



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

RICARDO ACOSTA

**UM MODELO BIOSFERA-HIDROSFERA
PARA A BACIA DO TOCANTINS-ARAGUAIA**

SÃO PAULO
2007

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

RICARDO ACOSTA

**UM MODELO BIOSFERA-HIDROSFERA
PARA A BACIA DO TOCANTINS-ARAGUAIA**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas,
para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da
Rocha

São Paulo
2007

*A minha mãe Elaine Acosta
com admiração, amor e gratidão.*

AGRADECIMENTOS

A minha mãe por me ensinar a transformar sonhos em realidade.

Aos meus avós, Osmar e Maria Acosta, pela formação moral e pelo exemplo de vida que sempre foram e serão.

Ao Professor Dr. Humberto Ribeiro da Rocha pela orientação e apoio durante o desenvolvimento do mestrado.

Ao meu amigo Jonatan Dupont Tatsch por sempre estar disposto a aprender, ensinar, discordar, discutir, gargalhar, escutar, etc... Seja a hora que for, seja a maneira que for. Valeu.

A todos meus colegas de curso de mestrado, em especial a: Igor Cerqueira, Mariana Palagano e Maria Cristina Lemos por tornarem tudo mais divertido.

Aos Hélber Freitas e Rafael Tannus pela sólida amizade construída, além de me apresetarem a forma dinâmica dos paulistas serem.

Ao Professor e Amigo Dr. Edmilson Dias de Freitas sempre disposto a ajudar e trocar idéias. E claro, aos ensinamentos extra-curriculares que tive a oportunidade de aprender.

Ao esforço da equipe de Campo (Helber+Eduardo+Osvaldo Cabral+Marco Ligo) que está por trás de toda estrutura de coleta de dados, além do profissionalismo de excelência.

Aos colegas de laboratório (Rogério, Leuda, Eduardo, Claire, Sandra), e aos amigos Nathalie Boiaski, Marta Llopart, Michel Muza, Ricardo Marcelo e Vanessa Silveira pela colaboração e ajuda em vários momentos.

Ao meu pai Getulio Gotuzzo e irmã Gizela Gotuzzo por me acolherem com enorme carinho, além de incentivarem a conclusão dessa etapa.

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas da USP pela oportunidade de realização do curso de mestrado e a todos os professores com os quais muito aprendi.

À FAPESP pelo suporte financeiro desta pesquisa através do auxílio 03/10006-4.

Ao COSEAS/USP, na pessoa da Rosangela Dearo, por todo o apoio dedicado.

Aos técnicos e analistas de informática: Fagner, Luciana, Samuel e Sebastião, pelo suporte essencial e as funcionárias (os) das secretarias e da Biblioteca pela presteza.

Agradeço aos professores do Laboratório de Micrometeorologia – UFSM, em especial ao Dr. Otávio Costa Acevedo, quem me introduziu nesta linha de pesquisa, pelo estímulo e impulso para realização do mestrado no IAG/USP.

A todos os amigos que de alguma maneira sempre estiveram presentes e ajudaram direta ou indiretamente no desenvolvimento desta dissertação.

À Deus.

VISTA DO CREPÚSCULO, NO FINAL DO SÉCULO.

Por Eduardo Galeano

Está envenenada a terra que nos enterra e desterra.
Já não há ar, só desar.
Já não há chuva, só chuva ácida.
Já não há parques, só *parkings*.
Ka não há sociedades, só Sociedades Anônimas.
Empresas em lugar de nações.
Consumidores em lugar de cidadãos.
Aglomerações em lugar de cidades.
Não há pessoas, só públicos.
Não há realidades, só publicidades.
Não há visões, só televisões.
Para elogiar uma flor, diz-se: “Parece de plástico”.

ESPERANÇA

Por Eduardo Galeano

Na parede de um botequim de Madri, um cartaz avisa:
Proibido cantar.
Na parede do aeroporto do rio de Janeiro, um aviso informa:
É proibido brincar com os carrinhos porta-bagagem.
Ou seja:
**Ainda existe gente que canta,
ainda existe gente que brinca.**

CANTORIA

Por Torcida do Brasil de Pelotas

“Rubro Neeegro-ôô”

RESUMO

O trabalho visou o desenvolvimento de um modelo de processos biosfera-hidrosfera, para simulação dos fluxos de energia e água à superfície e da descarga hidrológica, na escala regional da bacia do Tocantins-Araguaia. Foram utilizados os algoritmos do modelo de superfície Simple-Biosphere SiB2 (Sellers et al., 1996) e o modelo de roteamento hidrológico Hydra (Coe, 2000). O modelo SiB2 em escala regional foi configurado com uma grade de 22 x 35 pontos (zonal, meridional) e resolução de 50 km; e o modelo Hydra configurado com 126 x 206 pontos (zonal, meridional) e resolução de 10 km, no domínio de (55,5°W a 45,8°W; 1,6°S a 18,1°S) cobrindo a bacia. O desenvolvimento do modelo teve as seguintes etapas: (i) Desagregação dos dados médios mensais (CRU05) para a escala horária, transformadas por uma técnica de desagregação, segundo um algoritmo adaptado de Bormann et al. (1996), para forçamento do modelo SiB2. (ii) Teste de sensibilidade dos parâmetros físicos do esquema de difusão hidráulica do modelo SiB2, visando ao *spin-up* da umidade do solo, e validação dos parâmetros baseado na obtenção de campos equilibrados e realistas: foram testados seis parâmetros do solo, respectivamente o parâmetro de retenção, a porosidade, a condutividade hidráulica de saturação, o potencial matricial de saturação, a profundidade de raízes e a fração de cobertura vegetal. (iii) Simulação dos processos do balanço hídrico local (evapotranspiração, variação da umidade no solo, vazão) durante o período de 1977 a 1986. O modelo representou razoavelmente o tempo de propagação da cheia no rio Araguaia, e no rio Tocantins houve um atraso da máxima, em relação às observações, de aproximadamente um mês. A simulação da vazão mínima foi de modo geral bem calculada, o que sugere que os controles do escoamento sub-superficial na ausência de chuva foram interessantes. A vazão máxima observada no rio Tocantins foi de modo geral subestimada pelo modelo, enquanto no rio Araguaia, apesar de uma subestimativa média, houve anos alternados de superestimativa e subestimativa. Este padrão sugere que o escoamento superficial deve ser mais adequadamente investigado no rio Araguaia.

ABSTRACT

This work aimed to develop a biosphere-hydrosphere model to simulate the regional scale surface water and energy fluxes, and the hydrological discharge, for the Tocantins-Araguaia watershed. Two algorithms were used, the surface model Simple-Biosphere SiB2 (Sellers et al., 1996) and the routing model Hydra (Coe, 2000). The SiB2 model on the regional scale was designed over a 22 x 35 grid cells (zonal, meridional) and 50 km resolution; and the Hydra model over a 126 x 206 grid cells (zonal, meridional) at the 10 km resolution, both on the domain (55,5°W to 45,8°W; 1,6°S to 18,1°S) covering the watershed. The model was designed with the following steps: (i) Disaggregation of the monthly mean data (CRU05) to hourly mean data, as of a disaggregation scheme adapted from the algorithm of Bormann et al. (1996), to force the SiB2 model. (ii) A sensitivity test for the SiB2 model concerning the changes of soil physical parameters, aiming to the soil moisture *spin-up*, and the validation based on the objective to reach realistic and balanced soil moisture vertical profile. Six soil parameters were tested, respectively, the retention factor, porosity, saturated hydraulic conductivity, the saturated soil matric potential, the root depth and the vegetation cover fraction. (iii) Simulation of local water balance (evapotranspiration, soil moisture and total runoff) during the period 1977 a 1986. The model calculated fairly well the flood propagation in the Araguaia river, and in the Tocantins river there was a lag forward concerning the maximum discharge, when compared to the observations, of about one month. The calculated minimum discharge compared well the observations, what suggests that the controls of the subsurface runoff were well prescribed. The observed maximum discharge in Tocantins river was generally underestimated by the model, as long as in the Araguaia river, although also slightly underestimated, alternated between years of subestimation and superestimation. This pattern suggests that the surface runoff should be improved in Araguaia river.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 – a) Mapa hidrográfico, b) de vegetação e c) topografia da Bacia do Tocantins – Araguaia (ANA, 1999). | 6 |
| Figura 2 – Ilustração da Bacia Tocantins-Araguaia, mostrando com destaque o rio Araguaia (à oeste) e o rio Tocantins (à leste). Fonte: Ministério dos Transportes. | 7 |
| Figura 3 - Diagrama esquemático do algoritmo SiB2-Hydra..... | 9 |
| Figura 4: Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da radiação incidente. | 16 |
| Figura 5 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da temperatura. | 17 |
| Figura 6 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da velocidade do vento. | 18 |
| Figura 7 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da pressão parcial de vapor d'água. | 19 |
| Figura 8 - Mapa das bacias do Brasil, com destaque para a bacia do Tocantins-Araguaia..... | 21 |
| Figura 9 – a) Mapa de classes de vegetação utilizado: áreas de floresta estão demarcadas em azul, e áreas de savana (Cerrado) em amarelo e, b) Mapa de topografia. | 22 |
| Figura 10 – Mapa com a localização das estações fluviométricas utilizadas para validação das simulações. | 24 |
| Figura 11 - Série temporal horária desagregada de temperatura do ar (K) dos dados do CRU05, para uma célula na Ilha do Bananal. | 25 |
| Figura 12 - Precipitação diária média mensal observada, em mm.dia^{-1} | 27 |
| Figura 13 - Escoamento Superficial médio mensal (em mm.dia^{-1}) simulado. | 28 |
| Figura 14 – Escoamento Sub-Superficial médio mensal (em mm.dia^{-1}) simulado. | 29 |
| Figura 15 - Umidade volumétrica do Solo (em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) para a camada de raízes: a) estação chuvosa, Fevereiro; b) estação seca, Junho. | 30 |
| Figura 16 - Evapotranspiração média mensal (em mm dia^{-1}) simulada. | 31 |
| Figura 17 - Fluxo de Calor Sensível médio mensal simulado (em W.m^{-2}). | 33 |
| Figura 18 – Razão de Bowen médio mensal simulado..... | 34 |
| Figura 19 - a) Localizações onde foram realizados testes de sensibilidade do modelo de superfície SiB2. b) Série temporal de precipitação média mensal na bacia de 1971 a 2000. .. | 37 |
| Figura 20 – Forçantes climáticas temperatura, pressão de vapor, radiação global incidente, vento e precipitação utilizada para as seguintes estações: a) Estação Noroeste; b) estação Nordeste; c) estação Sudoeste; d) estação Sudeste..... | 38 |
| Figura 21 - Escoamento sub-superficial (mm mês^{-1}), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NE e (d,e,f) estação SE..... | 40 |
| Figura 22 - Balanço hidrológico anual (mm.mes^{-1}), para estação SE, em simulação com duração de 100 anos. a) Fator de retenção igual a 1; b) igual a 3; c) igual a 5 e; d) igual a 7.. | 42 |

| | |
|---|----|
| Figura 23 – Escoamento sub-superficial (mm mês^{-1}), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NE..... | 44 |
| Figura 24 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação NE..... | 45 |
| Figura 25 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação NE..... | 46 |
| Figura 26 - Evapotranspiração média mensal (mm dia^{-1}), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NW..... | 47 |
| Figura 27 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação SE. | 48 |
| Figura 28 - Vazão média mensal observada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações TOC-01 a TOC-06 do rio Tocantins..... | 51 |
| Figura 29 - Vazão média mensal observada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações ARG-01 a ARG-05 do rio Araguaia..... | 51 |
| Figura 30 - Vazão média mensal calculada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações TOC-01 a TOC-06 do rio Tocantins..... | 53 |
| Figura 31 - Vazão média mensal calculada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações ARG-01 a ARG-05 do rio Araguaia..... | 54 |
| Figura 32 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação São Félix/GO (TOC-01)..... | 55 |
| Figura 33 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Fazenda Angelical/GO (TOC-02)..... | 56 |
| Figura 34 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Luiz Alves/TO (ARG-02). | 58 |
| Figura 35 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Conceição do Araguaia/TO (ARG-04). | 59 |
| Figura 36 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Araguatins/TO (ARG-05). | 60 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1: Fluxo de calor latente calculado em trajetórias especificadas com a diferença de potencial e resistência determinada em cada trajeto..... | 11 |
| Tabela 2: Parametrização dos biomas Cerrado (Rocha <i>et al.</i> , 2002) e Floresta (Sellers <i>et al.</i> , 1989)..... | 12 |
| Tabela 3: Conjunto de valores não restritivos para cada parâmetro e estação correspondente. | 49 |

| | |
|---|-------------|
| RESUMO | VI |
| ABSTRACT | VII |
| LISTA DE FIGURAS | VIII |
| LISTA DE TABELAS..... | X |
| 1. INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | 2 |
| 3. MATERIAL E MÉTODOS | 6 |
| 3.1. ÁREA EXPERIMENTAL | 6 |
| 3.1.1. <i>A bacia do Tocantins–Araguaia</i> | 6 |
| 3.2. O ALGORITMO DO MODELO SiB2-HYDRA | 8 |
| 3.2.1. <i>Interceptação</i> | 9 |
| 3.2.2. <i>Escoamento Superficial</i> | 10 |
| 3.2.3. <i>Escoamento Sub-superficial</i> | 10 |
| 3.2.4. <i>Evapotranspiração</i> | 11 |
| 3.2.5. <i>O modelo Hydra</i> | 13 |
| 3.3. ALGORITMO DE DESAGREGAÇÃO | 14 |
| 3.3.1. <i>Radiação incidente</i> | 14 |
| 3.3.2. <i>Temperatura</i> | 16 |
| 3.3.3. <i>Velocidade do vento</i> | 17 |
| 3.3.4. <i>Pressão parcial de vapor d'água</i> | 18 |
| 3.3.5. <i>Precipitação</i> | 19 |
| 3.4. ESTRATÉGIA DE MODELAGEM | 20 |
| 3.4.1. <i>Testes de sensibilidade do modelo SiB2</i> | 20 |
| 3.4.2. <i>Simulações SiB2-Hydra</i> | 20 |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES | 25 |
| 4.1. MODELO SiB2-REGIONAL..... | 25 |
| 4.1.1. <i>Ciclo diurno desagregado</i> | 25 |
| 4.1.2. <i>Variáveis Hidrológicas</i> | 26 |
| 4.1.3. <i>Fluxos de Energia</i> | 32 |
| 4.2. SENSIBILIDADE DO MODELO SiB2 AOS PARÂMETROS DE SOLO..... | 35 |
| 4.2.1. <i>Parâmetro de Retenção (fator B)</i> | 38 |
| 4.2.2. <i>Porosidade do Solo</i> | 43 |
| 4.2.3. <i>Condutividade Hidráulica de Saturação</i> | 44 |
| 4.2.4. <i>Potencial Matricial de Saturação</i> | 46 |
| 4.2.5. <i>Profundidade das Raízes</i> | 47 |
| 4.2.6. <i>Fração de Cobertura Vegetal</i> | 48 |
| 4.2.7. <i>Conjunto de parâmetros selecionado</i> | 49 |
| 4.3. SIMULAÇÃO DA VAZÃO | 50 |
| 4.3.1. <i>Propagação da onda de cheia</i> | 50 |
| 4.3.2. <i>VARIABILIDADE INTERANUAL E COMPARAÇÃO POR ESTAÇÃO</i> | 54 |
| 5. CONCLUSÕES..... | 61 |
| 6. SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS | 62 |
| 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 63 |
| ANEXO A..... | 68 |

1. INTRODUÇÃO

O avanço da fronteira agrícola na região de Cerrados do Centro-Oeste foi determinante na dinâmica do desmatamento, inclusive expandindo-se em direção a Amazônia, sendo as savanas brasileiras o bioma mais ameaçado no continente. O desmatamento e as mudanças de uso da terra podem induzir alterações na variabilidade do clima e do ciclo hidrológico em escala local e em mesoescala, repercutindo com modificações na oferta de água disponível e no regime de cheias. A Amazônia é um ecossistema de grande escala que está sendo investigado no projeto LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia), na questão climatológica e dos fluxos físicos e biogeoquímicos, sendo a região Centro-Oeste, onde predomina o Cerrado e suas várias fisionomias, uma faixa de transição ainda pouco explorada no LBA, principalmente nas regiões alagáveis, que representam de 10 a 15% da bacia amazônica.

Este plano de pesquisa enfatiza a construção de um modelo de superfície de escala regional com capacidade de prognosticar os fluxos de energia e água, da bacia do Tocantins-Araguaia, que servirão como forçantes pro modelo de roteamento hidrológico. A partir da integração, deste algoritmo regional biosfera-hidrofera (SiB2-Hydra), os resultados gerados são utilizados para uma discussão dos padrões dos principais processos do balanço hídrico local (evapotranspiração, variação da umidade no solo, vazão e precipitação), estudar a sensibilidade do balanço hidrológico do modelo aos principais parâmetros de solo, e finalmente avaliar o algoritmo para fins de simulações de futuros cenários (alterações climáticas e mudanças de uso da terra).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nas últimas décadas, com a evolução da tecnologia computacional, a simulação hidrológica tem se tornado uma ferramenta de grande utilização na sociedade, principalmente no que se refere à disponibilidade de recursos hídricos, previsão de vazão de curto e médio prazo, análise da variabilidade hidrológica, e impactos de mudanças do uso da terra. Estas aplicações podem ser realizadas em bacias de pequena escala, de poucos hectares, onde as soluções necessárias estão relacionadas à agricultura e drenagem urbana; em bacias intermediárias, que, geralmente, envolvem áreas geralmente da ordem de até 300 km² até 2.000km²; e em grandes bacias, em geral superior a 20.000 km². Assim, a forma de representar os processos hidrológicos, em um modelo matemático, é muito dependente da escala da bacia, dos objetivos do estudo em si, dos dados disponíveis e da resolução desejada.

Segundo Collischon (2001), as primeiras iniciativas no campo da simulação de grandes bacias partiram de meteorologistas, procurando representar os processos terrestres do ciclo hidrológico em extensões continentais, dentro dos modelos numéricos de simulações climáticas. O primeiro desafio foi compatibilizar a escala de representação dos processos hidrológicos e climáticos, que pode envolver dimensões globais. Tanto os modelos climáticos globais, quanto os modelos hidrológicos de grandes bacias envolvem a integração espacial e temporal de diversos processos físicos, por vezes parametrizados devido à complexidade de sua descrição.

Para Pimentel da Silva e Ewen (2000), as características desejáveis em modelos hidrológicos de grande bacia são: a compatibilidade com o volume de informações disponíveis; o realismo da representação do processo físico; a associação entre a prescrição dos parâmetros e as características físicas da bacia, a simplicidade e praticidade na aplicação.

Recentemente, diversos modelos de grande escala em constante aperfeiçoamento foram desenvolvidos. No entanto, as primeiras tentativas utilizavam métodos empíricos de

reservatórios lineares para a transferência de água, baseados geralmente na conservação de massa (Vorosmarty *et al.*, 1989; Miller e Russel, 1992). Mais recentemente, com o avanço da capacidade computacional, inúmeras formulações novas para modelos hidrológicos foram surgindo, com métodos de solução mais sofisticados, permitindo a melhor representação dos processos físicos envolvidos. Este avanço atingiu tanto os modelos hidrológicos de grandes bacias quanto os modelos de bacias com menor porte. Entre eles destacam-se o modelo VIC-2L (Liang *et al.*, 1994; Lohmann *et al.*, 1998a e Nijsen *et al.*, 1997), o modelo SLURP (Kite, 1997), o modelo LARSIM (Bremicker, 1998), o modelo TOPMODEL (Beven *et al.*, 1995) e mais recentemente o modelo HYDRA (Coe *et al.*, 2000), que será tratado com maiores detalhes neste trabalho.

Shuttleworth (1991) sugere que os modelos hidrológicos devem representar o movimento da água através e debaixo da superfície terrestre, em escala e grau de complexidade apropriados, devendo ter em comum com os modelos climáticos a representação das relações solo-planta-atmosfera. Além disso, seria necessário desenvolver métodos de propagações de vazões adaptados para a resolução espacial típicas dos modelos climáticos. Neste sentido, um algoritmo integrado, capaz de representar grande parte dos fenômenos, é de notável importância para o entendimento do sistema como um todo.

Neste estudo utilizaremos um algoritmo de roteamento hidrológico de grande-escala, conjuntamente com o modelo SiB2 (*Simple Biosphere Model*). O modelo de roteamento, conhecido inicialmente como HYDRA (*Hydrologic Routing Algorithm*) (Coe, M.T., 2000) tem como peculiaridade a representação da presença de lagos, inundações e reservatórios artificiais. Esta foi uma opção do projeto deste trabalho, uma vez que pretende-se futuramente estudar em detalhe a região de várzeas na Ilha do Bananal.

Hagemann e Dumenil (1996), apresentaram alguns resultados para a América do Norte, mostrando que modelos de grande escala sem a representação dos Grandes Lagos são

inadequados para simular a vazão do rio Saint Lawrence. Outro interessante exemplo, relatado por Coe (2000), mostra o controle de extensos alagados na vazão média anual do rio Nilo. O autor mostra que a representação das áreas alagadas reduziu a vazão média anual em $1250\text{m}^3\text{s}^{-1}$, comparado com as simulações sem os alagados, que representa 50% da vazão anual média do rio Nilo.

Estudos recentes para a Bacia Amazônica mostram a importância da representação das relações solo-planta-atmosfera acopladas aos sistemas hidrológicos na simulação de vazões (Coe *et al.*, 2002; Costa *et al.*, 2000, 2002). Coe *et al.* (2002) utilizaram dois algoritmos integrados para simular as vazões nos principais cursos d'água na bacia do rio Amazonas: o modelo solo-planta-atmosfera IBIS (Kucharik *et al.*, 2000), cujas saídas (evapotranspiração, escoamento superficial e escoamento sub-superficial) funcionam como forçantes ao segundo modelo, o HYDRA. As simulações destes autores representaram a sazonalidade da vazão de forma razoável, apesar dos resultados terem mostrado a vazão média anual dos rios Tocantins e Araguaia superestimadas. Coe (2002) pondera que isso pode ser resultado da topografia da bacia não estar bem representada na resolução utilizada pelo IBIS, ou ainda das diferenças entre a vegetação simulada e a observada. Segundo Cardille *et al.* (2002), a vegetação corrente nestas regiões foi modificada pela introdução de cultura e pastagens e, portanto, não teve representação adequada. Do ponto de vista observacional, Costa *et al.* (2003) mostraram que a vazão máxima mensal do rio Tocantins aumentou nas últimas décadas, possivelmente, por conta do desmatamento dos cerrados entre 1970 e 1990. Um grande incentivo ao desenvolvimento desta dissertação é aperfeiçoar as simulações na bacia do Araguaia.

Para uma simulação avançada das relações biofísicas, é importante a utilização de modelos de transferência solo-planta-atmosfera. Estes modelos devem ser calibrados para se estimar corretamente as variáveis prognósticas. Na América do Sul há calibrações dos

modelos SiB1 e SiB2 para a floresta tropical úmida e pastagens na Amazônia (Sellers *et al.*, 1989, Rocha *et al.*, 1996a,b) e cerrado restrito (Rocha *et al.*, 2002). Estas calibrações são utilizadas na descrição destas classes de vegetação nos mapas de superfície dos modelos regionais.

Finalmente, é importante localizar estas idéias dentro do Experimento LBA (1996), que busca compreender os impactos da mudança do uso do solo e das mudanças climáticas no ecossistema amazônico. Segundo Costa *et al.* (2002), duas primeiras questões poderiam ser levantadas:

a) Qual será a resposta no volume e sincronismo do fluxo das águas às mudanças climáticas?

b) Quais conseqüências trarão as mudanças no uso do solo em grande escala?

No sentido de responder tais questionamentos a criação e aperfeiçoamento de ferramentas com capacidade prognósticas, que representem maior parte dos processos físicos envolvidos, é essencial para formulação de relatórios técnicos que servirão de base para os tomadores de decisão agir frente os desafios colocados para os próximos anos.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. ÁREA EXPERIMENTAL

3.1.1. A BACIA DO TOCANTINS–ARAGUAIA

A bacia dos rios Tocantins-Araguaia tem área de drenagem de 767.164 km², e constitui a maior bacia hidrográfica inteiramente situada em território brasileiro (9% do território nacional), abrangendo os estados de Goiás (25,7%), Tocantins (36,3%), Pará (16,5%), Maranhão (3,8%), Mato Grosso (17,6%) e o Distrito Federal (0,1%). Na região da bacia estão presentes os biomas Floresta Amazônica, ao norte e noroeste, e Cerrado nas demais áreas, incluindo os ecótonos (transição Floresta-Cerrado) na região da Ilha do Bananal (Tannus, 2004).

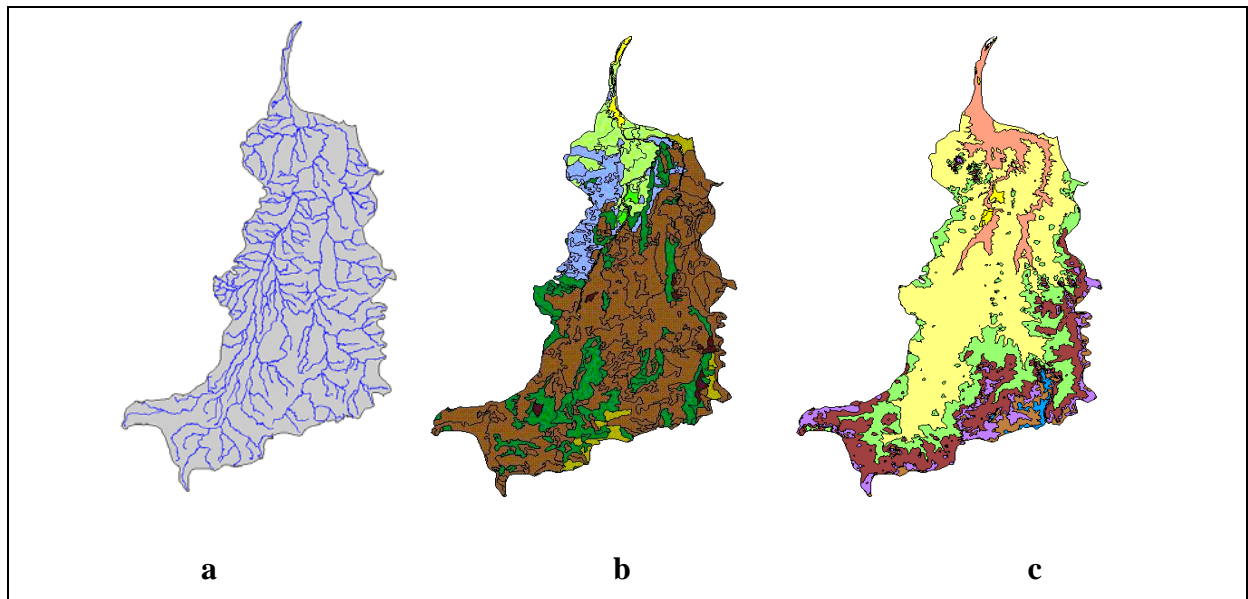


Figura 1 – a) Mapa hidrográfico, b) de vegetação e c) topografia da Bacia do Tocantins – Araguaia (ANA, 1999).

