

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

LEONARDO MORENO DOMINGUES

O balanço de água superficial no Brasil calculado com o
modelo SiB2-Regional: padrões médios e sensibilidade
a eventos de aquecimento e seca

São Paulo

2014

LEONARDO MORENO DOMINGUES

O balanço de água superficial no Brasil calculado com o modelo SiB2-Regional: padrões médios e sensibilidade a eventos de aquecimento e seca

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2014

Aos possíveis leitores deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho só pôde ser concluído devido a uma série de contribuições diretas e indiretas sobre o mesmo, pontuadas a seguir.

Agradeço, sobretudo, aos meus pais, pelo apoio incondicional em cada etapa de minha formação, pelos valores passados, pela prontidão e carinho que zelaram de tantos âmbitos extra-universidade, mas que no final, foram os detalhes que possibilitaram meu foco para a conclusão deste trabalho. Obrigado por todas as vezes em que acreditaram mais em mim do que eu mesmo.

Ao Prof Dr Humberto Ribeiro da Rocha, pela exímia orientação, seja pelas excelentes sugestões e discussões que permearam todas as fases deste trabalho, quanto pela motivação e paciência depositada em cada nova etapa. Sua postura coordenativa é um exemplo que valorizo e sou muito grato, desde os tempos de iniciação científica.

À banca examinadora e de qualificação, que se dispuseram a ler e contribuir com suas experiências e fazer este trabalho crescer.

Aos meus colegas do LCB: Helber Freitas, Emília Brasília, Cinthia Martins, Carlos Fagiolo, Tomas Domingues, Bruno Cestaro, Angie Paredes e, em especial, Jonatan Tatsch, Jonathan Mota, Thomas Martin e Raianny Nascimento, por toda ajuda, sugestão e companheirismo no dia-a-dia, ou ainda em nossas reuniões, que foram essenciais.

Aos meus queridos amigos do IAG, que me acompanharam desde a graduação: Tássio Costa, Renato Braghieri, Thiago Degola e Mayara Oliveira, além dos novos, e não menos importantes: Pamela Dominutti, Fabíola Souza, Rafael Valença, Marta Llopart, João Rafael Dias e Francisco Vasconcelos. Aos estimados Pedro Astolfi, Larissa Baroni, João Paulo Oliveira, Graziella Gonçalves e Aline Parra. A convivência com cada um de vocês fez essa trajetória muito mais gostosa!

Ao Prof Dr Ricardo Hallak pelo apoio nas etapas inicial e final.

À Dra. Ana Paula Cunha, pelos dados cedidos para a calibração da Caatinga.

Ao CNPq pelo suporte financeiro.

Aos técnicos de informática pela prontidão e segurança nos suportes, e a todos os funcionários que zelam do ambiente acadêmico, fazendo-o funcionar adequadamente, em especial, as secretárias da Pós-Graduação.

Por fim, a todos que se preocuparam, estiveram presentes e contribuíram de alguma forma para a realização desta dissertação.

*"Eu dou um passo, ela dá dois passos.
Eu dou dois passos, ela dá quatro passos.
Eu dou quatro passos, ela dá oito passos.
Para isso serve a utopia, para eu seguir caminhando."*

Eduardo Galeano

RESUMO

DOMINGUES, L. M. **O balanço de água superficial no Brasil calculado com o modelo SiB2-Regional: padrões médios e sensibilidade aos eventos de aquecimento e seca.** 2014. 125 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

Este trabalho calculou o balanço hídrico superficial no domínio de todo Brasil com um modelo solo-vegetação em escala regional (SiB2-Reg), para se estimar os padrões médios regionais das componentes do balanço de água (evapotranspiração, umidade do solo e escoamento hidrológico), e testar a sensibilidade das componentes às perturbações de (i) mudanças na cobertura vegetal e (ii) variações de aquecimento do ar e redução da precipitação, em alusão aos padrões de veranicos. Os dados da reanálise/CFSR e precipitação/CPC forçaram o modelo, com satisfatória variação sazonal e espacial. O modelo foi calibrado com fluxos de energia à superfície para as coberturas vegetais de Floresta Amazônica, Cerrado, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar, e com deflúvio em sub-bacias selecionadas em todo o estado de São Paulo e no Brasil (Rios São Francisco, Uruguai, Pelotas, Paranaíba, Paraíba do Sul, Tocantins, Xingú e Paranapanema). A calibração pelo deflúvio foi satisfatória, todavia com pequena defasagem do hidrograma mensal nas bacias tropicais do Brasil (subestimativa nas enchentes e superestimativa na cheia) devido à própria simplicidade do modelo de trocas verticais. Para o estado de São Paulo o escoamento total anual foi razoavelmente estimado. A evapotranspiração média anual variou nos extremos de ≈ 400 mm na Caatinga até ≈ 1700 mm na Amazônia. A hipótese da cobertura vegetal nativa foi avaliada para as 11 sub-bacias brasileiras, e indicou em relação à cobertura atual o aumento da evapotranspiração média anual de 10% e a redução do deflúvio anual em 28%. No estado de SP os cenários simulados com aquecimento do ar isoladamente contribuíram para reduzir o deflúvio e aumentar a evapotranspiração; e na combinação de aquecimento do ar e menor precipitação conjuntos mostrou-se que o deflúvio reduz-se mais pronunciadamente ao passo que a evapotranspiração pode aumentar ou reduzir conforme as sub-bacias.

Palavras-chave: balanço hídrico, evapotranspiração, deflúvio, SiB2-Reg, mudanças climáticas, mudanças de uso da terra

ABSTRACT

DOMINGUES, L. M. **The surface water balance in Brazil calculated by SiB2-Regional model: mean patterns and sensibility due to dry and heating events.** 2014. 125 p. Master thesis - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2014.

This work calculated the surface water balance over the Brazilian domain using a soil-vegetation model in regional scale (SiB2-Reg) to estimate the mean patterns of water balance components (evapotranspiration, soil moisture and runoff), and to test the sensitivity of these components due to (i) land cover change and (ii) variations in the air heating and depletion of rainfall, to make allusion to dry spell patterns. Reanalysis/CFSR and CPC precipitation were the forcing data to the model, with satisfactory seasonal and spatial variability. The model was calibrated by surface energy fluxes for the land covers of Amazonian evergreen forest, Savannah, Atlantic Forest and Sugarcane, and by observed runoff over São Paulo and Brazilian sub-basins (São Francisco, Uruguai, Paranaíba, Paraíba do Sul, Tocantins, Xingú and Paranapanema Rivers). Calibration done by observed runoff data was satisfactory but it was found a small deviation from the monthly mean hydrogram in tropical basins over Brazil (underestimating the flooding periods and overestimating the floods) because of the model own simplicity in vertical exchanges. For São Paulo state, total annual runoff was reasonably estimated. Annual mean evapotranspiration was between the extreme values of 400 mm in Caatinga and 1700 mm in Amazonia. The hypothesis of native land cover was evaluated for 11 Brazilian sub-basins, and it was found an increase of 10% in annual mean evapotranspiration and a reduction of 28% of the mean annual runoff in comparison with the current land cover. In São Paulo state, the simulated scenarios with air heating by itself contributed to reduce the runoff and to increase the evapotranspiration, and the combination of air heating and lesser precipitation had a steeper reduction in runoff and evapotranspiration may increase or decrease, it depends on the basin.

Keywords: water balance, evapotranspiration, runoff, SiB2-Reg, climate changes, land use changes

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Processos hidrológicos de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera. .2
- Figura 2: Localização dos postos (círculos vermelhos) e delimitação da área de drenagem para cada posto (linha contínua preta). Os postos são identificados pelos números próximos a eles, referentes à coluna ID da Tabela 1.9
- Figura 3: Mapa das Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHIs) do estado de São Paulo, divididas em Bacias ou Regiões Hidrográficas. Retirado e adaptado do Relatório de Situação dos Recursos Hídricos no Estado de São Paulo (2011). 10
- Figura 4: Localização dos sítios experimentais distribuídos no Brasil com medidas de precipitação horária (pontos brancos com a sigla): BAN, CAX, CRZA, FCP, FNS, K34, K67, K77, K83, NSV, PDG, PRS, RJA, USR (ver Tabela 2 para identificar a torre). 11
- Figura 5: Distribuição dos pesos horários aplicados ao total precipitado diário com relação à hora relativa, para cada classe de precipitação acumulada. As classes representam, da esquerda para direita, acumulados (em mm) de 0 a 5, 5 a 10, 10 a 15, 15 a 20, 20 a 25, 25 a 60, 60 a 120 e 120 a 265, respectivamente. 15
- Figura 6: Estrutura vertical do modelo SiB2. Adaptado de Sellers *et al.* (1997) e Pitman (2003).20
- Figura 7: Resistências do modelo SiB2 utilizadas para cálculo dos fluxos de (a) calor sensível; (b) calor latente; e (c) CO₂. Adaptado de Sellers *et al.* (1996) e Pitman (2003).21
- Figura 8: Esquema de funcionamento do modelo SiB2-Reg: discrimina-se a vegetação, o solo e as forçantes para cada ponto de grade, com trocas apenas na vertical.26
- Figura 9: Mapa Digital de Solos do Mundo (DSMW) para o domínio territorial brasileiro, descrito a partir do número das unidades de mapeamento do solo, com resolução de 0.25°x0.25°..... 27
- Figura 10: Parâmetros físicos do solo derivados do DSMW da FAO-UNESCO através das equações de pedotransferência de Cosby (1984), em que a) é a porosidade do solo, b) a condutividade hidráulica de saturação (mm h⁻¹), c) o potencial matricial de água no solo (m) e d) é o fator de potência B. Todos os itens acompanham o histograma de frequência relativa. 28
- Figura 11: Mapa de vegetação derivado dos produtos Mapa de Biomas do Brasil (PROBIO) e CANASAT, reclassificado para as seis classes do SiB2-Reg: Floresta Amazônica, Pastagem, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar. O lado esquerdo (a) é a versão com resolução original e o lado direito (b) na resolução de 0,25° x 0,25°. 30
- Figura 12: Mapa de cobertura vegetal nativa. Os círculos brancos representam a localização dos postos de vazão, as linhas contínuas pretas delimitam a área de drenagem, e as linhas azuis representam o rio principal dentro de cada bacia conforme exposta na Figura 2.33

- Figura 13: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos) e para a observação (Obs, curvas tracejadas), para a cobertura vegetal da caatinga, todas em Wm^{-2} 35
- Figura 14: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua) e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas) para a caatinga. .36
- Figura 15: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (curvas contínuas) para a cana-de-açúcar, todas em Wm^{-2} 37
- Figura 16: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a cana-de-açúcar. 38
- Figura 17: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (Sim, curvas contínuas) para o cerrado, todas em Wm^{-2} 39
- Figura 18: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para o cerrado. 39
- Figura 19: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (curvas contínuas) para Floresta Amazônica, todas em Wm^{-2} 41
- Figura 20: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a Floresta Amazônica. 41
- Figura 21: Comparação entre a irradiância solar global incidente (curva laranja), o saldo de radiação (curva preta), os fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e o fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com dados da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com observação (Sim, curvas contínuas) para a Mata Atlântica, todas em Wm^{-2} 43

- Figura 22: Fração evaporativa média mensal para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a Mata Atlântica.43
- Figura 23: Diagrama de dispersão entre os desvios da irradiância solar global incidente entre observação e reanálise (ΔK_i , eixo x) e a soma dos desvios entre os fluxos simulados com reanálise e observação ($\Delta H + \Delta LE + \Delta G$, eixo y), em Wm^{-2} , para as coberturas Floresta Amazônica, Cerrado, Cana-de-açúcar e Mata Atlântica. A curva preta contínua é a reta 1:1, enquanto as pontilhadas representam offsets de ± 15 e $\pm 30 Wm^{-2}$, respectivamente a partir da 1:1.45
- Figura 24: Média da irradiância solar global incidente, em Wm^{-2} , para os trimestres de Dezembro a Fevereiro (DJF), Março a Maio (MAM), Junho a Agosto (JJA) e Setembro a Novembro (SON), no período de 1995 a 2002.46
- Figura 25: Média da temperatura do ar, em K, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.48
- Figura 26: Média da precipitação acumulada, em mm, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.49
- Figura 27: Média do déficit de pressão de vapor, em hPa, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.50
- Figura 28: Média da velocidade do vento, em $m s^{-1}$, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.52
- Figura 29: Campos totais médios anuais, entre 1995 e 2002, para a) precipitação do CPC, em $mm ano^{-1}$; b) evapotranspiração simulada, em $mm ano^{-1}$; e c) escoamento total simulado, em $mm ano^{-1}$. A razão entre os campos b) e a) é mostrada em d).54
- Figura 30: Campos médios anuais, em $W m^{-2}$, para a) irradiância solar global incidente; b) saldo de radiação simulado (R_n); c) fluxo de calor latente simulado (LE); d) fluxo de calor sensível simulado; e e) fluxo de calor no solo simulado. A fração evaporativa ($LE R_n^{-1}$) é mostrada em f).56
- Figura 31: Diagrama de dispersão entre saldo de radiação simulado e irradiância solar global incidente da CFSR, ambos em Wm^{-2} , para as coberturas Floresta Amazônica (círculos pretos), Pastagem (círculos vermelhos), Cerrado (círculos azuis escuros), Caatinga (círculos verdes), Mata Atlântica (círculos amarelos) e Cana-de-açúcar (círculos azuis claros). A linha pontilhada preta representa a reta 1:1.57
- Figura 32: Campos médios sazonais, entre 1995 e 2002, da evapotranspiração simulada, em $mm dia^{-1}$, para os trimestres DJF (Dezembro-Janeiro-Fevereiro), MAM (Março-Abril-Maio), JJA (Junho-Julho-Agosto) e SON (Setembro-Outubro-Novembro).60

Figura 33: Componentes médias anuais da evapotranspiração: transpiração (a e b), evaporação da água interceptada (c e d) e evaporação da água livre no solo (e e f). Do lado esquerdo as componentes estão em mm dia^{-1} , e do lado direito estão normalizadas pela evapotranspiração total, em %..... 62

Figura 34: Componentes médias anuais da evapotranspiração, em mm dia^{-1} , divididas espacialmente por coberturas vegetais (Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrado, Caatinga, Pastagem e Cana-de-açúcar) e em um valor médio para o Brasil. Os círculos pretos representam a transpiração (Tra), os vermelhos a evaporação de água interceptada (Ein), e os azuis a evaporação de água do solo (Eso). As barras indicam o desvio padrão atribuído à média espacial..... 63

Figura 35: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paranapanema (posto de Rosana), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 64

Figura 36: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba (posto de São Simão), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 65

Figura 37: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Ilha dos Pombos), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 66

Figura 38: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Santa Branca), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 67

Figura 39: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Xingó), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 68

Figura 40: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio São Francisco (posto de Três Marias), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1..... 68

Figura 41: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia

do Rio Tocantins (posto de Estreito), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1. 69

Figura 42: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Tocantins (posto de Cana Brava), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1. 70

Figura 43: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Pelotas (posto de Barra Grande), entre 1995 e 2002. Lado superior esquerdo: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1. 71

Figura 44: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Uruguai (posto de Foz do Chapecó), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1. 71

Figura 45: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Xingú (posto de Belo Monte), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1. 72

Figura 46: Gráfico de dispersão do deflúvio mensal calculado (D_{CALC} , em mm mês^{-1}) pelo deflúvio mensal de referência (D_{ONS} , em mm mês^{-1}) para todas as sub-bacias discriminadas na Tabela 1. A linha contínua preta representa a reta 1:1. 73

Figura 47: a) Diagrama de dispersão entre o escoamento total calculado (eixo x) e a drenagem gravitacional (eixo y), ambos em mm mês^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1 e a linha pontilhada preta, a reta $y=0,8x$. b) Diagrama de dispersão entre o grau de saturação da umidade do solo da camada de recarga (eixo x) e a drenagem gravitacional (eixo y, em mm mês^{-1}). Ambos eixos em b são mostrados em escala logarítmica na base 10. Os diferentes símbolos e cores representam as bacias descritas na Tabela 1. 74

Figura 48: Diagrama de dispersão entre o deflúvio total anual calculado (D_{CALC} , em mm ano^{-1}) e o deflúvio total anual de referência (D_{ONS} , em mm ano^{-1}) para todas as sub-bacias discriminadas na Tabela 1. A reta contínua preta é a relação 1:1, enquanto as pontilhadas representam interceptos de ± 250 e $\pm 500 \text{ mm ano}^{-1}$, respectivamente a partir da 1:1. 75

Figura 49– Delimitação das bacias do Rio Uruguai (postos de Foz do Chapecó e Barra Grande), Rio Paranapanema (posto de Rosana), Rio Paraíba do Sul (postos de Santa Branca e Ilha dos Pombos), Rio Paraíba (posto São Simão), Rio São Francisco (postos de Três Marias e Xingó), Rio Tocantins (postos de Cana Brava e Estreito) e Rio Xingú (Belo Monte). O mapa de cobertura vegetal é mostrado ao fundo e a localização dos postos é indicada pelos círculos brancos. Para cada posto são informadas a precipitação média mensal do CPC (em

barras), o deflúvio médio mensal calculado (linha contínua vermelha) e de referência da ONS (linha contínua preta), e a evapotranspiração média mensal simulada (linha contínua verde), todos em mm mês^{-1} , para o período de 1995 a 2002. 77

Figura 50: Raiz do erro quadrático médio, em mm mês^{-1} , entre o ciclo anual médio do deflúvio calculado em relação à referência da ONS, para as sub-bacias descritas na Tabela 1. 78

Figura 51: Diagrama de dispersão entre a precipitação do CPC (P_{CPC}) e a precipitação observada (P_{OBS}), representadas por círculos pretos, e entre o deflúvio calculado pelo modelo SiB2-Reg (D_{CALC}) e o deflúvio observado (D_{OBS}), representados por círculos azuis, todos em mm ano^{-1} . A reta 1:1 é indicada pela linha contínua preta. 79

Figura 52: Diagramas de dispersão entre a) precipitação do CPC e observada, b) evapotranspiração calculada e observada e c) deflúvio calculado e observado, em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1. Os nomes das UGRHIs aparecem abreviados junto aos pontos e podem ser identificados na figura d. 80

Figura 53: Ciclo anual médio do grau de saturação da umidade do solo para a) camada de raízes (W2) e b) camada de recarga (W3) para as UGRHIs do estado de São Paulo. 81

Figura 54: Mapa da diferença entre cobertura vegetal atual e nativa estabelecida em duas classes: alterada (marrom) e inalterada (amarelo). As linhas contínuas pretas delimitam as bacias, cujo rio principal é identificado em azul claro, e os círculos brancos representam a localização dos exutórios (postos de medida). Cada posto é identificado pelo número próximo a ele. Abaixo, a tabela mostra a evapotranspiração e o deflúvio anuais (em mm ano^{-1}) para os experimentos controle e cenário, além da diferença percentual entre eles. As diferenças são indicadas no mapa pelo tamanho das flechas: grandes para diferenças acima de 20%, médias para diferenças entre 10 e 20% e pequenas para diferenças de até 10%. Flechas azuis e verdes indicam diferenças positivas e flechas vermelhas e marrons indicam diferenças negativas, para deflúvio e evapotranspiração, respectivamente. 84

Figura 55: Diagrama de dispersão entre transpiração (T_{ra} , círculos pretos), evaporação de água interceptada pelo dossel (E_{in} , círculos vermelhos) e evaporação de água no solo (E_{so} , círculos azuis) nos experimentos controle (eixo x) e cenário (eixo y), em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1. 86

Figura 56: Diagrama de dispersão entre escoamento superficial (D_{SUP} , círculos vermelhos) e fluxo de recarga para o aquífero (D_{GRA} , círculos azuis) nos experimentos controle (eixo x) e cenário (eixo y), em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1. São destacados os pontos dos postos Rosana, Barra Grande (BGde) e Foz do Chapecó (FCh). 86

Figura 57: a) Diagrama de dispersão entre o grau de saturação da umidade do solo da camada de raízes (W2) do experimento controle (eixo x) em relação ao experimento cenário (eixo y), para as bacias descritas na Tabela 1. b) Idem para a camada de recarga. As linhas contínuas pretas representam a reta 1:1 em a e b. 87

Figura 58: Médias dos totais anuais entre 2005 e 2009 para a) evapotranspiração, e b) deflúvio, ambos em mm ano^{-1} , para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na

temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total média anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média anual (linha contínua preta, em K) do caso controle.88

Figura 59: Total anual no ano de 1995 da a) evapotranspiração, e do b) deflúvio, ambos em mm ano⁻¹, para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média (linha contínua preta, em K) do ano de 1995 para o caso controle.91

Figura 60: Total anual no ano de 2002 da a) evapotranspiração, e do b) deflúvio, ambos em mm ano⁻¹, para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média (linha contínua preta, em K) do ano de 2002 para o caso controle.92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Postos de aproveitamento da ONS utilizados com informações referentes à bacia, ao rio principal, às áreas de drenagem (AD, em km ²) real e simulada (sim) e à diferença relativa (D, em %) entre elas:	8
Tabela 2: Descrição geral dos sítios com precipitação horária utilizados neste trabalho.....	12
Tabela 3: Variáveis meteorológicas de entrada do modelo SiB2.....	16
Tabela 4: Fluxos de calor sensível, calor latente e CO ₂ , divididos por componentes, calculados em trajetórias especificadas com diferenças de potencial e resistências específicas. Fonte: Sellers et al., (1996).....	21
Tabela 5: Potencial de saturação de água no solo ψ_s (m), condutividade hidráulica de saturação K_s (m/s), parâmetro da curva de retenção de umidade do solo B e a porosidade θS para algumas unidades de mapeamento de solo do Mapa Digital de Solos do Mundo da FAO-UNESCO.	28

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos e metas específicas	6
2. MATERIAIS E MÉTODOS	7
2.1. Fontes de dados	7
2.1.1. Reanálise	7
2.1.2. Precipitação do CPC	7
2.1.3. Vazões Naturais da ONS	8
2.1.4. Balanço hídrico para o estado de São Paulo	10
2.2. O método de desagregação da precipitação	11
2.3. O modelo SiB2.....	16
2.3.1. Forçantes atmosféricas	16
2.3.2. Equações prognósticas.....	17
2.3.3. Estrutura vertical.....	19
2.3.4. Transferência radiativa	22
2.3.5. Transferência de <i>momentum</i>	23
2.3.6. Difusão de água no solo	24
2.4. O modelo SiB2-Reg.....	25
2.4.1. Solo.....	26
2.4.2. Vegetação	29
2.5. Descrição dos sítios experimentais	30
2.5.1. Caatinga	30
2.5.2. Cana	31
2.5.3. Cerrado	31
2.5.4. Floresta Amazônica	31
2.5.5. Mata Atlântica	32
2.6. Simulações com cenários.....	32
2.6.1. Cenário de perturbações no clima	32
2.6.2. Cenário de alteração da cobertura vegetal	32
3. RESULTADOS	34
3.1. Desempenho do modelo SiB2-Reg na representação sazonal dos fluxos de energia	34

3.1.1.	Caatinga	34
3.1.2.	Cana-de-Açúcar	36
3.1.3.	Cerrado	38
3.1.4.	Floresta Amazônica	40
3.1.5.	Mata Atlântica	42
3.2.	Variabilidade sazonal das forçantes atmosféricas	46
3.3.	Balancos anuais de água e energia	53
3.3.1.	Balanco de água	53
3.3.2.	Balanco de energia anual	55
3.4.	Evapotranspiração	59
3.4.1.	Variabilidade média sazonal da evapotranspiração	59
3.4.2.	Componentes da evapotranspiração	61
3.5.	Deflúvio.....	64
3.5.1.	Comparação entre deflúvios médios mensais calculado e observado	64
3.5.2.	Comparação entre deflúvios totais anuais calculado e observado.....	75
3.6.	Balanco de água por bacia	76
3.7.	Balanco de água no estado de São Paulo	79
3.8.	Cenários de simulação.....	83
3.8.1.	Cenário com cobertura vegetal nativa	83
3.8.2.	Cenário de Perturbações do clima para o estado de SP	87
4.	CONCLUSÕES.....	93
5.	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	96
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
	APÊNDICE A	104

1. INTRODUÇÃO

Desde o estabelecimento de civilizações antigas ao longo das margens dos rios, e da subsequente preocupação com a disponibilidade de água para abastecimento, hidroeletricidade, navegação, pesca, lazer, agricultura e mesmo para se adaptar aos eventos extremos máximos com represamento para regulação das cheias, o homem se preocupa em monitorar e prever o ciclo da água superficial (Miralles, 2011c). O monitoramento do escoamento do Rio Nilo, por exemplo, data do século 38 a.C., e os primeiros pluviômetros datam do século 24 a.C., na Índia (Hubbart, 2005, *apud* Miralles, 2011c, p.2).

