	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
1	0,174	0,616	5,924	10,083	0,149	0,395
2	0,131	0,466	5,924	10,083	0,222	0,589
3	0,068	0,240	5,924	10,083	0,113	0,299
4	3,597	12,750	5,924	10,083	0,117	0,312
5	1,368	4,848	5,924	10,083	0,426	1,000
6	0,055	0,193	5,924	10,083	0,008	0,021
7	0,057	0,203	5,924	10,083	0,329	0,872
8	0,059	0,211	5,924	10,083	0,338	0,896
9	0,058	0,206	5,924	10,083	0,025	0,065
10	0,099	0,350	5,924	10,083	0,132	0,350
11	3,195	11,324	5,924	10,083	0,474	1,000
12	5,111	18,113	5,924	10,083	0,143	0,381
13	0,048	0,168	5,924	10,083	0,196	0,520
14	2,659	9,424	5,924	10,083	0,004	0,011
15	1,138	4,033	5,924	10,083	0,057	0,153
16	9,253	32,797	5,924	10,083	0,017	0,046
17	0,188	0,665	5,924	10,083	0,119	0,316
18	9,353	33,149	5,924	10,083	0,243	0,646
19	0,076	0,268	5,924	10,083	0,021	0,057

Tabela F.3 - Lista de variação dos parâmetros coeficiente de anisotropia (α), de transmissividade hidráulica em solo totalmente saturado (T_{sub}), de diminuição da transmissividade (μ), de roteamento para fluxo superficial e subsuperficial (C_{sup}) e de roteamento para fluxo base (C_{sub}) utilizados no modelo hidrológico MHD-INPE calibrado para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	α	T_{sub} ($\text{m}^2 \text{ dia}^{-1}$)	μ	C_{sup} (dia^{-1})	C_{sub} (dia^{-1})
1	1	112,772	1,616	102,780	13192,730
2	1	23,379	1,001	184,580	16733,150
3	1	14,068	1,571	34,690	4147,768
4	1	24,560	1,544	32,260	2207,451
5	1	4,277	1,913	30,350	1576,517
6	1	33,608	1,840	189,020	11169,980
7	1	481,709	1,001	98,110	200,707
8	1	1,635	1,895	71,980	542,362
9	1	28,084	1,357	201,240	6912,892
10	1	22,370	1,937	169,780	9826,202
11	1	31,605	1,811	100,220	13376,190
12	1	0,331	1,970	112,540	1211,746
13	1	31,564	1,002	57,050	12295,820
14	1697	114,663	1,001	10,360	239,869
15	1	18,265	1,633	24,220	362,768
16	0	0,515	1,636	131,830	1298,214
17	1	2417,074	1,379	24,470	3630,474
18	1	92,293	1,002	99,120	699,692
19	1	0,558	1,585	24,470	220,075

Tabela F.4 - Lista de parâmetros calibrados do modelo hidrológico MHD-INPE para as 19 sub-bacias do Tocantins-Araguaia.

Sub-bacia	D_1 (m)	D_2 (m)	D_3 (m)	K_{ss} (m dia $^{-1}$)	α	T_{sub} (m 2 dia $^{-1}$)	ξ	μ	C_{sup} (dia $^{-1}$)	C_{sub} (dia $^{-1}$)
1	1,4783	0,0550	0,0158	0,1838	1,0000	11,2772	0,5632	1,6161	1,0278	2,8901
2	0,0999	0,0636	29,9804	0,1389	1,0000	2,3379	0,8401	1,0014	1,8458	4,9908
3	0,4221	0,0000	0,0108	0,0715	1,0000	1,4068	0,4265	1,5708	0,3469	1,7317
4	0,8946	0,0000	0,0104	3,8018	1,0000	2,4560	0,4452	1,5438	0,3226	1,0152
5	0,9760	0,0000	0,0125	1,4456	1,0000	0,4277	1,6131	1,9126	0,3035	1,2394
6	1,8345	0,3076	0,1439	0,0576	1,0000	3,3608	0,0298	1,8400	1,8902	3,2343
7	6,1281	0,0487	0,4277	0,0605	1,0000	48,1709	1,2450	1,0009	0,9811	0,1035
8	1,0758	0,0095	0,0103	0,0628	1,0000	0,1635	1,2791	1,8951	0,7198	0,4708
9	0,2978	0,0000	0,0143	0,0614	1,0000	2,8084	0,0931	1,3569	2,0124	3,3728
10	0,3899	0,0000	0,0134	0,1043	1,0000	2,2370	0,4989	1,9374	1,6978	2,9647
11	0,1619	0,1036	3,9499	3,3767	1,0000	3,1605	1,7979	1,8109	1,0022	4,7636
12	4,2622	0,0052	0,2389	5,4010	1,0000	0,0331	0,5434	1,9696	1,1254	1,2946
13	4,8938	0,0059	29,9828	0,0502	1,0000	3,1564	0,7425	1,0022	0,5705	4,9983
14	2,2164	0,0000	9,9988	2,8100	1696,9567	11,4663	0,0158	1,0013	0,1036	0,1077
15	6,8089	0,0069	0,0211	1,2025	1,0000	1,8265	0,2178	1,6327	0,2422	0,1089
16	20,6431	2,1465	19,2940	9,7793	0,0009	0,0515	0,0655	1,6355	1,3183	0,4145
17	0,7742	0,0238	0,0100	0,1983	1,0000	241,7074	0,4513	1,3786	0,2447	0,9998
18	3,0021	4,9290	0,9708	9,8843	1,0000	9,2293	0,9224	1,0019	0,9912	0,3882
19	9,9155	0,0162	0,0117	0,0527	1,0000	0,0957	0,0936	1,9376	0,2182	0,1518

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o International Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.