Seus principais cursos d'água, rios Araguaia e Tocantins, escoam do planalto central do Brasil para o norte, no canal ao sul da Amazônia, a montante de Belém. O rio

Araguaia, principal afluente do rio Tocantins tem suas nascentes na serra do Caiapó, divisa entre os estados de Goiás e Mato Grosso, numa altitude aproximada de 850 m. Tem extensão de 2.115 km e desemboca no canal majoritário na cota de 84 m. É a principal calha de escoamento d'água do setor Oeste da bacia (Figura 2). Os 450 km compreendidos pelo Alto Araguaia apresentam um desnível de 570 m. O médio Araguaia sofre um desnível de 185 m nos seus 1.505 km de extensão. O baixo Araguaia, nos seus últimos 160 km, até a foz, tem um desnível de 11 m. Além de ser considerado um dos rios mais piscosos do mundo, o rio forma juntamente com o rio Javaés a maior ilha fluvial do mundo, a ilha do Bananal. Situada, aproximadamente, entre os quilômetros 760 e 1156 possui uma área de cerca de 20.000 km².

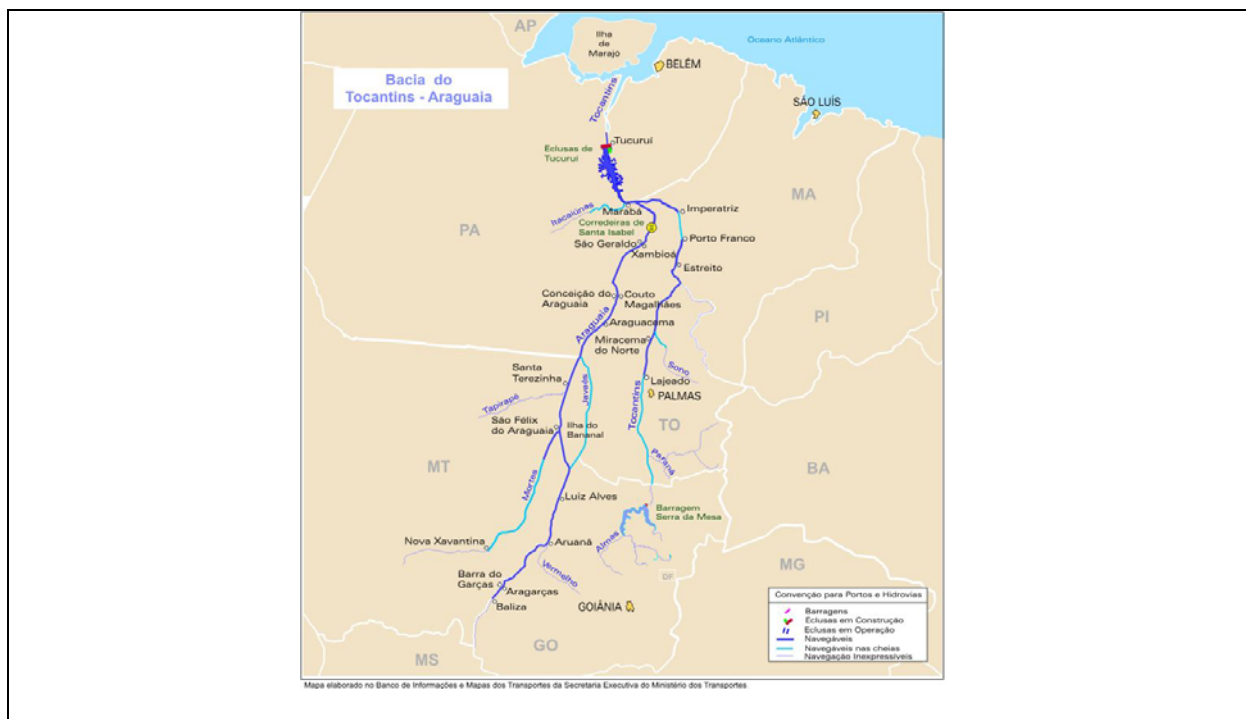


Figura 2 – Ilustração da Bacia Tocantins-Araguaia, mostrando com destaque o rio Araguaia (à oeste) e o rio Tocantins (à leste). Fonte: Ministério dos Transportes.

O rio Tocantins (Figura 2) tem suas nascentes na serra do Paranã, a 60 km ao norte da cidade de Brasília, numa altitude aproximada de 1.100 m. Nasce com o nome de rio Maranhão e toma o nome de Tocantins após a confluência com o rio Paranã, numa cota aproximada de 230 m. Após um percurso total de cerca de 2.400 km, desemboca na baía de

Marapatá (rio Pará), nas proximidades da cidade de Belém. Nos primeiros 1.060 km do rio, o desnível é de 925 m. Os 980 km de extensão seguintes sofrem um desnível de 149 m. Os últimos 360 km do Tocantins apresentam o trecho do lago de Tucuruí (oriundo da construção da usina hidrelétrica Tucuruí) encobrindo antigos desníveis que ali existiam. Seguindo pelo trecho até a foz, com declividade insignificante, sofrendo, inclusive, a influência das marés.

Apesar de a bacia estar contida numa região de baixa densidade populacional, fatores antropogênicos têm contribuído para alteração da cobertura vegetal do solo. A construção da rodovia Belém-Brasília, a usina hidrelétrica de Tucuruí, a expansão das atividades agropecuárias (principalmente soja e gado) e da mineração podem ser citados como principais causadores destas alterações.

3.2. O ALGORITMO DO MODELO SiB2-HYDRA

O algoritmo do modelo SiB2-Hydra (Figura 3) será implementado neste estudo, sendo um esquema regional capaz de representar a dinâmica espacial e temporal dos fluxos de água, energia e CO₂ em ecossistemas terrestres (SiB2: sistema solo-vegetação, Sellers et al. 1996), que alimenta um modelo de armazenamento e escoamento de água na rede hidrográfica da bacia, Hydra (Coe, 2000). Os principais processos físicos do ciclo hidrológico, representados no modelo, podem ser observados na Figura 3.

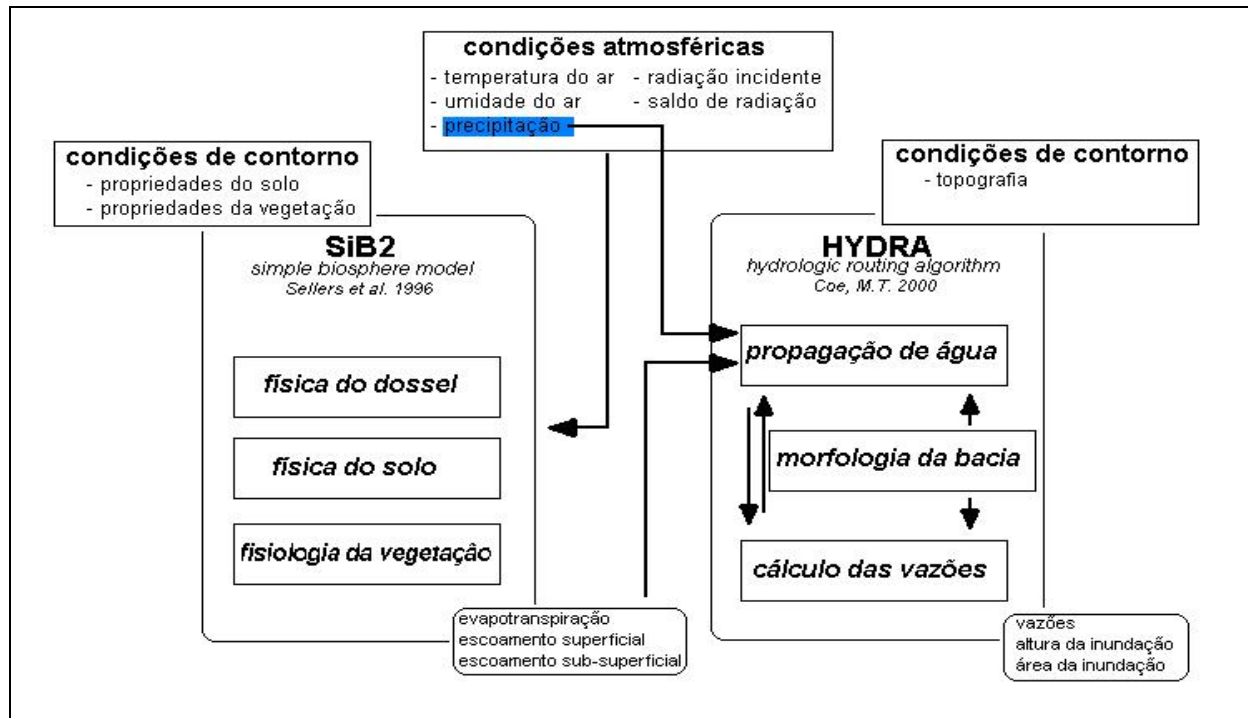


Figura 3 - Diagrama esquemático do algoritmo SiB2-Hydra.

3.2.1. INTERCEPTAÇÃO

A principal entrada de água no sistema é a precipitação. No entanto, nem toda a chuva que atinge o dossel consegue chegar ao solo, isto ocorre devido à vegetação, que intercepta a água da chuva. Esta água interceptada pode então ser evaporada. Portanto, é necessário uma representação deste processo, haja visto os estudos em que observa-se para floresta tropical valores correspondentes até 18% da precipitação anual (Bruijnzeel, 2001).

O modelo SiB2 trata a interceptação através de um modelo do tipo atenuação exponencial. A taxa de interceptação é dada por conforme a Equação 1 a seguir:

$$I = P \cdot (1 - \exp(-K_c IAF_{TC})) \cdot V_c \quad (1)$$

onde K_c é o coeficiente de extinção para o dossel, IAF_c é o índice de área foliar da vegetação, V_c fração da área coberta pelo dossel (na célula do modelo), P é a precipitação e I a interceptação.

3.2.2. ESCOAMENTO SUPERFICIAL

No modelo SiB2, do total de água que chega até a superfície do solo, parte é infiltrada (penetra no solo) e parte pode escoar superficialmente. O escoamento simulado ocorre quando a taxa de precipitação que chega ao solo é maior que a taxa de infiltração, suportada pelo solo (por exemplo, quando o solo está suficientemente saturado e, portanto, não tem mais capacidade de absorver água). A representação deste processo pode ser representada pela equação 2.

$$R_s = \int_0^{x_i} D_s I_{(x)} dx - K \quad (2)$$

onde R_s é o escoamento superficial, D_s é a quantidade de chuva que atinge o solo, $I_{(x)}$ é fração da área da célula com água em excesso, e K é a condutividade hidráulica da primeira camada do solo.

3.2.3. ESCOAMENTO SUB-SUPERFICIAL

No modelo SiB2, a água que é percolada através do solo e atinge o lençol freático é denominada como drenagem profunda, e esta representa a contribuição ao escoamento sub-superficial. Representam-se os processos de difusão hidráulica no solo em multi-camadas, levando-se em conta as propriedades físicas do solo. Na camada mais profunda do solo, responsável pela drenagem gravitacional para o lençol freático, o fluxo vertical de água, Q_3 , é descrito como:

$$Q_3 = f_{ice} \left(\sin \chi \cdot K_s W_3^{(2B+3)} + 0,001 \frac{\theta_s D_3 W_3}{\tau_d} \right) \quad (3)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica de saturação, W_3 é o grau de saturação da camada de drenagem, θ_s é a porosidade da camada de drenagem, D_3 é a profundidade da camada de drenagem, χ é o ângulo de inclinação médio, e τ_d é o tempo de percolação.

3.2.4. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Simultaneamente à entrada de água no solo, a água pode estar sendo evaporada pela superfície ou retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel (evapotranspiração). Os fluxos são calculados de forma análoga à corrente elétrica, proporcional à uma diferença de potencial e inversamente proporcional à uma resistência do meio, isto é, Fluxo = (diferença de potencial) / resistência. O potencial para o fluxo λE (evapotranspiração) é a pressão de vapor d'água, conforme Tabela 1.

Tabela 1: Fluxo de calor latente calculado em trajetórias especificadas com a diferença de potencial e resistência determinada em cada trajeto.

| Fluxo | Diferença de | Resistência |
|--|---|---------------------------|
| λE_{ct} | $\rho c_p / \gamma [e_s(T_c) - e_a]$ | $(r_c + 2 r_b) / (1 -$ |
| λE_{ci} | $\rho c_p / \gamma [e_s(T_c) - e_a]$ | $2 r_b / W_c$ |
| λE_{gi} | $\rho c_p / \gamma [e_s(T_g) - e_a]$ | r_d / W_g |
| λE_{gs} | $\rho c_p / \gamma [h_{soil} e_s(T_g) -$ | $(r_{soil} + r_d) / (1 -$ |
| $\lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} +$ | $\rho c_p / \gamma (e_a - e_m)$ | r_a |

onde (T_a, e_a) = temperatura e pressão de vapor d'água no espaço aéreo do dossel (K,Pa); (T_m, e_m) = temperatura e pressão de vapor d'água no nível de referência z_m (K,Pa); r_d = resistência aerodinâmica entre o solo e o espaço aéreo do dossel ($s m^{-1}$); r_a = resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e o nível de referência z_m ($s m^{-1}$); r_c = resistência estomática do nível superior do dossel ($s m^{-1}$); r_{soil} = resistência de superfície do solo nú ($s m^{-1}$); r_b = resistência da camada limite do dossel ($s m^{-1}$); h_{soil} = umidade relativa nos poros da superfície do solo; $e_s(T)$ = pressão de vapor de saturação à temperatura T (Pa); W_c = fração de cobertura de umidade e neve do dossel; W_g = fração de cobertura de umidade e neve do solo. Fonte: Sellers *et al* (1996a)

Sumariamente as trocas de água calculadas pelo modelo SiB2 são:

$$\text{fluxo de calor latente: } \lambda E_c + \lambda E_g = \lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} + \lambda E_{gi};$$

escoamento vertical: Q_3

escoamento superficial: R_S

A calibração utilizada como condição inicial das parametrizações é apresentada a seguir. Nestes arquivos estão contidos os parâmetros de vegetação e solo para o bioma de floresta e cerrado. Estes arquivos são de domínio público e as informações contidas neles foram conhecidas através de monitoramento de biomas. Parâmetros como Índice de Área Foliar, V_{\max} , condutividade hidráulica do solo, porosidade entre outros são utilizados como representação do bioma pelo SiB2.

Tabela 2: Parametrização dos biomas Cerrado (Rocha *et al.*, 2002) e Floresta (Sellers *et al.*, 1989)

| Cerrado | Floresta |
|---|--|
| <pre> @... sib2 input file (inp/output filenames+veg_parameters+control chars) @... offline veg parameters for Cerrado Fe de Gigante (Rocha et al 2002) @... vegn. type------(I,J) 99 @... VEGN. TYPE-DEPENDENT STATIC PARAMETERS------(IVTYPE) z2 z1 vcover chil 16.0 0.5 0.90 0.25 rootd phc 1.5 -200.0 (tran(iw.1), iw=1.2), (tran(iw.2), iw=1.2), ilive (ref (iw.1), iw=1.2), (ref (iw.2), iw=1.2), ilive 0.0500 0.2500 0.0010 0.0010 0.1000 0.4500 0.1600 0.3900 eficon greda binter respcc atheta btheta 0.08 9.000 0.01 0.015 0.98 0.95 trda trda trop slti hlti shti hhti 1.30 328.16 298.16 0.2 288.16 0.3 313.16 accoef hcoef ccoef *(unplugged in 11/12/95) 0.000 0.000 0.000 @... SOIL TYPE, SOIL DEPTH, SOIL REFLECTANCES(VIS,NIR)------(I,J) istype sodsep (soref(iwave),iwave=1.2) 99 2.0 0.10 0.20 @... SOIL TYPE-DEPENDENT STATIC PARAMETERS------(ISTYPE) inif slope 2 0.01 zdepth extfrac bee pbsat satco poros vvw initial (1,nlayer) 0.02 1.0 2.5 -0.2 5.00E-06 0.3500 0.9000 2.5 1.00 2.5 -0.2 5.00E-06 0.3500 0.9000 1.48 0.000 2.5 -0.2 5.00E-06 0.3500 0.9000 @... VEGN. PHENOLOGICALLY-VARYING APARC (FROM NDVI)------(I,J,T) fparc 0.999 X 0.601 0.29263 @... DERIVED OR SECONDARY PARAMETERS------(I,J,T) vmax0 gaudau green zlt 0.0000750 0.9 0.95 4.0 z0d dd cc1 cc2 0.8000 8.6226 7.88 345.90 @... PARAMETERS REQUIRED FOR RASITE OPERATION ONLY corb1 corb2 ha g1 g2 g3 ztz0 zwind zmet 4.434 120.11 8.0 1.449 0.801 0.801 11.785 20.0 20.0 @... SITE LOCATION, NUMBER OF ITERATIONS, INITIAL CONDITIONS (NON-VEGINC) dti itrunk ilv ico2a facco2 irespg 3600. 20 2 1.0 2 zlat zlong time month day year maxit nyfirst nylast -9.7 -50.1 1.0 1 1. 2004. 100000 64010101 64123124 tc tg td ta ht ga 295.0 295.0 295.0 295.0 295.0 0. 5.5 @... MONTHLY PHENOLOGY greeness, lai, vmax 0.99 0.99 0.99 0.99 0.99 0.99 0.99 0.99 0.99 0.50 0.50 0.50 4.00 4.00 4.00 4.00 4.00 5.00 5.00 4.00 4.00 2.00 2.00 2.00 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 75.0 @... INPUT FILES 'data2' </pre> | <pre> @... sib2 input file (inp/output filenames+veg_parameters+control chars) @... offline veg parameters for Forest Reserva Jaru (Rocha et al 96) @... vegn. type------(I,J) 99 @... VEGN. TYPE-DEPENDENT STATIC PARAMETERS------(IVTYPE) z2 z1 vcover chil 35.0 1.0 1.00 0.1 rootd phc 12.0 -200.0 (tran(iw.1), iw=1.2), (tran(iw.2), iw=1.2), ilive (ref (iw.1), iw=1.2), (ref (iw.2), iw=1.2), ilive 0.0500 0.2500 0.0010 0.0010 0.1000 0.4500 0.1600 0.3900 eficon greda binter respcc atheta btheta 0.08 11.948 0.01 0.015 0.95 0.95 trda trda trop slti hlti shti hhti 1.30 328.16 298.16 0.2 288.16 0.3 313.16 accoef hcoef ccoef *(unplugged in 11/12/95) 0.000 0.000 0.000 @... SOIL TYPE, SOIL DEPTH, SOIL REFLECTANCES(VIS,NIR)------(I,J) istype sodsep (soref(iwave),iwave=1.2) 99 2.0 0.25 0.35 @... SOIL TYPE-DEPENDENT STATIC PARAMETERS------(ISTYPE) inif slope 2 0.01 zdepth extfrac bee pbsat satco poros vvw initial (1,nlayer) 0.02 1.0 4.0 -0.2 3.50E-06 0.5725 0.9000 4.5 1.00 4.0 -0.2 3.50E-06 0.5725 0.9000 7.48 0.000 4.0 -0.2 3.50E-06 0.5725 0.9000 @... VEGN. PHENOLOGICALLY-VARYING APARC (FROM NDVI)------(I,J,T) fparc 0.999 X 0.601 0.29263 @... DERIVED OR SECONDARY PARAMETERS------(I,J,T) vmax0 gaudau green zlt 0.0000818 1.0 0.90 5.0 z0d dd cc1 cc2 2.02 28.81 5.59 1177.14 @... PARAMETERS REQUIRED FOR RASITE OPERATION ONLY corb1 corb2 ha g1 g2 g3 ztz0 zwind zmet 0.111 19.112 24.81 1.449 0.801 0.801 11.785 45.00 45.00 @... SITE LOCATION, NUMBER OF ITERATIONS, INITIAL CONDITIONS (NON-VEGINC) dti itrunk ilv ico2a facco2 irespg 3600. 20 2 0 1.0 1 zlat zlong time month day year maxit nyfirst nylast -10.0 -61.0 23.5 05 131. 1993. 100000 64010101 64123124 tc tg td ta ht ga 300.0 300.0 300.0 300.0 300.0 0. 5.5 @... MONTHLY PHENOLOGY greeness, lai, vmax 0.96 0.97 0.98 0.98 0.97 0.96 0.96 0.96 0.95 0.95 0.95 0.95 5.05 5.07 5.10 5.10 5.07 5.05 5.05 5.05 5.00 5.00 5.00 5.00 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 81.8 @... INPUT FILES 'data2' </pre> |

3.2.5. O MODELO HYDRA

O modelo Hydra (Coe, 2000) simula o transporte da água captada pela bacia, até sua foz. O modelo é um algoritmo de roteamento hidrológico que simula a descarga sazonal de rios e inundações. O transporte de água da bacia é dependente da topografia da mesma, o que é uma condição de contorno do modelo. O conjunto de equações (4 a 6) representa as equações governantes do modelo.

$$\frac{d(E_S)}{dt} = R_S - \frac{E_S}{T_S} \quad (4)$$

$$\frac{d(E_{SB})}{dt} = R_{SB} - \frac{E_{SB}}{T_{SB}} \quad (5)$$

$$\frac{d(E_R)}{dt} = \left[\frac{E_S}{T_S} + \frac{E_{SB}}{T_{SB}} \right] \times [1 - A_W] + [P_W - E_W] \times A_W - \left[\frac{E_R}{T_R} \right] + F_{IN} \quad (6)$$

onde E_S , E_{SB} e E_R são os reservatórios controlados pelos escoamento superficial, sub-superficial e de água no canal do rio, respectivamente. A_W é a fração de área de água na célula; variando de 1 para lagos, alagados e célula inteiramente coberta, até 0, para células sem a presença de água. T_S , T_{SB} e T_R são os tempos de residência da água em cada um dos reservatórios. P_W e E_W são as taxas de precipitação e evaporação (em m^3s^{-1}), e F_{IN} é a soma dos fluxos de água (m^3s^{-1}) oriundos de células vizinhas de maior elevação topográfica.

Desta forma o modelo Hydra é alimentado pelo modelo SiB2 por meio dos termos R_S (Equação 2) e R_{SB} (Q_3 na Equação 3), atualizados a cada passo de tempo (1 hora).

3.3. ALGORITMO DE DESAGREGAÇÃO

O modelo SiB2, como descrito acima, requer forçantes atmosféricas na escala horária, para que desta forma possa simular o ciclo diurno e assim parametrizar toda a escala de processos biofísicos da vegetação da superfície. Utilizando-se as médias mensais dos dados CRU05 (seção 5.4), foi necessária a implementação de uma técnica de desagregação dos dados mensais para a escala de ciclo diurno, com o objetivo de extrair séries temporais médias horárias. Foi utilizado um algoritmo, adaptado de Bormann *et al.* (1996), para a desagregação. As seguintes variáveis foram desagregadas: radiação solar incidente, temperaturas máxima e mínima, velocidade do vento, pressão parcial de vapor d'água, precipitação e número de dias úmidos. O ciclo diurno das demais variáveis é desagregado utilizando-se funções matemáticas representativas do padrão médio da variável (exceto a precipitação). Inicialmente, determinam-se os valores médios diários, igualando-os às médias climatológicas mensais. Em seguida, são obtidos os valores máximos e mínimos diários, que determinam a amplitude do ciclo diurno. As amplitudes dos harmônicos foram estimadas baseando-se em observações do sítio experimental de floresta em Santarém, km 83, nos anos de 2000 e 2001 (Rocha *et al.*, 2004). A partir dos valores desagregados, é gerado um arquivo de forçantes do modelo SiB2 para cada ponto de grade, com resolução temporal horária. A seguir são descritas as equações utilizadas para desagregar um conjunto de médias climatológicas mensais dispostas em uma grade com resolução espacial de 50 km X 50 km.

3.3.1. RADIAÇÃO INCIDENTE

A desagregação da radiação incidente depende, inicialmente, do cálculo do intervalo de tempo de céu claro em cada dia do ano, e em cada ponto de grade. Este valor é obtido utilizando-se o ângulo horário solar, conforme Equação 7.

$$H_s = \left[(t_i - \Delta t) + \lambda \times \frac{12h}{180^\circ} - (12h - \varepsilon) \right] \times \frac{\pi}{180^\circ} \quad (7),$$

onde:

t_i é o tempo em horas de cada dia;

$$\Delta t = \begin{cases} \frac{\lambda - 360^\circ}{15^\circ} & \text{se } \lambda \geq 180^\circ \\ \frac{\lambda}{15^\circ} & \text{se } \lambda < 180^\circ \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{é a diferença de fuso horário entre o} \\ \text{meridiano de Greenwich e o meridiano local;} \end{array}$$

$$\varepsilon(\gamma) = \left(\begin{array}{l} 0,000075 + 0,001868 \times \cos(\gamma) - 0,032077 \times \sin(\gamma) - \\ 0,014615 \times \cos(2\gamma) - 0,040849 \times \sin(2\gamma) \end{array} \right) \times \frac{12}{\pi} \quad \text{é a equação do}$$

tempo;

$$\text{e } \gamma(d) = \frac{2\pi(d-1)}{365}, \text{ onde } d \text{ é o dia do ano.}$$

O intervalo de tempo de céu claro $t_{\text{céu claro}}$ é o intervalo em que $\cos(H_s) > 0$. O valor da radiação incidente a cada hora do dia é calculada como:

$$Ki_i(t_i) = Ki_{\max} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i - t_{\text{nasc}})\pi}{\Delta t_{\text{céu claro}}} \right] \quad (8),$$

onde $Ki_{\max} = 2 \cdot \overline{Ki}_{\text{dia}} \left(1 + \frac{235,6}{100} \right)$, baseado nos resultados de Santarém;

e t_{nasc} é o horário do nascer do sol em cada dia. O modelo resultante está representado na figura 4.