O vapor d'água é constantemente adicionado e removido da atmosfera a partir de uma série contínua de processos que ocorrem simultaneamente, e, como em todo ciclo, sem começo e fim bem estabelecidos (Aguado & Burt, 2010). O ciclo hidrológico superficial é um processo no qual a água intercambia entre a superfície terrestre e a atmosfera (Figura 1). Em superfícies vegetadas, a precipitação (P) geralmente alcança o solo passando diretamente pelas aberturas entre as folhas do dossel da vegetação e por gotas que respingam das folhas (precipitação interna, P_i), e pelo escoamento de água pelos troncos, enquanto o restante interceptado pela vegetação disponível é perdido por evaporação (E_i). Esta água que atinge a superfície do solo inicialmente infiltra-se (I) pela rede de poros das camadas mais superficiais, com seu progressivo umedecimento e diminuição da capacidade de infiltração, até que esta seja superada pela intensidade da precipitação, quando a partir de então o excesso de água que não se infiltra gera uma lâmina de água que irá escoar superficialmente (R_s) (Bonan, 2002). A umidade no interior do solo é drenada quase verticalmente por ação da gravidade, principalmente nos macroporos, e redistribui-se espacialmente por ação de tensões matriciais capilares, em especial na microporosidade (W). A água livre em pequenas lâminas (poças) ou grandes extensões (inundações) e a água nos primeiros centímetros do solo estão sujeitas à evaporação direta, chamada de evaporação do solo (E_s). Há uma fração de água no solo que é transportada das raízes às folhas, onde evapora e retorna à atmosfera na fase gasosa pela abertura estomática, via processo de transpiração (E_t). A porção não utilizável pelas raízes refere-se à umidade armazenada nos microporos (ΔW), na região não saturada do solo, com um tensão matricial superior à capacidade de extração radicular. Em especial nos eventos de precipitação e expressiva drenagem vertical, a água percola para camadas mais profundas até chegar à uma zona saturada, onde irá recarregar as regiões do aquífero que provêm o escoamento básico dos rios (D). Ainda nos eventos intensos de precipitação, o escoamento

superficial busca as cotas mais baixas por gravidade e converge para a rede fluvial de canais, rios, que por sua vez destinam-se ao oceano. Todos processos descritos caracterizam um ciclo hidrológico simplificado (Figura 1) comumente utilizado para representar a transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera.

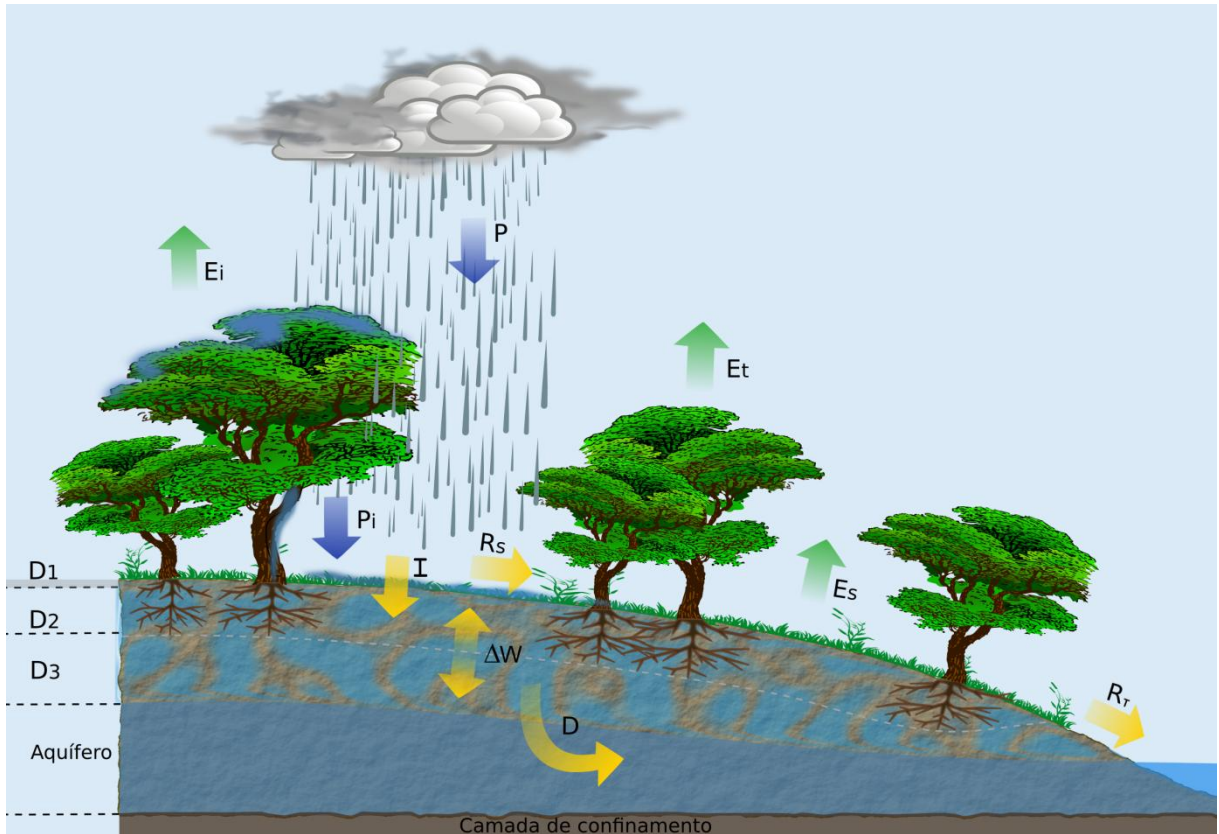


Figura 1: Processos hidrológicos de transferência de água no sistema solo-planta-atmosfera.

Estimativas do balanço hídrico superficial

A dificuldade de se separar a transpiração vegetal da evaporação proveniente tanto da água livre no solo, quanto da interceptação vegetal, nas estimativas do fluxo de água para a atmosfera tornou conveniente a junção das componentes em um único termo: a evapotranspiração (Brutsaert, 1982). Dirmeyer *et al.* (2006) estimaram, por meio de uma análise de multi-modelos, que a transpiração continental média global representa $\approx 48\%$ da evapotranspiração, enquanto que a evaporação de água livre no solo e de água interceptada pelo dossel representam, respectivamente, $\approx 36\%$ e $\approx 16\%$. Regionalmente, entretanto, o controle exercido pela vegetação na partição da evapotranspiração é variável: a evaporação do

solo tem papel dominante em regiões áridas e semi-áridas (Lawrence *et al.*, 2007) e nas culturas em estágios iniciais (Kool *et al.*, 2014), enquanto nas regiões florestadas, como a Amazônia, domina a transpiração, embora a interceptação possa atingir até 33% do total (Lawrence *et al.*, 2007). Em contrapartida, Jasechko *et al.* (2013) sugeriram estimar a fração de transpiração a partir de isótopos de oxigênio e de hidrogênio, e apontaram que a transpiração é muito superior aos resultados sugeridos por modelos, situados de 20 a 65%, representando, na verdade, de 80 a 90% da evapotranspiração continental global.

A evapotranspiração continental depende de uma série de controles, tanto atmosféricos, como o saldo de radiação, a temperatura e a umidade do ar, e a velocidade do vento, como do tipo de solo, do armazenamento de água no solo, e do tipo de cobertura vegetal (Bonan, 2002).

A superfície terrestre influencia o sistema climático atuando como fonte ou sumidor de entalpia e umidade, através dos fluxos de calor sensível e latente, e como sumidor de *momentum* (Viterbo, 2002). A evapotranspiração, em particular, é a principal variável que acopla os compartimentos superfície e atmosfera e que conecta os ciclos naturais de energia, água e carbono (Teuling *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010; Vinukollu *et al.*, 2011). A modificação da razão entre os fluxos de calor latente e calor sensível na superfície pode influenciar o tempo e o clima (Dolman e de Jeu, 2010). No balanço de água global estima-se que do total precipitado sobre o continente, 59% retorna para a atmosfera como evapotranspiração e o restante escoar para os rios, sendo 34% superficialmente e 66% subsuperficialmente (Oki & Kanae, 2006). Em regiões áridas, a evapotranspiração representa até 95% do balanço hídrico anual (Wilcox *et al.*, 2003).

Diversos produtos foram desenvolvidos nos últimos anos para estimar a evapotranspiração real em escala global: reanálises, modelos baseados em sensoriamento remoto, *upscaling* de observações pontuais, resíduo do balanço hídrico, modelos empíricos, modelos de superfície *online* e *offline* (Jiménez *et al.*, 2011; Miralles *et al.*, 2011a; Mueller *et al.*, 2011). Entretanto, cada método necessita de calibração e validação para cada domínio espacial, período de tempo e objeto de estudo, e podem depender de instrumentação específica, dados biométricos e hidrológicos auxiliares, que são escassos e dispendiosos. Jiménez *et al.* (2011) compararam o fluxo de calor latente global estimado por diferentes fontes e encontraram incertezas de $\approx 45\%$ no valor médio anual.

Os modelos de superfície de parametrização do sistema solo-vegetação foram desenvolvidos para estimar as trocas de energia, calor e *momentum* entre a superfície e a atmosfera pontualmente, e nos modelos de circulação atmosférica (Sellers *et al.*, 1997), os

quais tem um papel importante em escalonar as medidas locais (como em torres micrometeorológicas) para regiões maiores, além de serem ferramentas para testar hipóteses de funcionamento nos ecossistemas (Gonçalves *et al.*, 2013). Para o estado de São Paulo, Martins (2011) fez uma estimativa da climatologia da evapotranspiração regional com o modelo de superfície regional SiB2-Reg, e encontrou uma média anual de $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$ entre 1979 e 2009. O desempenho de modelos desta modalidade depende da calibração dos parâmetros para específicos tipos de cobertura vegetal, como por exemplo, reportado em Llopart (2009) para a floresta amazônica.

da Rocha *et al.* (2010) revisaram as estimativas de evapotranspiração na Amazônia com medidas de fluxo atmosféricos turbulentos, Modelos de Circulação Geral (MCGs) e modelos simples de balanço de energia, encontrando estimativas nos modelos de $3,9 \pm 0,7 \text{ mm dia}^{-1}$, e de $\approx 4,3 \text{ mm dia}^{-1}$ na reanálise, ambos valores superestimados com relação às medidas de campo de $\approx 3,5 \text{ mm dia}^{-1}$.

No ciclo hidrológico superficial, as medidas de vazão de rios representam a fonte mais acurada de dados (Fekete *et al.*, 2002) e são amplamente utilizadas (Teuling *et al.*, 2009; Zhang *et al.*, 2010; Miralles *et al.*, 2011b; Vinukollu *et al.*, 2011) para calibração de modelos hidrológicos. A boa simulação do escoamento total de água em um modelo distribuído espacialmente é importante, pois integra a contribuição dos processos em escalas espaciais grandes (Arora *et al.*, 2000).

Perturbações do ciclo hidrológico

Dentre os principais promotores de alteração no regime do balanço hídrico superficial em escala regional, destacam-se as mudanças de uso da terra, e as variações climáticas de longo prazo como em especial os efeitos esperados das mudanças climáticas globais.

Para o fenômeno do aquecimento global espera-se uma resposta de intensificação do ciclo hidrológico, em especial da evapotranspiração (Huntington, 2006). Jung *et al.* (2010) analisaram retrospectivas nas últimas décadas e reportaram um aumento da evapotranspiração global continental no período de 1982 a 1998, mas notaram mais além uma reversão desta tendência, entre 1998 e 2008, quando a evapotranspiração reduziu-se concomitantemente com a redução da umidade do solo em algumas regiões do globo. A intensificação do ciclo hidrológico envolve a ocorrência dos extremos hidrometeorológicos, como as tempestades severas e inundações, e adicionalmente as estiagens prolongadas em conjunção com períodos

de elevação da temperatura. Um exemplo deste último extremo deu-se na região Sudeste no trimestre chuvoso Dezembro 2013 - Fevereiro 2014, em que a chuva ficou abaixo de 50% da média e a temperatura máxima bateu os recordes históricos, promovendo uma escassez sem precedentes no sistema de abastecimento do sistema Cantareira. Neste extremo hidrometeorológico em particular, ocorre *a priori* o aumento da evapotranspiração pelo aquecimento e a redução da chuva que devem em conjunto reduzir a vazão. No ínterim deste processo, a queda da umidade do solo pode retroalimentar negativamente a evapotranspiração (e assim não penalizar a queda da vazão), em uma condição que não é simples estimar como e em que condições isso se manifestaria. Para investigar como são as respostas dos dois controles (aquecimento do ar e redução da chuva) para o regime de evapotranspiração e vazão, em separado e em conjunto, os modelos de superfície são das mais adequadas ferramentas. Em escala global, Matera *et al.* (2009) estimam que uma flutuação de 1% na forçante precipitação contribui para uma mudança de 2,3% na vazão simulada. Em escala regional os processos desta natureza podem ser melhor entendidos com uma modelagem com condições de contorno e forçantes mais bem resolvidas espacialmente.

Para as mudanças do uso da terra no Brasil como controlador do regime hidrológico superficial, destacam-se nas últimas décadas a conversão das coberturas nativas em regiões agrícolas e de pecuária, e dos monocultivos de cana-de-açúcar, soja e milho, embora os últimos ocorram principalmente em regiões cobertas por pastagem (Lapola *et al.*, 2014). Tatsch (2012) fez uma revisão da literatura sobre os impactos da mudança de cobertura vegetal na vazão dos rios, destacando a queda da vazão média com o plantio de florestas plantadas (em especial o eucalipto), e o aumento da vazão média e eventos de vazão máxima por resultado de desflorestamento de florestas nativas e conversão em áreas agrícolas, baseado em poucos estudos pontuais. Costa *et al.* (2003) avaliaram a vazão da bacia do Rio Tocantins entre 1949 e 1998, e verificaram um aumento na vazão média anual em 24%, concorrente com o desmatamento em escala regional nos cerrados de Goiás.

Martins (2011) estimou a diminuição de $\approx 20\%$ da evapotranspiração regional média anual do estado de SP no cenário atual, em relação ao cenário de vegetação nativa antes da colonização, que se deu devido à grande substituição de florestas nativas por gramíneas.

Desta forma, dada a escassez de trabalhos que estimam a evapotranspiração regional para o Brasil, e o crescente interesse na compreensão do ciclo hidrológico e na possível modificação do regime hídrico superficial em contextos de mudanças climáticas e/ou das mudanças de uso da terra, faz-se premente uma investigação orientada a sinalizar as possíveis respostas para estas questões.

1.1 Objetivos e metas específicas

O objetivo deste trabalho é calcular o balanço hídrico superficial no domínio de todo Brasil com um modelo solo-vegetação em escala regional (SiB2-Reg), para se estimar os padrões médios regionais das componentes do balanço de água (evapotranspiração, umidade do solo e escoamento hidrológico), e testar a sensibilidade destes componentes às perturbações de (i) mudanças na cobertura vegetal e (ii) variações de temperatura do ar e de precipitação com ênfase nos padrões de veranicos, por meio da variabilidade simulada do modelo.

Para tanto, são estabelecidas as seguintes metas específicas:

- (i) Implementar o *Simple Biosphere Model* (SiB2) computacionalmente em um Modelo da Biosfera Regional (SiB2-Reg), em todo o domínio territorial brasileiro;
- (ii) Calibrar o modelo para várias coberturas vegetais com dados de fluxos atmosféricos de energia observados no campo, e com medidas de vazão observadas em grandes bacias brasileiras e nas sub-bacias do estado de São Paulo;
- (iii) Estimar no período de 1995 a 2002 os padrões médios regionais das componentes do balanço de água (evapotranspiração e escoamento hidrológico);
- (iv) Discutir a partição dos processos de evapotranspiração (transpiração, interceptação e evaporação do solo) e os controles atmosféricos da evapotranspiração pelas variáveis atmosféricas de energia, temperatura do ar, umidade do ar e precipitação.
- (v) Testar a sensibilidade da evapotranspiração e do escoamento hidrológico simulado sob dois tipos de perturbações: a) mudanças na cobertura vegetal, em regiões específicas do Brasil; e b) de variações de temperatura do ar (aquecimento) e redução da precipitação, em alusão aos padrões de veranicos.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Fontes de dados

2.1.1. Reanálise

As forçantes meteorológicas utilizadas neste trabalho são da terceira geração de reanálises do NCEP, a Reanálise do Sistema de Previsão Climática (*Climate Forecast System Reanalysis*, CFSR) (Saha *et al.*, 2010). As principais novidades quanto às reanálises anteriores são: a) o acoplamento com o oceano na geração dos campos iniciais ("guess field") de 6 horas; b) um modelo interativo de gelo marinho; e c) a assimilação de radiâncias de satélites para todo o período, além de maior resolução horizontal e vertical, melhorias no sistema de assimilação de dados e uso de concentrações prescritas de CO₂ variando no tempo (Saha *et al.*, 2010). O período disponível é composto por 31 anos de dados, 1979 a 2009. A resolução horizontal é de ~38 km, e a resolução temporal é horária, de forma que apenas os campos de 0, 6, 12 e 18Z são análises, e os outros horários são previsões de modelo (Saha *et al.*, 2010).

Neste trabalho são utilizadas as variáveis: temperatura do ar (*tmp2m*) e umidade específica (*q2m*) a 2 metros de altura, irradiância solar global incidente em superfície (*dswsfc*), componentes zonal e meridional do vento a 10 metros de altura (*wnd10m*) e pressão em superfície (*pressfc*). O período utilizado foi de 1995 a 2002 para simulações no domínio nacional, e de 1995 a 2009 para as simulações no estado de São Paulo.

Os dados são contínuos e interpolados bilinearmente para um espaçamento de grade de 0.25° x 0.25° através da função *regrid2* (disponível em <http://ruc.noaa.gov/fiorino/grads/re2.txt>) do software GrADS (*Grid Analysis and Display System*).

2.1.2. Precipitação do CPC

A precipitação do Centro de Previsão Climática (*Climate Prediction Center*, CPC) da NOAA consiste de uma série de precipitação diária observada para todo o globo (Chen *et al.* 2008), e interpolada por um método de análise objetiva desenvolvido por Xie *et al.* 2007. A série temporal compreende os anos de 1979 e 2010 e tem resolução espacial de 0.5° x 0.5°, construída a partir de mais de 30000 estações. O desempenho do produto é tão melhor quanto maior a quantidade de estações por ponto de grade consideradas no processo de interpolação.

Analogamente aos dados da CFSR, a precipitação do CPC é interpolada para satisfazer o espaçamento de grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, e é, então, desagregada em passo horário (ver Seção 2.2 para maiores detalhes). O período utilizado para a simulação é o mesmo da reanálise.

2.1.3. Vazões Naturais da ONS

As séries históricas de vazões naturais mensais e diárias do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) são de longo período (maior que 30 anos), e estão distribuídas em locais de aproveitamentos hidroelétricos em operação, cobrindo grande parte do território nacional. A vazão natural é aquela que ocorreria em uma seção do rio, sem ações antrópicas na sua área de drenagem, tais como desvios de água, irrigação, evaporações em reservatórios, entre outras (ONS, 2013). É, portanto, uma opção adequada para a comparação com o escoamento total calculado pelo modelo SiB2-Reg, uma vez que o mesmo não considera processos antrópicos na sua formulação.

Os postos de aproveitamento utilizados neste trabalho foram escolhidos para representar algumas das principais bacias hidrográficas do Brasil: Amazônica, Paraná, Uruguai, Paraíba do Sul, Tocantins-Araguaia e São Francisco, e foram escolhidos de acordo com a disponibilidade, e, quando possível, em mais de uma região fisiográfica da bacia (Alto Rio e Baixo Rio). Os postos utilizados e informações quanto à bacia, rio principal e as áreas de drenagem real e simulada (com resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$) são encontradas na Tabela 1, e a localização dos postos com suas respectivas áreas de drenagem são mostradas na Figura 2.

Tabela 1: Postos de aproveitamento da ONS utilizados com informações referentes à bacia, ao rio principal, às áreas de drenagem (AD, em km^2) real e simulada (sim) e à diferença relativa (D, em %) entre elas:

ID	Posto de Aproveitamento	Bacia	Rio	AD real (km^2)	AD sim (km^2)	D (%)
1	Xingó	São Francisco	São Francisco	608700	466875	-23
2	Ilha dos Pombos	Paraíba do Sul	Paraíba do Sul	34300	22500	-34
3	Belo Monte	Xingú	Xingú	482000	396875	-18
4	Santa Branca	Paraíba do Sul	Paraitinga	4920	4375	-11
5	Três Marias	São Francisco	São Francisco	50651	43125	-15
6	Barra Grande	Uruguai	Pelotas	12200	10625	-13
7	Cana Brava	Tocantins	Tocantins	57800	46875	-19
8	Foz do Chapecó	Uruguai	Uruguai	53000	38125	-28
9	Estreito	Tocantins	Tocantins	287800	187500	-35
10	São Simão	Paranaíba	Paranaíba	171000	148750	-13
11	Rosana	Paranapanema	Paranapanema	100799	88125	-13

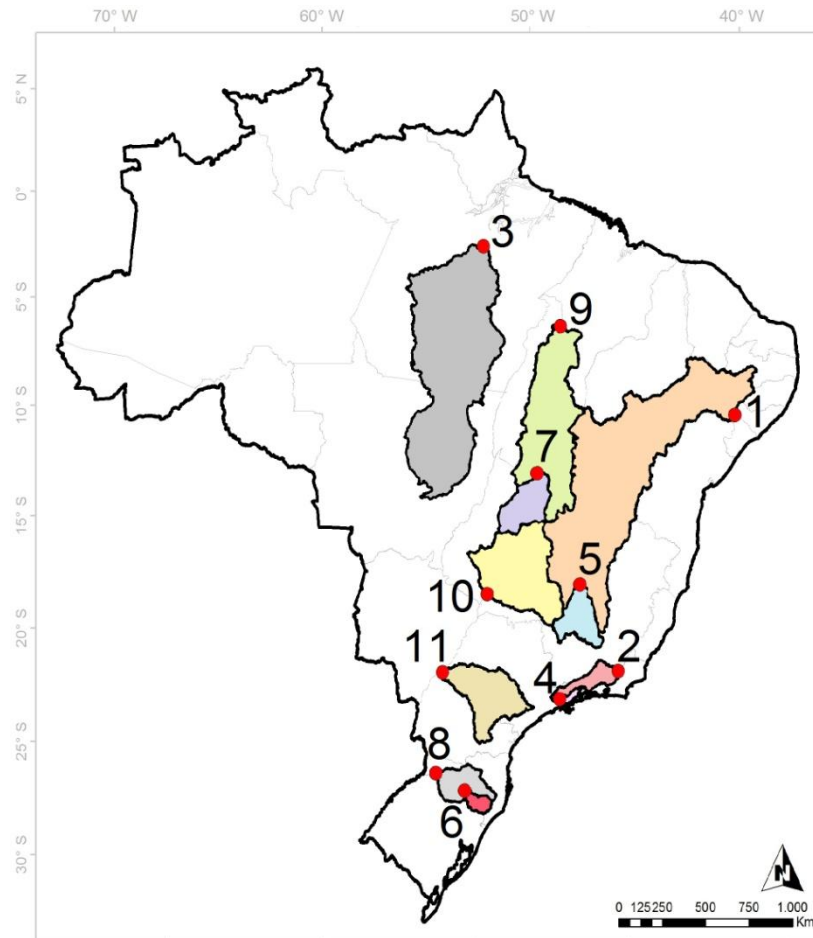


Figura 2: Localização dos postos (círculos vermelhos) e delimitação da área de drenagem para cada posto (linha contínua preta). Os postos são identificados pelos números próximos a eles, referentes à coluna ID da Tabela 1.

Para delimitação das bacias, foi utilizado o Modelo Digital de Terreno (MDT) da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), produto que informa a altimetria global com resolução de 90 metros. Os dados são creditados ao Projeto Brasil em Relevo da Empresa Monitoramento por Satélite (Miranda, 2005). Com o auxílio do software de SIG (Sistema de Informações Geográficas) ArcGis, o MDT dá origem a uma rede de drenagem com as direções de fluxo, e com a localização (lat-lon) dos postos de aproveitamento, é possível delimitar a área a montante dos postos, que representam os exutórios das bacias formadas.

É importante notar que, no caso de bacias com representação de dois postos, a área de drenagem do Baixo Rio inclui a área do Alto Rio. Por exemplo, para o posto 1, a área de drenagem é representada pela área alaranjada e também pela azulada, do posto 5. O mesmo acontece para os postos 6 e 8, 2 e 4 e 7 e 9.

2.1.4. Balanço hídrico para o estado de São Paulo

O balanço hídrico para o Estado de São Paulo é retirado do Relatório Síntese do Plano Estadual de Recursos Hídricos 2004/2007 (disponível em <http://www.sigrh.sp.gov.br>) para cada uma das 22 Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHs), representadas na Figura 3. O método de regionalizar os dados hidrológicos foi desenvolvido pelo DAEE considerando totais anuais precipitados em 444 postos pluviométricos, descargas mensais observadas em 219 estações pluviométricas e vazões diárias de 88 postos.



Figura 3: Mapa das Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHs) do estado de São Paulo, divididas em Bacias ou Regiões Hidrográficas. Retirado e adaptado do Relatório de Situação dos Recursos Hídricos no Estado de São Paulo (2011).