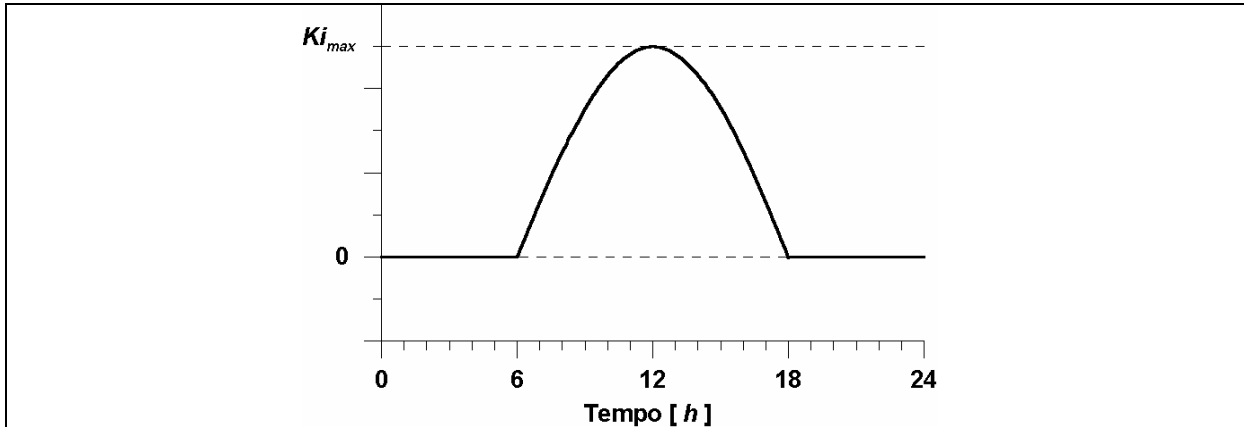


Figura 4: Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da radiação incidente.

3.3.2. TEMPERATURA

As funções de desagregação de temperatura foram obtidas empiricamente, considerando-se ocorrências de mínima e máxima diárias às 6 e 14 horas respectivamente (Figura 5). Desta forma:

- Para $0 \leq t_i < 6 h$:

$$T_i(t_i) = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i + 18)\pi}{16} \right] \quad (9),$$

- Para $6 h \leq t_i < 14 h$:

$$T_i(t_i) = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i + 6)\pi}{8} \right] \quad (10),$$

- Para $14 h \leq t_i < 24 h$:

$$T_i(t_i) = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} + \frac{T_{\max} - T_{\min}}{2} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i - 6)\pi}{16} \right] \quad (11),$$

onde T_{\max} e T_{\min} são obtidas diretamente dos arquivos das médias climatológicas.

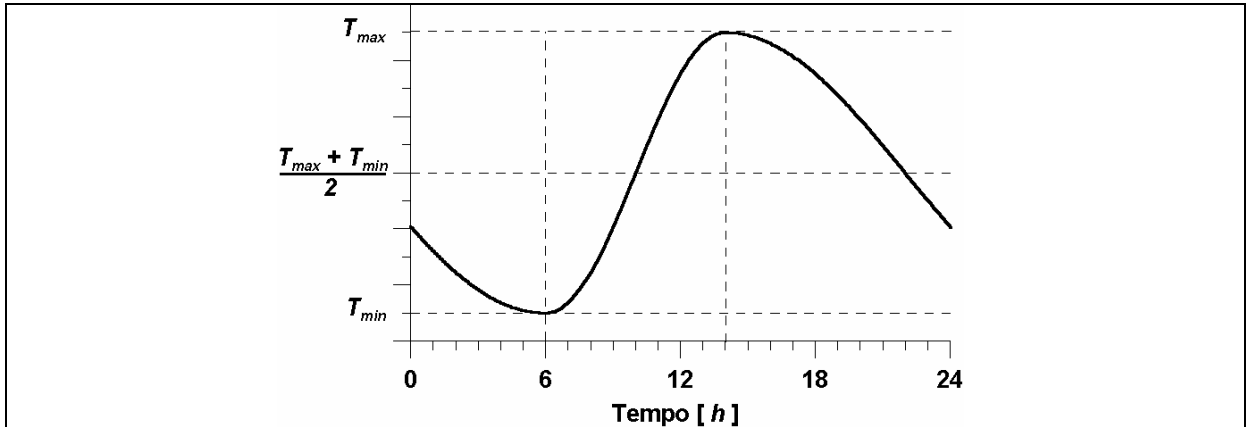


Figura 5 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da temperatura.

3.3.3. VELOCIDADE DO VENTO

No caso da velocidade do vento, as funções de desagregação foram determinadas empiricamente, considerando-se ocorrências de máxima e mínima diárias às 9 e 18 h, respectivamente (Figura 6). Desta forma:

- Para $5 h \leq t_i < 23 h$:

$$V_i(t_i) = \frac{V_{\max} + V_{\min}}{2} + \frac{V_{\max} - V_{\min}}{2} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i - 4,5)\pi}{9} \right] \quad (12),$$

- Para os demais horários:

$$V_i(t_i) = \frac{V_{\max} + V_{\min}}{2} \quad (13),$$

onde $\left\{ \begin{array}{l} V_{\max} = \bar{V}_{dia} \left(1 + \frac{28,2}{100} \right) \\ V_{\min} = \bar{V}_{dia} \left(1 - \frac{23,9}{100} \right) \end{array} \right.$, de acordo com os resultados de Santarém.

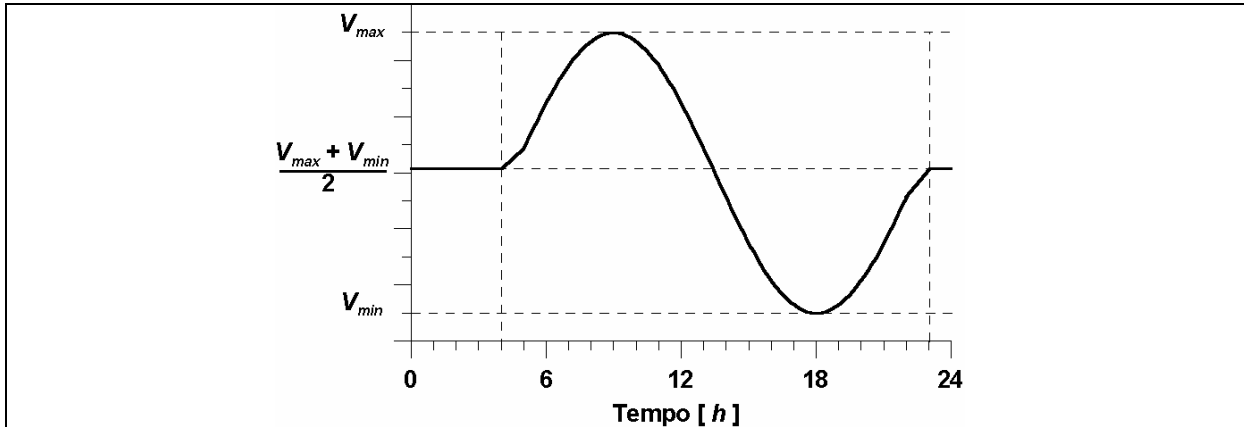


Figura 6 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da velocidade do vento.

3.3.4. PRESSÃO PARCIAL DE VAPOR D'ÁGUA

Para a pressão parcial de vapor d'água, as funções de desagregação foram determinadas empiricamente, considerando-se ocorrência de máximas às 8 e 18 h, e mínima às 13 h (Figura 7). Desta forma:

- Para $6 h \leq t_i < 21 h$:

$$e_i(t_i) = \frac{e_{\max} + e_{\min}}{2} + \frac{e_{\max} - e_{\min}}{2} \cdot \text{sen} \left[\frac{(t_i + 4,5\pi)}{5} \right] \quad (14),$$

- Para os demais horários:

$$e_i(t_i) = \frac{e_{\max} + e_{\min}}{2} \quad (15),$$

onde $\left\{ \begin{array}{l} e_{\max} = \bar{e}_{dia} \left(1 + \frac{1,65}{100} \right) \\ e_{\min} = \bar{e}_{dia} \left(1 - \frac{2,43}{100} \right) \end{array} \right.$, de acordo com os resultados de Santarém.

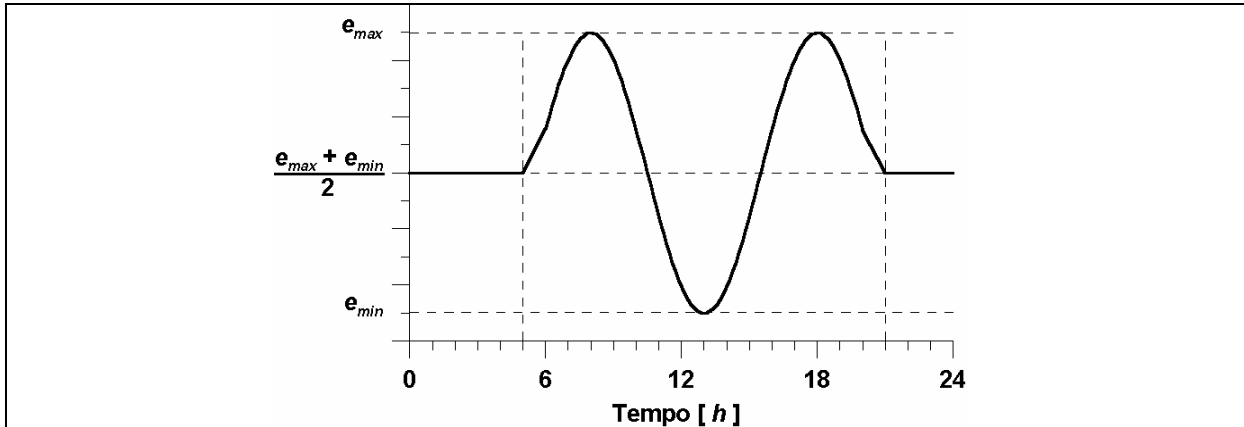


Figura 7 - Modelo de variabilidade do ciclo diurno utilizado na desagregação da pressão parcial de vapor d'água.

3.3.5. PRECIPITAÇÃO

A precipitação segue uma metodologia de desagregação diferente das demais variáveis. A partir das médias climatológicas mensais, são obtidos os totais de precipitação em cada mês. Destes totais, é feita uma distribuição da chuva ao longo do mês, segundo a esquematização nas tabelas de *A* a *D*, mostradas no anexo A, onde os retângulos pintados de cinza ou azul representam os dias úmidos. Nos casos das tabelas *A*, *B* e *C*, foi necessário calcular o intervalo em que ocorre precipitação em dias consecutivos, obtido através da Equação 16.

$$N_{\text{dias úmidos consecutivos}} = \left(N_{\text{dias úmidos no mês}} - \frac{N_{\text{dias do mês}}}{2} \right) \times 2 \quad (16),$$

A partir deste número, os dias úmidos são alternados a cada dois dias.

No caso da tabela *d*, calcula-se o incremento de dias secos entre cada dia úmido, e o último dia úmido do mês através das Equações 17 e 18.

:

$$I_{\text{dias secos}} = 1 + \left(\frac{N_{\text{dias do mês}} - N_{\text{dias úmidos}}}{N_{\text{dias úmidos}} - 1} \right) \quad (17),$$

$$U = N_{\text{dias úmidos}} \times I_{\text{dias secos}} - (I_{\text{dias secos}} - 1) \quad (18),$$

onde U é o último dia úmido do mês, e $I_{\text{dias secos}}$ é o incremento de dias secos.

Após determinada a distribuição dos dias úmidos ao longo do mês, a precipitação total diária é distribuída igualmente entre os horários de 16 às 18 h .

3.4. ESTRATÉGIA DE MODELAGEM

3.4.1. TESTES DE SENSIBILIDADE DO MODELO SiB2

Uma forma de diagnosticar a maneira na qual o conjunto de parâmetros de solo influencia na definição dos padrões de equilíbrio e tempo de *spin-up* é através de testes de sensibilidade. Foram testados seis parâmetros do solo, são eles: a) parâmetro de retenção – fator B; b) porosidade do solo; c) condutividade hidráulica de saturação; d) potencial matricial de saturação; profundidade de raízes e; e) fração de cobertura vegetal.

Nestes testes, as condições climáticas do ano de 1976 foram repetidas ciclicamente por dez anos e utilizadas como forçante do modelo SiB2 para quatro regiões diferentes da bacia com regimes climáticos distintos. Esta avaliação permitiu a escolha de um conjunto de parâmetros que atendessem, de forma consistente fisicamente os balanços de água no solo e os fluxos atmosféricos e hidrológicos para toda a bacia. Os testes de sensibilidade do modelo SiB2 levam em conta o intervalo permitido de variação dos parâmetros de solo.

3.4.2. SIMULAÇÕES SiB2-HYDRA

Para as simulações realizadas neste trabalho, utilizando-se do algoritmo integrado SiB2-Hydra (Sellers *et al.*, 1996(a,b); Coe, 2000) foram configuradas duas grades: uma grade primária com 22 pontos na direção zonal e 35 pontos na direção meridional, sendo o

espaçamento entre os pontos de ~ 50km; a segunda grade para simulação do transporte de água, teve maior resolução espacial, com 126 pontos na direção zonal e 206 pontos na direção meridional, e espaçamento de ~10km . O domínio das integrações (vide Figura 8 - 55,5°W-45,8°W e 1,6°S-18,1°S) cobre a bacia do Tocantins-Araguaia na sua totalidade, e, portanto, os limites leste e sul da Floresta Amazônica.

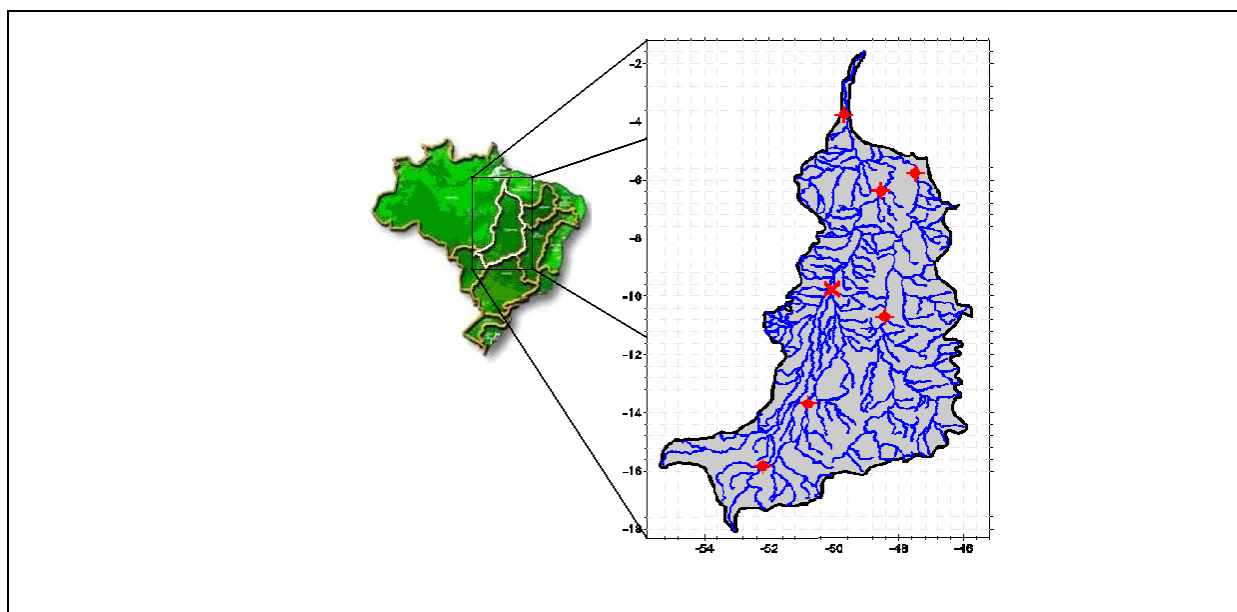


Figura 8 - Mapa das bacias do Brasil, com destaque para a bacia do Tocantins-Araguaia.

Utilizou-se, como condição de contorno, o mapa de vegetação (Figura 9a) do *Center for Sustainability and the Global Environment* (SAGE) (Ramankutty and Foley, 1999). A topografia utilizada pelo modelo (Figura 10b) foi cedida pela Universidade de Leeds, Reino Unido, referenciada como Global DTM5 5' x 5', com a mesma resolução da grade secundária, ou seja, espaçamento de 10km. A rede hidrográfica foi obtida do banco de dados de dados macro-hidrológicos do LBA(Costa et al., 2002)

A primeira etapa das simulações teve como principais objetivos: a) a implementação do código em linguagem FORTRAN90 com a finalidade de regionalizar o modelo SiB2, a partir da sua versão *off-line*, e possibilitar a conexão com o modelo Hydra; b) testes fundamentais e; c) avaliação do modelo SiB2-Regional. Estas simulações tiveram como forçantes os dados climáticos da *University of East Anglia, Noruega* (New et al., 2000),

referenciado como CRU05. As variáveis utilizadas são: temperaturas média, mínima e máxima, vento, pressão de vapor, radiação solar incidente, precipitação e número de dias úmidos. Possuindo resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude/longitude, e apresentada como médias mensais para o período de 1961-1990.

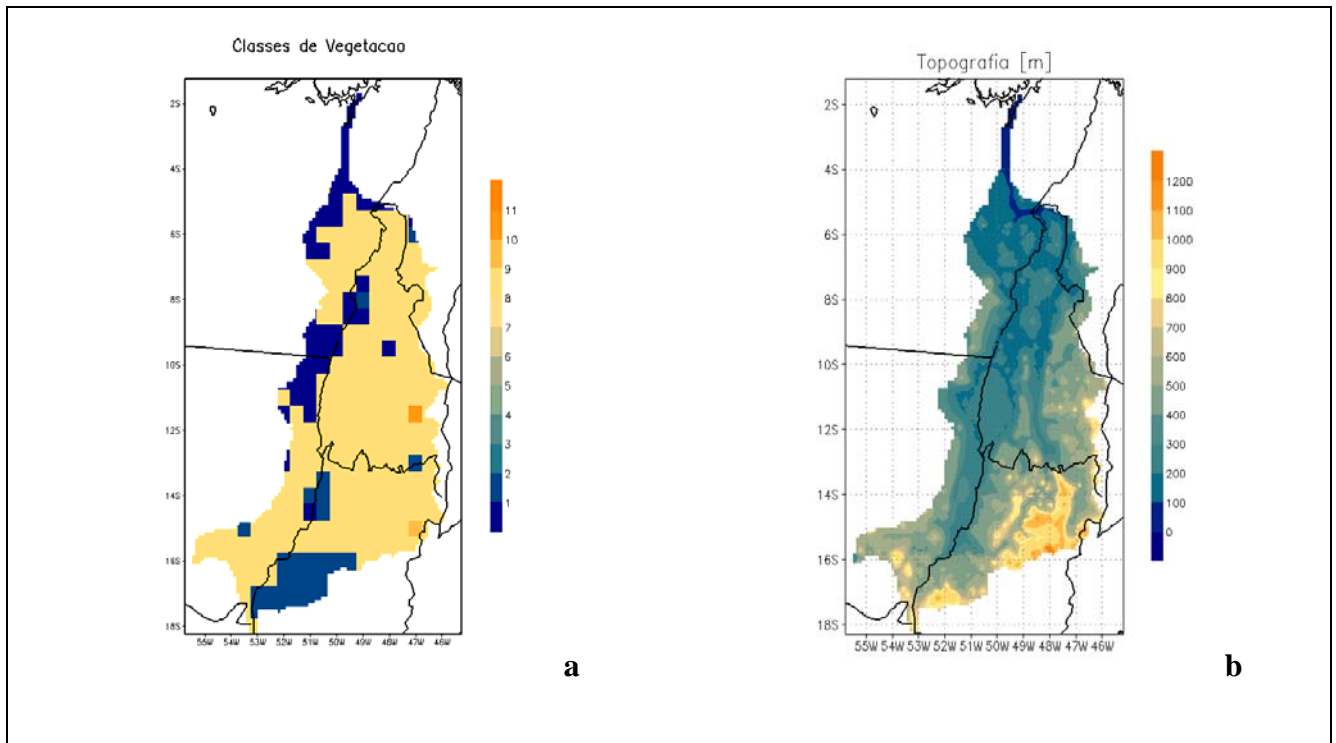


Figura 9 – a) Mapa de classes de vegetação utilizado: áreas de floresta estão demarcadas em azul, e áreas de savana (Cerrado) em amarelo e, b) Mapa de topografia.

A segunda etapa teve como objetivo principal a avaliação da performance do sistema, SiB2-Hydra, totalmente integrado. Para isso utilizou-se a série temporal de dados climáticos do CRU05, no período compreendido entre 1977 e 1985. A comparação das simulações do algoritmo SiB2-hydra foi feita confrontando os prognósticos gerados com os registros observacionais do banco de dados da Hidroweb, disponibilizado pela Agência Nacional de Águas.

A Tabela 2 apresenta a codificação utilizada neste trabalho para cada estação, a localização (latitude e longitude) e a área de drenagem de cada estação em km^2 .

Tabela 2 – Localização das estações fluviométricas utilizadas para validação das simulações.

| Código | Localização | LAT | LON | Área de Drenagem (km²) |
|---------------|----------------------------|------------|------------|--|
| TOC-01 | São Félix – GO | -13,53 | -48,14 | 57062 |
| TOC-02 | Fazenda Angelical – GO | -12,25 | -48,35 | 125436 |
| TOC-03 | Porto Nacional – TO | -10,77 | -48,4 | 177800 |
| TOC-04 | Miracema – TO | -9,57 | -48,38 | 186834 |
| TOC-05 | Carolina TO | -7,33 | -47,48 | 276520 |
| TOC-06 | Descarreto – TO | -5,79 | -47,48 | 298559 |
| FOZ-00 | Tucuruí – PA | -3,76 | -49,67 | 742300 |
| ARG-01 | Barra-dos-Garcas – GO | -15,89 | -52,23 | 36432 |
| ARG-02 | Luiz-Alves – TO | -13,21 | -50,59 | 117580 |
| ARG-03 | Jusante-Crisostomo – TO | -10,28 | -50,42 | 217840 |
| ARG-04 | Conceição do Araguaia – TO | -8,1 | -49,26 | 320290 |
| ARG-05 | Araguatins - TO | -5,65 | -48,13 | 376660 |

A figura 10 mostra detalhadamente a posição das estações fluviométricas utilizadas para comparação. Em vermelho estão assinaladas as estações para o rio Tocantins, enquanto que em roxo estão apresentadas as estações para o rio Araguaia. A estação posicionada mais a jusante da bacia, após a confluência dos dois rios principais (Araguaia e Tocantins), encontra-se assinalada na cor verde, denominada com o código FOZ-00.

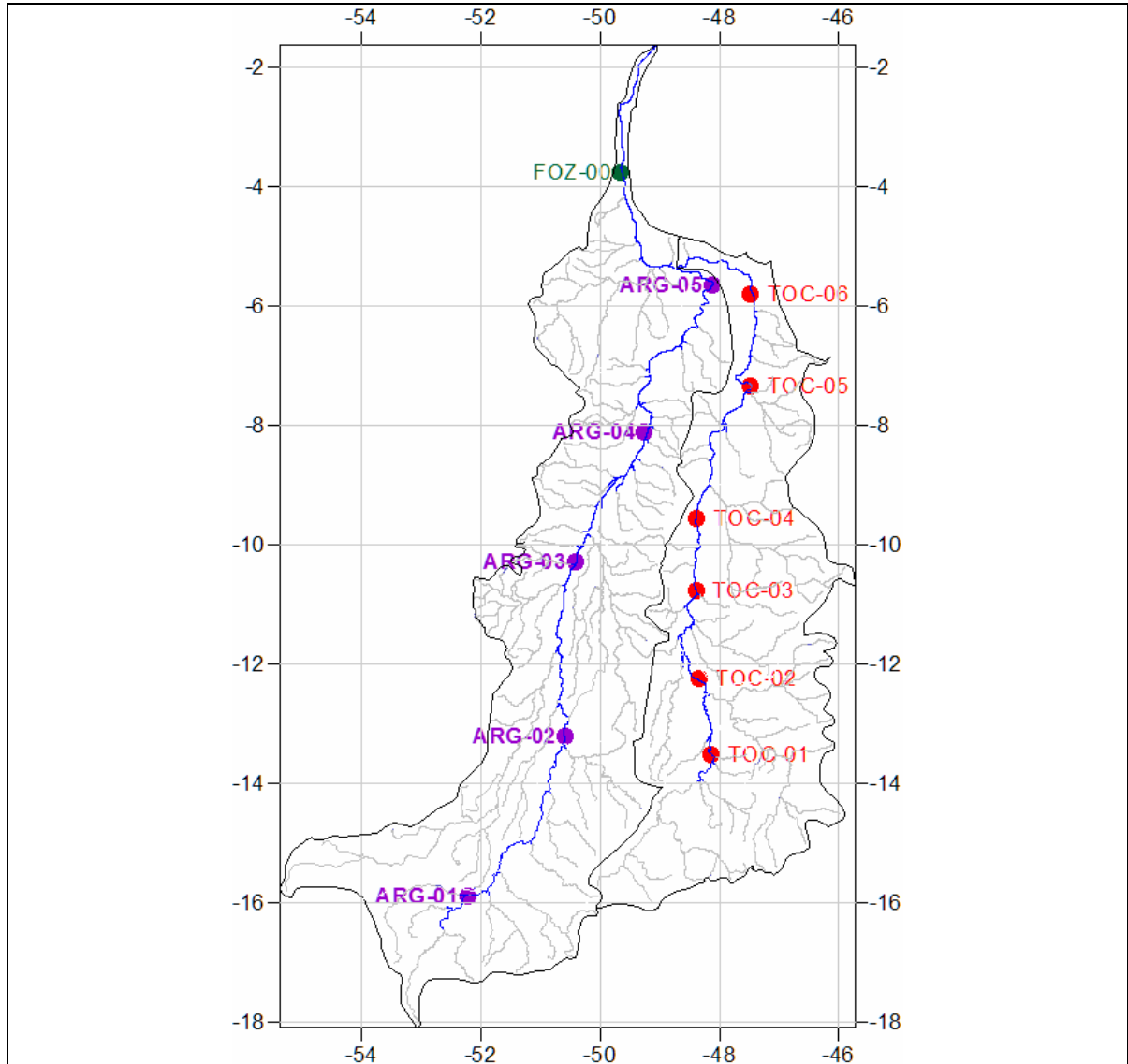


Figura 10 – Mapa com a localização das estações fluviométricas utilizadas para validação das simulações.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. MODELO SiB2-REGIONAL

4.1.1. CICLO DIURNO DESAGREGADO

Os resultados obtidos com o uso do algoritmo desagregador apresentaram-se satisfatórios. Foi realizada uma análise criteriosa de suas saídas, que em suma representam o ciclo diurno teórico esperado para toda a região do experimento, para todas as variáveis. A figura 11 mostra a série temporal durante um ano de desagregação, para a temperatura no ponto de grade situado na latitude -10°S e longitude -50°W .

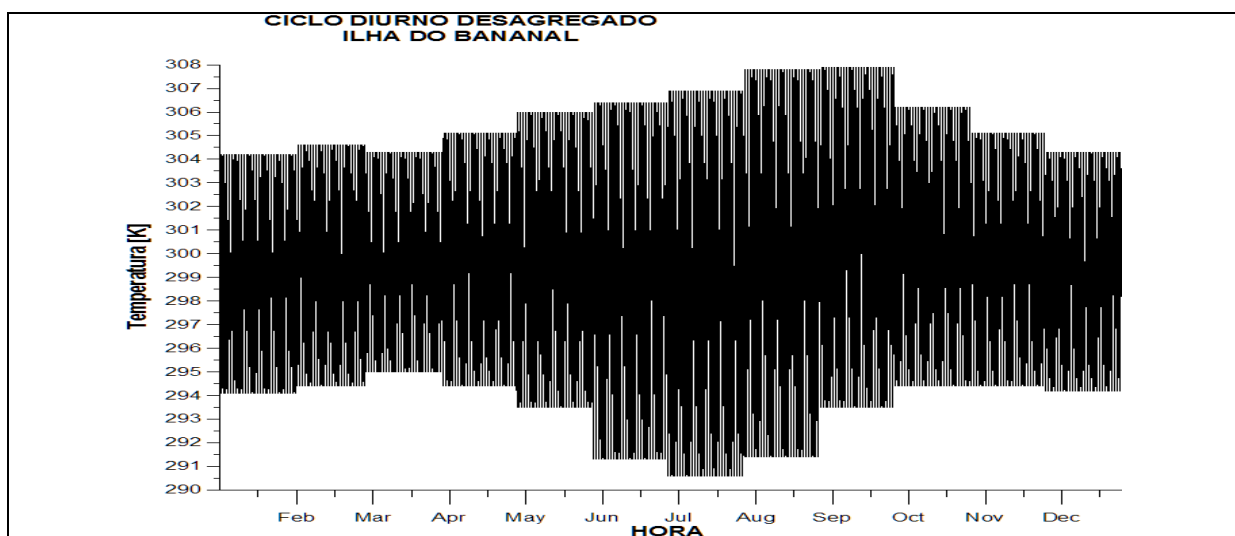


Figura 11 - Série temporal horária desagregada de temperatura do ar (K) dos dados do CRU05, para uma célula na Ilha do Bananal.

A região apresenta uma estação chuvosa bem definida, e isso é evidente ao analisar a menor amplitude térmica entre os meses de NOV-ABR. A presença de maior quantidade de vapor d'água na atmosfera ocasiona este controle, cuja relação pode ser verificada também na variável de pressão de vapor d'água do ar, utilizada como entrada do modelo SiB2 (figura não mostrada). No início da estação seca já se evidencia uma mudança na amplitude do ciclo diurno de temperatura, e os meses iniciais da estação (JUN-JUL) são marcados por

temperaturas mínimas mais baixas, associadas à intrusão de massas de ar frio, um padrão presente nos dados climatológicos do CRU05. Ao final da estação seca (SET-OUT), observam-se valores de temperatura máxima mais alta, embora a amplitude térmica registrada não se diferencie do início da estação. Todas as variáveis desagregadas também apresentam padrões dentro do esperado. Mantendo o padrão de sazonalidade inserido pelos dados climatológicos.

A desagregação de dados de médias mensais apesar de ser um método tido como consistente, apresenta limitação conceitual. Todo o produto obtido destas variáveis desagregadas só tem validade quando analisado na escala mensal novamente, reduzindo assim o erro introduzido pelo algoritmo. Desta maneira, logo após as simulações serem realizadas, realizou-se um processo de re-agregação das saídas dos modelos.

4.1.2. VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS

Os resultados desta seção referem-se à primeira etapa das simulações, que utilizou um ano de dados da climatologia entre os anos de 1961-1990.

A bacia em estudo está sob condições de dois regimes climáticos distintos. Na porção Nordeste da bacia, na interface com a região de Floresta Amazônica, tem-se o clima equatorial úmido ou tropical de floresta. O regime de clima tropical de savana, também chamado de tropical úmido e seco, é dominante em mais de 80% da bacia. As características principais deste regime são estações secas e chuvosas bem definidas, além de temperaturas médias maiores que 18°C. Os dados climáticos utilizados como forçantes trazem estas características.

A Figura 12 mostra a precipitação média mensal (em mm.dia⁻¹) para a bacia. Identificam-se duas estações bem definidas, uma chuvosa (de Dezembro a Abril) e outra estação seca (entre os meses de Junho até Setembro). Esta distribuição será convencionalizada daqui em diante.

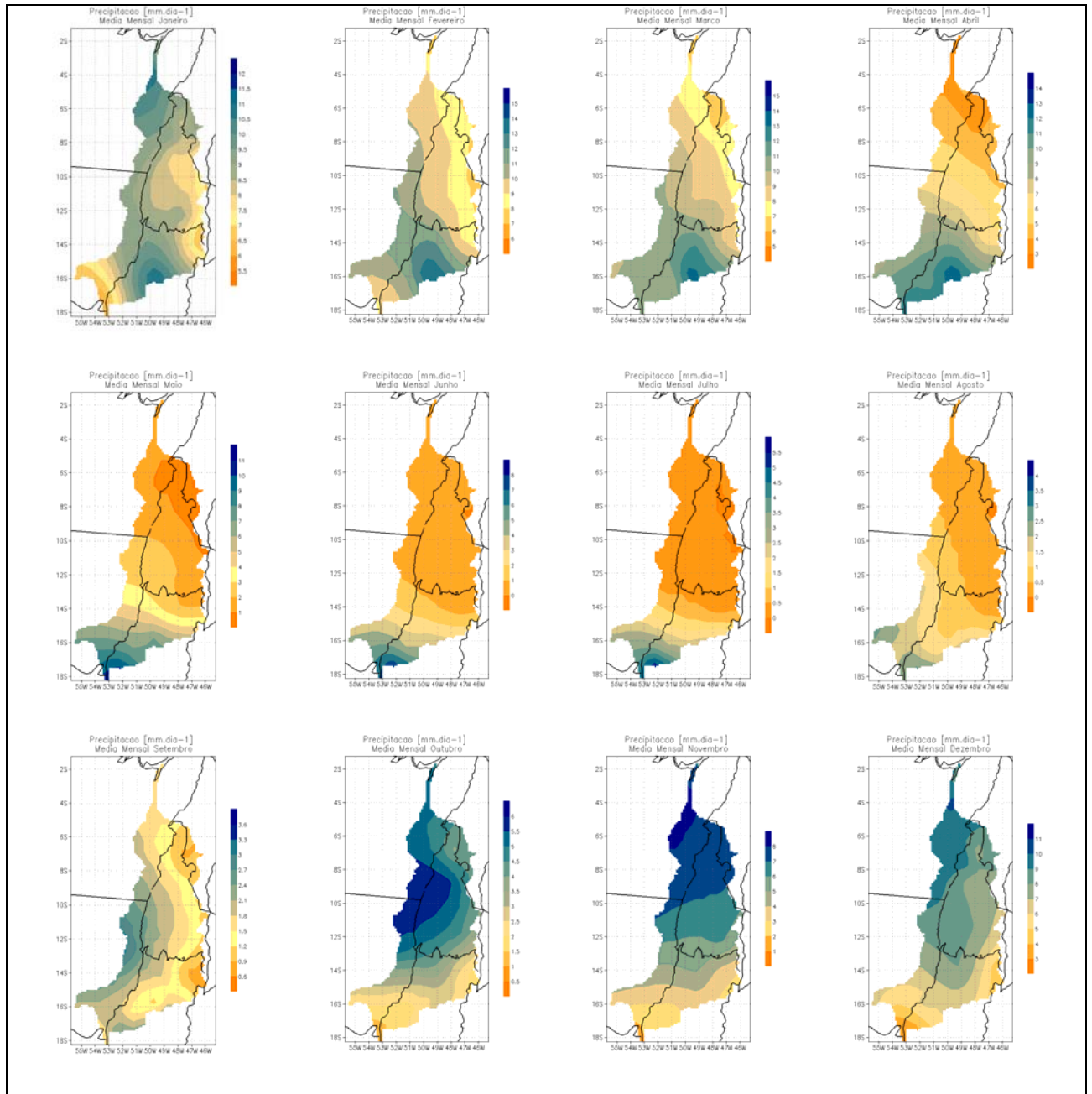


Figura 12 - Precipitação diária media mensal observada, em mm.dia^{-1} .

As Figuras 13 e 14 mostram as variáveis hidrológicas simuladas pelo SiB2 para a bacia do Tocantins-Araguaia, respectivamente Escoamento Superficial e Escoamento Sub-Superficial. O Escoamento Superficial e o Escoamento Sub-Superficial são variáveis de difícil validação, devido à dificuldade de medição *in loci*. As magnitudes apresentadas pelas simulações apresentam-se de acordo com valores encontrados na literatura, estimados por um balanço hidrológico anual (Bruinjzell, 1990).

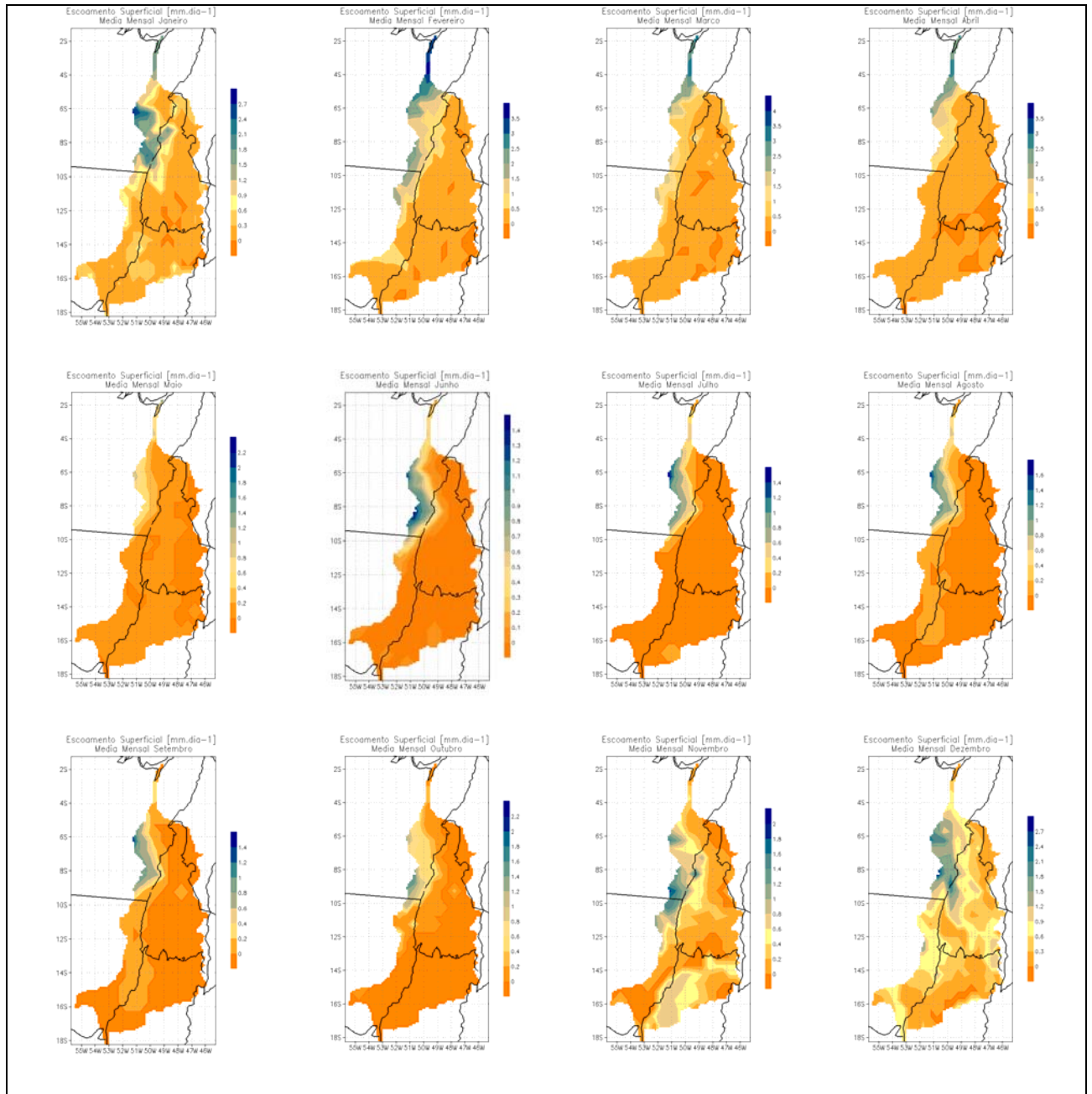


Figura 13 - escoamento Superficial médio mensal (em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) simulado.

Os resultados apresentam valores médios do escoamento sub-superficial em torno de $3 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$ na estação chuvosa. Para a estação seca os valores não ultrapassam $2 \text{ mm}\cdot\text{dia}^{-1}$. A avaliação final destas variáveis se dará quando for feita a análise das vazões calculadas, a seguir. No que tange aos padrões espaciais e temporais apresentados, estas variáveis estão relacionadas com o ciclo anual de precipitação e também com o tipo de vegetação, haja visto

que cada bioma apresenta parâmetros biofísicos distintos, como por exemplo o Índice de Área Foliar, que regula não só a quantidade de precipitação que atinge o solo, mas também a área potencial de transpiração da planta, que por sua vez controla a quantidade de água no solo.

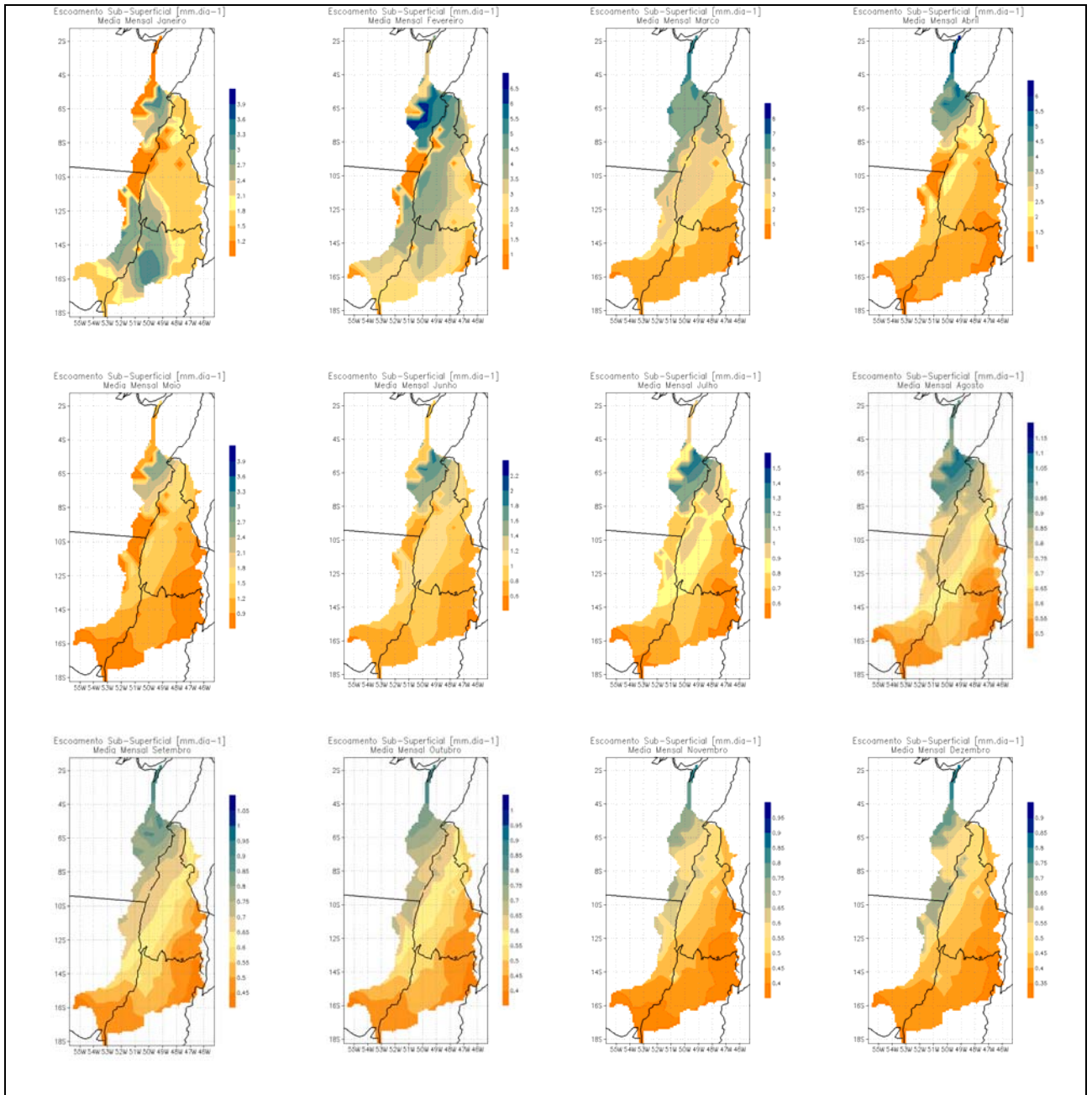


Figura 14 – escoamento Sub-Superficial médio mensal (em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) simulado.

A representação da umidade do solo para a bacia apresentou resultados satisfatórios. A Figura 15 mostra a umidade volumétrica do solo simulada para o mês de Fevereiro (estação chuvosa) e para o mês de Junho (estação seca). Em ambos os casos, nota-

se maior quantidade de água no solo para as regiões de Floresta. Mesmo na estação seca, a região de floresta se mantém com altos índices de umidade do solo, diferentemente das regiões coberta por Cerrado, que apresentam condições de solo bastante seco.

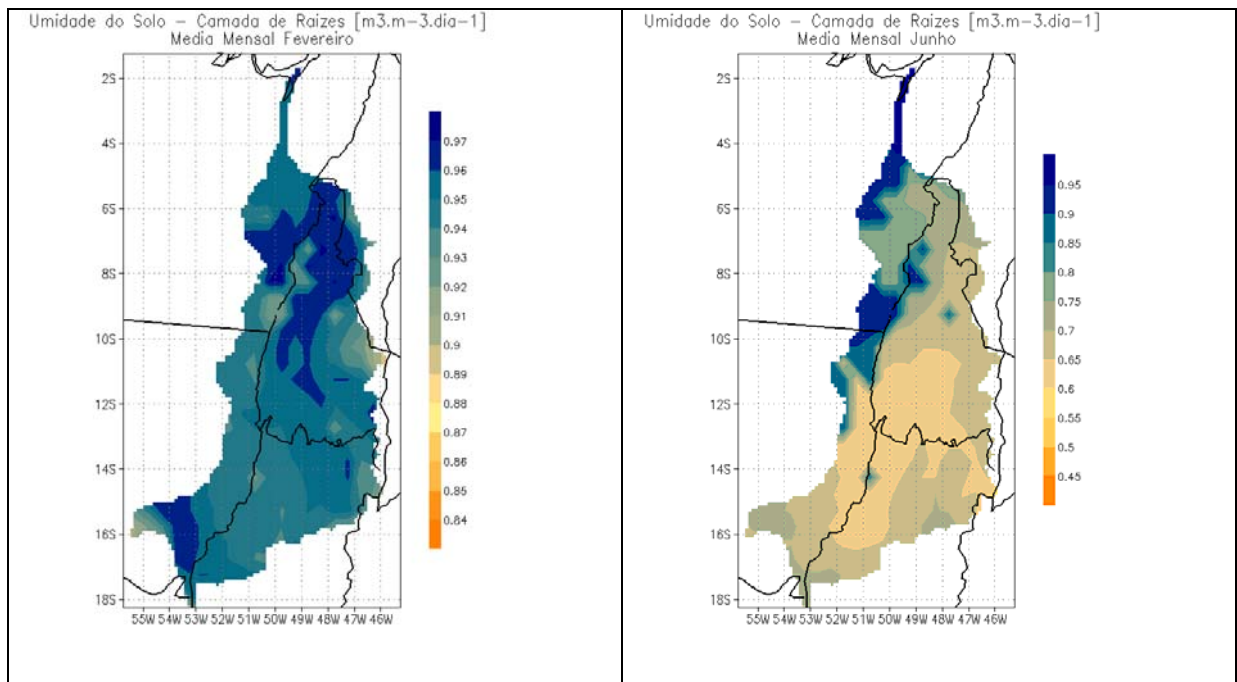


Figura 15 - Umidade volumétrica do Solo (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) para a camada de raízes: a) estação chuvosa, Fevereiro; b) estação seca, Junho.

A evapotranspiração simulada, apresentada na Figura 16, mostra que existe um forte controle radiativo sobre o padrão espacial simulado. Nos primeiros meses do ano, parte da bacia que é coberta por Cerrado, apresenta valores de evapotranspiração maiores do que sobre a floresta, o que se deve ao fato da oferta de radiação. Este é o caso por exemplo para os meses de JAN-FEV-MAR-ABR. A radiação disponível para a parte Noroeste da bacia é restrita pela presença de nebulosidade na região durante estes meses. Nos meses seguintes, a evapotranspiração calculada é discriminada pelas diferenças entre os tipos de vegetação. É observado o padrão característico do bioma de Cerrado, com a sazonalidade bem definida.

Por outro lado, nas regiões de Floresta os valores de evapotranspiração não apresentam variações significativas, em relação ao Cerrado, variando geralmente entre 4 a 6 $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$.

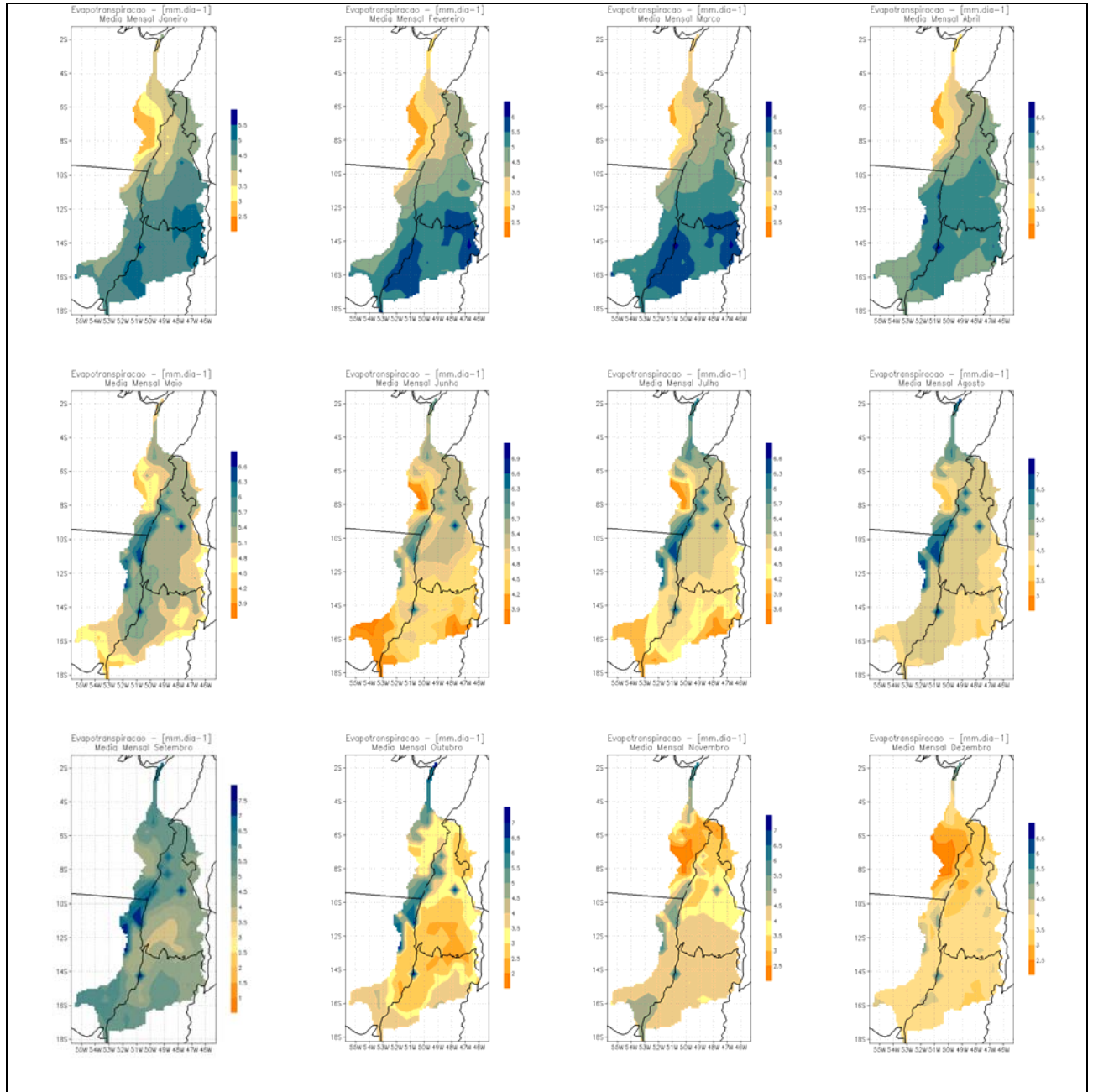


Figura 16 - Evapotranspiração média mensal (em $\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) simulada.

4.1.3. FLUXOS DE ENERGIA

A oferta de radiação exerce controle sobre os fluxos de energia, e a forma como esta partição de energia ocorre pode ser representada pela razão de Bowen. A figura 16 mostrou a distribuição espacial e temporal da evapotranspiração, uma variável que comumente é apresentada na forma de fluxo de calor latente (em Wm^{-2}). A outra forma de energia disponibilizada é o fluxo de calor sensível, que responde pela energia utilizada para aquecer o ar. As figuras 17 e 18 apresentam os fluxos de calor sensível e a razão de Bowen simulados, respectivamente. Durante a estação seca, na maior parte da bacia, de Abril a Agosto, o Fluxo de Calor Sensível atinge o máximo. No mês de setembro, quando há o retorno do período de chuvas, como visto na Figura 11, os valores de Fluxo de Calor Sensível tendem a diminuir. Isto também decorre dos parâmetros prescritos para a classe de Cerrado no modelo SiB2.