2.2. O método de desagregação da precipitação

A precipitação do CPC foi estabelecida como uma série de valores acumulados diários, enquanto o modelo SiB2-Reg necessita de prescrição horária de todas as forçantes atmosféricas (descritas na seção 2.3.1) para desempenhar a simulação. Desta forma, fez-se necessária a utilização de um método desagregador de precipitação diária em precipitação horária.

O método empregado neste trabalho teve como base 15 torres micrometeorológicas distribuídas pelo Brasil (com medidas horárias de precipitação), coletadas por estações automáticas instaladas acima do dossel de cada ecossistema (ver Figura 4 e Tabela 2).

Este método foi desenvolvido por Jonatan Tatsch (não publicado, comunicação pessoal) e gentilmente cedido para uso neste trabalho.

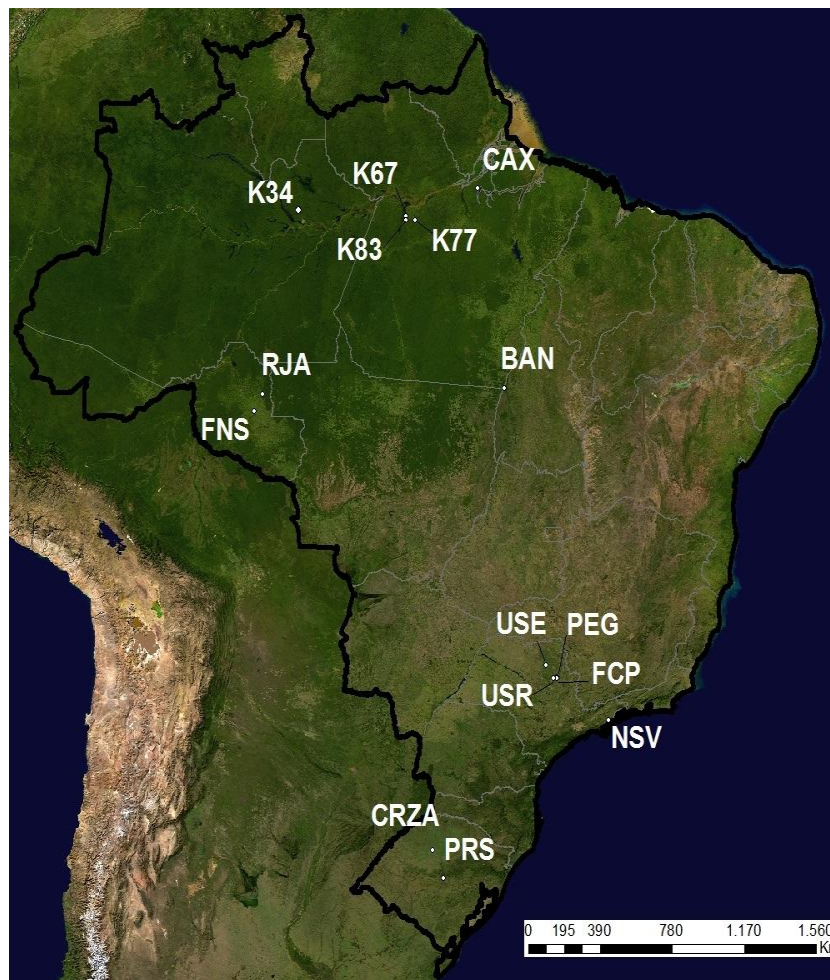


Figura 4: Localização dos sítios experimentais distribuídos no Brasil com medidas de precipitação horária (pontos brancos com a sigla): BAN, CAX, CRZA, FCP, FNS, K34, K67, K77, K83, NSV, PDG, PRS, RJA, USR (ver Tabela 2 para identificar a torre).

Tabela 2: Descrição geral dos sítios com precipitação horária utilizados neste trabalho.

Sítio	LAT	LON	Local	Cobertura Vegetal	Período
BAN	-09,82	-50,16	Ilha do Bananal, Pium, TO	Floresta inundável	Jan-2004 Dez-2009
CAX	-01,72	-51,46	Bragantina, Belém, PA	Floresta tropical	Abr-1999 Jul-2003
CRZA	-28,60	-53,68	Cruz Alta, RS	Culturas agrícolas	Nov-2008 Dec-2009
FCP	-21,58	-47,60	Santa Rita do Passa Quatro, SP	Eucalipto	Mar-2006 Set-2009
FNS	-10,76	-62,36	Fazendo Nossa Senhora, RO	Pastagem	Jan-1999 Dez-2001
K34	-02,61	-60,21	Manaus, AM	Floresta tropical	Jan-2000 Dez-2005
K67	-02,86	-54,96	Santarém, PA	Floresta tropical	Jan-2002 Dez-2004
K77	-03,01	-54,54	Santarém, PA	Rotação de culturas	Jan-2001 Nov-2005
K83	-03,02	-54,97	Santarém, PA	Floresta tropical	Dez-2000 Dez-2003
NSV	-23,33	-45,09	São Luiz do Paraitinga, SP	Mata Atlântica	Dez-2008 Dez-2009
PDG	-21,62	-47,63	Santa Rita do Passa Quatro, SP	Cerrado	Jan-2001 Dez-2009
PRS	-29,74	-53,15	Paraíso do Sul, RS	Arroz irrigado	Jul-2003 Jul-2004
RJA	-10,08	-61,93	Ji-Paraná, RO	Floresta tropical e Terra Firme	Jan-2000 Dez-2002
USR	-21,63	-47,79	Usina Santa Rita, Luiz Antonio, SP	Cana-de-açúcar	Mar-2005 Set-2008

Os sítios de BAN, CAX, FNS, K34, K67, K77, K83, RJA e PDG foram operados pelo Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). CRZA e PRS foram retiradas da rede SULFLUX. FCP, USR e NSV estão sob os cuidados do Laboratório de Clima e Biosfera da USP.

O algoritmo, em suma, divide as precipitações em classes, e determina pesos horários que ponderam a contribuição de cada hora no valor acumulado total do evento e a probabilidade da precipitação ocorrer nesta mesma hora. O algoritmo pode ser descrito nas seguintes etapas:

1. Divide-se os eventos precipitantes em classes referentes ao acumulado total de cada evento, por exemplo, uma classe em que o evento acumulou entre 5 a 10 mm de precipitação;

2. Acumulam-se todos os eventos de uma mesma classe em um valor total:

$$\left[P_{total} = \sum_{i=1}^n P_i \right]^{classe} \quad (1)$$

Onde i é cada um dos n eventos com precipitação dentro da classe em questão;

3. Para cada evento, encontra-se o horário de máxima precipitação e define-se as restantes como horas relativas h_{rel} com relação ao máximo ($h_{rel} = 0$). Por exemplo, uma hora antes da precipitação máxima do evento tem $h_{rel} = -1$, enquanto três horas depois da precipitação máxima tem $h_{rel} = 3$;
4. Acumulam-se todos os eventos de uma mesma classe com relação a cada uma das horas relativas, de forma análoga ao item 2:

$$P_{total}^{h_{rel}} = \sum_{i=1}^n P_i^{h_{rel}} \quad (2)$$

Onde $P_i^{h_{rel}}$ é a precipitação horária que ocorreu em uma dada hora relativa para cada um dos n eventos da classe em questão;

5. Calcula-se a razão entre a precipitação total ocorrida em cada hora relativa (item 4) pela soma da precipitação acumulada em todos os eventos (item 2), de uma mesma classe:

$$\left[r_{h_{rel}} = \frac{P_{total}^{h_{rel}}}{P_{total}} \times 100 \right]^{classe} \quad (3)$$

Esta razão (%) pode ser interpretada como o peso de cada hora relativa no valor total de precipitação dentro de dada classe;

6. Multiplica-se a frequência de ocorrência de precipitação em cada h_{rel} da classe, $\Pr(P_{h_{rel}} > 0)$, pela razão $r_{h_{rel}}$ (item 5):

$$\left[prob_{h_{rel}} = r_{h_{rel}} \times \Pr(P_{h_{rel}} > 0) \right]^{classe} \quad (4)$$

7. Acumulam-se os produtos $prob_{h_{rel}}$ para todas as horas relativas, ou seja, desde a hora relativa mínima ($h_{rel\min}$) até a máxima ($h_{rel\max}$):

$$\left[prob_{total} = \sum_{i=h_{rel\min}}^{h_{rel\max}} prob_{h_{rel}} \right]^{classe} \quad (5)$$

8. Finalmente, a parcela de precipitação a ocorrer em cada hora relativa, para cada classe de precipitação acumulada, é a razão entre os itens 6 e 7:

$$\left[\Pr_{r_{h_{rel}}} = \frac{probr_{h_{rel}}}{prob_{total}} \right]^{classe} \quad (6)$$

Neste trabalho, as precipitações de todas as quinze estações automáticas são integradas no algoritmo.

Para a desagregação da precipitação do CPC, os acumulados diários (em mm dia⁻¹) representam os eventos precipitantes, e foram divididos em oito classes (intervalos): [0;5], (5;10], (10;15], (15;20], (20;25], (25;60], (60;120] e (120;265]. O uso da hora relativa engloba eventos precipitantes de diferentes períodos do dia em um mesmo padrão de variabilidade. Entretanto, ao aplicar o algoritmo para os dados do CPC é preciso definir a $h_{rel} = 0$. A hora do dia de ocorrência da máxima precipitação varia espacialmente no Brasil, pois depende de uma série de fatores, que incluem a atuação de diferentes sistemas sinóticos, de mesoescala e de escala local atuantes, intrínsecos de cada região. Em regiões tropicais e subtropicais verificam-se máximos diurnos (entre 1500 e 1800 Z) e noturnos (0600 Z nos trópicos e 0000 Z nos sub-trópicos) no ciclo diurno da precipitação, enquanto a região Sul apresenta padrão distinto, com máximos às 2100 e às 1200 Z (da Rocha et al., 2009b). Neste trabalho, a hora de máxima precipitação foi definida considerando-se o período de máxima temperatura (maior atividade convectiva), que foi generalizada para as 15:00 (hora local) para todas as regiões do Brasil.

Os pesos horários (Figura 5) destacam a $h_{rel} = 0$, com expressiva queda nas horas relativas que se sucedem e queda ainda maior nas que a antecedem. De forma geral, os eventos com menores acumulados de precipitação estão mais restritos à $h_{rel} = 0$, com pesos de ~75%, enquanto os acumulados maiores têm ~50% dos pesos na $h_{rel} = 0$ e contribuição um pouco mais significativa das horas relativas restantes.

O método é simples, de rápida e fácil aplicação, embora possua algumas limitações, como por exemplo: as estações automáticas são escassas e não cobrem algumas regiões (Centro-Oeste e Nordeste do Brasil), as séries têm poucos anos de duração, os acumulados diários podem incluir mais de um evento precipitante, e, além disso, as chuvas convectivas e estratiformes com mesmo valor acumulado são desagregadas da mesma forma.

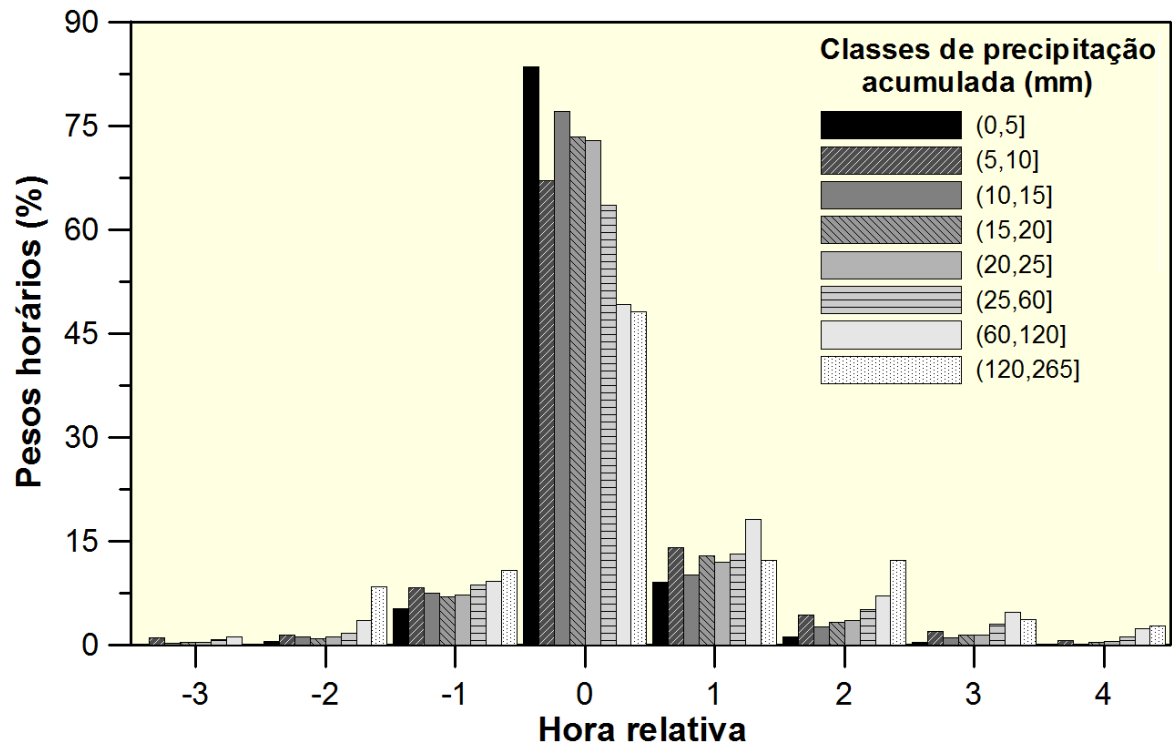


Figura 5: Distribuição dos pesos horários aplicados ao total precipitado diário com relação à hora relativa, para cada classe de precipitação acumulada. As classes representam, da esquerda para direita, acumulados (em mm) de 0 a 5, 5 a 10, 10 a 15, 15 a 20, 20 a 25, 25 a 60, 60 a 120 e 120 a 265, respectivamente.

2.3. O modelo SiB2

O *Simple Biosphere Model*, SiB (Sellers *et al.*, 1986), é um modelo da biosfera terrestre desenvolvido com o intuito de calcular as trocas de energia, massa e *momentum* entre a atmosfera e a superfície vegetada. A formulação do SiB tem como estratégia modelar a vegetação e o solo, e deixar que os mesmos determinem os caminhos em que a superfície terrestre irá interagir com a atmosfera (Sellers *et al.*, 1986; Sellers *et al.*, 1997). A segunda versão do modelo, SiB2 (Sellers *et al.*, 1996), incorporou os fluxos de CO₂ por fotossíntese e respiração da planta, o modelo de condutância estomática conectado com a fotossíntese, na escala da folha e do dossel, e a possibilidade de uso de dados de satélites nos parâmetros vegetativos do modelo, com fins de prover estimativas mais realísticas dos fluxos de calor sensível e latente sobre os continentes (Sellers *et al.*, 1996). De forma geral, o SiB2 é um modelo diagnóstico de área unitária de superfície, "alimentado" com dados meteorológicos em passo de tempo horário, englobando módulos físicos que descrevem a transferência de *momentum*, a transferência radiativa no dossel, a difusão de água no solo e a assimilação de carbono.

2.3.1. Forçantes atmosféricas

As condições de fronteira atmosféricas ou, simplesmente, forçantes atmosféricas, do modelo SiB2 são: a temperatura do ar (T), a pressão de vapor d'água (e), a velocidade horizontal do vento (V_h), a irradiância solar global incidente (K_i) e a precipitação ($Prec$), todas medidas em um nível de referência, Z_m , acima do dossel, em passo de tempo horário (ver Tabela 3). Estas forçantes podem ser fornecidas por um Modelo de Circulação Geral (MCG) acoplado ao SiB2 a cada passo de tempo ou, na versão *offline*, são fornecidas por uma outra fonte, como dados medidos em campo (estações de superfície) ou extraídos de outros produtos, como a reanálise, fonte utilizada neste trabalho.

Tabela 3: Variáveis meteorológicas de entrada do modelo SiB2

Nome	Variável	Unidade
K_i	Irradiância solar global incidente	W m ⁻²
e	Pressão de vapor d'água	hPa
T	Temperatura do ar	K
V_h	Velocidade horizontal do vento	m s ⁻¹
$Prec$	Precipitação	mm h ⁻¹

2.3.2. Equações prognósticas

O modelo SiB2 é prescrito por onze variáveis prognósticas e por um conjunto de equações que controlam o balanço de energia no dossel, na superfície do solo e no solo profundo, o armazenamento de água interceptada (solo e dossel) e o balanço hídrico nas camadas de solo do modelo, além da condutância de vapor d'água pelo dossel. As variáveis prognósticas são três temperaturas (do dossel, T_c , da superfície do solo, T_g , e do solo profundo, T_d); quatro armazenamentos de água interceptada (pelo dossel, M_{cw} , e pela superfície do solo, M_{gw} , para água no estado líquido, e os correspondentes M_{cs} e M_{gs} , para gelo); grau de saturação da umidade do solo para as três camadas (W_1 , W_2 e W_3); e a condutância do dossel (g_c). Para facilitar a notação, o índice c é sempre referente ao dossel, g à superfície do solo e d ao solo profundo, enquanto w é usado para se referir à água líquida e s para neve. Além dessas, t é usado para representar a transpiração e i , a interceptação.

As equações prognósticas referentes à variação da temperatura com o tempo são controladas pelo balanço de energia em cada compartimento e são dadas por:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c - \xi_{cs} \quad (7)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) - \xi_{gs} \quad (8)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365\pi)^{1/2}} (Rn_g - H_g - \lambda E_g) \quad (9)$$

Onde:

Rn_c, Rn_g representam os saldos de radiação ($W m^{-2}$);

H_c, H_g representam os fluxos de calor sensível ($W m^{-2}$);

E_c, E_g representam as taxas de evaporação ($kg s^{-1} m^{-2}$);

C_c, C_g, C_d são as capacidades caloríficas ($J m^{-2} K^{-1}$);

λ é o calor latente de vaporização ($J kg^{-1}$);

$\tau_d = 86400$ é a duração do dia (s);

ξ_{cs}, ξ_{gs} representam as trocas de energia nas mudanças de fase da água interceptada ($W m^{-2}$);

O segundo conjunto de equações descreve a variação temporal do armazenamento de água líquida e/ou neve, tanto na superfície do solo quanto no dossel, e são controladas pelo somatório de fontes e sumidouros de água nos dois compartimentos:

$$\frac{\partial M_{cw,s}}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w} \quad (10)$$

$$\frac{\partial M_{gw,s}}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{gi}}{\rho_w} \quad (11)$$

Onde:

P é a taxa de precipitação acima do dossel (m s^{-1});

D_d é a taxa de precipitação interna (*throughfall*, em m s^{-1});

D_c é a drenagem nos troncos do dossel para a superfície do solo (m s^{-1});

E_{ci}, E_{gi} representam a evaporação da água interceptada ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

ρ_w é a massa específica da água (kg m^{-3});

O conjunto seguinte de equações descreve o balanço hídrico em cada uma das três camadas do solo, explicitando os processos físicos relevantes na região laminar, de raízes e de drenagem profunda:

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_{w_1} - Q_{1,2} - \frac{E_{gs}}{\rho_w} \right] \quad (12)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{ct}}{\rho_w} \right] \quad (13)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} \left[Q_{2,3} - Q_3 \right] \quad (14)$$

Onde:

$W_i = \frac{\theta_i}{\theta_s}$, $i=1,2,3$, é o grau de saturação da umidade do solo na camada i ;

θ_i é a umidade volumétrica do solo na camada i ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);

θ_s é a porosidade do solo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);

D_i é a espessura da camada i (m);

$Q_{i,i+1}$ é o fluxo de água entre as camadas i e $i+1$ (m s^{-1});

Q_3 é a drenagem gravitacional que recarrega o aquífero (m s^{-1});

$P_{W_1} = D_c + D_d - R_1$ é a infiltração na superfície do solo (m s^{-1});

R_1 é o escoamento superficial (m s^{-1});

Por último, a equação prognóstica para a condutância estomática de superfície é descrita abaixo:

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -k_g (g_c - g_{c,\text{inf}}) \quad (15)$$

Onde:

g_c é a condutância estomática de superfície (m s^{-1});

$k_g = 0,00113$ é a constante de tempo (s^{-1});

$g_{c,\text{inf}}$ é a condutância estomática para $t \rightarrow \infty$ (m s^{-1}).

2.3.3. Estrutura vertical

A estrutura vertical do SiB2 está representada na Figura 6. O modelo trabalha com três camadas de solo: a primeira (superficial) tem 2 cm de espessura e é onde ocorre a remoção de água por evaporação direta da água livre nos poros para a atmosfera, quando a camada está saturada ou próxima à saturação; a segunda camada é onde manifesta-se o sistema radicular da vegetação, que permite a extração de água pelas raízes até as folhas e sua subsequente remoção para a atmosfera, no processo de transpiração. Por último, a terceira camada é onde ocorre a transferência de água sob ação gravitacional para recarregar o aquífero, representando o escoamento básico.

O modelo é estruturado com apenas uma camada de dossel. A forma da área foliar representada no SiB2 é simplificada como sendo losangular, aumentando linearmente o número de folhas da altura da base, z_1 , até uma altura de inflexão, z_c , e, inversamente, diminuindo o número de folhas de z_c até a altura do topo do dossel, z_2 . Para o espaço entre as alturas de base e topo do dossel dá-se o nome de espaço aéreo do dossel.

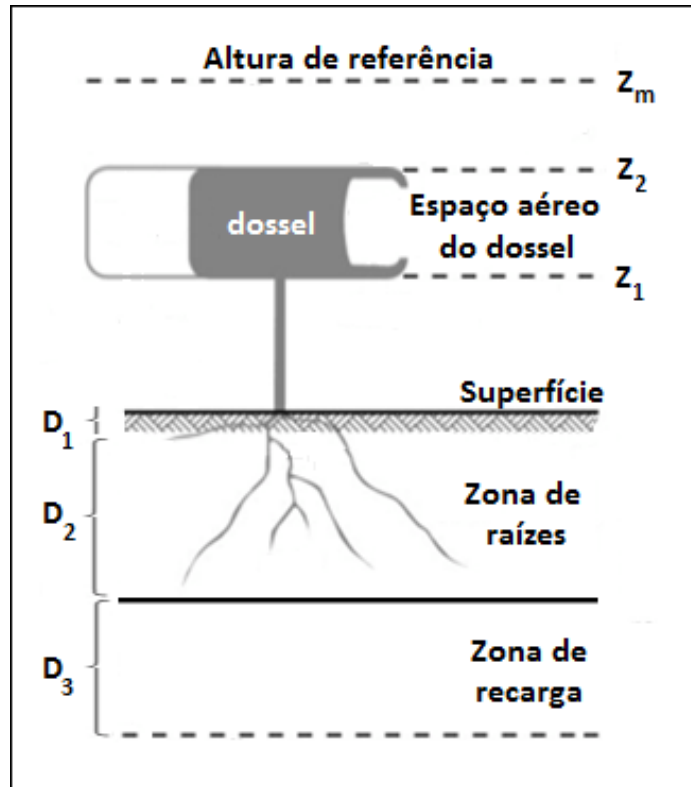


Figura 6: Estrutura vertical do modelo SiB2. Adaptado de Sellers *et al.* (1997) e Pitman (2003).

Os fluxos turbulentos de energia e dióxido de carbono são parametrizados em abordagens do tipo Penman-Monteith, ou seja, em trajetórias de resistências ao longo e acima do dossel (da Rocha, 1998), de forma análoga à Lei de Ohm (Figura 7). Os fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e CO_2 devem-se a diferenças de potenciais representadas pela temperatura, pressão de vapor e pressão parcial do CO_2 , respectivamente, entre duas regiões, e ao inverso de uma resistência especificada, ou seja:

$$\text{fluxo} = \frac{\text{diferença de potencial}}{\text{resistência}} \quad (16)$$

Cinco resistências são utilizadas no modelo: três aerodinâmicas, r_a , r_b e r_d , responsáveis pela transferência turbulenta de calor e vapor d'água entre atmosfera e superfície; r_c , resistência adicional que controla o fluxo de vapor d'água dos tecidos saturados das folhas no dossel e o fluxo de CO_2 , ponderadas distintamente em cada fluxo, devido aos valores diferentes dos coeficientes de difusão; e r_{solo} , responsável pela evaporação de água na superfície do solo nu.