As magnitudes dos fluxos de calor sensível são menores que as dos fluxos de calor latente, o que é verificado ao examinar a Figura 18, onde é mostrado a razão de Bowen. A análise da figura 18 mostra a forma na qual é feita a partição de energia na bacia: observa-se uma forte dependência sazonal das trocas de energia, ligada essencialmente a relação entre a vegetação predominante (Cerrado), o ciclo anual de chuvas e a oferta de radiação.

O modelo SiB2, resolvido na escala regional, apresentou-se de forma coerente na simulação de todas as variáveis analisadas. Os padrões climatológicos das variáveis representam com realismo os processos físicos de superfície. Neste primeiro teste, as magnitudes das variáveis de fluxo de energia (sensível e latente) foram algo entre 10 a 30% mais altas do que se esperava, baseado em observações de campo (Rocha *et al.* 2004, Rocha *et al.* 2002). No entanto, dois itens devem ainda ser considerados: os campos de radiação solar incidente, derivados do CRU05, podem conter uma superestimativa; e adicionalmente, o processo de desintegração em valores horários poderá ser submetido à uma revisão mais

detalhada, principalmente nas horas em que a condutância estomática é maior, e os fluxos de água são priorizados. Um segundo ponto refere-se a uma revisão dos parâmetros da vegetação do modelo SiB2, principalmente para o caso do Cerrado, que foram calibrados para uma área do Sudeste do Brasil (Santa Rita do Passa Quatro, SP). Todos estes controles são factíveis de serem analisados e corrigidos futuramente.

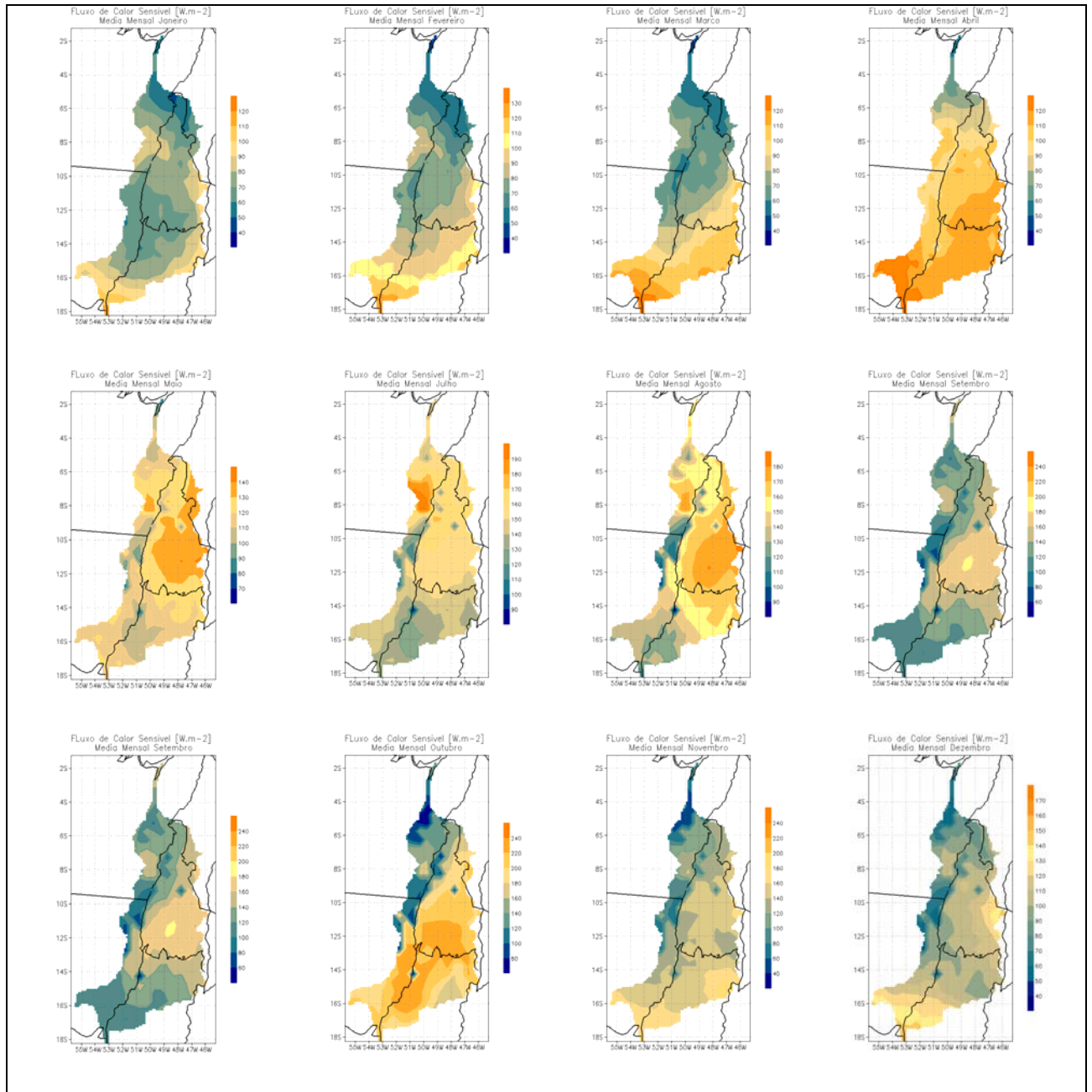


Figura 17 - Fluxo de Calor Sensível médio mensal simulado (em $W.m^{-2}$).

Todavia os padrões espaciais e temporais estiveram numa ordem de magnitude sempre compatíveis com as características fenotípicas da vegetação, e associados também coerentemente com as forçantes climáticas utilizados no experimento. A sazonalidade de regiões cobertas por Cerrado foi bem representada, bem como os padrões de floresta, onde a evapotranspiração é mais constante ao longo do ano.

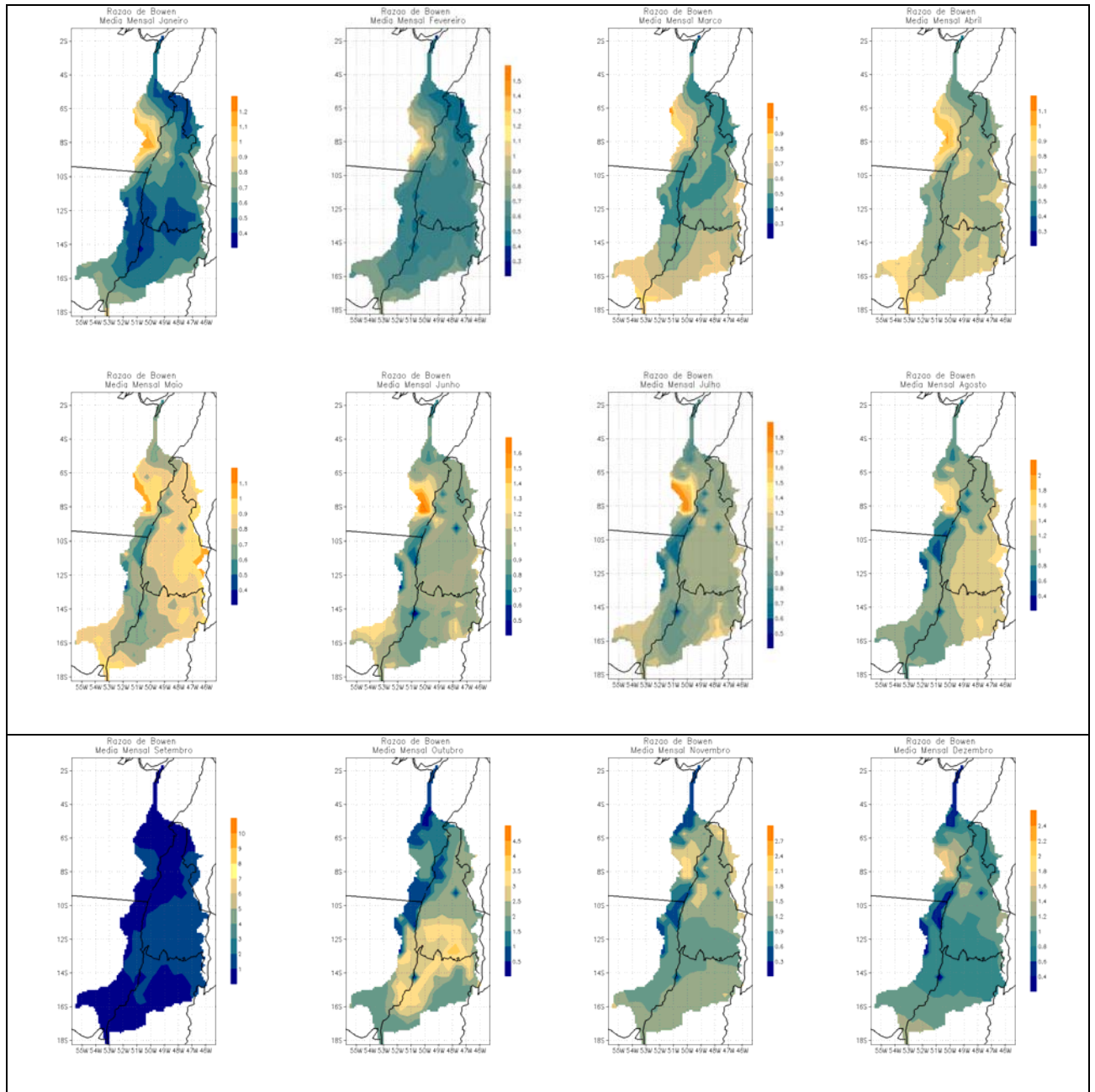


Figura 18 – Razão de Bowen médio mensal simulado.

4.2. SENSIBILIDADE DO MODELO SiB2 AOS PARÂMETROS DE SOLO

A realização de simulações com o modelo SiB2-Hydra completamente integrado evidenciou aspectos importantes do desempenho do modelo, que serão descritas a seguir. Os testes de sensibilidade da resposta do modelo aos parâmetros identificaram quais intervalos de cada parâmetro podem levar a modos de equilíbrio favoráveis ou desfavoráveis à representação dos balanços de água no solo e escoamentos hidrológicos, principalmente o escoamento de sub-superfície, que é fundamental para a boa representação da descarga hidrológica.

Em uma primeira tentativa, as vazões calculadas superestimaram as observações em todas as estações. Ao analisar as variáveis hidrológicas simulada pelo modelo de superfície, os valores de escoamento sub-superficial mostraram-se altos, o que decorreu de um curto tempo de simulação. Este padrão foi dominado por uma grande dependência (memória) do modelo de solo, em relação à condição inicial de umidade nas três camadas de solo: a umidade era iniciada igual a 90%, representativa de uma condição da bacia na estação chuvosa, e persistiu na escala de 1 a 2 anos. Desta forma foi necessário a realização simulações com períodos mais longos para se entender como se estabelece a condição de equilíbrio, ou seja, como ocorre o *spin-up* da umidade do solo e quais são suas formas de controle.

Em um segundo passo, as simulações foram feitas com um conjunto de dados de um ano, repetidas ciclicamente por 5 anos. Nesta análise ocorreu o oposto, ou seja, as vazões observadas foram muito subestimadas, para boa parte das estações hidrológicas utilizadas. Nesta etapa, o diagnóstico indicou que, principalmente no setor Leste da bacia (com regime de chuvas mais seco concentradas em um certo período ano), que é distinto do lado Oeste (próxima da Amazônia e portanto com maior precipitação), as formas de equilíbrio mostravam-se insatisfatórias.

No terceiro passo de análise buscou-se estender o tempo de simulação para dez anos, para avaliar a condição de equilíbrio. A investigação mostrou-se mais esclarecedora, e que poderia prover valores de melhor qualidade para o roteamento hidrológico. Complementarmente, foi realizado um diagnóstico da forma com que cada parâmetros de solo pode influenciar na definição dos padrões de equilíbrio e no tempo de *spin-up*.

Dentre os problemas observados em análises de simulações anteriores, observou-se na condição de equilíbrio um padrão de umidade do solo muito seco no período de chuvas, inconsistente com a realidade, principalmente nas regiões mais secas da bacia (discutidas também a seguir), sugerindo a necessidade de uma investigação mais detalhada da prescrição dos parâmetros que pudesse atender não somente certos setores específicos da bacia. O ano selecionado para este teste foi o de 1976, um ano de baixa precipitação no contexto de variabilidade interanual, propositalmente escolhido para se analisar estes modos de equilíbrio favoráveis ou desfavoráveis (Figura 19b).

São mostrados testes realizados para quatros pontos na bacia, nas seguintes posições (Figura 19a):

- a) Nordeste, latitude 6°Sul e longitude 48°Oeste – referenciada como NE;
- b) Noroeste, latitude 8°Sul e longitude 50°Oeste – referenciada como NO;
- c) Sudeste, latitude 11°Sul e longitude 48°Oeste – referenciada como SE;
- d) Sudoeste, latitude 14°Sul e longitude 50°Oeste – referenciada como SO.

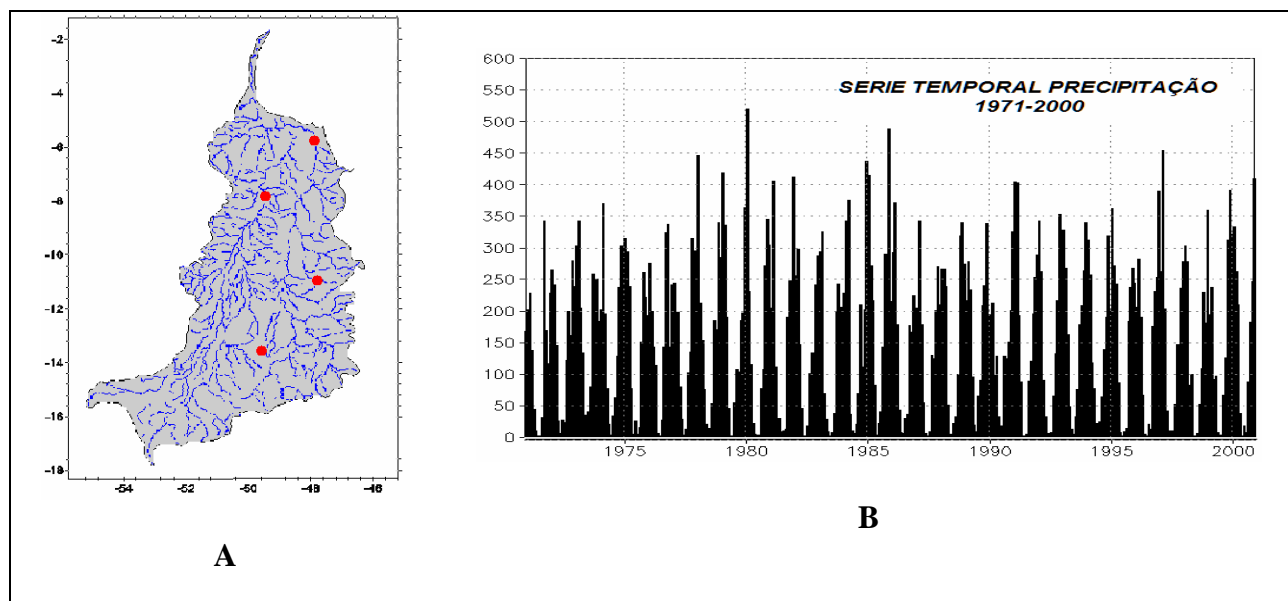


Figura 19 - a) Localizações onde foram realizados testes de sensibilidade do modelo de superfície SiB2. b) Série temporal de precipitação média mensal na bacia de 1971 a 2000.

Estas quatro localidades distinguem-se pelo padrão climático (Figura 20). As localidades posicionadas à Oeste da bacia estão sujeitas a um regime de chuvas abundante, com totais anuais de 1721 mm.ano^{-1} e 1936 mm.ano^{-1} , nas posições NO e SO, respectivamente. As estações localizadas à NE e SE, apresentam totais anuais de 1394 mm.ano^{-1} e 1722 mm.ano^{-1} , respectivamente. Destaca-se a quantidade anual de precipitação da estação NE que apresenta valores anuais entre 20-30% inferior às outras, além do que a distribuição da chuva concentra-se nos primeiros meses do ano. Quanto à oferta de radiação, as estações posicionadas ao Norte recebem maior quantidade de energia, com máximos registrados no mês de agosto.

Foram testados os seguintes parâmetros do solo: Porosidade, Condutividade Hidráulica de Saturação, Potencial Matricial de Saturação, Parâmetro de Retenção, Profundidade das Raízes e Parâmetro de Inclinação.

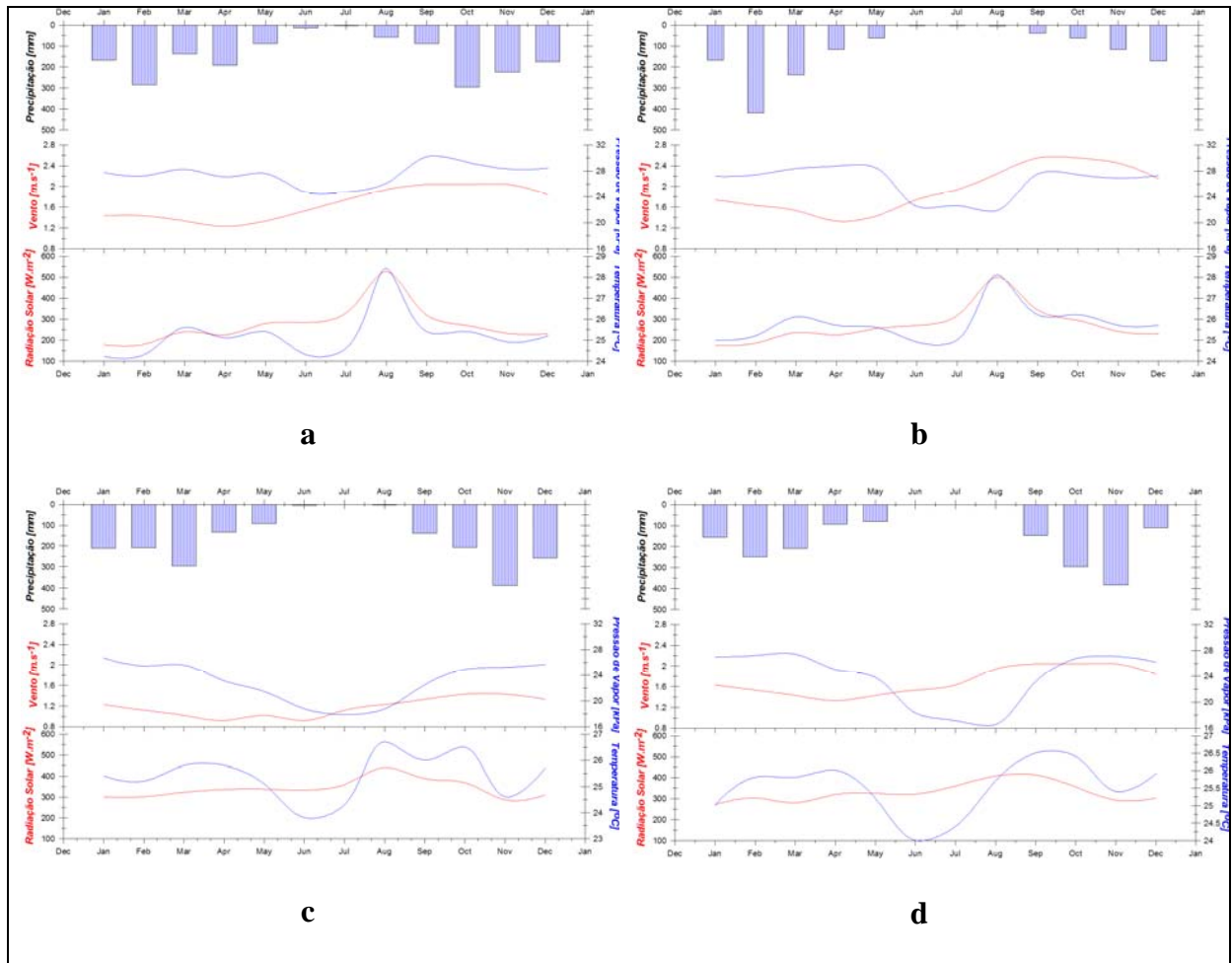


Figura 20 – Forçantes climáticas temperatura, pressão de vapor, radiação global incidente, vento e precipitação utilizada para as seguintes estações: a) Estação Noroeste; b) estação Nordeste; c) estação Sudoeste; d) estação Sudeste.

4.2.1. PARÂMETRO DE RETENÇÃO (FATOR B)

O parâmetro de retenção (fator B) é utilizado no modelo de transporte d'água vertical no solo do modelo SiB2. Tem por função representar a forma da curva de retenção de água no solo, resposta da estrutura granular e distribuição da microporosidade, que tende a favorecer ou não a retenção por forças de tensão superficial. Os valores altos de B tendem a aumentar o total de água na coluna vertical em condições de umidade baixas e médias, mas tornam o transporte de água mais lento. Os testes apresentados a seguir foram feitos variando B de 01 a 10, para as quatro localidades de interesse.

A Figura 21 apresenta as simulações para a estação NE e SE. Um resultado evidente desta análise é que ocorrem faixas de valores de B no qual o modelo consegue representar, após vários anos e após atingir a estabilidade, padrões ou modos que se mostram muito mais comparáveis com estados esperados, baseados nas observações de campo (Oliveira 2006). Estes modos são mais realistas e mostram, por exemplo, a umidade do solo com sazonalidade e atingindo a saturação na estação chuvosa. Por exemplo, os valores do grau de saturação deveriam ficar em torno de 1 na estação chuvosa para a camada de raízes (W2). A consequência dos modos de equilíbrio úmidos ou secos da umidade do solo tem um efeito direto no padrão de equilíbrio do escoamento sub-superficial, que é controlado bastante pelo estado da camada de drenagem.

Em termos de desempenho do modelo, relataremos o caso mais problemático: a estação NE (Figura 21a). Observa-se a faixa de valores do fator B, entre 2 e 6, leva a diferenças no tempo de *spin-up* de até 4 anos. À medida que o fator B aumenta, percebe-se que o equilíbrio do grau de saturação é atingido na escala de oito para quatro anos, até atingir um balanço hidrológico estável na camada de drenagem (Fig 21a). Ao mesmo tempo em que esta faixa de valores do fator B atende condições de representação físicas realista para a camada profunda, as condições de equilíbrio da camada de raízes são muito mais restritivas. Neste último caso, o padrão obtido quando se utiliza o fator B no valor de 7 leva a um modo seco e irrealista, durante todo o período simulado. Apenas os valores mais baixos de B, aquém de 2, apontam para modos de equilíbrio mais compatíveis com observações.

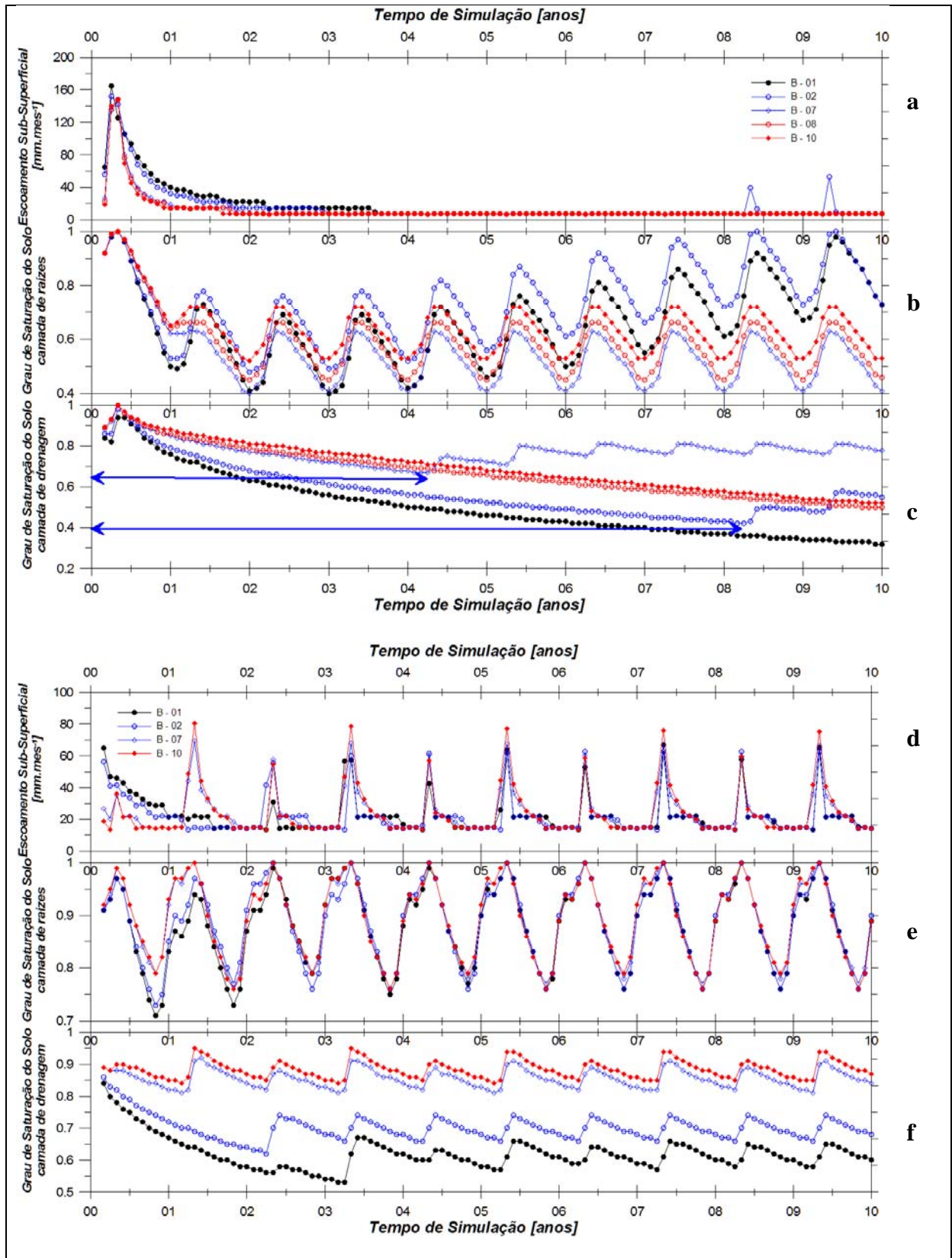


Figura 21 - Escoamento sub-superficial (mm m-1), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NE e (d,e,f) estação SE.

A existência de um “modo seco”, quando o fator de retenção está alto, mostra a necessidade da parametrização de solo ser mais criteriosa. Isso ocorre sob dois pontos de vista: o primeiro, ao examinarmos o primeiro ano de simulação, somente poderíamos ser conduzidos a valores superestimados da umidade na zona de drenagem e no escoamento sub-superficial; o segundo, ao prolongarmos o tempo de simulação para atingir o *spin-up*, observou-se um certo conflito em faixas ou modos de equilíbrios que servem para a umidade do solo na camada de raízes, ou para a camada de drenagem, discriminadamente.

De forma geral, nas demais regiões da bacia, os modos de equilíbrio mostram-se muito mais favoráveis e as condições de prescrição do fator B muito menos restritivas, o que apontou para uma boa performance do modelo de forma geral. Por exemplo, todos os valores testados apresentam modos de equilíbrio adequados na sua representação no ponto SE (Figura 21b). O mesmo ocorre para os testes realizados para a região Oeste da bacia (não mostrada). Por tratar-se de regiões com a precipitação maior e melhor distribuída ao longo do ano, a sensibilidade é menor. Apenas para a camada de drenagem verificou-se sensibilidade, o grau de saturação foi maior para maiores valores de retenção. O tempo de equilíbrio também foi menor (1,5 ano) para valores de retenção altos.

Alguns dos testes anteriores não foram conclusivos no sentido de informar o tempo necessário para o equilíbrio hidrológico do modelo. Simulações de dez anos para alguns casos não foram suficientes a ponto de determinar o tempo mínimo necessário de simulação. Com a finalidade de obter esta informação de maneira mais objetiva realizamos uma série de simulações para estes casos inconclusivos. Um deles é apresentado na Figura 21b. É possível observar, nesta figura, que apesar dos valores maiores do parâmetro de retenção levarem ao equilíbrio mais rápido, aproximadamente dois anos, este equilíbrio tem ciclo bienal, repetindo-se ao longo dos dez anos de simulação.

A Figura 22 apresenta a simulação de longo prazo para a mesma estação citada, com valores de retenção um, três, cinco e sete, para a variável de variação da umidade do solo em um ano. O balanço é feito com a subtração da evapotranspiração, Escoamento superficial e sub-superficial, da precipitação. Os resultados mostram que os valores que aparentemente apresentavam menor tempo de equilíbrio nas simulações de dez anos, em longo prazo são os mais lentos. Portanto, apesar de apresentar um equilíbrio hidrológico instável (ciclos bienais) rapidamente, o balanço hidrológico anual apresenta-se constante somente após 50 anos de simulação.

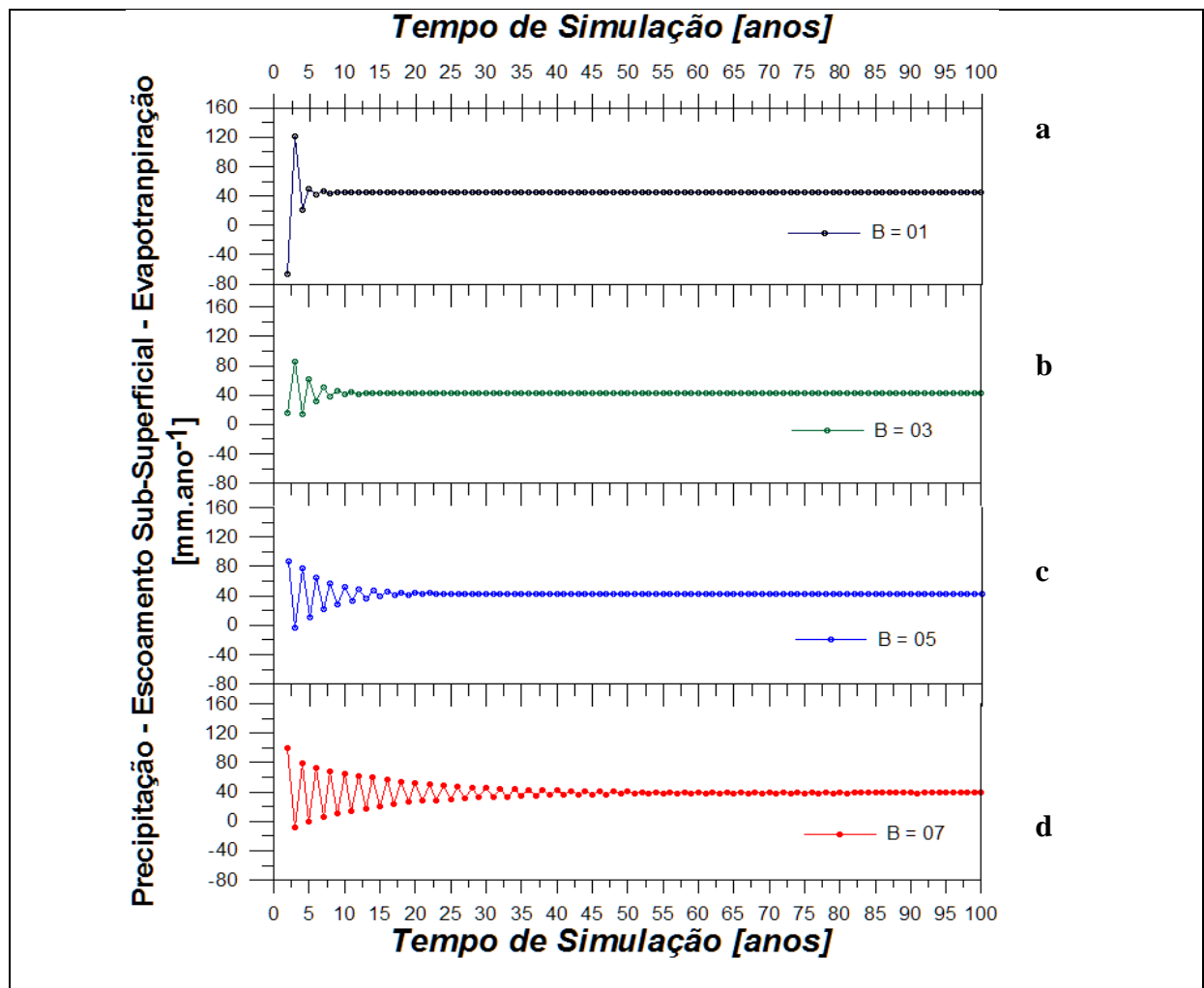


Figura 22 - Balanço hidrológico anual (mm.mes^{-1}), para estação SE, em simulação com duração de 100 anos. a) Fator de retenção igual a 1; b) igual a 3; c) igual a 5 e; d) igual a 7.

Este mesmo tipo de simulação de longo prazo foi realizado para os outros parâmetros. Nenhum deles obteve tempos de equilíbrio do modelo hidrológico do solo maior do que vinte anos.

Esta informação, a primeira vista contraditória, traz consigo um detalhe importante nas simulações finais a serem realizadas. O tempo de equilíbrio do modelo de solo pode ser bastante longo. Embora envolva maior tempo de processamento o procedimento de “*spin-up*” mais longo, é realizado somente uma vez, a fim de se obter os campos de umidade do solo inicial consistentes. Adotaremos, por segurança, a partir de agora quarenta anos como tempo de equilíbrio do sistema como um todo.

4.2.2. POROSIDADE DO SOLO

A porosidade representa a quantidade de espaço vazio que um determinado tipo de solo pode preencher com água. Nossos testes consistiram em analisar a sensibilidade do modelo à alteração deste parâmetro. A Figura 23 mostra a resposta do modelo à variação da porosidade do solo no intervalo de 10% a 55%. De forma semelhante à discussão do fator B, na estação NE da bacia mostra-se uma faixa de valores de porosidade em que o modelo atinge um modo de equilíbrio mais seco que o esperado. Neste modo, apesar de haver uma boa representação da sazonalidade da umidade na camada de raízes, não se consegue obter um estado de equilíbrio consistente com os padrões da estaca chuvosa. As respostas do modelo aos menores valores do intervalo de porosidade produzem um *spin-up* mais rápido, a partir do terceiro ano de simulação, para valores de porosidade de 25%. Para os solos mais porosos, é necessário um tempo maior de *spin-up*, de aproximadamente 8 anos.

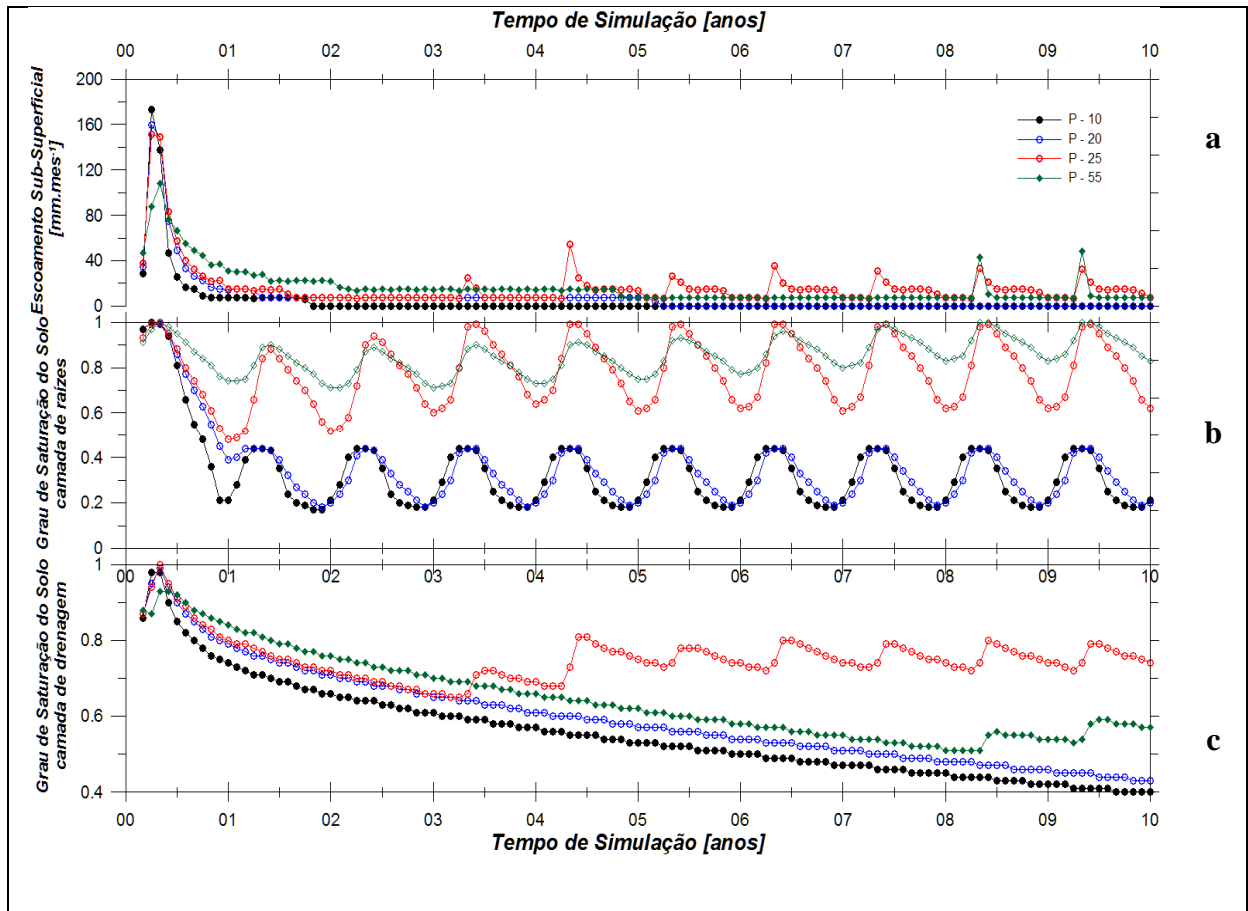


Figura 23 – Escoamento sub-superficial (mm.mês^{-1}), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NE.

Para os demais pontos descritos (NO, SO e SE), o comportamento foi semelhante. A única distinção foi o fato de que, nestes pontos, atingem-se modos de equilíbrio favoráveis para valores de porosidade menos restritivos do que no ponto NE, mais exatamente, para porosidade acima de 15%.

4.2.3. CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE SATURAÇÃO

Este parâmetro é interpretado como a máxima condutividade hidráulica do solo, ou seja, aquela calculada quando o solo atinge a saturação ($W=1$). De forma geral, menores valores de condutividade hidráulica de saturação limitam a transferência vertical de água no solo. A Figura 24 mostra o grau de saturação do solo nas camadas de raízes e de drenagem. A

camada de raízes não apresentou grande sensibilidade à alteração deste parâmetro, exceto para o menor valor simulado, $K_{SAT} = 7,5 \times 10^{-7}$, que levou a um modo desfavorável.

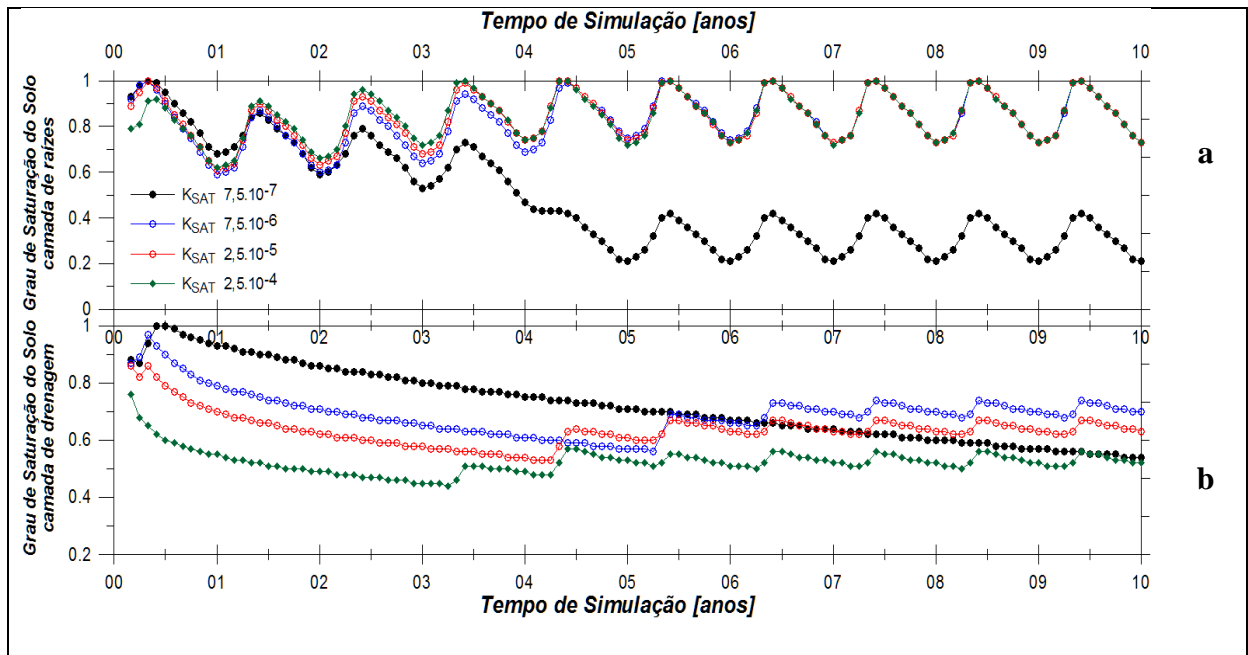


Figura 24 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação NE.

A camada de drenagem, em relação à camada de raízes, demanda maior tempo de *spin-up*. A resposta do modelo quanto à camada de drenagem mostra que o tempo de *spin-up* situa-se entre 3 e 6 anos. O valor de $K_{SAT} = 7,5 \times 10^{-6}$ mostrou-se o que levou a um estado de equilíbrio com a camada de drenagem mais úmida, dentre todos os valores simulados.

4.2.4. POTENCIAL MATRICIAL DE SATURAÇÃO

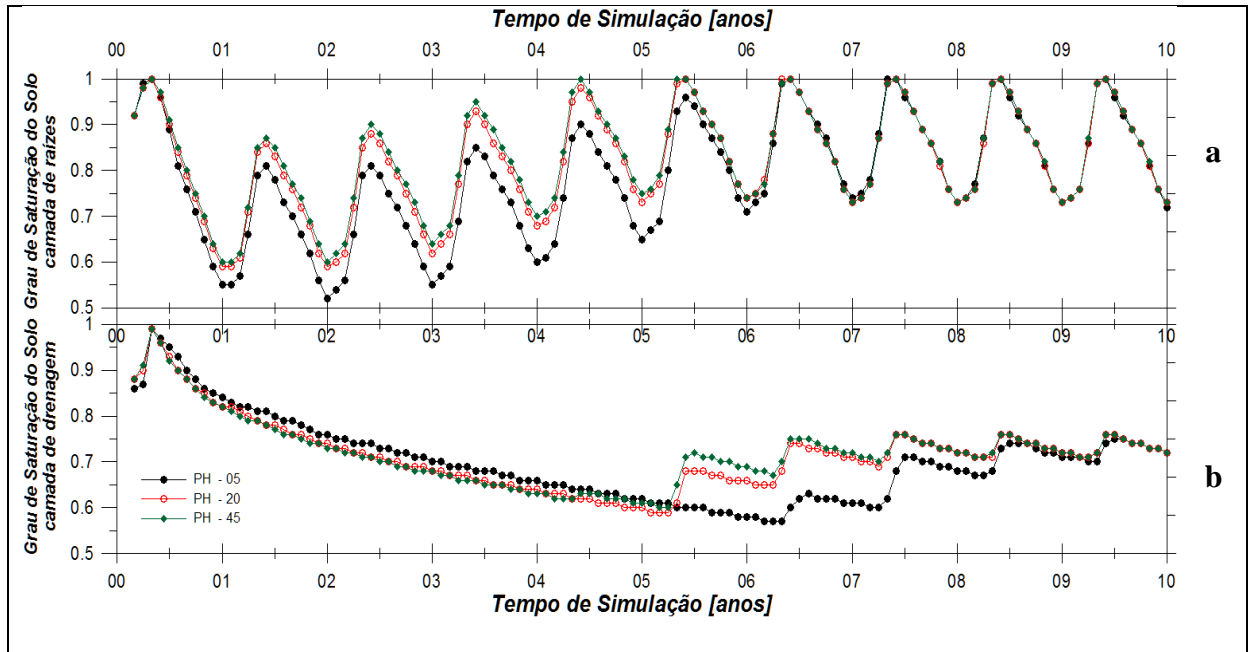


Figura 25 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação NE.

A análise do potencial matricial de saturação (Figura 25) indica informações importantes sobre a física de solo do modelo. Foram testados valores entre -45 e -5 m. Após o modelo ter estabilizado não se observaram diferenças substanciais no grau de saturação das camadas de solo. No entanto, evidencia-se que o tempo de *spin-up* para as camadas de raízes e de drenagem foi diferente. A partir do ponto em que a camada de raízes atinge o equilíbrio, a camada de drenagem passa a convergir para o modo de equilíbrio hidrológico. A camada mais profunda inicia a recuperação para seu estado de equilíbrio somente quando os processos físicos na camada de raízes são atingidos. A partir disso, após quatro anos de simulação, o equilíbrio do modelo de solo se estabelece em todo o perfil do solo. Este mesmo comportamento foi observado de forma semelhante para as demais estações (Figura não mostrada).

4.2.5. PROFUNDIDADE DAS RAÍZES

A camada de raízes foi prescrita com espessura de cinco metros para todos os testes realizados até então (seções 4.2.1 a 4.2.4). O modelo SiB2 permite um ajuste na profundidade que as raízes atuam dentro da segunda camada do solo. Este parâmetro, de difícil mensuração, foi testado com valores variando desde um metro de profundidade até cinco metros de profundidade (Figura 26).

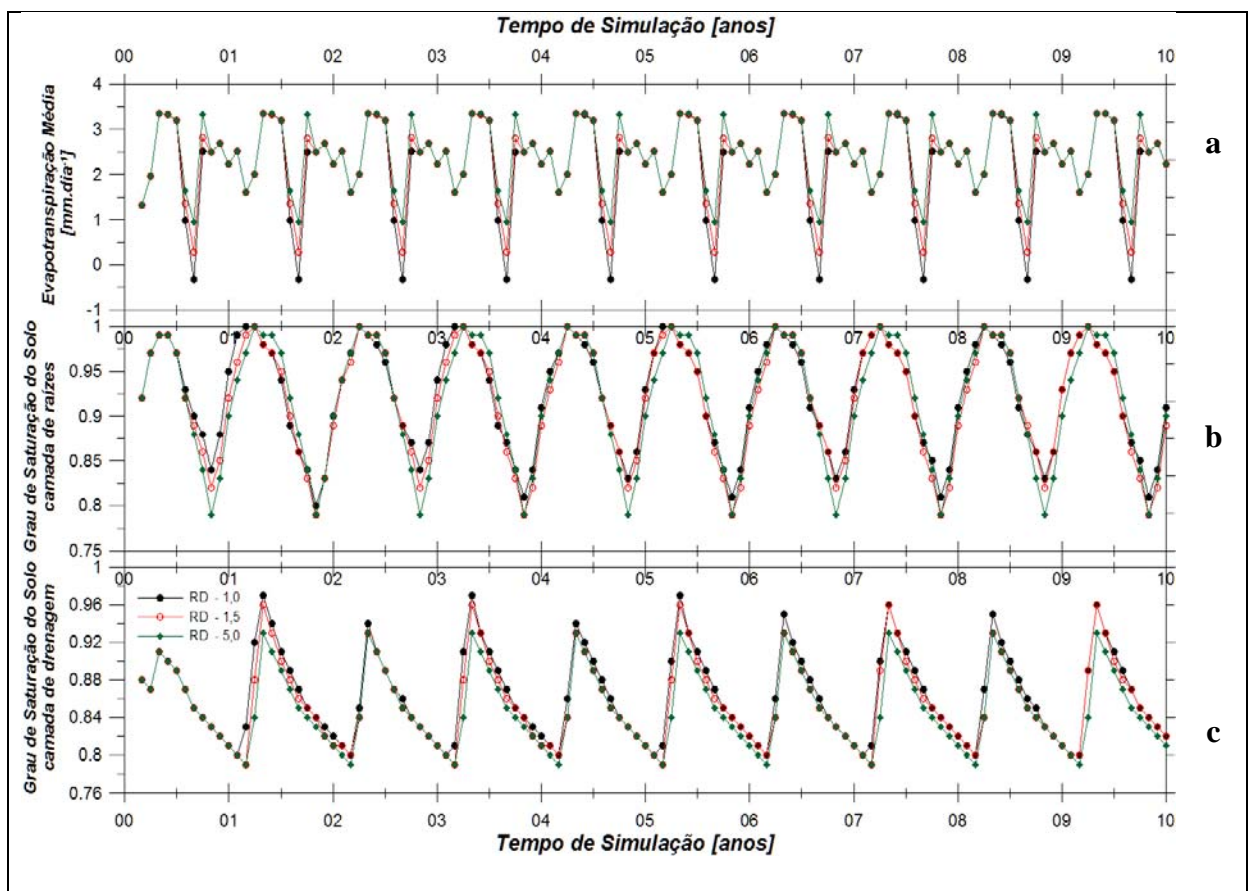


Figura 26 - Evapotranspiração média mensal (mm dia^{-1}), grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b,c) estação NW.

O grau de saturação do solo não apresentou grande sensibilidade às profundidades de raízes prescritas. Na evapotranspiração as diferenças ocorreram de forma mais evidente, particularmente na estação seca, quando provavelmente as raízes mais profundas extraem mais água do solo, tornando-o relativamente mais seco (Bruno 2004). O outro fator de

influência observado é que, logo no início do período de estiagem, as raízes mais profundas fazem com que o solo permaneça em um estado levemente mais úmido. Isto pode parecer contraditório (uma vez que as raízes tenderiam a secar mais o solo), mas decorre do equilíbrio vertical, onde a água é transportada da camada profunda para a camada de raízes forçada pelos gradientes verticais do potencial total.

Nestas simulações, a análise da evapotranspiração média forneceu melhores indicações sobre os valores a serem prescritos. Raízes com profundidade menores do que dois metros implicam em taxas de evaporação mínima durante a estação seca próximo de zero, o que não é observado de forma geral nos biomas de cerrado ou floresta. Por outro lado, durante a estação chuvosa, estes valores encontram-se dentro do padrão esperado, semelhante às outras profundidades.

4.2.6. FRAÇÃO DE COBERTURA VEGETAL

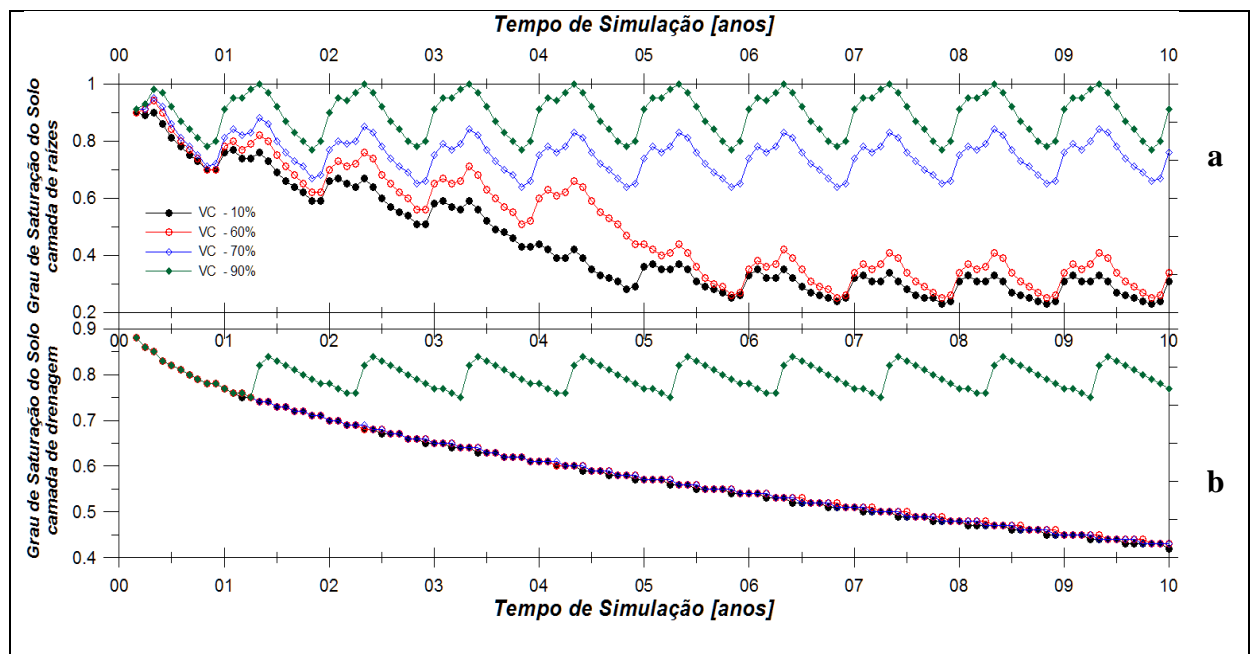


Figura 27 - Grau de saturação da camada de raízes e da camada de drenagem, durante 10 anos de simulação, respectivamente, para (a,b) estação SE.