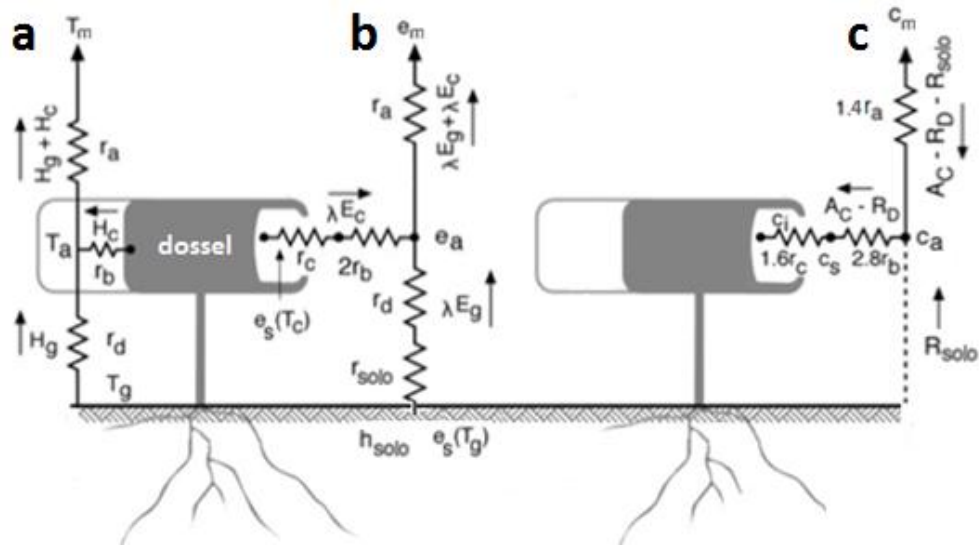


Figura 7: Resistências do modelo SiB2 utilizadas para cálculo dos fluxos de (a) calor sensível; (b) calor latente; e (c) CO2. Adaptado de Sellers *et al.* (1996) e Pitman (2003).

A resistência do solo é estimada conforme Martins (2011):

$$r_{solo} = 1001 - e^{6.686W_1} \quad (17)$$

Cada resistência é admitida como a integral do inverso da condutância associada, sob um determinado caminho. As resistências utilizadas são discriminadas na Tabela 4, assim como a diferença de potencial atribuída a cada fluxo:

Tabela 4: Fluxos de calor sensível, calor latente e CO2, divididos por componentes, calculados em trajetórias especificadas com diferenças de potencial e resistências específicas. Fonte: Sellers *et al.*, (1996).

Fluxo	Diferença de Potencial	Resistência
H_c	$\rho c_p (T_c - T_a)$	r_b
H_g	$\rho c_p (T_g - T_a)$	r_d
$H_c + H_g$	$\rho c_p (T_a - T_m)$	r_a
λE_{ct}	$\rho c_p (e_s(T_c) - e_a) / \gamma$	$(r_c + 2r_b) / (1 - W_c)$
λE_{ci}	$\rho c_p (e_s(T_c) - e_a) / \gamma$	$2r_b / W_c$
λE_{gs}	$\rho c_p (h_{solo} e_s(T_g) - e_a) / \gamma$	$(r_{solo} + r_d) / (1 - W_g)$
λE_{gi}	$\rho c_p (e_s(T_g) - e_a) / \gamma$	r_d / W_g
$\lambda E_{ct} + \lambda E_{ci} + \lambda E_{gs} + \lambda E_{gi}$	$\rho c_p (e_a - e_m) / \gamma$	r_a
$A_c - R_D - R_{solo}$	$(c_m - c_a) / p$	$1.4r_a$

Onde:

γ é a constante psicrométrica (Pa K^{-1}); ρ é a densidade do ar (kg m^{-3}); c_p é o calor específico do ar ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$); T_a, e_a são a temperatura e a pressão de vapor d'água no espaço aéreo do dossel (K, Pa); T_m, e_m são a temperatura e a pressão de vapor d'água no nível de referência z_m (K, Pa); r_d é a resistência aerodinâmica entre o solo e o espaço aéreo do dossel (s m^{-1}); r_a é a resistência aerodinâmica entre o espaço aéreo do dossel e o nível de referência z_m (s m^{-1}); r_c é a resistência estomática do nível superior do dossel (s m^{-1}); r_{solo} é a resistência de superfície do solo nu (s m^{-1}); r_b é a resistência da camada limite do dossel (s m^{-1}); h_{solo} é a umidade relativa dentro dos poros da camada superficial do solo; $e_s(T)$ é a pressão de vapor de saturação na temperatura T (Pa); W_c é a fração de cobertura de umidade e neve do dossel; W_g é a fração de cobertura de umidade e neve do solo; c_a é a pressão parcial de CO_2 no espaço aéreo do dossel (Pa); c_l é a pressão parcial de CO_2 "bulk" interna das folhas (Pa).

2.3.4. Transferência radiativa

O cálculo das frações absorvidas em cada banda, assim como das refletâncias espectrais, são feitas a partir da aproximação "two-stream" (Dickinson, 1983). Este método descreve os gradientes dos fluxos verticais da radiação incidente e emergente dentro do dossel com relação ao índice de área foliar, que atenua a radiação no caminho óptico. É um algoritmo de baixo custo computacional, que funciona como uma alternativa à integração matemática dos processos de espalhamento e atenuação dos raios direto e difuso definidos no hemisfério do dossel, supondo, entre outras simplificações, um espalhamento isotrópico (Sellers, 1985, *apud* da Rocha, 1992, p.33).

As frações da radiação solar e térmica absorvidas pelo dossel e pelo solo representam a energia disponível (ou saldo de radiação) que irá, efetivamente, originar as trocas turbulentas de calor entre biosfera-atmosfera. O cálculo do saldo de radiação (R_n) é dividido em duas componentes: do dossel, R_{nc} , e do solo, R_{ng} , e consiste em integrar as irradiâncias absorvidas pelo solo e pelo dossel nos espectros do visível, infravermelho próximo e infravermelho térmico, nas componentes direta e difusa, que resumidamente são representadas como:

$$Rn = Rn_c + Rn_g = \sum_{\substack{\Lambda=V,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(c)} + \sum_{\substack{\Lambda=V,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(g)} \quad (18)$$

Onde:

$F_{\Lambda,\mu}$ é a irradiância solar absorvida nas bandas Λ (V= visível, N= infravermelho próximo, T= infravermelho térmico) e direção μ (d= difusa, b= direta), ($W m^{-2}$).

2.3.5. Transferência de *momentum*

O modelo SiB2 descreve a transferência de *momentum* em trajetórias onde são definidas as resistências aerodinâmicas (da Rocha, 1998). Os cálculos das resistências aerodinâmicas são feitos através de coeficientes "*bulk*", que podem ser expressos da seguinte forma:

$$r_b = \frac{C_1}{(u_2)^{1/2}} \quad (19)$$

$$r_d = \frac{C_2}{u_2} \quad (20)$$

$$r_a = \frac{C_3}{u_m} \quad (21)$$

Onde:

C_1 , em $(m s^{-1})^{-1/2}$, C_2 e C_3 são coeficientes *bulk* de transferência turbulenta;

u_2 é a velocidade do vento em $z = z_2$, em $m s^{-1}$;

u_m é a velocidade do vento na altura de referência $z = z_m$, em $m s^{-1}$;

Os coeficientes C_1 , C_2 e C_3 , em conjunto com o comprimento de rugosidade z_0 e a altura de deslocamento d , são pré-processados em um algoritmo denominado SiBX-MOMOPT (Sellers *et al.*, 1989). O código utiliza nos cálculos parâmetros invariantes no tempo no modelo que descrevem a morfologia da vegetação, como por exemplo, o comprimento das folhas, as alturas do topo e da base do dossel, entre outras, e o índice de área foliar, que é variante no tempo. Os parâmetros aerodinâmicos são invariantes e são calculados a partir de um valor médio do índice de área foliar.

2.3.6. Difusão de água no solo

A difusão hidráulica e a drenagem gravitacional de água no solo são parametrizadas no modelo SiB2 através de uma equação prognóstica do fluxo vertical de água no solo, Q (Eq. 24), derivada da equação de Darcy (Eq. 22) em conjunto com a equação de conservação de água no solo (Eq. 23):

$$Q = K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \quad (22)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (23)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D(\psi) \frac{\partial^2 Q}{\partial z^2} \quad (24)$$

Onde Q é o fluxo de água na direção z (ms^{-1}), $D(\psi) = K / C(\psi)$ é a difusividade hidráulica (m^2s^{-1}), K é a condutividade hidráulica (ms^{-1}), $C(\psi) = \partial \theta / \partial \psi$, θ é a umidade volumétrica do solo (m^3m^{-3}) e ψ é o potencial matricial de água no solo (m). Os parâmetros físicos que descrevem o solo no SiB2 obedecem às relações empíricas descritas por Clapp e Hornberger (1978), em que o potencial matricial de água e a condutividade hidráulica do solo variam em função do grau de saturação da umidade do solo:

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (25)$$

$$K = K_s W^{2B+3} \quad (26)$$

Onde B é o fator de potência da curva de retenção; ψ_s é o potencial matricial de saturação de água no solo (m); W é o grau de saturação da umidade do solo, definido como a razão entre a umidade volumétrica θ pela porosidade θ_s (m^3m^{-3}); e K_s é a condutividade hidráulica de saturação (ms^{-1}).

O termo +1 na Equação 22 refere-se à drenagem gravitacional. Este fluxo de água que passa pelo fundo da coluna de solo e cria o escoamento de base (Eq. 27) é dado por:

$$Q_3 = \text{sen} \varnothing_s K_s W_3^{2B+3} \quad (27)$$

Onde \varnothing_s é a declinação do terreno.

Em suma, as trocas de calor e água calculados pelo modelo SiB2 podem ser definidas como:

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

$$\text{Fluxo de calor sensível: } H_c + H_g$$

$$\text{Fluxo de calor no solo: } 2\pi C_d (T_g - T_d) / \tau_d$$

$$\text{Escoamento total: } R_l + Q_3$$

A execução cronológica do SiB2, simplificada, é a seguinte: (i) módulo de radiação: calcula-se a fração absorvida e refletida pelo solo e pelo dossel, estima-se Rn_c e Rn_g ; (ii) calcula-se a fração coberta por água ou neve no solo e no dossel e a r_{solo} ; (iii) as resistências aerodinâmicas são calculadas; (iv) módulo de fotossíntese; (v) calculam-se os incrementos ΔT_c , ΔT_g , ΔT_m e Δq_m das equações prognósticas; (vi) as perdas por evapotranspiração são subtraídas dos armazenamentos de água no solo e no dossel; (vii) ocorre a redistribuição da umidade do solo entre as camadas, cálculo do escoamento básico e atualização das umidades do solo; (viii) a precipitação é incorporada, gerando interceptação, precipitação interna e escoamento rápido; (ix) atualizam-se as variáveis prognósticas e os fluxos são retornados para a atmosfera.

2.4. O modelo SiB2-Reg

Acosta (2007) desenvolveu um código de escala regional, o SiB2-Reg, que integra o SiB2 pontual para vários pontos de grade regularmente espaçados dentro de um domínio. O SiB2-Reg utiliza-se de mapas de vegetação e de solo como condições de fronteira, e considera a vegetação e solo homogeneamente distribuídos dentro de cada ponto de grade. Os fluxos simulados são estritamente verticais e não há trocas na direção horizontal, isto é, os pontos de grade são independentes entre si.

O modelo está formulado para, inicialmente, discriminar a classe de vegetação e de solo para todos os pontos de grade. Após esta etapa, inicia-se o laço espacial. As forçantes da reanálise são lidas e escritas em um arquivo de entrada para o SiB2-pontual. Os dados estão em escala horária no intervalo de um ano, e o SiB2-pontual é executado para todo o intervalo.

O arquivo de saída é lido e apenas as doze médias mensais para cada um dos fluxos são armazenadas nas matrizes de saída, nas posições (i_0, j_0, t) , $t=1,12$. Somente então, o algoritmo passa para o próximo ponto de grade, executando novamente todas as etapas anteriores. Ao fim do último ponto, as matrizes de saída são exportadas em arquivos binários separados. Finalmente, o modelo conclui a execução e o processo se repete, individualmente, para os anos seguintes.

A resolução do modelo SiB2-Reg para este trabalho foi de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, para o domínio brasileiro, em uma grade regular entre as latitudes de $34,875^\circ$ S e $6,125^\circ$ N e entre as longitudes de $74,875^\circ$ O e $32,125^\circ$ O. Ao todo, são 165 pontos de latitude e 172 pontos de longitude.

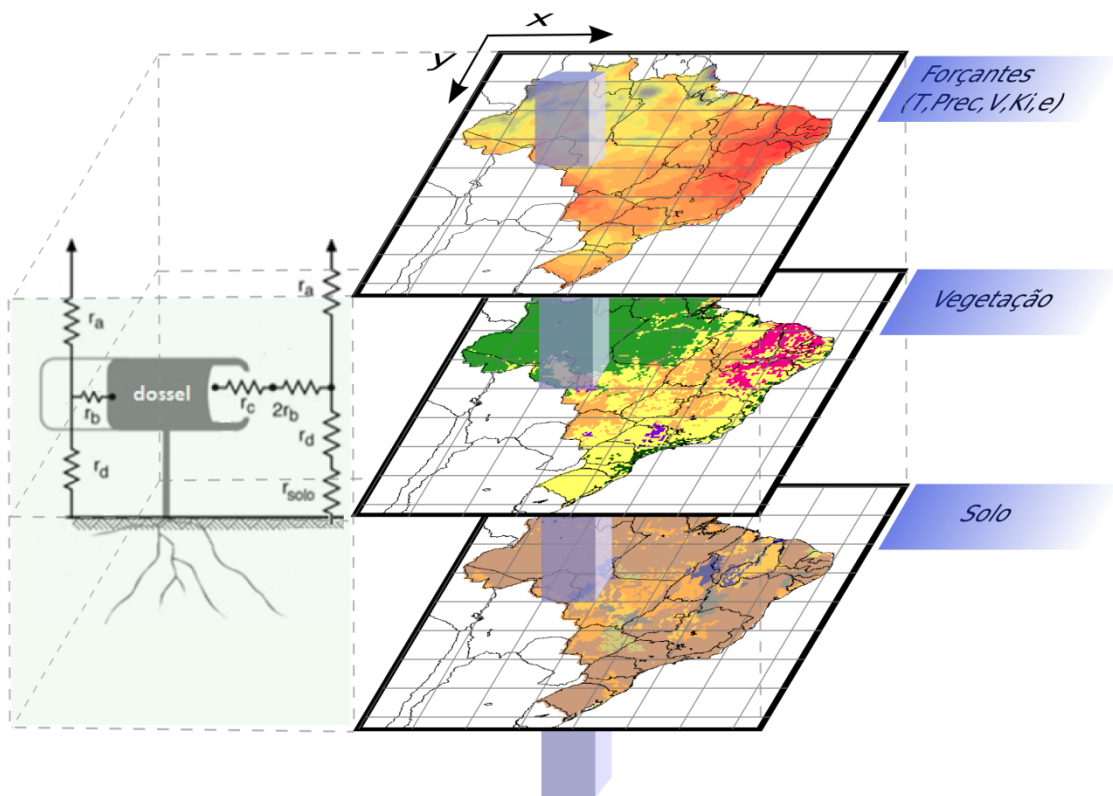


Figura 8: Esquema de funcionamento do modelo SiB2-Reg: discrimina-se a vegetação, o solo e as forçantes para cada ponto de grade, com trocas apenas na vertical.

2.4.1. Solo

O modelo discrimina o solo para cada ponto de grade a partir do Mapa Digital de Solos do Mundo (*Digital Soil Map of the World, DSMW*) da FAO-UNESCO, que classifica o

solo por unidades de mapeamento (ver Figura 9) e disponibiliza informações referentes à granulometria de cada solo.

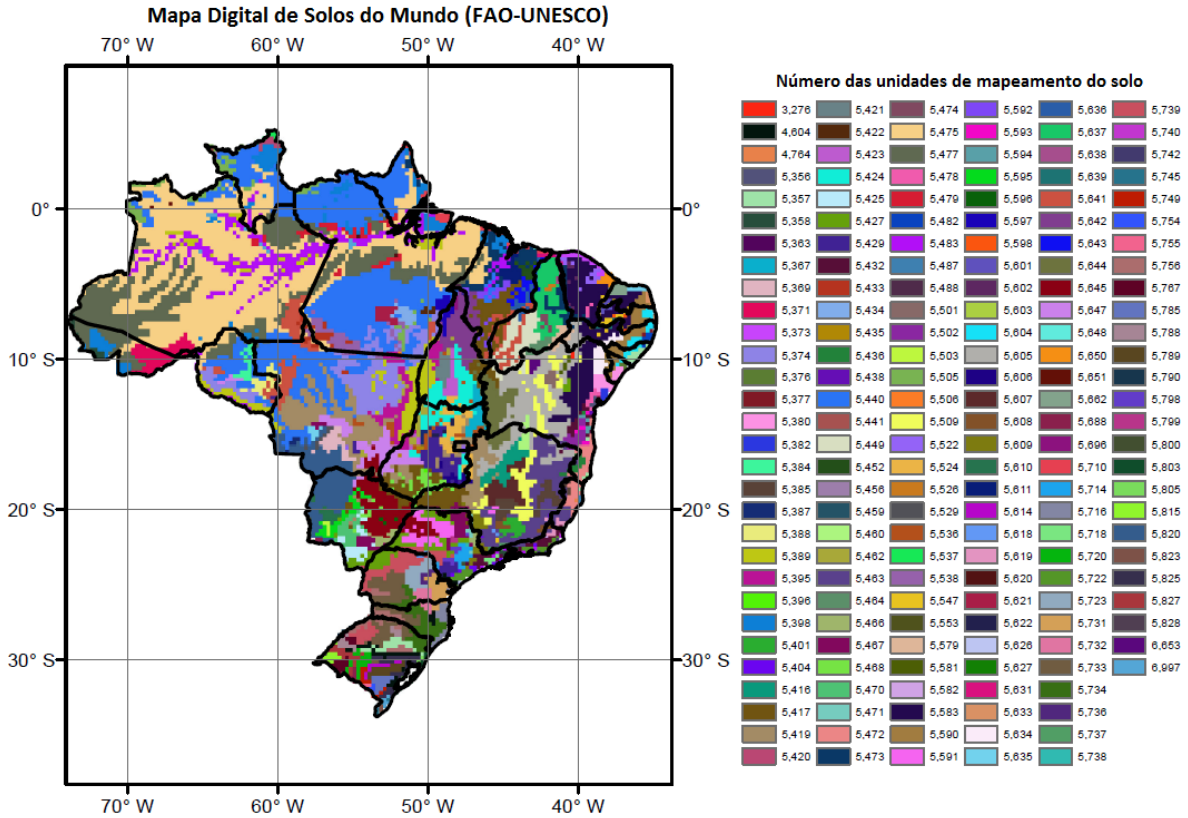


Figura 9: Mapa Digital de Solos do Mundo (DSMW) para o domínio territorial brasileiro, descrito a partir do número das unidades de mapeamento do solo, com resolução de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

A partir da granulometria de cada solo, foram utilizadas as equações de pedotransferência descritas por Cosby *et al.* (1984) para estimar ψ_s , K_s , B e θ_s da seguinte forma:

$$\psi_s = -0,01 \times 10^{1,88 - 0,0131 \cdot P_{sand}} \quad (28)$$

$$K_s = 7,0556 \times 10^{-6,884 + 0,0153 \cdot P_{sand}} \quad (29)$$

$$B = 2,91 + 0,159 \cdot P_{clay} \quad (30)$$

$$\theta_s = 0,489 - 0,00126 \cdot P_{sand} \quad (31)$$

Onde P_{sand} é o percentual de areia no solo e P_{clay} é o percentual de argila no solo. Estes parâmetros são invariantes no tempo dentro do modelo e são inseridos via *look-up table*, como pode ser observado na Tabela 5:

Tabela 5: Potencial de saturação de água no solo ψ_s (m), condutividade hidráulica de saturação K_s (m/s), parâmetro da curva de retenção de umidade do solo B e a porosidade θ_s para algumas unidades de mapeamento de solo do Mapa Digital de Solos do Mundo da FAO-UNESCO.

Unidades de Mapeamento	θ_s	ψ_s	K_s ($\times 10^{-6}$)	B
142	0,45	-0,31	2,7	2,9
143	0,45	-0,31	2,7	6,1
144	0,41	-0,12	7,6	2,9
145	0,44	-0,23	3,8	2,9
146	0,40	-0,09	11	2,9
148	0,49	-0,23	0,92	8,2
153	0,49	-0,76	0,92	2,9

As equações de pedotransferência foram originalmente construídas para solos dos Estados Unidos e o uso para solos brasileiros é uma possível fonte de incertezas. Além disso, os quatro parâmetros da curva de retenção são considerados constantes nas três camadas de solo. A Figura 10 mostra a variabilidade espacial dos quatro parâmetros do solo e os histogramas de frequência relativa de cada um deles.

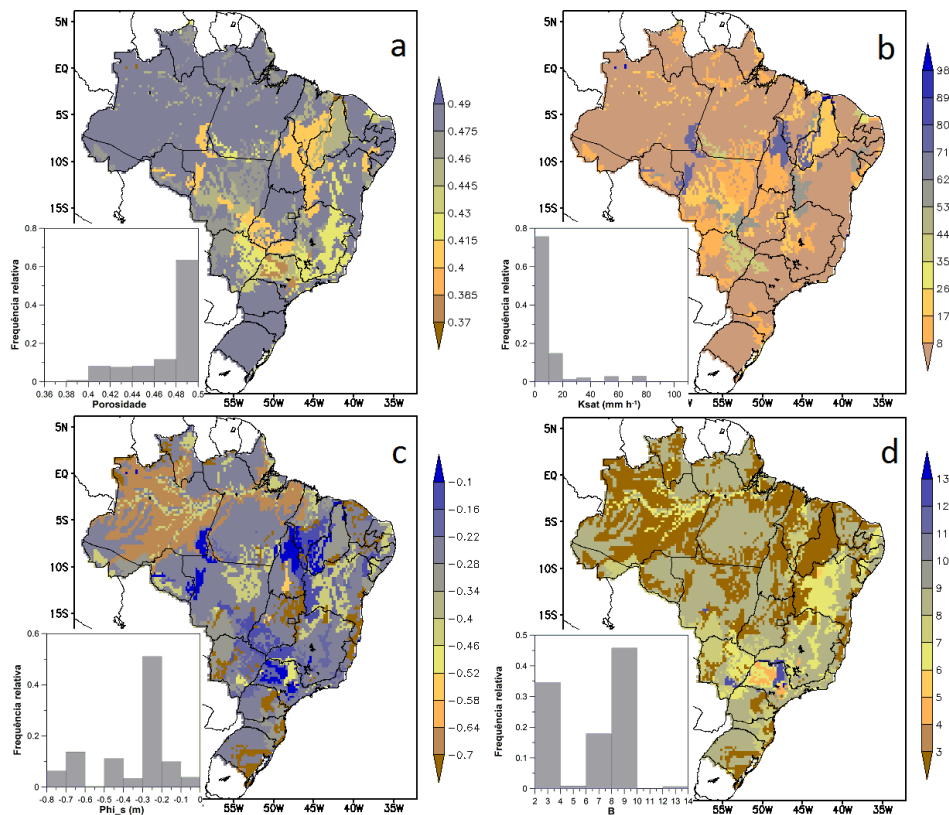


Figura 10: Parâmetros físicos do solo derivados do DSMW da FAO-UNESCO através das equações de pedotransferência de Cosby (1984), em que a) é a porosidade do solo, b) a condutividade hidráulica de saturação (mm h^{-1}), c) o potencial matricial de água no solo (m) e d) é o fator de potência B. Todos os itens acompanham o histograma de frequência relativa.

A Figura 10a mostra a porosidade variando de 0,36 a 0,50, com mais de 60% dos pontos no intervalo de porosidade de 0,48 a 0,50. Em seguida, a Figura 10b mostra a condutividade hidráulica de saturação, que varia de 0 a 100 mm h⁻¹, mas com ampla maioria (~75%) restrita ao intervalo de 0 a 10 mm h⁻¹. O potencial de saturação de água no solo (Figura 10c) alcança mínimos da ordem de -0,8 m e tem sua moda entre -0,3 e -0,2 m e o parâmetro B (Figura 10d) é bimodal, com máximas frequências entre 2 e 4 e entre 8 e 10.

2.4.2. Vegetação

O mapa de vegetação utilizado neste trabalho baseia-se no produto oferecido pelo Ministério do Meio Ambiente, com recursos do Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira (PROBIO), conhecido como Mapa de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros, de 2004. O produto é dividido entre os biomas do Cerrado, Caatinga, Amazônia, Mata Atlântica, Pampa e Pantanal, e tem como objetivo a produção de um mapa da cobertura vegetal remanescente e do uso da terra, em escala de 1:250000. Os arquivos em formato *shape* estão disponíveis no sítio <http://mapas.mma.gov.br/mapas/aplic/probio/datadownload.htm>.

O Mapa de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros é dividido em 17 classes de vegetação, além de áreas com diferentes níveis de antropização, e este trabalho as reclassifica em seis classes: Floresta Amazônica, Pastagem, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar. Foi utilizado o CANASAT (Rudorff *et al*, 2010), produto que monitora a produção de cana-de-açúcar via imagens de satélite para o mapeamento deste agroecossistema. As áreas de intersecção entre a classe Agricultura do mapa da PROBIO e o produto CANASAT deram origem à classificação da cana-de-açúcar.

A Figura 11 mostra o mapa de vegetação em resolução original e a versão interpolada pelo método do vizinho mais próximo na resolução de 0,25° x 0,25°, para satisfazer o modelo.