O SiB2 permite ajustar a fração de célula com cobertura vegetal. Os testes precedentes na maioria das vezes apresentaram intervalos de variação dos parâmetros que

levaram o modelo de solo à inconsistência. Este parâmetro atua de forma a ponderar a presença de vegetação, e mostra que existem limites onde o resultado do modelo pode atingir estados de umidade do solo secos ou desfavoráveis, mesmo quando atinge o equilíbrio. Com base na figura 27 observa-se que mesmo para uma estação com a precipitação anual relativamente alta (1722 mm/ano, Figura 20d) o modelo não representou de forma satisfatória valores de célula com cobertura vegetal menor do 65%. Ao avaliar o padrão de grau de saturação da camada de drenagem, torna-se mais limitante ainda (90%).

4.2.7 CONJUNTO DE PARÂMETROS SELECIONADO

A realização e análise das simulações mostradas anteriormente nos levam a sugerir um grupo de prescrições de parâmetros favorável ao modelo hidrológico. Assim as inconsistências encontradas em simulações anteriores, que ocasionaram problemas nas simulações de vazão, são minimizadas. As análises de sensibilidade realizadas permitiram que as novas simulações tenham maior consistência física, assim como de possíveis ajustes de calibração. As simulações de longo prazo também definem o tempo de equilíbrio mínimo e ideal para que o modelo de solo apresente uma convergência em seus resultados. A tabela a seguir (Tabela 3), apresenta os valores obtidos para cada parâmetro:

Tabela 3: Conjunto de valores não restritivos para cada parâmetro e estação correspondente.

| Parâmetros | NE | SE | NW | SW |
|--|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| <i>Parâmetro de retenção</i> | 2-6 | 2-10 | 2-10 | 2-10 |
| <i>Porosidade</i> | 25-55% | 15-55% | 10-55% | 15-55% |
| <i>Condutividade hidráulica de saturação</i> | $10^{-6} - 10^{-4}$ | $10^{-6} - 10^{-4}$ | $10^{-6} - 10^{-4}$ | $10^{-6} - 10^{-4}$ |
| <i>Potencial matricial de saturação</i> | -05 a -45 | -05 a -45 | -05 a -45 | -05 a -45 |
| <i>Profundidade das raízes</i> | 3- 5 | 3- 5 | 3- 5 | 3- 5 |
| <i>Fração de cobertura vegetal</i> | 90-100% | 90-100% | 70-100% | 70-100% |

Desta forma, o conjunto sugerido para melhor representar todas as heterogeneidades de parametrização decorrentes de forçantes climáticos distintos foi: valores de porosidade do solo maiores do que 25%; parâmetro de retenção maior do que dois e menor do que seis; a condutividade hidráulica de saturação se mostra consistente para valores de ordem maior do que 10^{-7} , o modelo apresentou pouca sensibilidade as alterações no potencial matricial de saturação, a profundidade de raízes deve ser maior do que 3 metros, e por fim, a fração de cobertura vegetal fica restrita a valores maiores do que 90%.

4.3. SIMULAÇÃO DA VAZÃO

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos na simulação, comparados com as observações da estação.

4.3.1. PROPAGAÇÃO DA ONDA DE CHEIA

A análise da vazão média mensal em um longo período permite um detalhamento dos padrões de enchente, cheia, vazante e seca, discriminando-se os rios Araguaia e Tocantins e a posição da estação, se mais à jusante ou à montante. A vazão observada no rio Tocantins (Figura 28) mostra as mínimas geralmente menores do que $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, e sistematicamente nos meses de Agosto e Setembro, independente da posição da estação, começando a recuperar (regime de enchente) em Outubro. No rio Araguaia (Figura 29) a mínima também ocorre indiscriminadamente da estação, predominantemente nos meses de Agosto a Outubro, portanto com um período de seca da ordem de 1 mês a mais que o rio Tocantins. No rio Tocantins a cheia durante aproximadamente 1 mês, culminando em Janeiro nas estações mais à montante, e em Fevereiro nas estações mais à jusante (Figura 28). As diferenças entre as máximas e as mínimas são mais acentuadas nas estações à jusante, como por exemplo na estação à montante TOC-01, com máxima de $\sim 3000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e mínima de $500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, e na estação mais próxima da foz (TOC-06) a máxima se dá em torno de $13000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e a mínima de $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. O rio Araguaia (Figura 29) tem vazões máximas de aproximadamente $16000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ nas estações localizadas à jusante. As mínimas tem valores em torno de $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$

durante o regime de seca da bacia. No rio Araguaia a cheia dura ~ 2 meses nas estações à jusante, e de 2 a 4 meses nas estações mais à montante, culminando de Março a Abril (Figura 29), portanto mais longas e mais atrasadas do que no rio Tocantins. Estas diferenças ocorrem principalmente devido às características morfológicas da bacia, e parcialmente também devido à dinâmica dos sistemas meteorológicos na região.

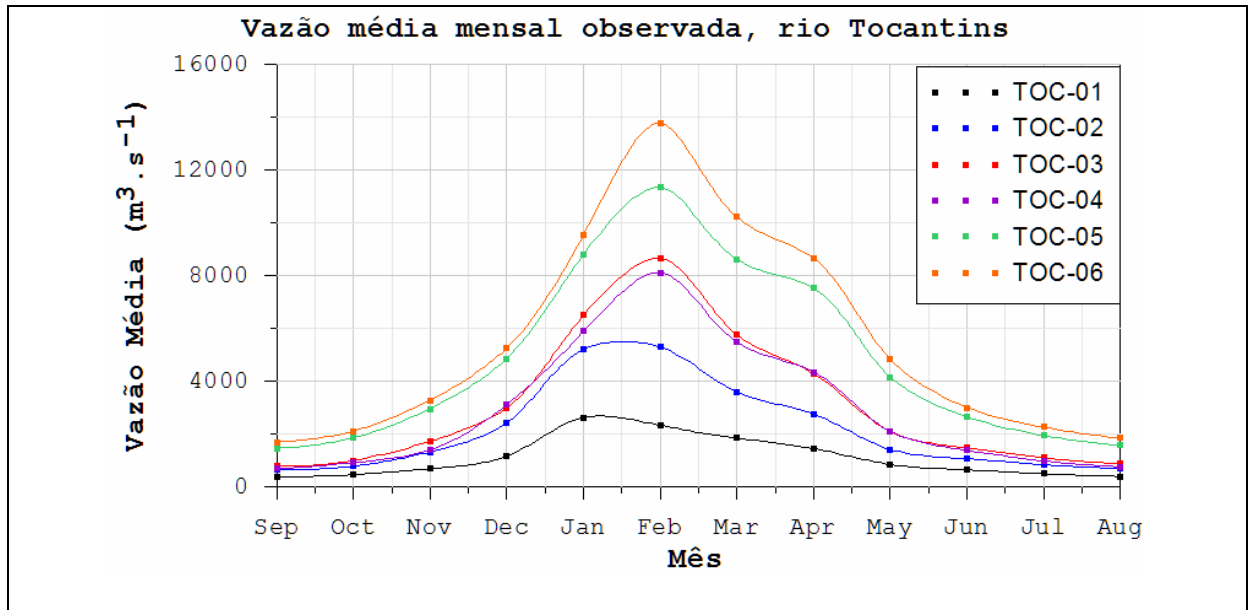


Figura 28 - Vazão média mensal observada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações TOC-01 a TOC-06 do rio Tocantins.

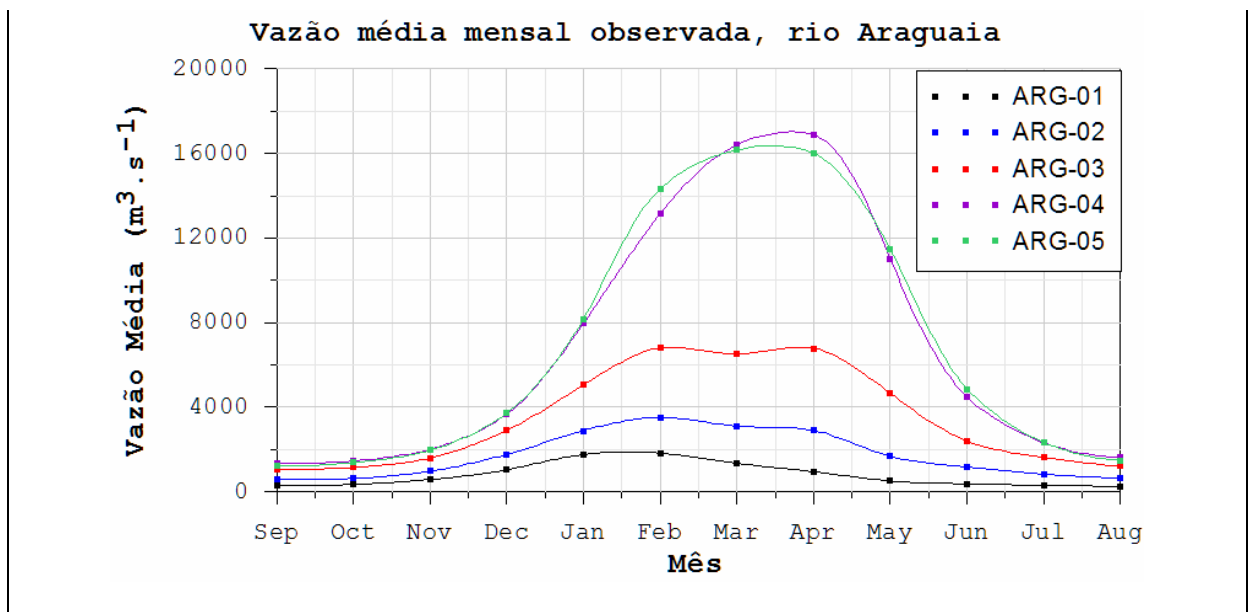


Figura 29 - Vazão média mensal observada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações ARG-01 a ARG-05 do rio Araguaia.

A distinção do tempo de propagação da cheia dos rios Tocantins e Araguaia pode ser explicado pelas características topográficas da bacia de drenagem (Figura 9b). O rio Tocantins está localizado em uma região onde a declividade se mantém constante ao longo de seu curso, com valores acentuados. O rio Araguaia atravessa uma extensa região de planície, com valores de declividade mínimos, tornando o escoamento d'água através da calha bastante lento. Na região de entorno da Ilha do Bananal (Figura 2) ocorrem alagamentos anuais. O rio Araguaia também é conhecido por sua alta sinuosidade, o que corrobora as informações. A região oeste da bacia Tocantins-Araguaia é uma região de transição entre Cerrado e Floresta (Figura 1b e 9a), sofrendo forte impacto do regime climático amazônico, com abundância de chuvas, o que também reflete parcialmente nas vazões observadas.

A vazão média mensal simulada no rio Tocantins é apresentada na Figura 30, com padrões que mostram máximos em fevereiro e março à montante (TOC-01 e 02), e mais tardar nas estações à jusante, entre março e abril. O modelo sugere portanto um atraso da máxima em relação às observações, o que é mais evidente nas estações a jusante. As simulações de trabalhos anteriores, utilizando o sistema Ibis-Hydra (Coe et al., 2002) apresentaram resultados semelhantes quanto ao tempo de propagação do escoamento ao longo do rio Tocantins. Estes resultados sugerem que a parametrização de velocidade da “onda de cheia” para o rio Tocantins pode estar prescrita de forma errônea. No entanto, a atual versão do modelo não permite definir este parâmetro de forma distinta para cada calha.

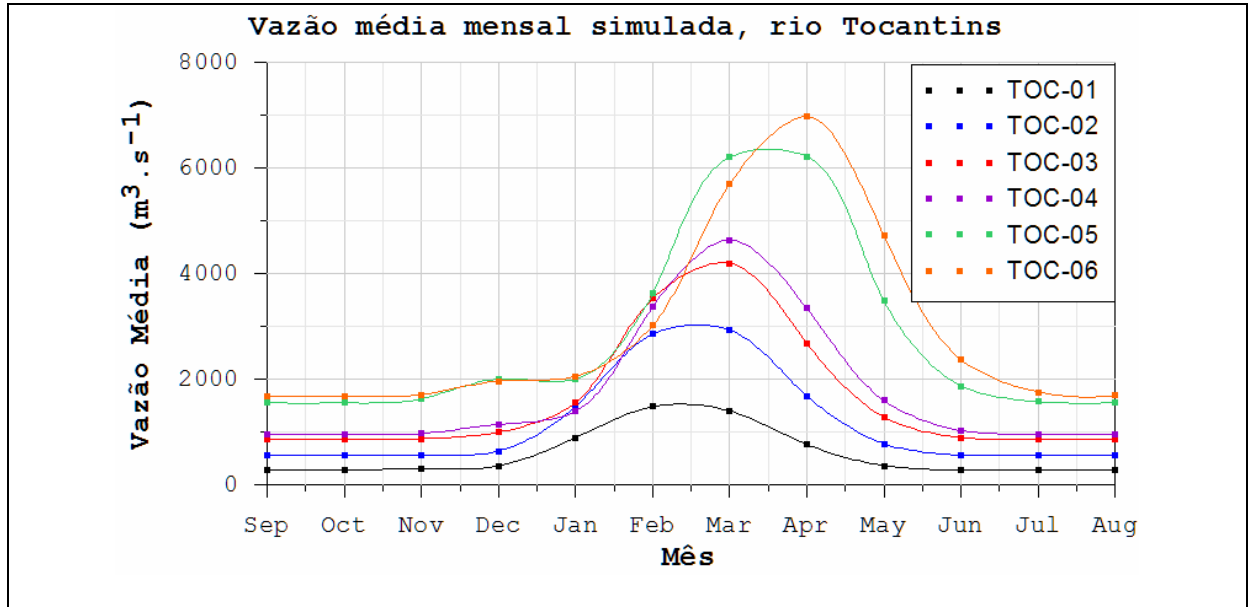


Figura 30 - Vazão média mensal calculada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações TOC-01 a TOC-06 do rio Tocantins.

Para o rio Araguaia (Figura 31) o sistema SiB2-Hydra consegue representar o tempo de propagação mais adequadamente. Os dois meses entre o escoamento do pico da cheia, da cabeceira até a foz do rio, são mais notáveis. O modelo adianta em um mês a cheia para a estação ARG-03. A região entre a estação ARG-02 e ARG-03 é justamente onde a declividade do terreno apresenta valores nulos, chamada de planície do Araguaia (Figura 9b). As inundações recorrentes nessa área também são responsáveis pela lentidão do escoamento d'água no rio. Estes processos não são representados pelo algoritmo de roteamento hidrológico.

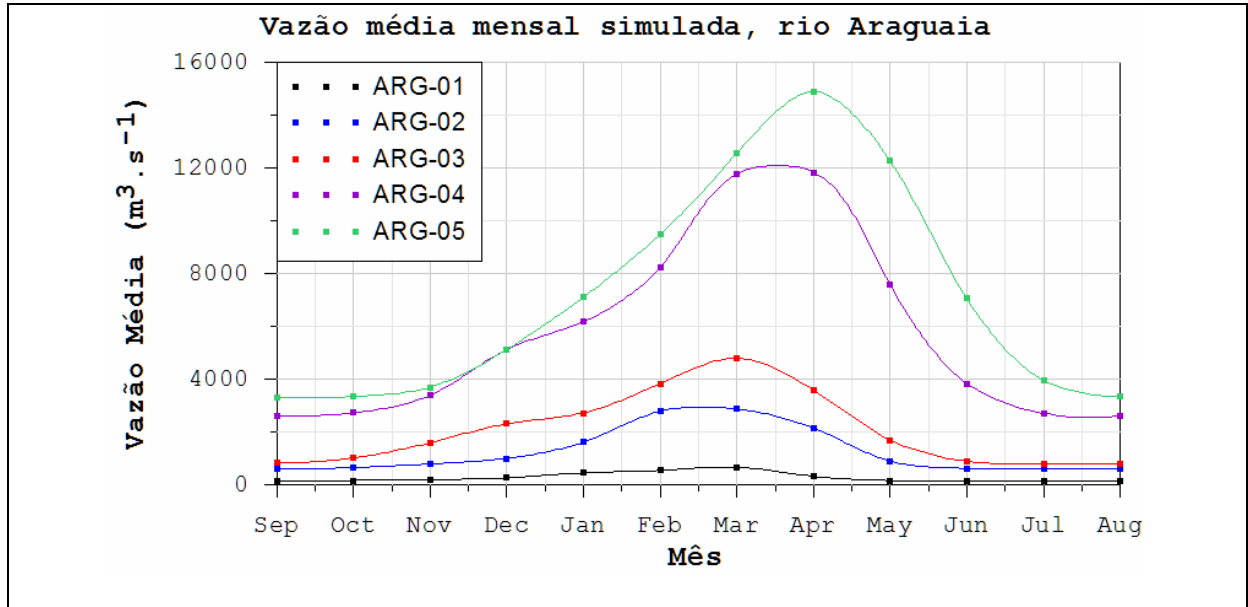


Figura 31 - Vazão média mensal calculada ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), integrada no período de 1977 a 1985, observada nas estações ARG-01 a ARG-05 do rio Araguaia.

4.3.2. VARIABILIDADE INTERANUAL E COMPARAÇÃO POR ESTAÇÃO

As figuras 32, 33 e 34 descrevem a vazão média mensal (calculadas no período entre os anos de 1978 e 1982), e a vazão mensal no mesmo período em conjunto com a precipitação mensal, para estações fluviométricas selecionadas no rio Tocantins (TOC-01, TOC-02 e TOC-06, respectivamente). Estas estações foram selecionadas desde posições de montante até jusante da bacia.

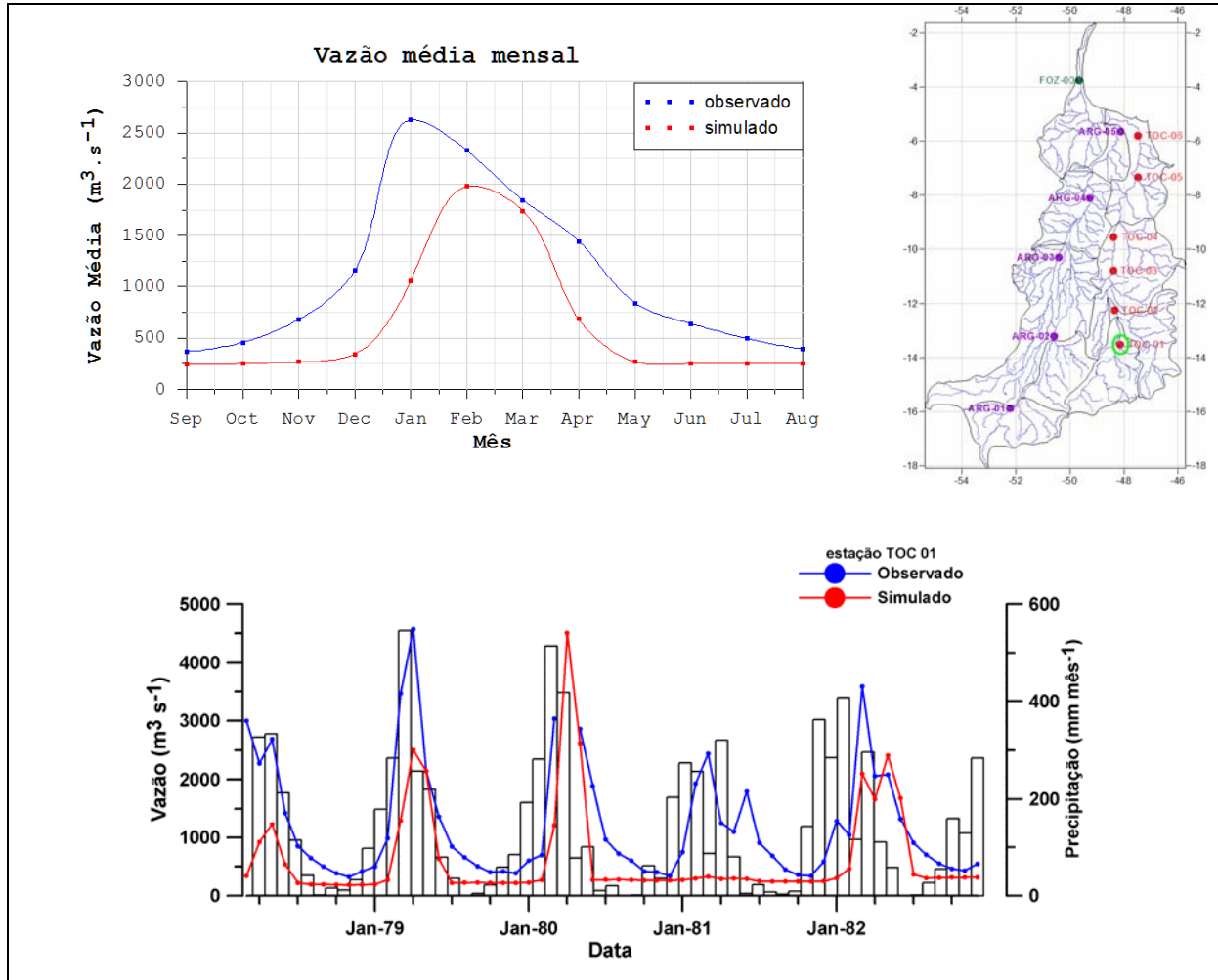


Figura 32 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação São Félix/GO (TOC-01).

De forma sistemática, as figuras 32.a, 33.a e 34.a mostram que a vazão mínima calculada aproxima-se das observações. A vazão máxima, entretanto, é muito subestimada pelo modelo, aproximadamente 25 a 40%, e apresenta a fase atrasada no tempo em relação à observação. A fase de enchente calculada ocorre mais tarde que a observada para todos os anos e em todas as estações. A vazante calculada também tende a ocorrer mais tarde que a observada, conseqüentemente o tempo entre as fases de vazante e enchente calculadas são menores que as observadas.

A subestimativa sistemática do modelo no rio Tocantins pode ser notada também nos valores médios discretos da simulação (Figs. 32.b, 33.b e 34.b). A defasagem da máxima e do

período de enchente torna-se maior na estação à jusante (Figura 34.b), devido à propagação do erro sistemático de subestimativa em direção à jusante. A vazão mínima é, de forma geral, bem calculada. No ano de 1981 o padrão da estação chuvosa mostrou-se diferente dos demais anos, ou seja, mais seco no total, nas 3 estações discutidas (Figuras 32.b, 33.b e 34.b). Isso em parte provocou uma subestimativa bastante grande do modelo com a observação, em relação aos demais anos, e mostra que há uma grande sensibilidade do modelo às anomalias climáticas secas.

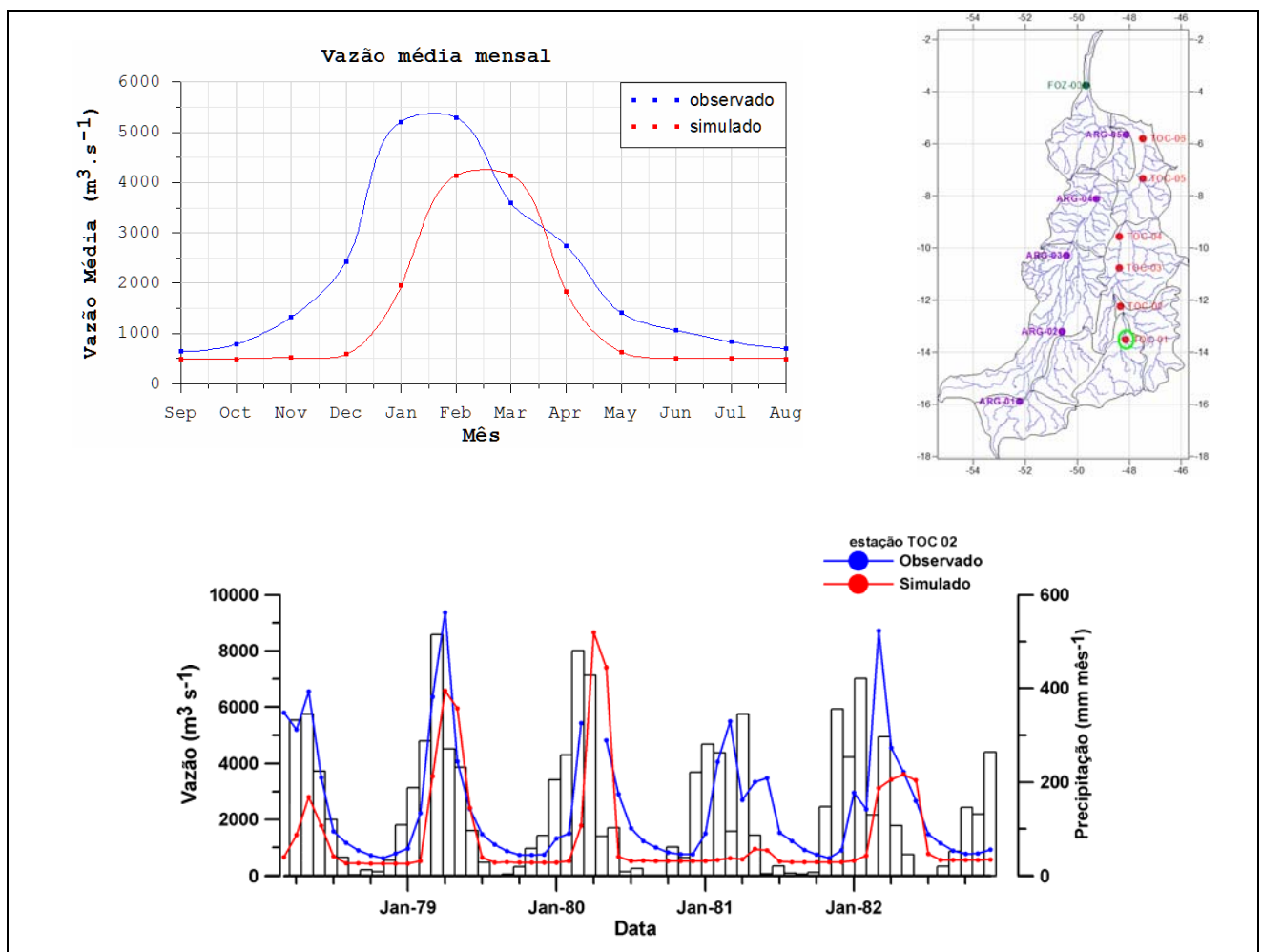


Figura 33 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Fazenda Angelical/GO (TOC-02).