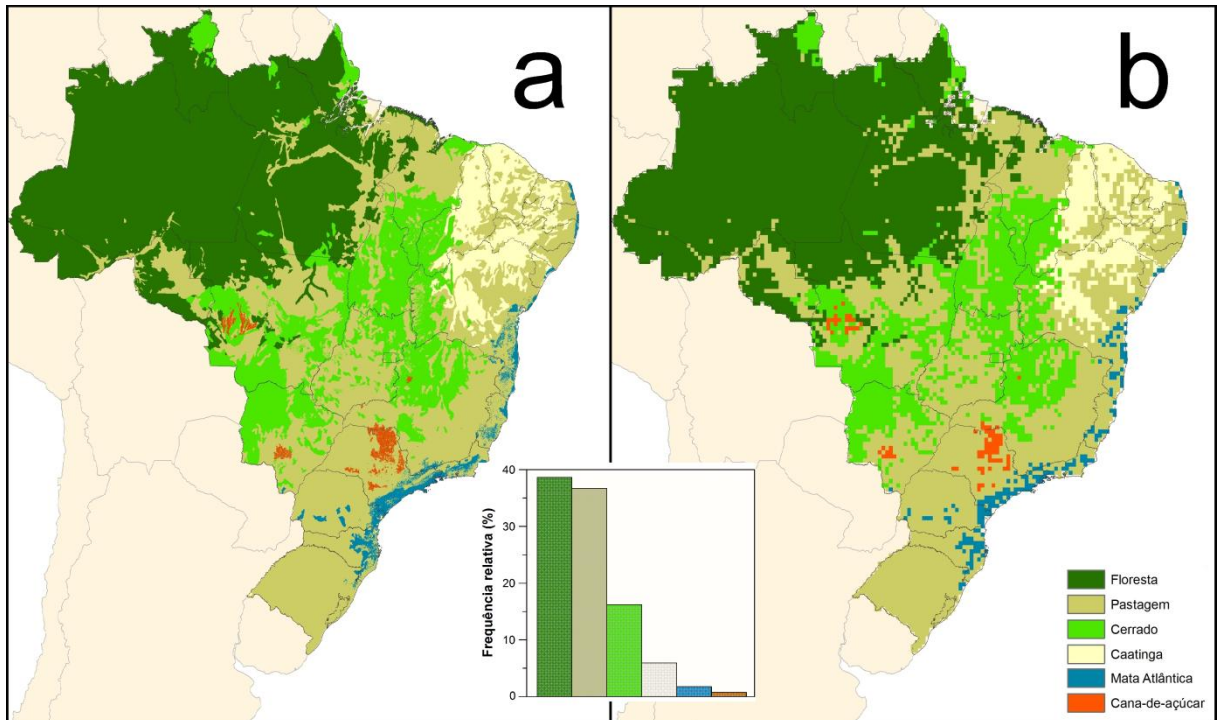


Figura 11: Mapa de vegetação derivado dos produtos Mapa de Biomas do Brasil (PROBIO) e CANASAT, reclassificado para as seis classes do SiB2-Reg: Floresta Amazônica, Pastagem, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Cana-de-açúcar. O lado esquerdo (a) é a versão com resolução original e o lado direito (b) na resolução de 0,25° x 0,25°.

2.5. Descrição dos sítios experimentais

Para o processo de calibração das coberturas vegetais utilizadas neste trabalho, foram utilizadas medidas efetuadas em campo de saldo de radiação, fluxos de calor latente e sensível e fluxo de calor no solo como referências, para cada uma das coberturas. A calibração foi efetuada partindo-se de versões prévias de trabalhos anteriores: para cana-de-açúcar, utilizou-se a calibração de Martins (2011), para o cerrado, da Rocha *et al.* (2002) e Martins (2011), e para floresta Amazônica, Llopart (2009). Para a cobertura da Pastagem, a calibração utilizada é a mesma de Martins (2011). Os sítios experimentais são descritos a seguir.

2.5.1. Caatinga

O sítio experimental localiza-se em Petrolina-PE, na Embrapa Semi-Árido (9°03'30,6''S; 40°19'45,1''O; 350 m), sob uma área de caatinga nativa, com árvores de aproximadamente 4,5 metros de altura, alcançando até 8 metros (Oliveira *et al.*, 2006). Os

valores de referência utilizados foram as médias mensais de R_n , H , LE e G publicados em Cunha (2007), para o período de Julho de 2004 a Junho de 2005. A estação seca é de Julho a Setembro e a estação chuvosa de Janeiro a Março (Oliveira *et al*, 2006).

2.5.2. Cana

O agroecossistema de cana-de-açúcar situa-se no município de Luiz Antônio-SP (21°38' S; 47°47'O), região de Ribeirão Preto, e pertence à companhia Usina Santa Rita. A área contínua total é superior a 400 ha, e tem nos arredores regiões de Pastagem, Citrus e Cerrado. A colheita da cana ocorre dia 14 de abril de 2005 (Cabral *et al*, 2012). Foram utilizados os dados forçantes horários observados (temperatura do ar, pressão de vapor d'água, irradiância solar global incidente, velocidade do vento e precipitação) para simulação controle, e os fluxos de calor latente e sensível, saldo de radiação e fluxo no calor do solo para validação, para o período de Fevereiro/2005 a Abril/2006 (Cabral *et al*, 2012). A estação seca ocorre entre Abril e Setembro, enquanto a chuvosa é de Novembro a Março.

2.5.3. Cerrado

O bioma do Cerrado é monitorado por uma torre instrumental na Gleba Pé de Gigante (21°37'09'' S; 47°37'58'' O; 710 m), em Santa Rita do Passa Quatro-SP, com vegetação de altura média de 10 m (Negrón-Juarez, 2004). Foram utilizados os dados horários forçantes para simulação controle, e os fluxos de calor latente e sensível, saldo de radiação e fluxo no calor do solo para validação, para o período de Janeiro/2001 a Dezembro/2003 (da Rocha *et al.*, 2002). As estações seca e chuvosa são as mesmas da Cana.

2.5.4. Floresta Amazônica

As medidas da Floresta Amazônica foram efetuados na Floresta Nacional do Tapajós, em Santarém-PA (03°0'37'' S; 54°34'53,4'' O), próximo ao km 83 da BR 163, que liga Santarém-PA a Cuiabá-MT. A vegetação é floresta tropical úmida, sobre uma área ampla e plana. A estação seca observada é de julho a dezembro (da Rocha *et al.*, 2004). Os dados utilizados são datados de Janeiro/2001 a Dezembro/2003, e incluem tanto as forçantes do SiB2 quanto os fluxos de energia para validação (da Rocha *et al.*, 2009a).

2.5.5. Mata Atlântica

O sítio experimental da Mata Atlântica está localizado no Núcleo Santa Virgínia/Serra do Mar, em São Luiz do Paraitinga-SP (23°32' S; 45°09' O). A vegetação predominante na região é de floresta ombrófila densa montana, com dossel de altura média de 18 m, cuja estação seca estende-se de Junho a Agosto (Freitas, 2012). Foram utilizados os dados de Janeiro/2008 a Dezembro/2009, para as variáveis forçantes e os fluxos de calor sensível e saldo de radiação, apenas, para validação (Freitas, 2012).

2.6. Simulações com cenários

Foram definidos dois cenários diferentes para se realizarem simulações do modelo neste trabalho: um envolvendo perturbações nas forçantes climáticas, e outro envolvendo mudanças na cobertura vegetal descritos a seguir.

2.6.1. Cenário de perturbações no clima

Este cenário consiste em perturbar algumas forçantes meteorológicas do modelo SiB2-Reg para representar um clima mais quente e seco. Foram definidos três experimentos, que consistem em aumentar sistematicamente a temperatura do ar horária em 0,5°C, 1°C e 2°C, respectivamente. Outros três experimentos incluem as mesmas perturbações da temperatura, com a diminuição da precipitação horária em 10%, 20% e 40%, respectiva e associadamente para as perturbações na temperatura de 0,5°C, 1°C e 2°C. Por simplicidade de hipótese, as demais forçantes (irradiância solar incidente, pressão de vapor e velocidade do vento) são inalteradas. Este cenário consiste de seis experimentos ao todo e consideram a mesma cobertura vegetal da simulação controle em todos os casos.

2.6.2. Cenário de alteração da cobertura vegetal

Foi utilizado o Mapa de Biomas no Brasil como fonte para a geração do cenário de Cobertura Nativa nas condições de contorno. Este cenário considera as coberturas de mata atlântica, cerrado, caatinga, floresta Amazônica e pastagem. A pastagem é utilizada para representar apenas a região dos pampas. Nas áreas restantes, a pastagem e a cana-de-açúcar

existentes no Mapa de Vegetação (Figura 11) foram substituídas pela vegetação nativa. Para o Pantanal, cobertura não calibrada neste trabalho, a cobertura foi representada pelo Cerrado. O mapa é reamostrado para a resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (Figura 12). Neste cenário, as forçantes são as mesmas da simulação controle.

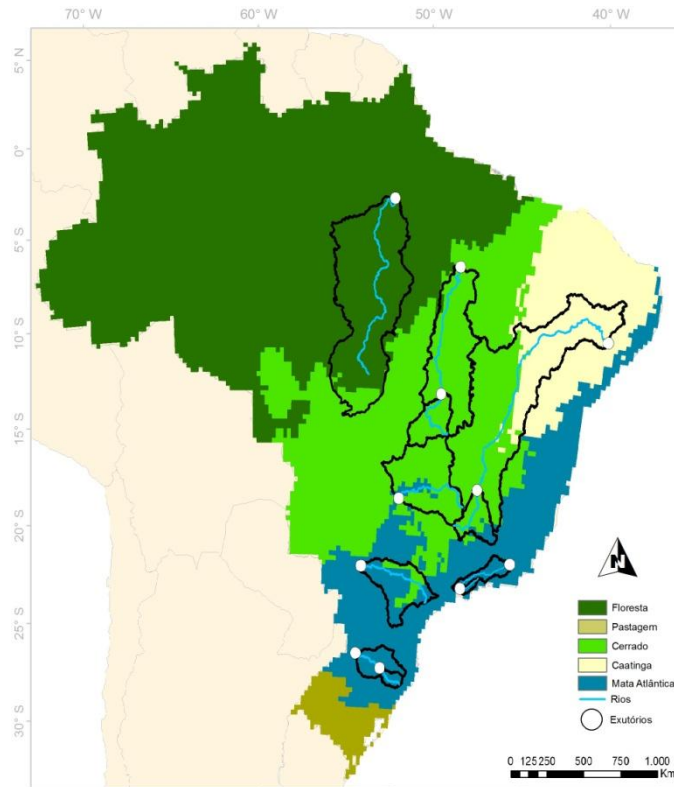


Figura 12: Mapa de cobertura vegetal nativa. Os círculos brancos representam a localização dos postos de vazão, as linhas contínuas pretas delimitam a área de drenagem, e as linhas azuis representam o rio principal dentro de cada bacia conforme exposta na Figura 2.

3. RESULTADOS

3.1. Desempenho do modelo SiB2-Reg na representação sazonal dos fluxos de energia

Este tópico discute o desempenho do modelo regional em simular os ciclos anuais dos fluxos de energia, pontualmente. Para tanto, o processo se dá em duas etapas: a) utilizam-se dados observados em campo para forçar e calibrar o modelo; e b) repete-se a simulação com os dados da reanálise extraídos para o ponto mais próximo, com a mesma calibração de a). Na primeira etapa, a calibração das coberturas vegetais é efetuada através do confronto entre fluxos simulados e fluxos observados. Os parâmetros calibrados em cada cobertura vegetal são encontrados no Apêndice A. Na etapa seguinte, avalia-se o desempenho das forçantes da reanálise e da calibração efetuada em simular os fluxos observados.

Os resultados são mostrados em médias mensais inseridas dentro de um ciclo anual médio. É seguido um padrão recorrente na apresentação dos resultados: em uma mesma figura estão os ciclos observados, os ciclos simulados forçados com a observação e os ciclos simulados forçados com a reanálise.

3.1.1. Caatinga

Para o bioma da caatinga (Figura 13), observa-se que a irradiância solar global incidente é maior ($\approx 20 \text{ Wm}^{-2}$) na reanálise no período chuvoso e menor ($\approx -20 \text{ Wm}^{-2}$) no período seco em relação à observação. O viés positivo de K_i na estação chuvosa explica, em parte, a superestimativa do saldo de radiação simulado com forçantes observadas para o mesmo período. A evapotranspiração simulada tem boa concordância com a observação, tanto na variação sazonal quanto no módulo dos valores médios mensais, com pequena superestimativa nos meses mais chuvosos, alcançando uma diferença máxima de 19 Wm^{-2} em Janeiro e Fevereiro. Quanto ao fluxo de calor sensível, a simulação possui o mesmo padrão sazonal da observação, porém é recorrentemente superior, especialmente nos meses de Setembro a Dezembro, quando o saldo de radiação simulado é máximo. Entretanto, nos meses de Maio a Junho, quando tanto R_n quanto LE e G estão com valores próximos a observação, H simulado ainda é superior ($\approx 20 \text{ Wm}^{-2}$) ao observado. Para o mês de Abril, o modelo não simulou o máximo no fluxo de calor no solo, que coincide com o máximo do saldo de

radiação observado, mas a simulação tem boa concordância com a observação nos outros meses. Cunha (2007) estimou um fechamento do balanço de energia de 87% para os mesmos dados observados, e atribuiu o déficit a um considerável armazenamento de calor acima do sensor. Este fato pode ajudar a explicar a diferença entre os fluxos de calor sensível observado e simulado, que chega a 85 Wm^{-2} no mês de Novembro.

O bioma da caatinga é o único, entre os classificados neste trabalho, a ter o fluxo de calor sensível recorrentemente superior ao fluxo de calor latente. A fração evaporativa (Figura 14) possui padrão semelhante entre observação e reanálise e é, na maior parte do tempo, inferior a 0,25. A variação mensal da fração evaporativa tem correspondência com a sazonalidade da evapotranspiração, com máximo no mês de Março (0,25), e mínimo em Outubro (0,06). Para a reanálise, o máximo chega a 0,32 em Março, mas o mínimo ocorre um mês antes, em Setembro, com 0,04.

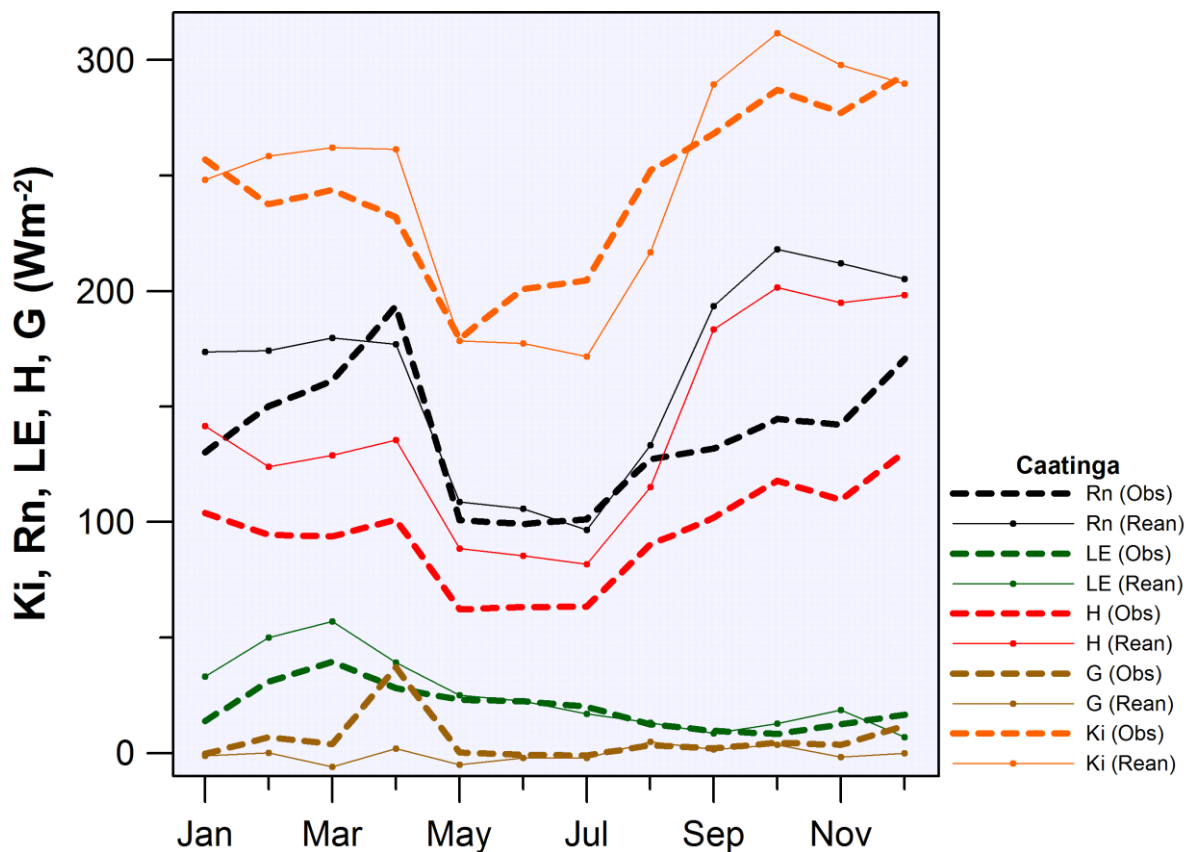


Figura 13: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos) e para a observação (Obs, curvas tracejadas), para a cobertura vegetal da caatinga, todas em Wm^{-2} .

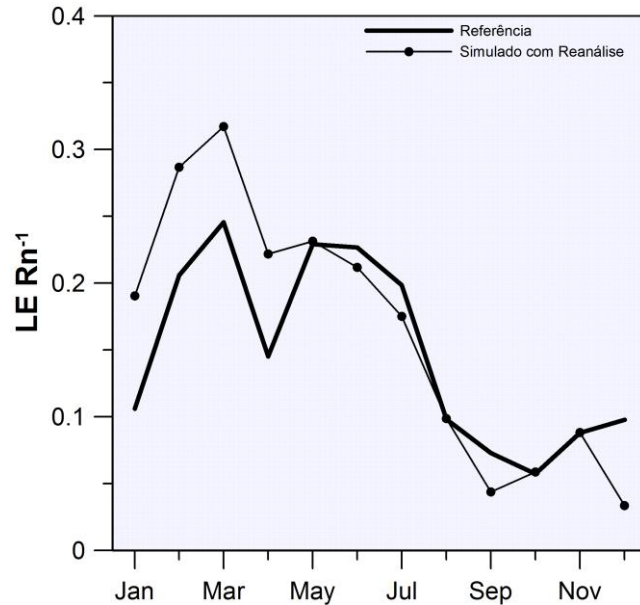


Figura 14: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua) e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas) para a caatinga.

3.1.2. Cana-de-Açúcar

Na Figura 15, o ciclo anual da irradiância solar global incidente da CFSR, no agroecossistema de cana-de-açúcar, teve boa concordância com a observação, exceto pelo mês de Janeiro, quando o viés da reanálise foi de 58 Wm^{-2} acima do observado. O saldo de radiação simulado com forçantes observadas e com a reanálise reproduziram satisfatoriamente a sazonalidade observada. A cana-de-açúcar é um agroecossistema em que o manejo e o dia do corte são fatores determinantes no estabelecimento do ciclo anual do balanço de energia, e variam de região para região, sendo, portanto, uma considerável fonte de incerteza. Na observação, o corte ocorreu em meados de Abril. Entretanto, como o índice de área foliar é prescrito apenas mensalmente no modelo, o mesmo entende o corte da cana desde o primeiro dia do mês, justificando a subestimativa da evapotranspiração e superestimativa no fluxo de calor sensível para as simulações no mês de Abril. Os padrões dos fluxos turbulentos simulados com a observação e com a reanálise são semelhantes. O período de maior viés da evapotranspiração simulada com a reanálise em relação à observação ocorre de Setembro a Novembro, alcançando $+38 \text{ Wm}^{-2}$ em Outubro. Com relação ao fluxo de calor sensível, o maior viés é em Abril, de 34 Wm^{-2} . O fluxo de calor no solo observado aumenta em Março devido ao tombamento da cana e maior exposição dos fluxímetros de solo, e permanece mais elevado até o mês de Outubro. Entretanto, o fluxos simulados com observação e reanálise não

apresentam este aumento e penalizam, principalmente, a simulação do fluxo de calor sensível entre Abril e Junho. Por outro lado, as simulações representaram os dois máximos em Agosto e Outubro, e os valores são próximos à observação entre Dezembro e Março.

Conforme a Figura 16, a cana utiliza entre 40 e 65% da energia disponível para a evapotranspiração, com mínimo em Maio, quando a vegetação está mais rasteira, e máximos no período de Novembro a Janeiro. Para as simulações, a fração evaporativa é superestimada no período chuvoso e subestimada no período seco, variando entre 30 e 80%. A fração evaporativa da simulação forçada com a reanálise apresenta mínimo em Maio, em fase com a fração observada.

Para melhorar a representação dos fluxos em regiões cobertas com cana-de-açúcar, é necessário incluir informações referentes ao manejo, duração do período plantio/colheita, e uma representação mais sensível do índice de área foliar, como por exemplo, acoplando-se um módulo de agroecossistemas como o sugerido por Cestaro (2013).

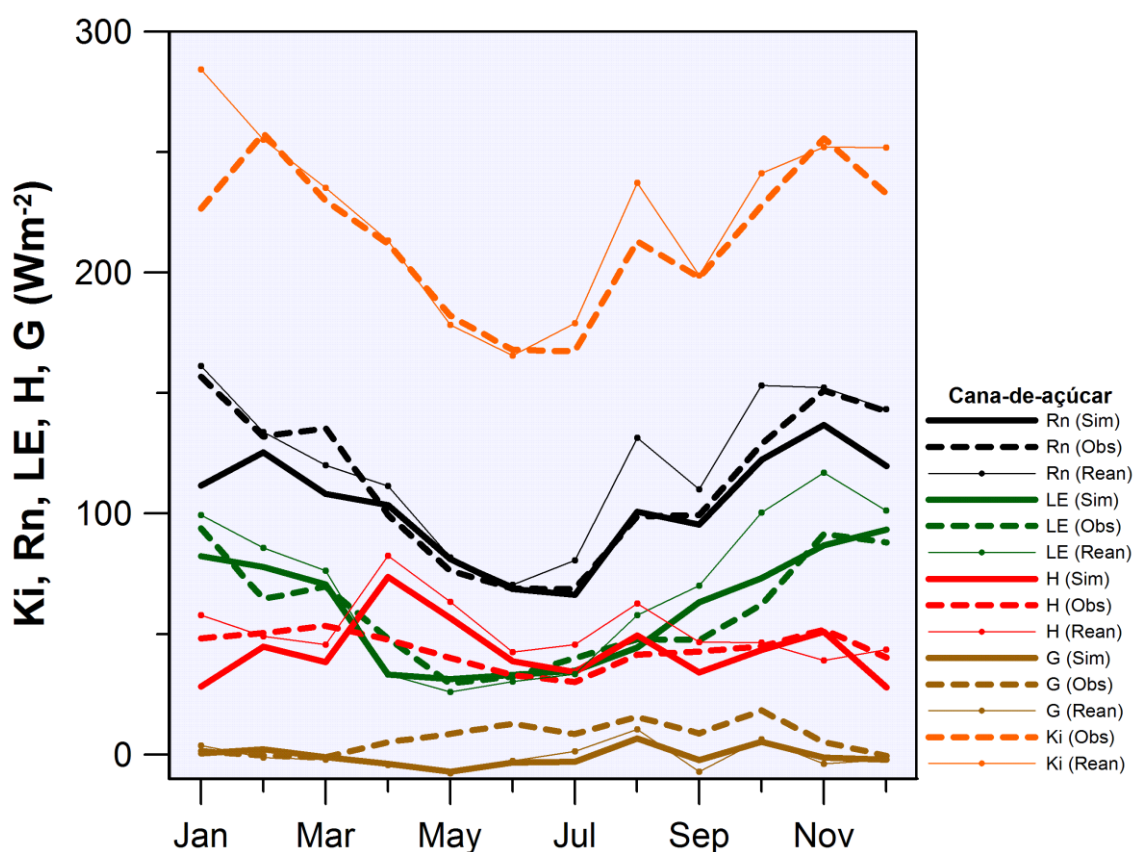


Figura 15: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (curvas contínuas) para a cana-de-açúcar, todas em Wm^{-2} .

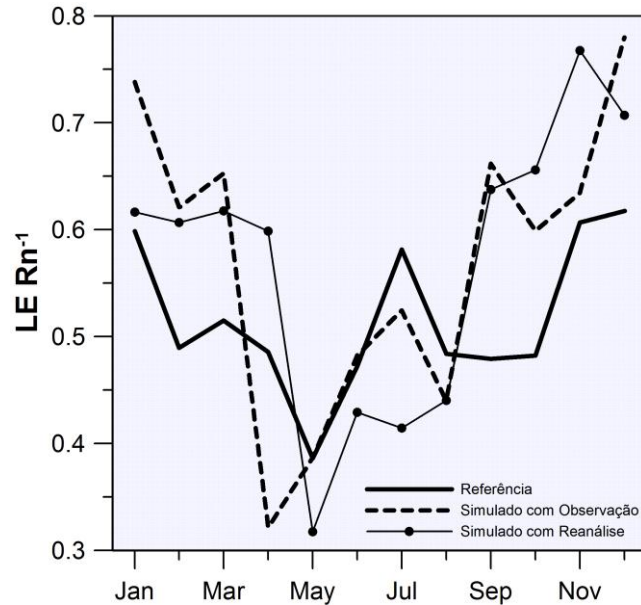


Figura 16: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a cana-de-açúcar.

3.1.3. Cerrado

Para o cerrado (Figura 17), observa-se que os ciclos anuais simulados com a observação e os ciclos das próprias observações são, em geral, muito semelhantes: as diferenças no saldo de radiação, na evapotranspiração e no fluxo de calor no solo, na maior parte do tempo, são inferiores a 20 Wm^{-2} . Entretanto, o fluxo de calor sensível simulado com forçantes observadas é sistematicamente superior ao fluxo observado em todo ciclo anual, com viés máximo de 43 Wm^{-2} no mês de Agosto. A superestimativa do fluxo de calor sensível simulado pode estar relacionada ao não-fechamento do balanço de energia observado, que foi estimado em 70% por da Rocha *et al.* (2009a). Com relação aos fluxos simulados com a reanálise, as diferenças em relação à observação são tão menores quanto menores as diferenças entre irradiância observada e a irradiância da CFSR. Os valores médios mensais de irradiância da reanálise superestimados no trimestre JFM e no segundo semestre são transferidos ao saldo de radiação, que modifica, principalmente, o fluxo de calor sensível.

Os fluxos no cerrado são bastantes sazonais. Em geral, a evapotranspiração é superior ao fluxo de calor sensível, mas a hierarquia se inverte no período mais seco. Conforme a Figura 18, o fluxo de calor latente observado representa entre 30 e 70% da energia disponível, enquanto os valores médios simulados tendem a ter maior amplitude, entre 25 a 75 %.

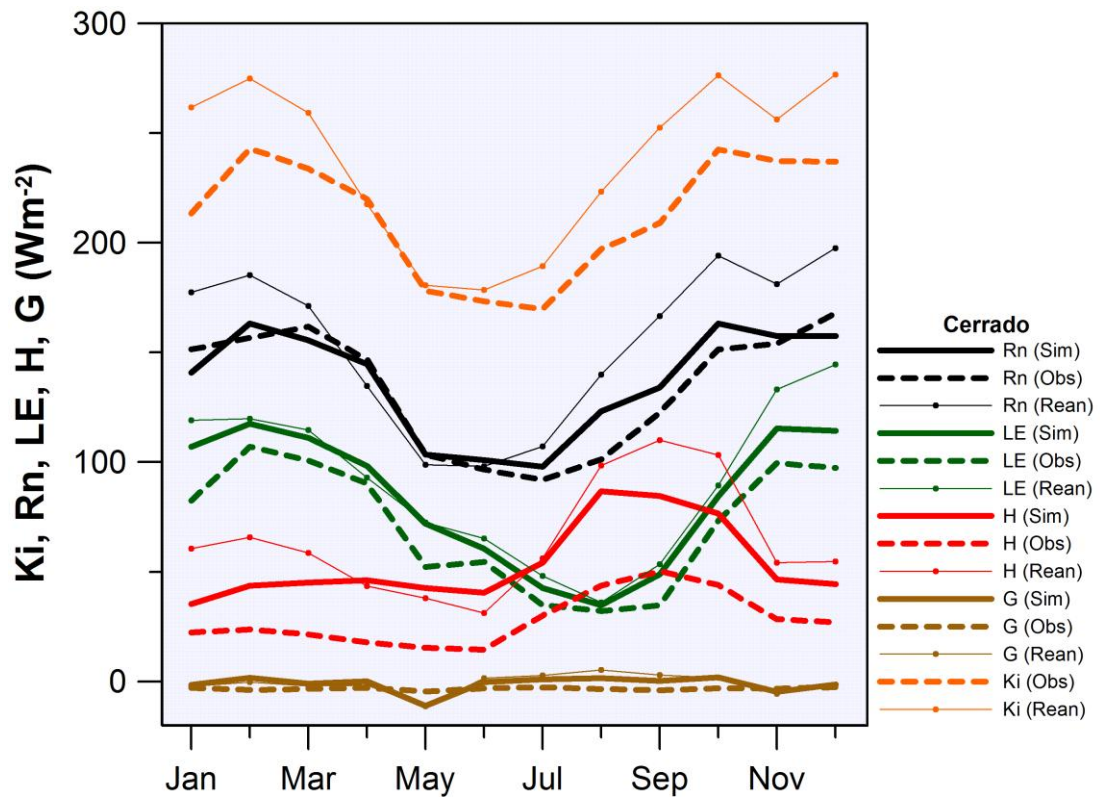


Figura 17: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (Sim, curvas contínuas) para o cerrado, todas em Wm^{-2} .

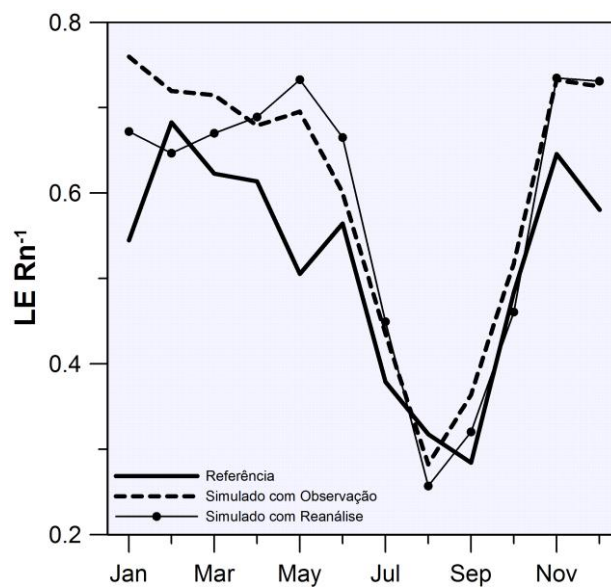


Figura 18: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para o cerrado.

3.1.4. Floresta Amazônica

Na Figura 19, comparando-se os ciclos anuais das observações com os das simulações forçadas com observação, é possível notar que o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo têm boa concordância durante o ano todo. O fluxo de calor latente simulado apresenta valor médio anual similar ao da observação, embora seja subestimado entre 10 e 15 Wm^{-2} no período de máxima evapotranspiração, que ocorre entre Julho e Outubro. Para o mesmo período (Jul-Out), o fluxo de calor sensível simulado tem o maior viés com relação à observação, alcançando 34 Wm^{-2} em Agosto. da Rocha *et al.* (2010) apresentam um índice de fechamento do balanço de energia, $(H+LE)/(Rn-G)$, variando entre 0,90 e 1,05 para os dados observados neste sítio. Os índices mais baixos ocorreram entre Maio e Outubro, e os máximos de Novembro a Março. Especialmente entre Maio e Outubro, quando o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo são semelhantes entre simulação forçada com observação e observação (a diferença no termo $Rn-G$ entre os casos é de $\approx 3,5 \text{ Wm}^{-2}$, na média), a soma $H+LE$ é superior em 14 Wm^{-2} , na média, na simulação com observação. Desta forma, embora o fluxo de calor sensível seja superestimado na simulação com observação quando o fluxo de calor latente é subestimado, esta diferença pode ser menor, uma vez que a observação é subestimada.

A irradiância média mensal da reanálise para a região da floresta é superior à observação para todo ciclo anual, com viés superior a 40 Wm^{-2} para os meses de Maio e o intervalo de Outubro a Janeiro. Em geral, a disparidade entre as irradiâncias desencadeou um aumento nas simulações do saldo de radiação em todo o ciclo, e dos fluxos de calor latente, entre Maio e Dezembro, e calor sensível, entre Novembro e Junho. O fluxo de calor no solo foi semelhante à observação em todo o ciclo anual.

A fração evaporativa (Figura 20) para observação e simulação com forçantes observadas são bastantes semelhantes durante o ciclo anual, com diferença mais acentuada nos meses de Julho, Agosto e Setembro, quando a simulação com observação foi subestimada. Por outro lado, a fração evaporativa da simulação forçada com reanálise foi penalizada entre Janeiro e Maio, quando foi $\approx 15\%$ menor que a observação e a simulação com forçantes observadas. No período restante, o viés foi bastante reduzido, com expressiva melhora na concordância com a observação.

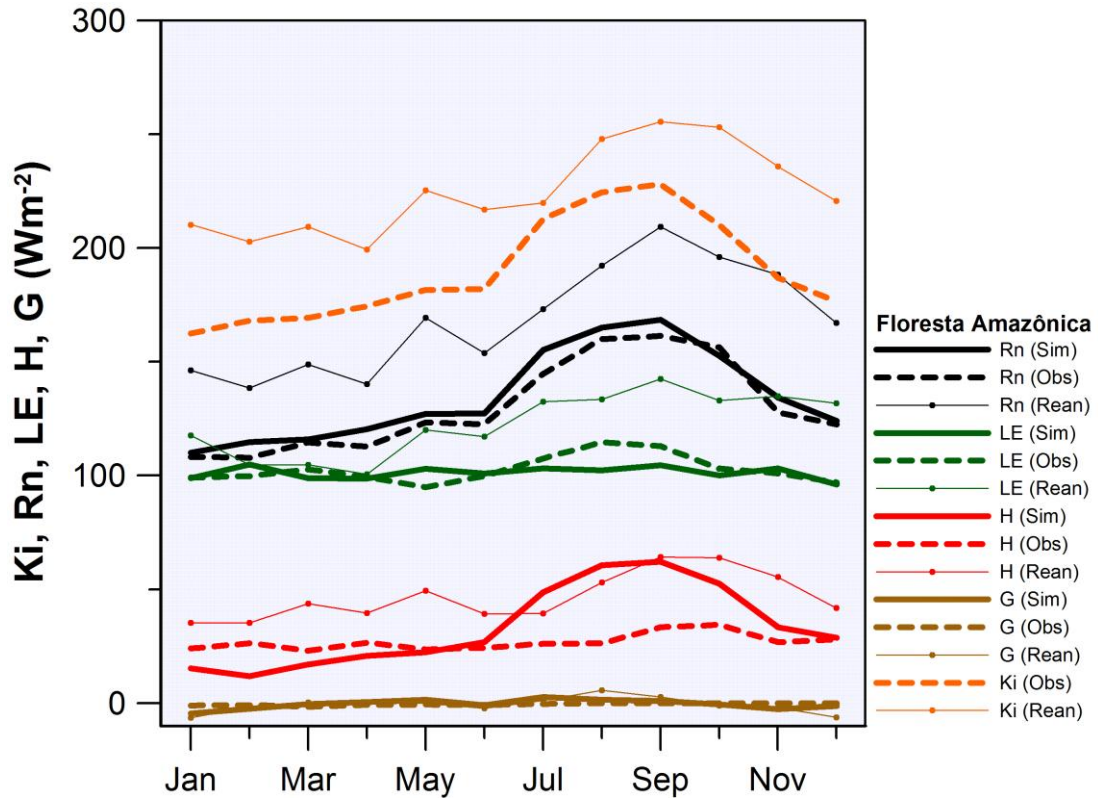


Figura 19: Comparação entre os ciclos anuais da irradiância solar global incidente (curva laranja), do saldo de radiação (curva preta), dos fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e do fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com forçantes da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com forçantes observadas (curvas contínuas) para Floresta Amazônica, todas em Wm^{-2} .

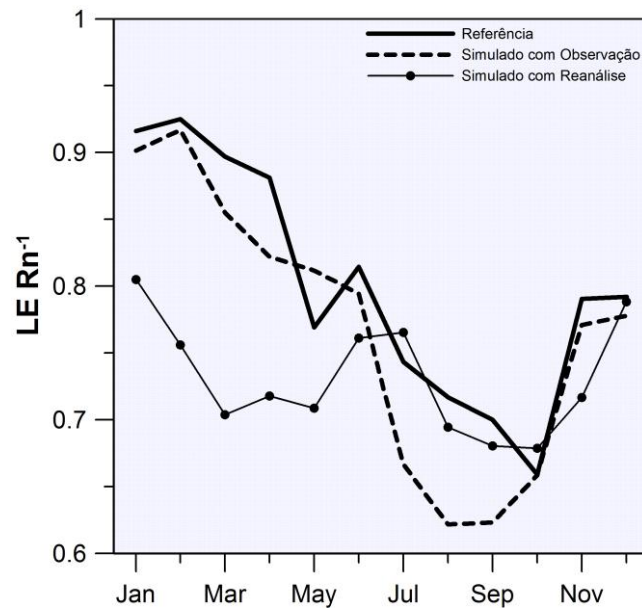


Figura 20: Fração evaporativa média mensal para os dados observados (Referência, curva contínua), para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a Floresta Amazônica.

3.1.5. Mata Atlântica

Com relação à mata atlântica (Figura 21), verifica-se que o ciclo anual do saldo de radiação simulado com observação tem sazonalidade semelhante à observação, mas apresenta viés negativo entre 10 e 20 Wm^{-2} em todo ciclo (exceto Novembro). A mata atlântica foi calibrada a partir das medidas do fluxo de calor sensível observado, cuja média anual é de 15 Wm^{-2} . A simulação obedece a sazonalidade observada, mas superestima os valores médios mensais em até 14 Wm^{-2} , como em Maio, quando foi cerca de 100% superior à média anual. Com um fluxo de calor sensível baixo, a maior parte da energia disponível foi destinada à evapotranspiração, representando, na média anual, 75% do saldo de radiação. Entretanto, como o saldo de radiação simulado com observação foi subestimado, e o fluxo de calor sensível superestimado em relação à observação, espera-se que a evapotranspiração esteja subestimada, uma vez que o fluxo de calor no solo simulado variou em torno do zero para todo o ano.

A irradiância solar incidente da reanálise, para este ponto de grade, foi a que teve pior concordância do ciclo anual com a observação entre as coberturas vegetais calibradas, principalmente para o período de Outubro a Março, que o viés é recorrentemente superior a 50 Wm^{-2} , alcançando 93 Wm^{-2} em Novembro. Consequentemente, o saldo de radiação, a evapotranspiração e o fluxo de calor sensível tiveram maiores vieses positivos neste mesmo período. O fluxo de calor no solo teve pouca alteração.

Quanto à fração evaporativa (Figura 22), o ciclo anual simulado com reanálise subestima a simulação com observação no período em que o viés na irradiância é máximo (Outubro-Março), devido à superestimativa do saldo de radiação, que refletiu, principalmente, na superestimativa do fluxo de calor sensível. No período restante, a fração evaporativa simulada com a reanálise superestima a curva simulada com observação, sendo inclusive superior a 1,0 nos meses de Maio e Junho, e sempre acima de 0,65. O padrão com máximo no mês de Junho e mínimos entre Outubro e Dezembro é observado nas duas simulações.

As ausências dos ciclos anuais da evapotranspiração e do fluxo de calor no solo observados prejudicam a análise da sazonalidade e dos valores médios mensais nesta cobertura vegetal. Embora o saldo de radiação e o fluxo de calor sensível observados estejam disponíveis, foi verificado em outras coberturas o não fechamento do balanço de energia, e, neste caso, não é possível fazer um diagnóstico a este respeito.

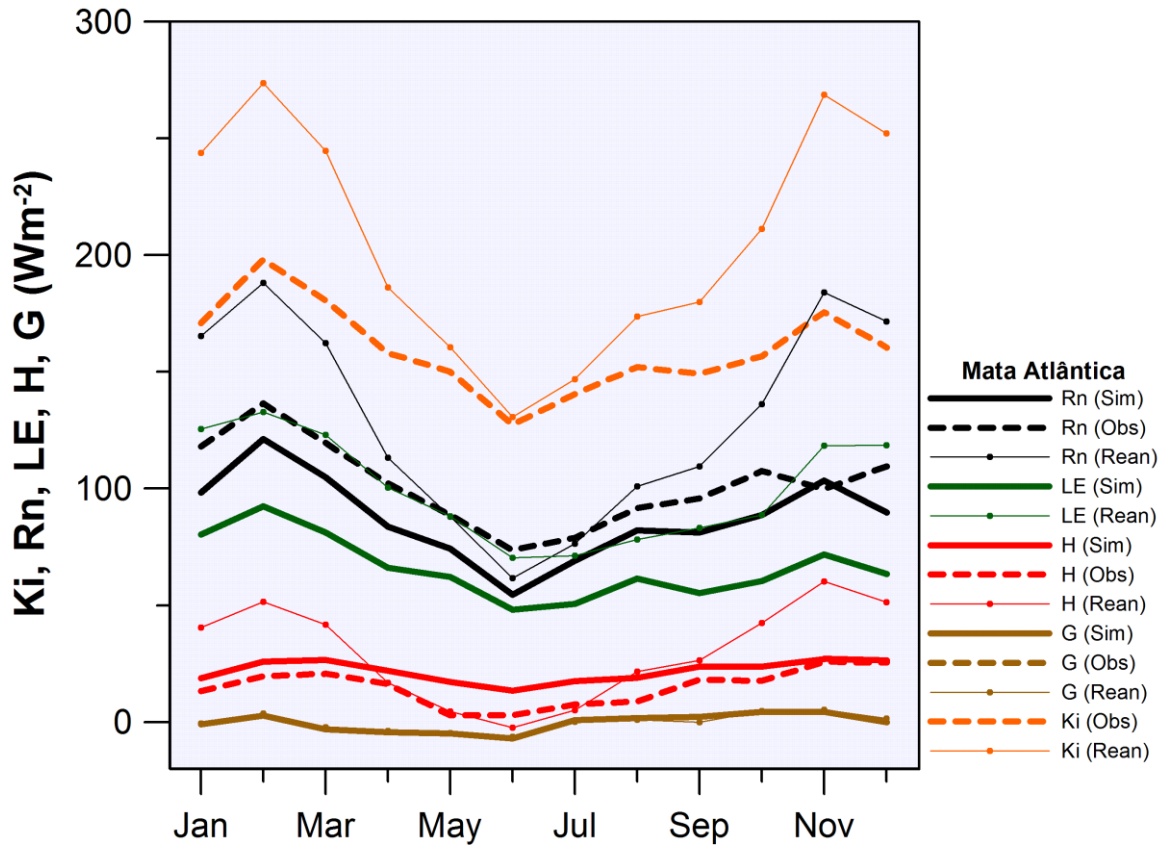


Figura 21: Comparação entre a irradiância solar global incidente (curva laranja), o saldo de radiação (curva preta), os fluxos de calor latente (curva verde) e calor sensível (curva vermelha) e o fluxo de calor no solo (curva marrom) para a simulação com dados da reanálise (Rean, curvas com círculos), para a observação (Obs, curvas tracejadas), e para a simulação com observação (Sim, curvas contínuas) para a Mata Atlântica, todas em Wm^{-2} .

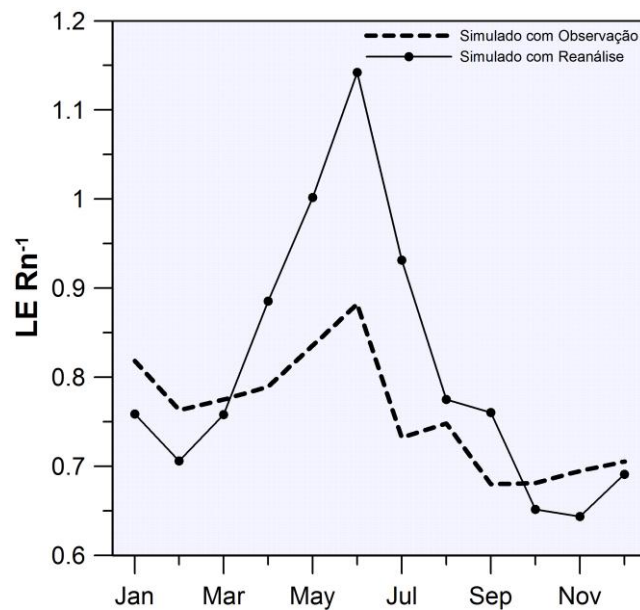


Figura 22: Fração evaporativa média mensal para os fluxos simulados com a observação (curva tracejada), e para os fluxos simulados com a reanálise (curva com bolinhas), para a Mata Atlântica.

De forma geral, as simulações realizadas com forçantes observadas têm boa concordância com os fluxos observados, evidenciando que o processo de calibração foi adequado. As próprias observações estão sujeitas a erros, uma vez que o fechamento do balanço de energia é um dos desafios das campanhas de medidas de energia *in situ*. Casos como o do cerrado e da floresta, em que o saldo de radiação, a evapotranspiração e o fluxo de calor no solo estão adequadamente simulados, mas o fluxo de calor sensível possui um viés, sugerem problema do fechamento de energia, embora o armazenamento de energia na biomassa e no dossel também possam contribuir para este erro.

Em relação às simulações com forçantes da reanálise, o viés da irradiância solar global incidente se mostrou bastante relevante como limitante na reprodução dos padrões dos fluxos de energia simulados com observação. Esta diferença entre irradiância observada e irradiância da reanálise está provavelmente relacionada à representação da nebulosidade na reanálise, de forma que:

- a) a nebulosidade pode se manifestar em escalas menores (sub-grade) atenuando a radiação solar com implicações estritamente locais;
- b) as nuvens rasas e/ou nuvens com topos mais quentes não são identificadas.

As duas hipóteses podem explicar a recorrente superestimativa da irradiância na reanálise, em especial na estação chuvosa.

Com exceção da floresta, as diferenças entre as simulações dos fluxos forçados com a reanálise em relação aos forçados com observação ($\Delta H + \Delta LE + \Delta G$) e as diferenças na irradiância solar incidente da reanálise em relação à observada (ΔKi) têm uma relação linear (ver Figura 23), com a maioria dos pontos apresentando superestimativa dos fluxos ($\Delta H + \Delta LE + \Delta G > 0$). Portanto, uma melhor representação da irradiância solar implicaria em menores vieses nos fluxos. De qualquer forma, os padrões sazonais são simulados corretamente e, de maneira geral, as frações evaporativas simuladas são razoavelmente semelhantes à observação.

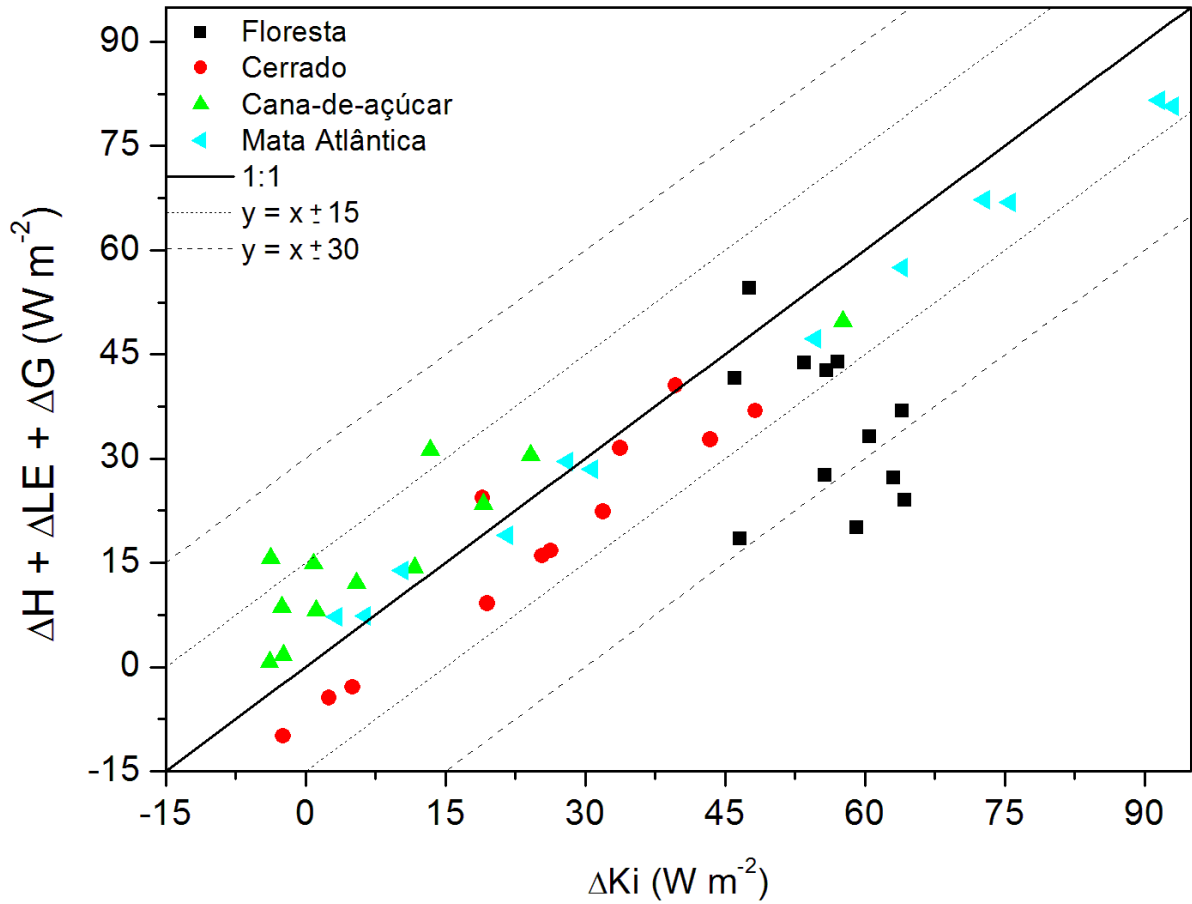


Figura 23: Diagrama de dispersão entre os desvios da irradiância solar global incidente entre observação e reanálise (ΔK_i , eixo x) e a soma dos desvios entre os fluxos simulados com reanálise e observação ($\Delta H + \Delta LE + \Delta G$, eixo y), em W m^{-2} , para as coberturas Floresta Amazônica, Cerrado, Cana-de-açúcar e Mata Atlântica. A curva preta contínua é a reta 1:1, enquanto as pontilhadas representam offsets de ± 15 e $\pm 30 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente a partir da 1:1.