Para o rio Araguaia, de forma geral, os cálculos da vazão média em todo o período de integração (Figs. 35.a, 36.a e 37.a) mostraram-se mais comparáveis com as observações, do que no rio Tocantins.

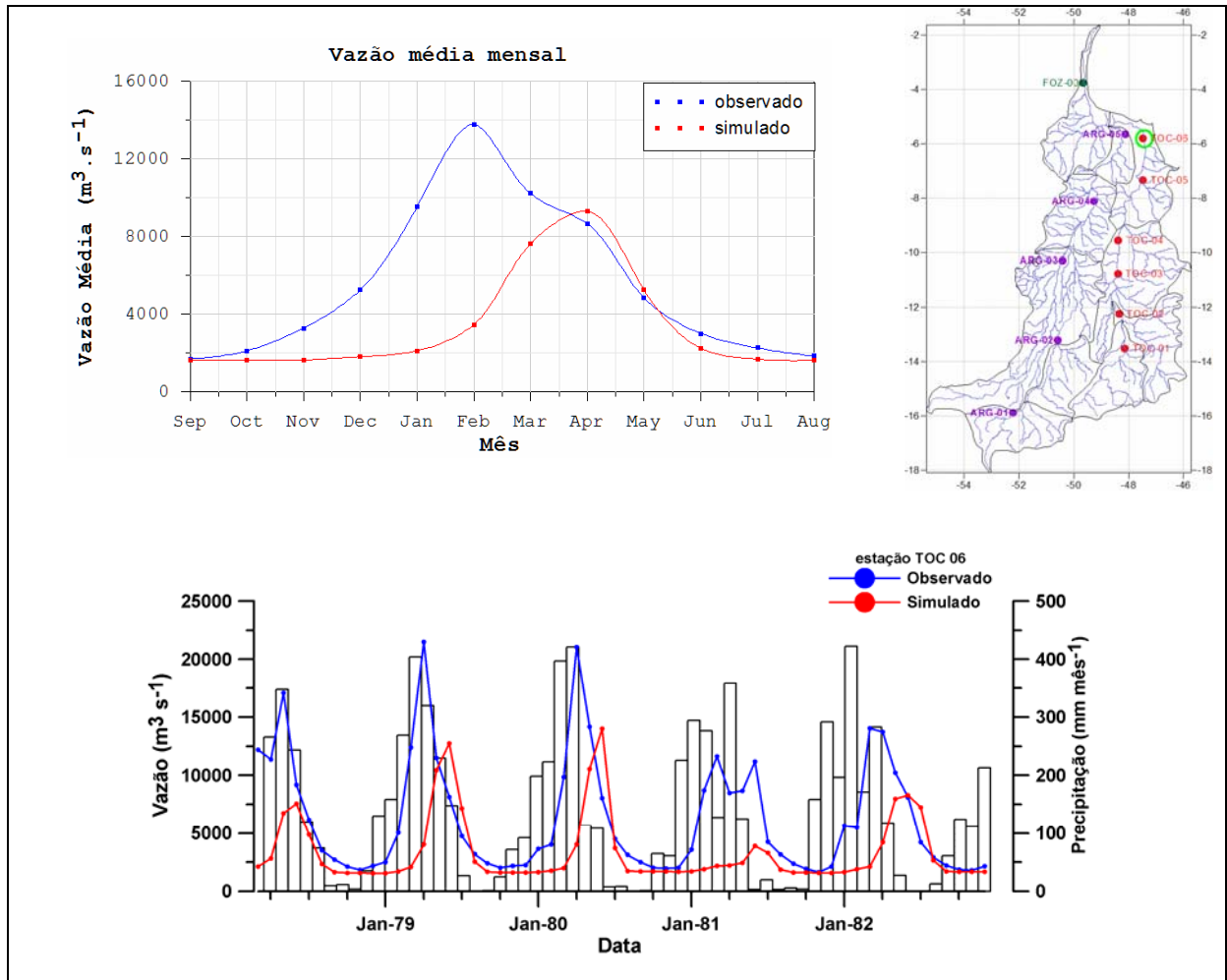


Figura 34 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Descarreto/TO (TOC-06).

Na estação mais à montante (Figura 35.a) a vazão mínima e a vazão máxima calculadas foram bem comparáveis com a observação, ficando a ressalva que ainda houve uma redução do tempo de cheia calculado (aproximadamente 2 meses) em relação ao observado (aproximadamente 4 meses). Ao se notar as simulações discretas em cada mês (Figura 35.b) na realidade há anos em que o modelo subestima a vazão máxima (1978, 1981)

e outros em que a superestima (os demais), sendo a vazão mínima de modo geral bem comparável. No ano de 1979 a vazão máxima calculada é bastante próxima da observada, entretanto os períodos de enchente e vazante ainda são subestimados no modelo. O ano de 1981 é igualmente ao caso do rio Tocantins, um período de deficiente simulação.

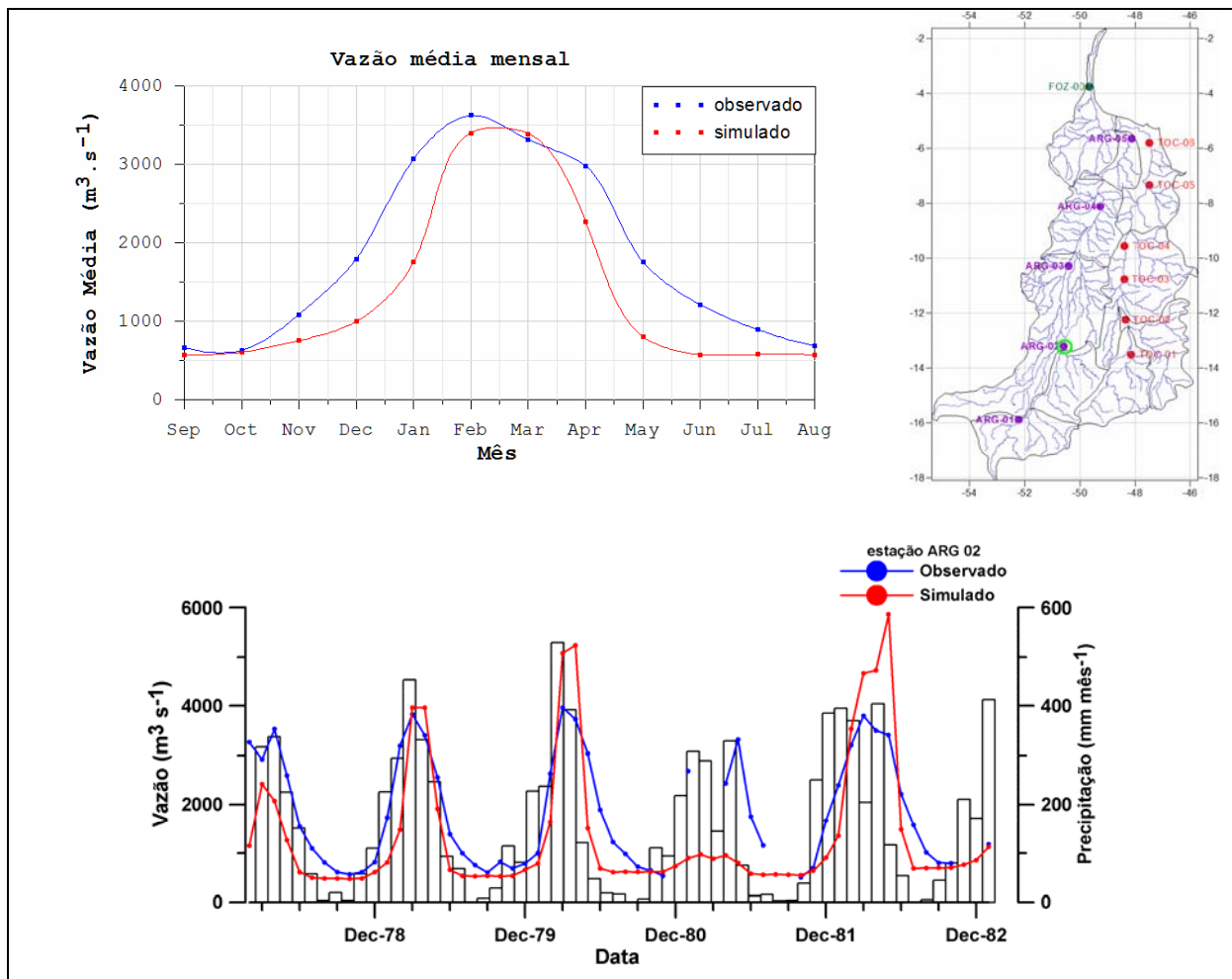


Figura 34 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Luiz Alves/TO (ARG-02).

Na estação ARG-04 (Figura 36.a) a vazão mínima observada é levemente superestimada pelo modelo, e a vazão máxima é subestimada, o que ocorre de modo geral em todos os anos (Figura 36.b).

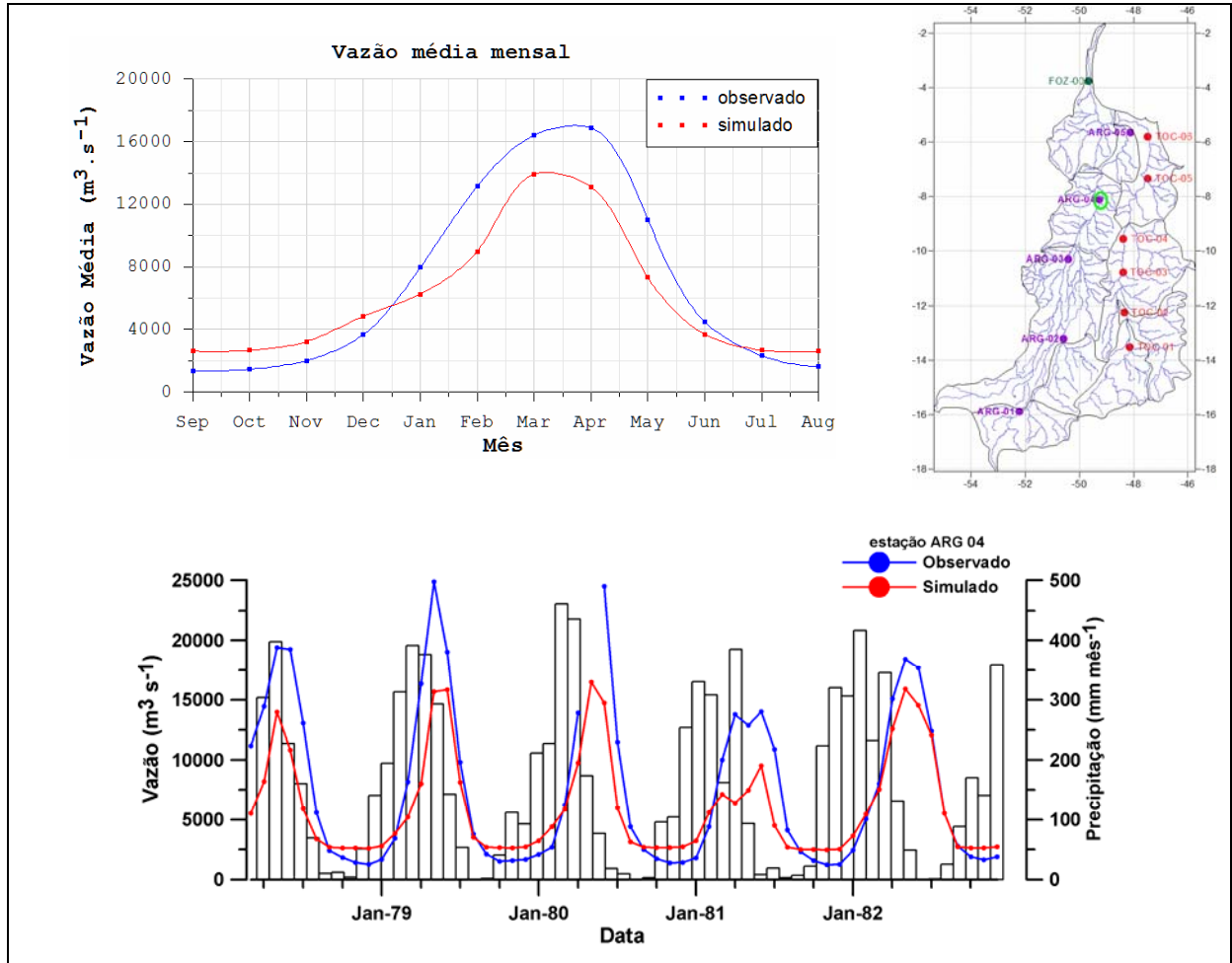


Figura 35 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Conceição do Araguaia/TO (ARG-04).

Na estação ARG-05 (Figura 37.a) ocorre um padrão semelhante ao da estação ARG-04, ou seja, a vazão mínima calculada é levemente superestimada e a vazão máxima subestimada.

No ano de 1981 ocorreu que o mês de março foi bastante seco em relação aos demais meses da estação chuvosa, o que tanto no padrão da precipitação, como no da vazão observada, mostrou-se como um mínimo secundário. No rio Tocantins o modelo não conseguiu reproduzir este padrão de variabilidade intra-sazonal, pois possivelmente atingiu um estado de umidade do solo no modo seco, o que não permitiu uma reação em tempo

adequado para recuperar a vazão dentro do mesmo período de chuvosas. No rio Araguaia, apesar do modelo subestimar a vazão máxima em 1981, a variação intra-sazonal foi razoavelmente descrita, mostrando um mínimo secundário durante o período de chuvas.

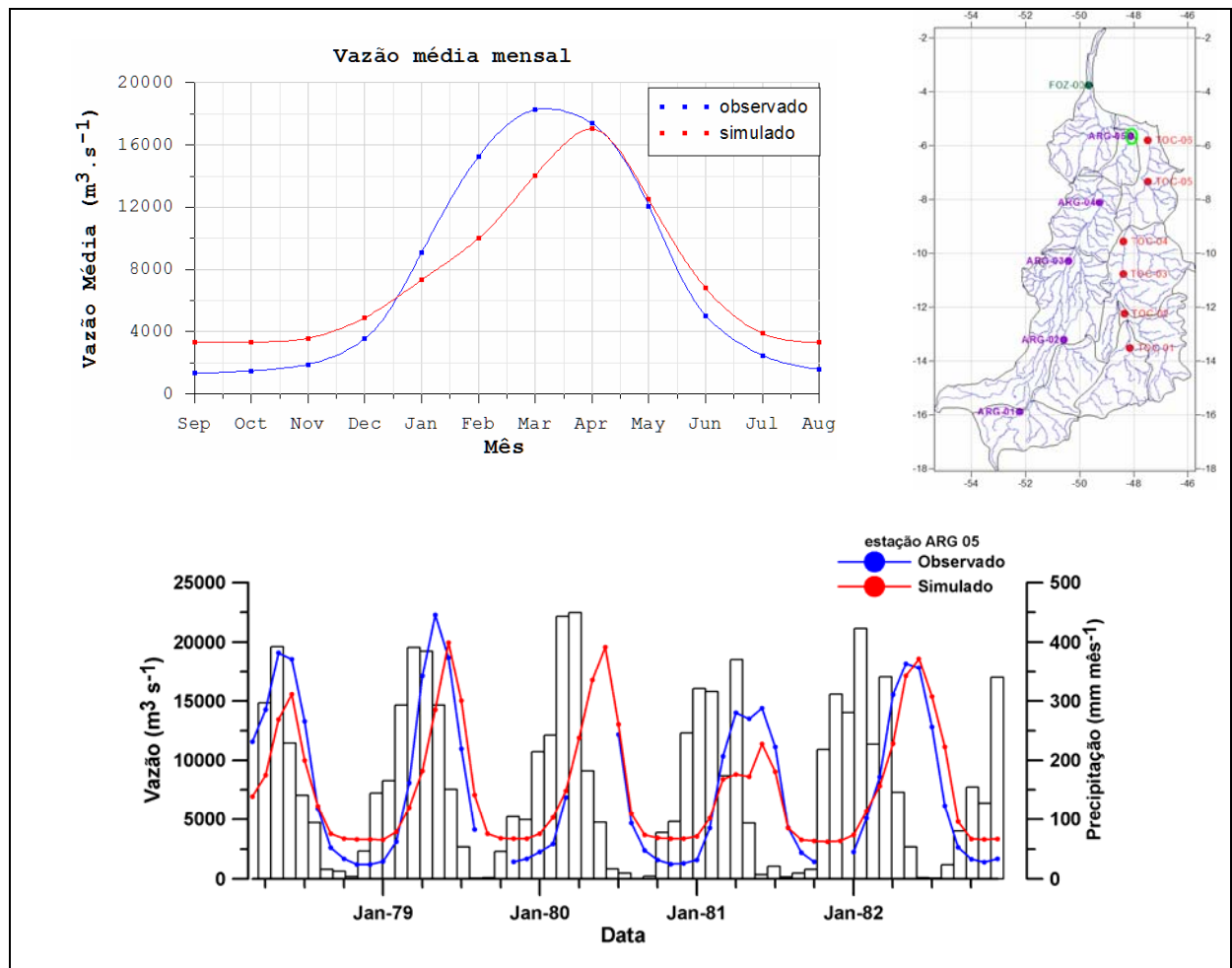


Figura 36 – Vazão observada (linha azul) e vazão calculada (linha vermelha), (a) como média mensal integrada no período entre 1978 e 1982, e (b) como série histórica mensal ao longo do período 1978 e 1982, em conjunto com a precipitação média mensal à montante da estação (barra), na estação Araguatins/TO (ARG-05).

5. CONCLUSÕES

Os testes de sensibilidade do modelo SiB2 na forma pontual mostraram que o modelo utilizado pode conduzir a dois estados bastante distintos da umidade do solo, o primeiro onde o solo mantém um desvio sistemático, não saturando durante o período chuvoso. No segundo estado a umidade do solo satura durante parte do período chuvoso, e oscila para valores mais secos na estiagem, o que é realista. No primeiro modo o modelo simula ainda evapotranspiração dentro de intervalos razoáveis, mas no entanto os escoamentos superficial e sub-superficial são penalizados. No primeiro modo os escoamentos hidrológicos são consistentes com o balanço climatológico.

O tempo de equilíbrio da umidade do solo do modelo mostrou um efeito de memória altamente dependente da umidade inicial, em geral de 4 a 8 anos, mas para determinadas situações o modelo pode levar décadas para estabilizar.

A implementação do modelo na escala regional, simulando o balanço de energia à superfície, mostrou-se satisfatório, simulando satisfatoriamente as variações espaciais dos fluxos de calor sensível e latente. Embora não seja o objetivo último do trabalho a análise da partição de energia, a simulação do balanço hidrológico requer que a evapotranspiração seja corretamente simulada para que não haja problemas principalmente no escoamento sub-superficial, que depende do estado da umidade do solo.

O modelo mostrou-se razoável na representação do tempo de propagação da cheia no rio Araguaia, e no rio Tocantins houve um atraso da máxima, em relação às observações, de aproximadamente um mês.

A simulação da vazão mínima foi de modo geral bem estimada pelo modelo, o que sugere que os controles do escoamento sub-superficial na ausência de chuva mostram-se interessantes. Entretanto a vazão máxima no rio Tocantins foi de modo geral subestimada em relação às observações, enquanto no rio Araguaia, apesar de uma subestimativa média, houve

anos alternados de superestimativa e subestimativa, respectivamente. Este padrão sugere que o escoamento superficial deve ser mais adequadamente investigado no rio Araguaia. O principal parâmetro que controla o escoamento superficial na fase de enchente, e principalmente na de cheia (quando o solo está saturado), é a condutividade hidráulica de saturação.

6. SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Uma sugestão para melhorar o desempenho no rio Araguaia é a utilização de um modelo de roteamento que simule mais adequadamente o regime de planícies, o que exigiria uma nova parametrização específica da inundação nas regiões de várzeas. O outro fator relevante seria o de inserir campos de sinuosidade dos rios com a finalidade de melhorar, e ter-se o controle, do tempo de propagação da onda de cheia pela bacia.

Para o rio Tocantins há uma necessidade clara de se corrigir a subestimativa da vazão média anual, e para isso sugerem-se duas iniciativas : a implementação de um mapa de solo, discriminando-se diferentes tipo de solo, para um mesmo tipo de vegetação; com essa primeira disponibilidade, será possível calibrar os valores dos parâmetros que mais controlam a dinâmica da infiltração e da retenção, ou seja, o parâmetro de retenção, a condutividade hidráulica de saturação, na escala espacial, e também no perfil vertical, uma vez que há aparentemente no rio Tocantins um compromisso de se gerar mais escoamento superficial (ou seja, menor infiltração), ao mesmo tempo em que isso não penalize o estado da umidade do solo (ou seja, que o estado da umidade não derive para um modo seco, e penalize a evapotranspiração e o escoamento sub-superficial).

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANA – Agência nacional de Águas - www.ana.gov.br (19 out. 2004).

Botta, A., N. Ramankutty and J.A. Foley (2002). Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon Basin. *Geophysical Research Letters* 29(9), 10,1029/2001 GL013607, 2002.

Bruijnzeel, L.A., 1990. *Hydrology of Moist Forests and the Effects of Conversion: A State of Knowledge Review*, Free University, Amsterdam, p. 224.

Bruijnzeel, L.A., 1996. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated reserch. in *Amazon Deforestation and Climate*, eds. J.C.H. Gash, C.A. Nobre, J.M. Roberts and R. Victória. John Wiley & Sons, Chichester, UK, p. 15-38.

Bruijnzeel, L.A. 2001. Forest hydrology. In *The Forests Handbook*, ed. J. Evans, pp301-343, Oxford: Blackwell.

Bruno, 2004. *Variabilidade observada da Umidade do solo em Floresta Tropical e Cerrado*. Tese de Mestrado. Instituto de Astronomia e Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 189 p.

Cardille, J. et al., 2002. Characterizing patterns of land use and land cover in Amazonia by merging satélite images and agricultural censuses. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 10.1029/2001JD000609.

Coe, M.T. (2000). Modeling terrestrial hydrologic systems at the continental scale: Testing the accuracy of an atmospheric GCM. *Journal of Climate* 13, 686-704.

Coe, M.T., M.H. Costa, A. Botta, and C. Birkett. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon basin (2002). *Journal of Geophysical Research* 10.1029/2001JD000740.

Collischon, W. 2001. *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

Costa, M.H., Botta, A., Cardille, J.A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Amazonia. *Journal of Hydrology* 283 (2003) 206–217

Costa M. H., C. H. C. Oliveira, R. G. Andrade, T. R. Bustamante, F. A. Silva, and M. T. Coe, A macro-scale hydrological data set of river flow routing parameters for the Amazon basin, *Journal. Geophysical. Research*, 107, 8039, 10.1029/2000JD000309, 2002.

Geophysical Exploration Technology (GETECH, 1995). *Global Digital Terrain Model: Global DTM 5*. Tech. Rep., 18pp. [disponibilizado pelo Departamento de Ciências de Terra, Universidade de Leeds, Reino Unido.

Goulden, M.L.; Miller, S.D.; Menton, M.C.; Rocha, H.R.; Freitas, H.C. 2002. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. *Ecological Applications*, v.14, p.S42-S54, 2004.

Hagemann, S., and Dumenil, L. 1996. *Development of a parameterization of lateral discharge for the global scale*. MPI Report No. 219, 32 pp.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Mapa da vegetação do Brasil 2004 - (1:5.000.000) - www.ibge.gov.br (19 out. 2004).

Kite, G.W., 1997. Simulating Columbia River flows with data from regional-scale climate models. *Water Resources Research*, 33(6), 1275-1285.

Kucharik, C., Foley, J., Delire, C., Fisher, V., Coe, M., Lenters, J. Young-Molling, C., Ramankutty, N., Norman, J., Gower, S., 2000. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Waterbalance, carbon balance, and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*. 14(3), 795-825.

Lohmann, D., Raschke, E., Nijssen, B. and Lettenmaier, D.P. 1998. Regional scale hydrology:II. Application of the VIC-2L model to the Weser river, Germany. *Hydrological Sciences Journal*, 43: 143-158.

LBA, 1996. The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), Concise Experimental Plan. Compiled by the LBA Science Planning Group. Document available at CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, SP, Brazil.

New M., M. Hulme, and P. D. Jones, Representing 20th century space-time climate variability, II, Development of 1901 – 1996 monthly terrestrial climate fields, *Journal Climate*., 13, 2217– 2238, 2000.

Oliveira, L. S. 2006. *Fluxos de energia sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal*. Tese de doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, São Paulo, Outubro de 2006.

Pimentel da Silva, L. e Ewen, J., 2000, Modelagem hidrológica para grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, vol. 5, n. 4, 81-92

Rocha, H.R.,1995. CO₂ fluxes over the Brazilian Tropical Rainforest and Cerrado vegetation: a review of recent measurements and modelling data. *in Greenhouse Gas Emissions Under Developing Countries Point of View*, eds. L. Pinguelli Rosa e M.A Santos, p. 68-77, COPPE-UFRJ, rio de Janeiro, RJ.

Rocha, H. R., C. A. Nobre, J. P. Bonatti, I. R. Wright, and P. J. Sellers, 1996: A vegetation–atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and a ‘single column’ model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, 122, 567–594.

Rocha, H. Freitas, R. Rosolem, R.Juarez, R.N. Tannus, M.V. Ligo, O.M.R.Cabral & M.A.F.Silva Dias 2002. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensu stricto) in southeast Brasil. *Biota Neotropica*, Vol 2(1).

Sellers, P. J., W. J. Shuttleworth, J. L. Dorman, A. Dalcher, and J. M. Roberts, Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian tropical forest using field and remote-sensing data, 1, Average calibration with field data, *Journal of Applied Meteorology*, 28(8), 727–759, 1989.

Sellers, P.J., D.Randall, C.Collatz, J.Berry, C.Field, D.Dalzich, C. Zhang, G.Collelo, 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. *Journal Climate*, 9, 676-705.

Tannus, R. N., 2004. *Funcionalidade e sazonalidade sobre Cerrado e sobre ecótono Floresta-Cerrado: uma investigação com dados micrometeorológicos de energia e*

CO₂. Tese de Mestrado. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo. Piracicaba.

Walter, H. *Vegetação e zonas climáticas*. São Paulo: Editora Pedagógica Universitária, 1970. p 325.

ANEXO A

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)