3.2. Variabilidade sazonal das forçantes atmosféricas

Neste tópico, as forçantes da reanálise e precipitação do CPC utilizadas no modelo SiB2-Reg são descritas em médias trimestrais (DJF, MAM, JJA e SON) entre 1995 e 2002.

a) Irradiância Solar Incidente

A irradiância solar global incidente (Figura 24) no trimestre DJF é mais alta para a maior parte do Brasil, exceto em parte do NEB e na Amazônia, onde a irradiância é maior no trimestre SON e parte em JJA. DJF representa o verão austral, quando a oferta de energia solar é maior. Em algumas regiões do RS, SC e PR observam-se valores máximos acima de 274 Wm^{-2} .

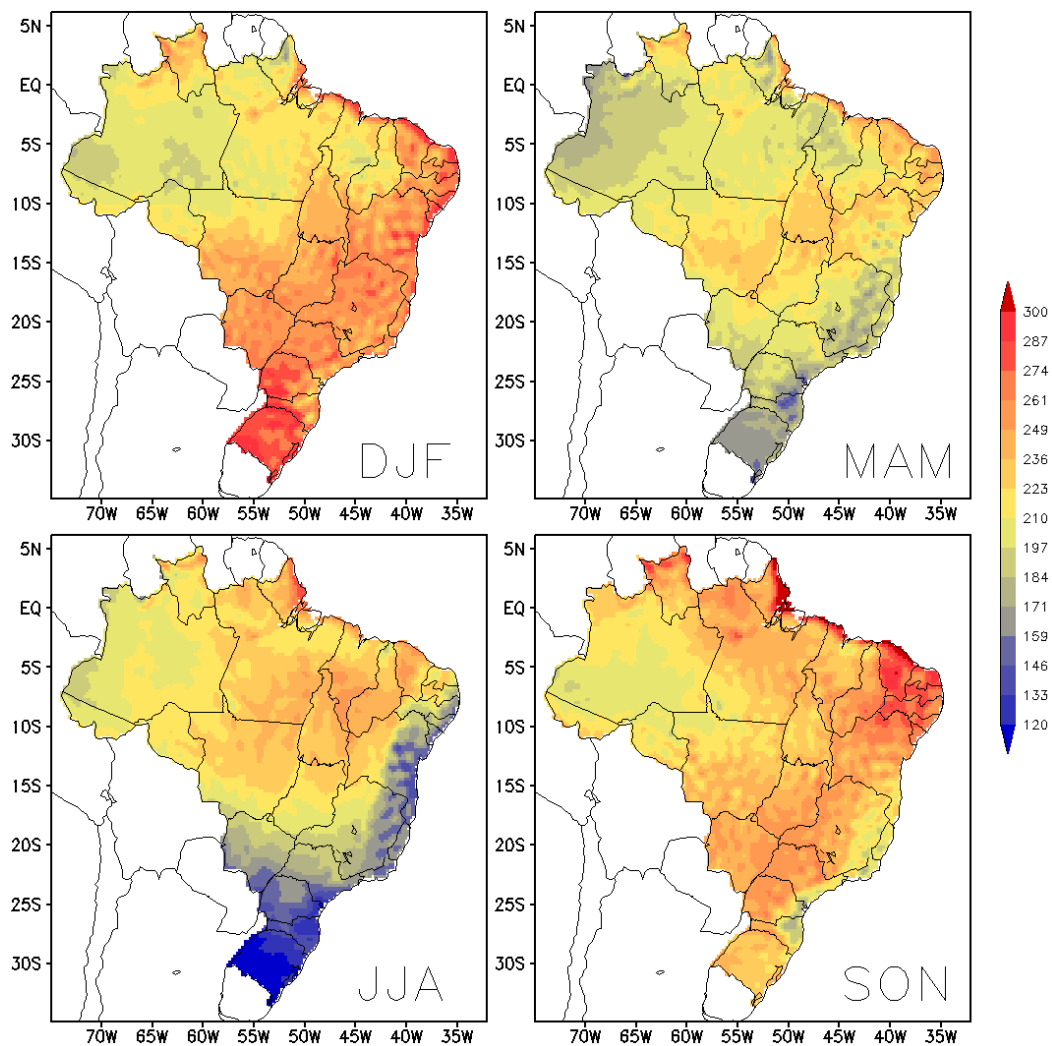


Figura 24: Média da irradiância solar global incidente, em Wm^{-2} , para os trimestres de Dezembro a Fevereiro (DJF), Março a Maio (MAM), Junho a Agosto (JJA) e Setembro a Novembro (SON), no período de 1995 a 2002.

Como DJF também costuma ser o trimestre mais chuvoso, a cobertura de nuvens (que atuam refletindo a radiação solar) é maior. Desta forma, em regiões equatoriais, onde a oferta de energia é alta durante todo o ano, a irradiância será mais alta em trimestres mais secos, com menor cobertura de nuvens. É o que ocorre ao norte do MT e ao sul do PA em JJA, e no NEB (exceto a BA), RR, AP e ao norte do PA e AM em SON. No trimestre MAM, a irradiância diminui para todo o Brasil, em especial nos estados da região Sul, região costeira do Sudeste e no lado oriental de MG. Este é o trimestre com mínimo de irradiância na maior parte do AM, no AP, parte do PA e MA. Em JJA, a irradiância média trimestral apresenta seu mínimo absoluto em toda extensão nacional: 120 Wm^{-2} no RS. A irradiância tem seu valor mínimo em toda região Sul, Sudeste, Centro-Oeste (exceto MT) e parte do NEB (da BA ao RN), e é neste trimestre que se observam os maiores gradientes norte-sul. Por último, SON é o trimestre em que a irradiância torna a aumentar na maior parte das regiões. Em todos os trimestres é possível observar o efeito da cobertura de nuvens na descontinuidade nos campos, que aparecem como uma série de máximos e mínimos locais. Em JJA, quando a nebulosidade é menor, esta descontinuidade é menor, aparecendo com maior evidência em MG e BA.

b) Temperatura do ar

A temperatura do ar apresenta padrões semelhantes às variações na irradiância solar global incidente para as regiões Sul e Sudeste e parte da BA, sendo estas regiões as que apresentam maior contraste durante o ano. Entretanto, o trimestre mais quente para a maior parte das regiões é SON, quando o Pantanal, a Amazônia central, e partes do PI, TO, MT e GO alcançam valores médios de temperatura de $\approx 304 \text{ K}$, e toda região Norte, e parte do Centro-Oeste e Nordeste permanecem acima dos 299 K . Isto ocorre, possivelmente, porque a irradiância solar global incidente em SON é próxima a DJF, mas com menor ocorrência de sistemas precipitantes, que costumam atuar resfriando o ar. Em JJA observam-se os mínimos de temperatura para quase todo o Brasil, com destaque para a região Sul, onde a temperatura média é de $\approx 285 \text{ K}$. É neste trimestre que o Sol está na sua posição mais ao norte e quando a ocorrência de frentes frias é mais frequente, e adentra para regiões de latitudes mais baixas. O contraste térmico entre os trimestres é de $\approx 5 \text{ K}$ para a região Norte e $\approx 12 \text{ K}$ para a região Sul, sendo que as demais regiões têm contraste entre estes dois limiares.

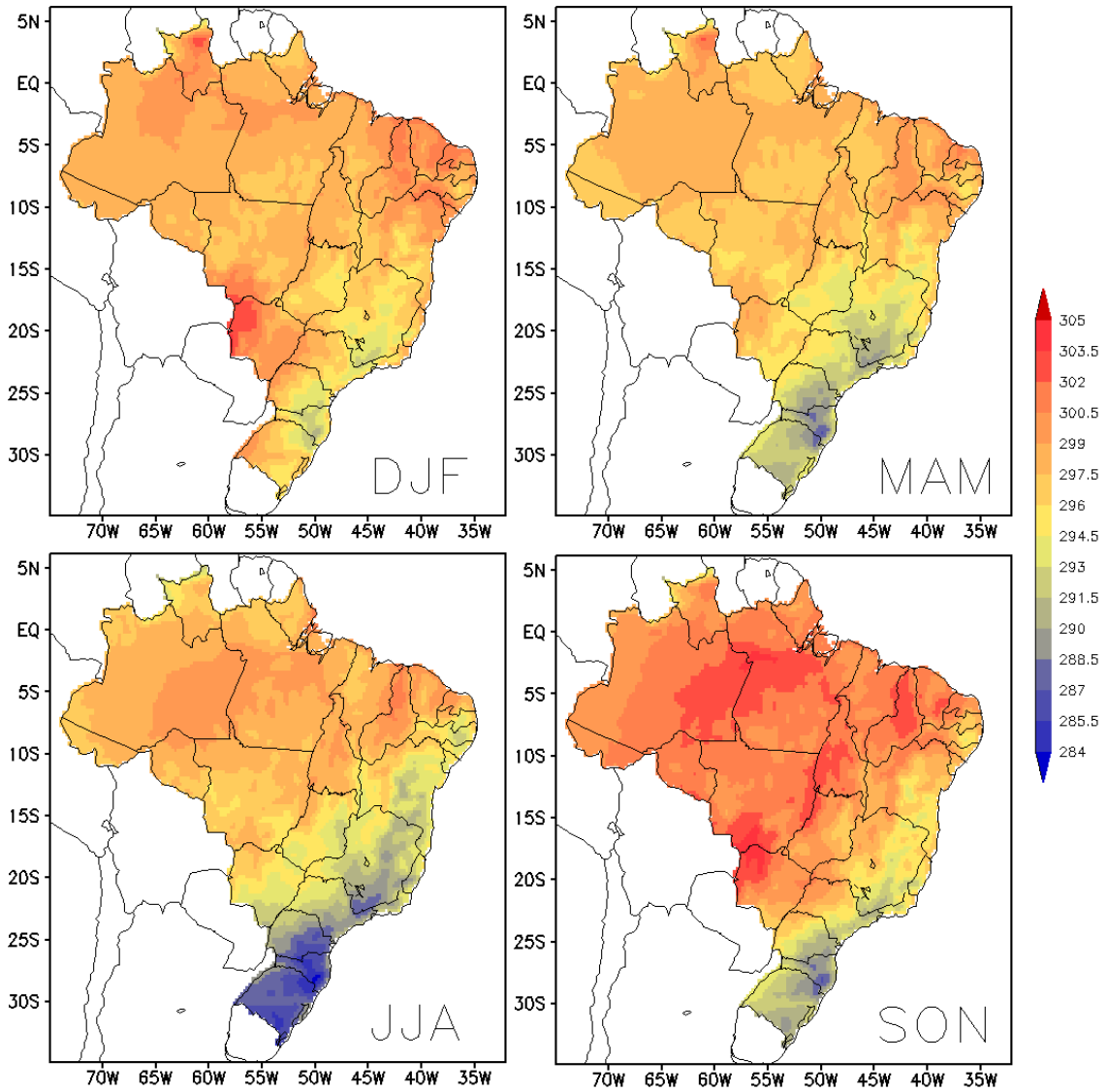


Figura 25: Média da temperatura do ar, em K, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.

c) Precipitação

No trimestre DJF observam-se núcleos de máxima precipitação na Amazônia, com acumulados trimestrais de ≈ 1000 mm. Observa-se, também, a contribuição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), numa faixa de precipitação mais alta orientada de Noroeste a Sudeste, saindo do sul da Amazônia e passando pelas regiões Centro-Oeste e Sudeste, onde os acumulados de precipitação são mais altos em relação aos demais trimestres. Em MAM, com a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) na sua posição mais ao Sul, o norte da região Amazônica, em conjunto com os estados nordestinos mais ao norte (MA, PI,

CE, RN, PE e PB), apresentam os máximos de precipitação no ano neste trimestre. As demais regiões têm diminuição da precipitação trimestral em relação à DJF. A diminuição é ainda maior em JJA, quando todo Brasil central tem acumulados de precipitação no trimestre abaixo dos 100 mm. O acumulado é maior na faixa equatorial da região Norte, na região costeira do NEB, que é atingida pelas ondas de leste e pela atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, e na região Sul, que apresenta precipitação bem distribuída durante o ano todo, em decorrência das frentes frias. Por último, SON marca o início do estabelecimento da estação chuvosa observada em DJF, exceto na região de influência da ZCIT, que encontra-se na sua posição mais ao Norte.

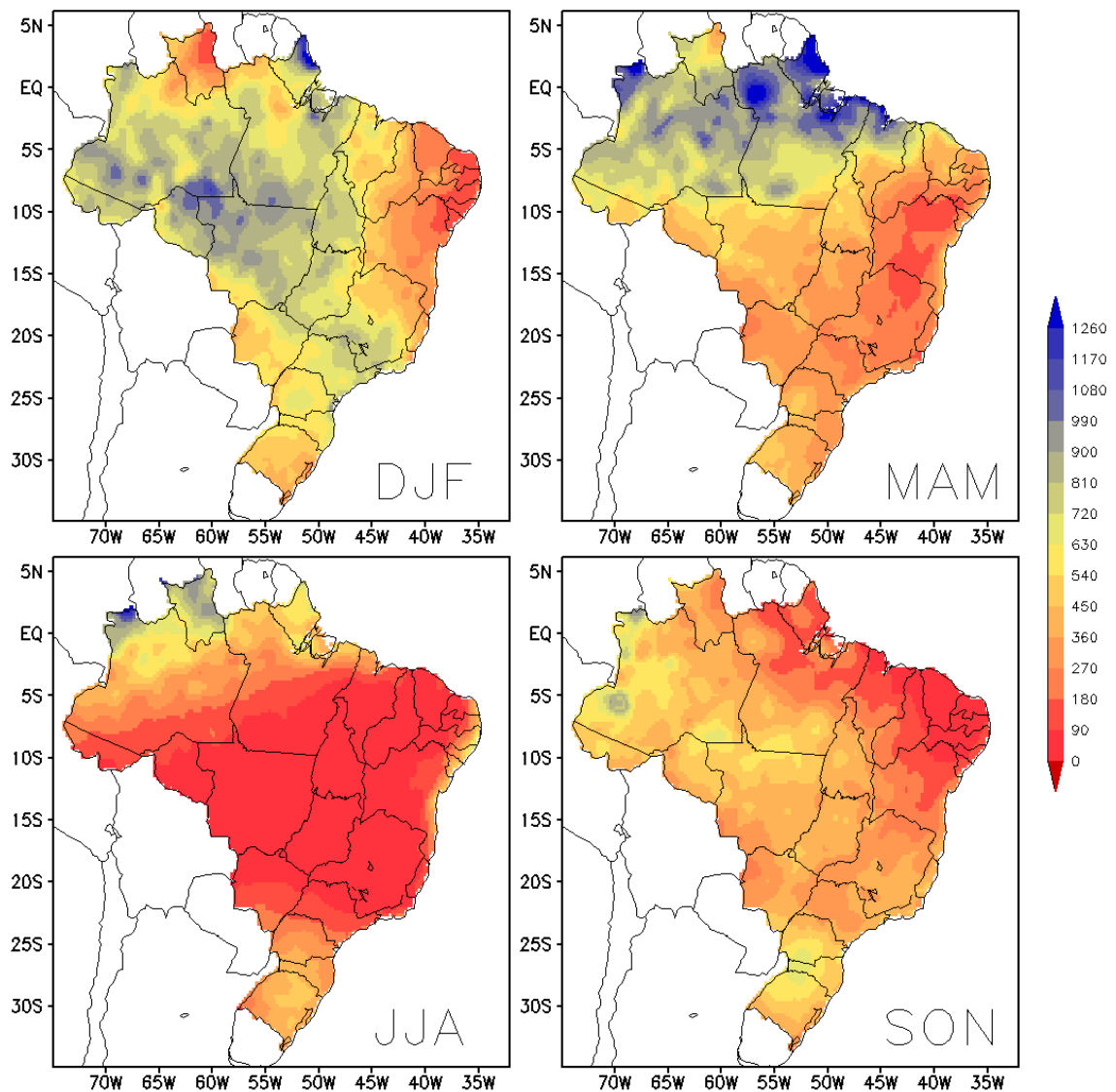


Figura 26: Média da precipitação acumulada, em mm, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.

d) Déficit de pressão de vapor

Observa-se em DJF que o déficit de pressão de vapor (dpv) é mais alto no NEB, no norte dos estados do AM, PA e o estado de RR, na região do Pantanal e no RS, enquanto nas demais regiões predominam valores mais baixos de dpv, variando entre 2 e 7,4 hPa. Estas regiões são mais úmidas neste período devido à caracterização da estação chuvosa, com a presença da Zona de Convergência do Atlântica Sul organizando a umidade trazida da Amazônia para o Sudeste, e às frentes frias que avançam, principalmente, nas regiões Sul e Sudeste do Brasil.

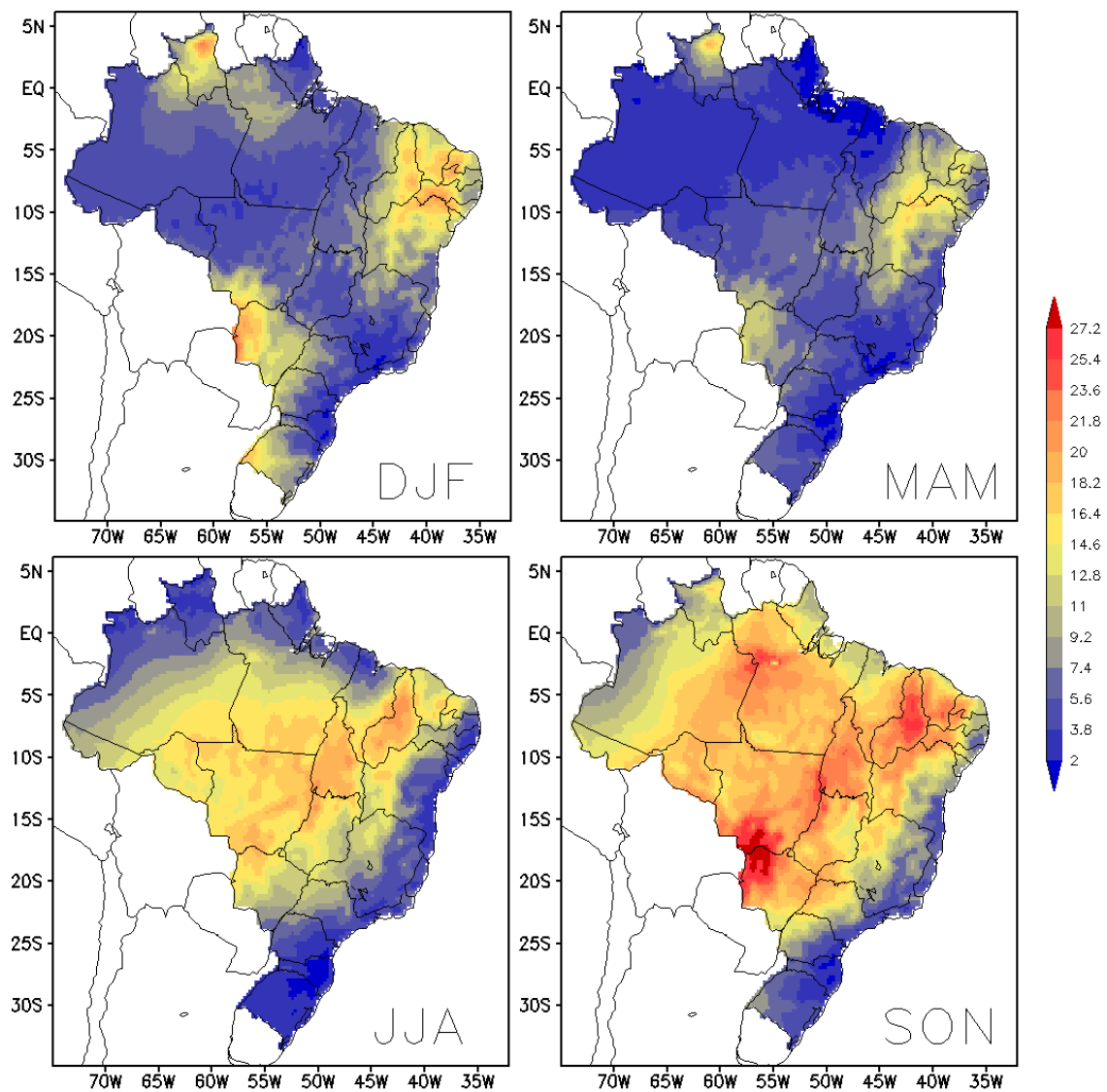


Figura 27: Média do déficit de pressão de vapor, em hPa, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.

A entrada de frentes frias ocorre durante o ano todo, fazendo com que a região Sul tenha dpv relativamente mais baixo em todos os trimestres, em especial em JJA. No trimestre MAM, o dpv é inferior ao trimestre anterior para o Brasil inteiro, inclusive alcançando o mínimo absoluto para a maior parte do Brasil. A região Amazônica e parte do NEB sofrem a influência da Zona de Convergência Inter-Tropical, que está na sua posição mais ao Sul neste trimestre. De forma geral, a umidade em MAM ainda é alta, especialmente em Março, mas como a temperatura diminui em relação à DJF, a pressão de vapor de saturação também diminui e o dpv é menor. Em JJA, observa-se um aumento do dpv para todo o Brasil central, com valores de até ≈ 20 hPa, denotando um período mais seco nestas regiões. As faixas de dpv mais baixa na Amazônia e no NEB são explicadas pela ocorrência de precipitação, enquanto a faixa no Sudeste e a região Sul apresentam dpv mais baixo devido às temperaturas mais baixas. No trimestre SON, a variabilidade espacial do dpv é controlada pela temperatura, de forma que este trimestre é o que apresenta os maiores valores de dpv, atingindo 27,2 hPa no Pantanal.

e) Velocidade do vento

O padrão da velocidade do vento depende tanto da circulação global, como da topografia, de circulações de mesoescala e até mesmo da vegetação, que exerce atrito. A região da bacia Amazônica apresenta os valores mínimos de velocidade do vento para o Brasil durante todo o ano ($< 2 \text{ m s}^{-1}$). Este fato deve-se à ação do atrito exercido pela Floresta Amazônica e trata-se de uma região mais barotrópica, com baixo gradiente de temperatura e pressão. O vento é mais forte para esta região em SON, devido a atuação dos alísios de Sudeste. Por outro lado, o NEB apresenta valores mais altos de velocidade do vento todo o ano, devido a ocorrência dos alísios na região, em conjunto com a presença de uma vegetação menos densa. O efeito da brisa terrestre-marinha intensifica o vento na costa que vai do AM ao RN. Os máximos na velocidade do vento ocorrem em JJA e SON, em paralelo com a intensificação dos alísios de Sudeste. A região Sul é rota de frentes frias durante todo o ano e também tem velocidade do vento média trimestral mais alta que as demais regiões, em especial nos trimestres de JJA e SON. Centro-Oeste, Sudeste e parte do Nordeste sofrem a influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul, em especial em JJA e SON, quando está mais

próxima ao continente e o vento é mais forte, e também da passagem de frentes. Entretanto, o vento é mais fraco do que em relação ao Sul e ao NEB, variando entre 1 e 3 m s⁻¹.

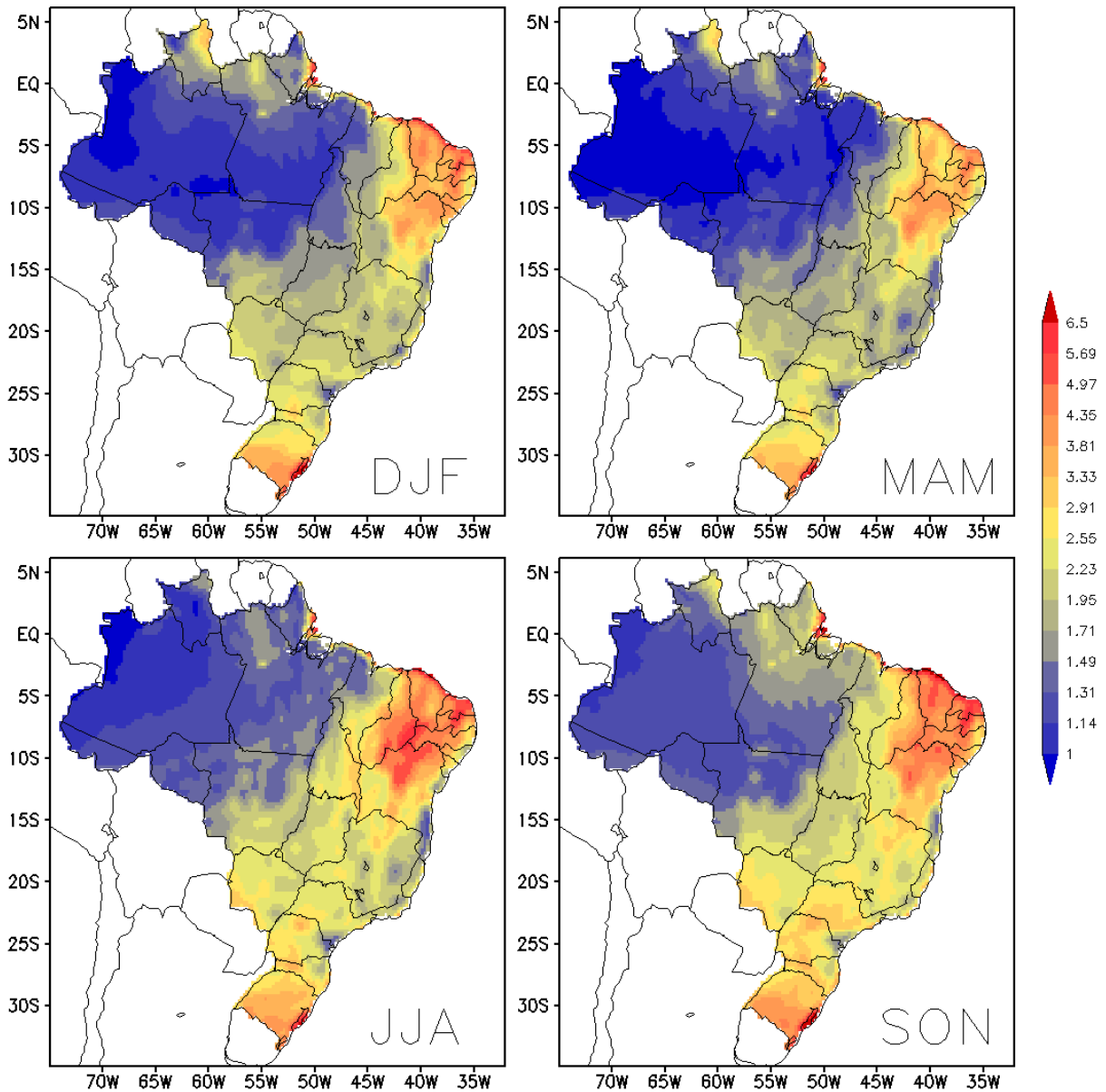


Figura 28: Média da velocidade do vento, em m s⁻¹, para os trimestres de dezembro a fevereiro (DJF), março a maio (MAM), junho a agosto (JJA) e setembro a novembro (SON), no período de 1995 a 2002.

As médias anuais das forçantes apresentam coerência na variação sazonal. As atuações dos principais sistemas sinóticos atuantes no Brasil, como ZCAS, ZCIT e frentes frias, são observadas nos campos forçantes. Desta forma, as forçantes da CFSR e a precipitação do CPC parecem adequadas ferramentas na representação dos diferentes climas observados no Brasil.

3.3. Balanços anuais de água e energia

Nesta seção são apresentados os balanços médios anuais de energia e água no Brasil, discriminados em suas respectivas componentes. Os campos simulados são médias de oito anos, entre 1995 e 2002, com oito anos de *spin up*, referentes ao mesmo período, que foi replicado. Para o balanço de água, os valores apresentados são totais anuais médios.

3.3.1. Balanço de água

Com relação ao balanço de água, pode-se notar pela Figura 29a, de maneira simplificada, quatro regiões com totais anuais bastantes distintos: as regiões do Sertão e Agreste nordestino e o norte de MG, com totais anuais de $\approx 750 \text{ mm ano}^{-1}$; com núcleo mais seco inferior a 500 mm ano^{-1} ; a região da Amazônia central e a região Sul do país, com acumulados da ordem de 2000 mm ano^{-1} ; a região de transição entre a Amazônia e a região Sul, que inclui as regiões com fisionomia de Cerrado, os estados do Sudeste (exceto o norte de MG) e do Centro-Oeste (exceto o interior do Pantanal), com valores médios de 1500 mm ano^{-1} ; e, por último, o norte do Amapá e o noroeste da Amazônia (e alguns outros núcleos pela Amazônia), com acumulados superiores a 3000 mm ano^{-1} . Estes padrões na precipitação têm efeito direto na geração de escoamento (Figura 29c), de forma que o escoamento é tão maior quanto maior a precipitação observada para a dada região. A região com precipitação mais baixa teve, de forma geral, escoamento total menor que 250 mm ano^{-1} , com muitas regiões com escoamento total inferior a 50 mm ano^{-1} . Estas últimas, com escoamento mais baixo, utilizam de 85 a 95% da precipitação para evapotranspirar água (ver Figura 29d), de acordo com os valores sugeridos por Wilcox *et al.* (2003) para regiões mais secas. Por outro lado, as regiões com acumulados de chuva acima de 3500 mm ano^{-1} podem alcançar escoamentos superiores a 2500 mm ano^{-1} , ou seja, $\approx 70\%$ da água precipitada escoam. Nas regiões restantes, o escoamento total é de 250 a 750 mm ano^{-1} . Quanto à evapotranspiração (Figura 29b), a cobertura vegetal exerce grande influência nos valores médios anuais, com algumas características bem marcadas: (i) os mínimos na Caatinga, com acumulados menores que 760 mm ano^{-1} e que em boa parte variam entre 400 e 520 mm ano^{-1} ; (ii) o gradiente longitudinal na faixa entre 10°S e 5°S com os biomas Floresta Amazônica, Cerrado e Caatinga, que varia de $\approx 1500 \text{ mm ano}^{-1}$ na Floresta até valores da ordem de 500 mm ano^{-1} ; (iii) o contraste das clareiras na Floresta Amazônica com a vegetação nativa; e (iv) os máximos na região com Mata Atlântica, atravessando a região costeira do Brasil, com

evapotranspiração acima de 1100 mm ano^{-1} . Em suma, as regiões onde a fração evaporativa é menor que 0,5 possuem índices pluviométricos mais altos. Isto ocorre, possivelmente, porque a taxa de precipitação supera a condutividade hidráulica de saturação do solo, gerando muito escoamento rápido, ou porque a extração radicular é baixa e a água que infiltra no solo é majoritariamente drenada gravitacionalmente para recarregar o aquífero, gerando maiores taxas de escoamento básico. A primeira hipótese é mais aplicada para explicar os mínimos da fração evaporativa na região Norte (AM e AP), e a segunda para a região Sul. Por outro lado, onde os índices pluviométricos são mais baixos, a infiltração é possivelmente o processo dominante e a água no solo é majoritariamente extraída pelas raízes para transpiração.

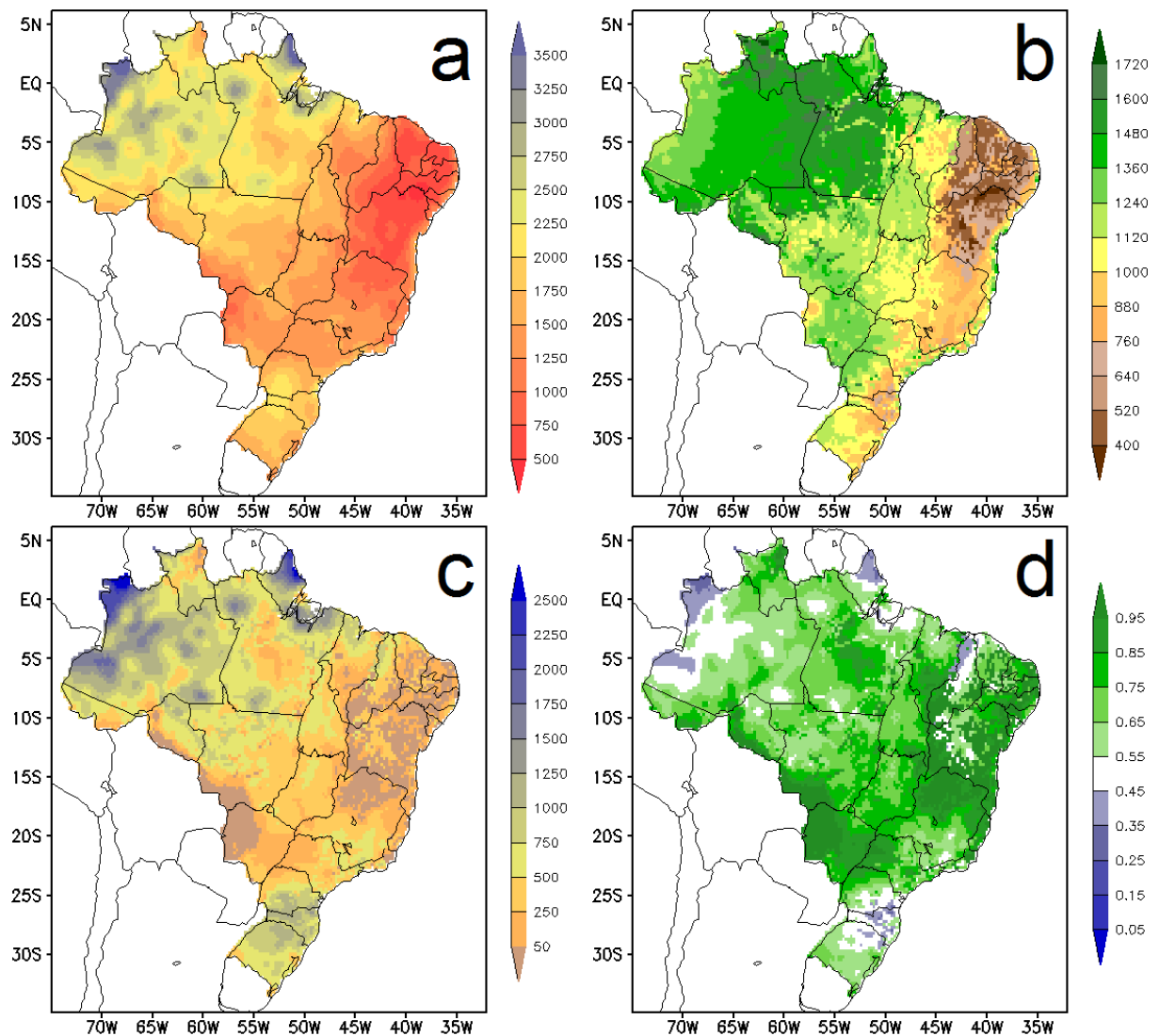


Figura 29: Campos totais médios anuais, entre 1995 e 2002, para a) precipitação do CPC, em mm ano^{-1} ; b) evapotranspiração simulada, em mm ano^{-1} ; e c) escoamento total simulado, em mm ano^{-1} . A razão entre os campos b) e a) é mostrada em d).

3.3.2. Balanço de energia anual

O saldo de radiação (Figura 30b) é a soma dos balanços de radiação de onda curta e onda longa, e representa a energia disponível para geração dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente e, em menor escala, do fluxo de calor no solo. A irradiância solar global incidente (Figura 30a) é de primária importância no balanço total e é responsável por explicar considerável parte dos padrões no saldo de radiação. A região da Amazônia apresenta na Figura 30a um gradiente longitudinal da porção ocidental em sentido a oriental, que vai de 180 a 230 Wm^{-2} , padrão oposto ao campo de precipitação, indicando que a nebulosidade atenua a radiação incidente nesta região. Este padrão também é marcado na Figura 30b, que varia de 150 a 170 Wm^{-2} . O mínimo de irradiância solar global incidente sobre a região Sul do país também é possivelmente explicada pela nebulosidade, uma vez que a região é rota frequente de frentes frias e a precipitação é bem distribuída durante o ano todo. O saldo de radiação nesta região é o mínimo em todo o Brasil, de $\approx 90 \text{ Wm}^{-2}$. Na região costeira do AP, MA, PI e CE, observam-se máximos de irradiância acima de 270 Wm^{-2} com saldo de radiação superior a 185 Wm^{-2} . A região do Sertão Nordestino também apresenta um máximo local de irradiância de $\approx 250 \text{ Wm}^{-2}$, uma vez que a região semi-árida possui muitas nuvens rasas durante todo o ano. As demais regiões possuem irradiância média entre 220 a 235 Wm^{-2} . Algumas regiões da Figura 30a possuem mesma irradiância solar incidente, mas saldo de radiação diferente, como por exemplo, o estado do AM e do RS. A Figura 31 mostra que a floresta Amazônica apresenta o saldo de radiação mais alto, seguida pelo Cerrado, Caatinga e Mata Atlântica, e que a Pastagem e a Cana possuem os menores saldos. A saldo é maior onde a refletância é menor (albedo solar mais baixo) e onde o déficit no balanço de onda longa é menor. De fato, as refletâncias no visível e no infravermelho próximo prescritas são maiores para Pastagem e menores para a Floresta. Isto justifica os mínimos locais na região do arco do desflorestamento da Amazônia, nos estados de SP, GO e Sul do MS, de $\approx 120 \text{ Wm}^{-2}$, e, sobretudo, nas regiões onde a irradiância solar incidente já é mais baixa, que vai do RS até o centro da BA, de $\approx 100 \text{ Wm}^{-2}$.

Com relação ao fluxo de calor latente (Figura 30c), é observado uma hierarquia geral, com grande dependência da cobertura vegetal: a região com Floresta Amazônica apresenta os máximos fluxos simulados, variando entre 100 e 130 Wm^{-2} , diretamente proporcional à variação na oferta de energia, e parte da região costeira coberta com Mata Atlântica, que também atinge valores superiores a 100 Wm^{-2} . Em seguida, a faixa que engloba os estados de MT, TO, GO, MS e a porção ocidental dos estados de SP e PR, com predomínio do Cerrado,

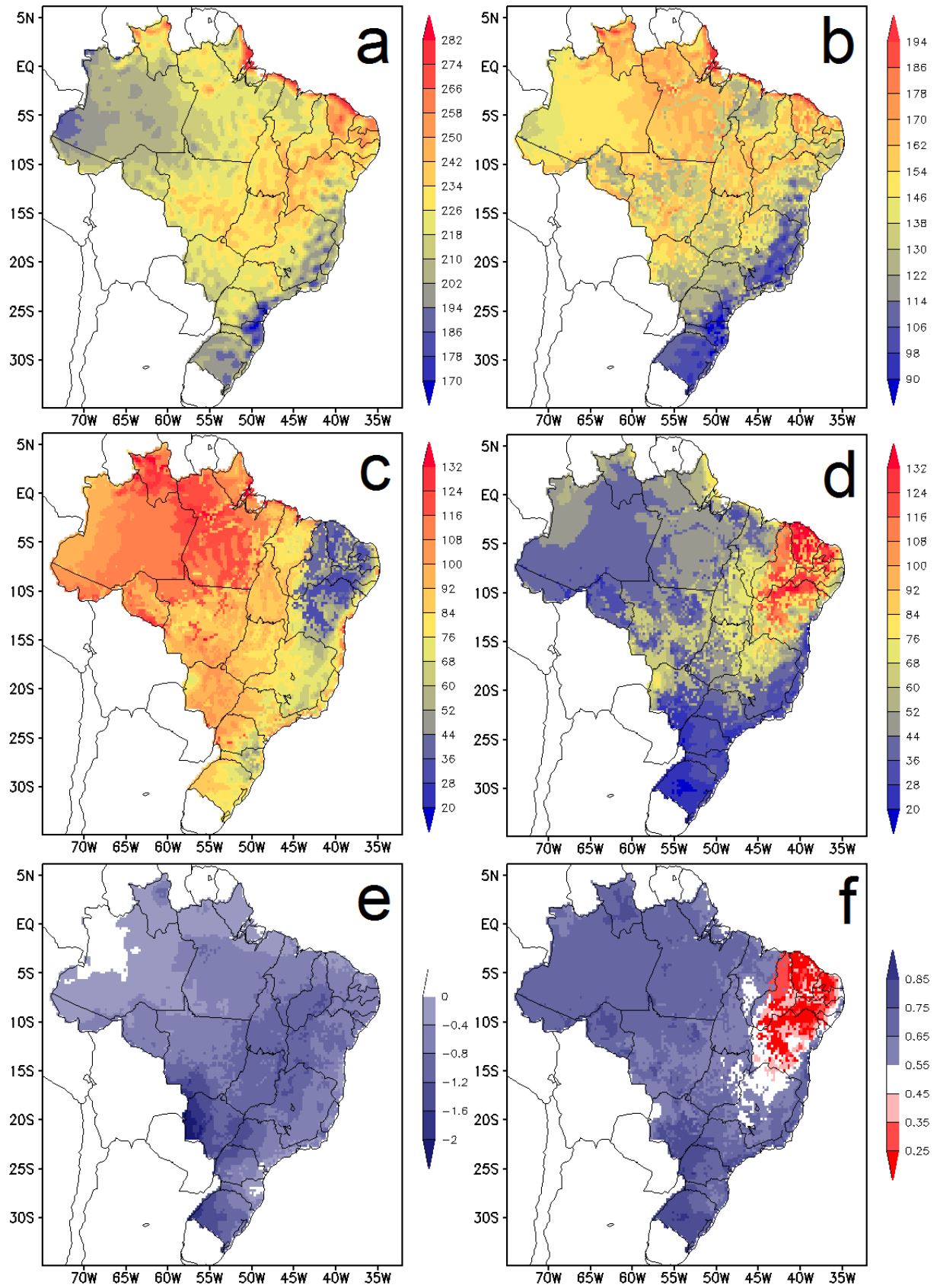


Figura 30: Campos médios anuais, em W m^{-2} , para a) irradiância solar global incidente; b) saldo de radiação simulado (R_n); c) fluxo de calor latente simulado (LE); d) fluxo de calor sensível simulado; e) e) fluxo de calor no solo simulado. A fração evaporativa ($LE R_n^{-1}$) é mostrada em f).

onde o fluxo de calor latente varia entre 80 e 100 Wm^{-2} . Em terceiro, as áreas cobertas com pastagem no Sul e Sudeste, além do MA, apresentando valores entre 45 e 80 Wm^{-2} de acordo com a oferta de energia. Por último, a cobertura da Caatinga, com valores mínimos simulados para o Brasil entre 20 a 45 Wm^{-2} .

Por sua vez, o fluxo de calor sensível (Figura 30d) pode ser visto como o restante da energia disponível que não foi utilizada para evaporar água: tem máximos na região da Caatinga, alcançando médias anuais acima de 130 Wm^{-2} . A cobertura vegetal com Floresta Amazônica apresenta, em sua maioria, médias de $\approx 40\text{-}50 \text{ Wm}^{-2}$, que são superiores apenas aos valores observados na pastagem e mata atlântica, em especial, nas regiões Sul, Sudeste e centro-sul do MS, que variam entre 20-40 Wm^{-2} . Nas regiões restantes cobertas pelo Cerrado, a média oscila entre 70 e 85 Wm^{-2} .

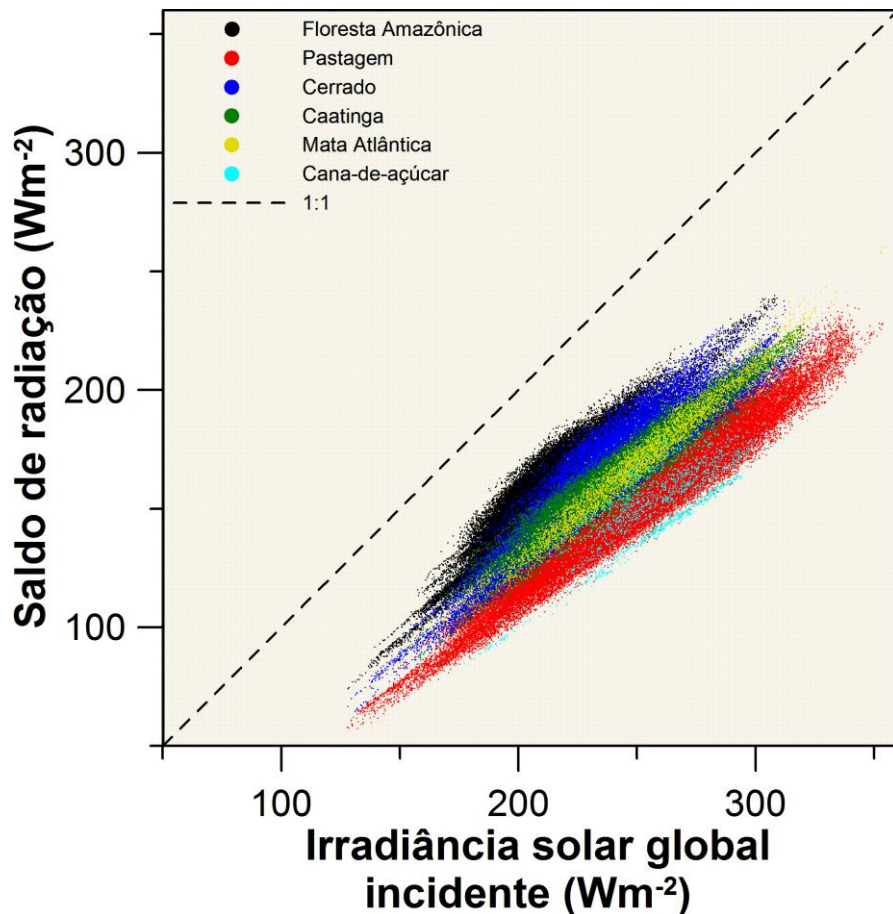


Figura 31: Diagrama de dispersão entre saldo de radiação simulado e irradiância solar global incidente da CFSR, ambos em Wm^{-2} , para as coberturas Floresta Amazônica (círculos pretos), Pastagem (círculos vermelhos), Cerrado (círculos azuis escuros), Caatinga (círculos verdes), Mata Atlântica (círculos amarelos) e Cana-de-açúcar (círculos azuis claros). A linha pontilhada preta representa a reta 1:1.

O fluxo de calor no solo (Figura 30e) é de magnitude muito inferior aos fluxos de calor latente e sensível, próximo de zero na média anual, com mínimos de -2 Wm^{-2} , indicando que uma pequena porção de calor é trazida das camadas mais profundas do solo para a superfície.

A Figura 30f mostra que a fração evaporativa é inferior a 45% apenas para a região da Caatinga. Nos arredores da Caatinga, e a parte norte de MG, observa-se frações evaporativas de $\approx 0,5$, que atuam como transição às áreas restantes, superiores a 0,55. Valores acima de 0,5 denotam que o fluxo de calor latente é superior ao calor sensível, e é o padrão que se observa na maior parte do Brasil. Para a Amazônia, a fração evaporativa é de $\approx 0,8$.

3.4. Evapotranspiração

Nesta seção são apresentados os resultados médios sazonais da evapotranspiração e a contribuição de cada componente (transpiração, evaporação de água interceptada e evaporação de água livre no solo) no total evapotranspirado, entre 1995 e 2002.

3.4.1. Variabilidade média sazonal da evapotranspiração

A Figura 32 mostra a variação sazonal da evapotranspiração para todo o Brasil. Para o trimestre DJF, a evapotranspiração é máxima nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste (exceto a porção norte do MT), os estados de RR e TO da região Norte, e o centro-sul da BA. Os valores concentram-se, principalmente, entre 4 e 5 mm dia⁻¹, mas ultrapassam os 5 mm dia⁻¹ em diversas regiões do Brasil ocidental que vai do RS ao MT, e em RR. Nestas regiões, a evapotranspiração diminui gradativamente com o estabelecimento da estação seca nos trimestres MAM e JJA, alcançando valores de $\approx 0,5$ a 2,5 mm dia⁻¹ (exceto RR, com mínimos de ≈ 3 mm dia⁻¹) e torna a aumentar em SON, com o início das chuvas. A Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT) alcança sua posição mais ao Sul em MAM, trazendo maior precipitação e menor oferta de energia para os estados mais ao norte da região Norte e Nordeste. Desta forma, com exceção do MA, da Zona da Mata e a parte Sul dos estados da BA e PI, a evapotranspiração assume seu valor máximo (≈ 2 a 4 mm dia⁻¹) no NEB, devido à maior oferta de água em MAM. Por outro lado, na Amazônia, a evapotranspiração assume seu valor mínimo (≈ 3 a 3,5 mm dia⁻¹) devido à menor oferta de energia, em decorrência da maior nebulosidade. O trimestre JJA apresenta valores mais altos de evapotranspiração (≈ 4 mm dia⁻¹) na Amazônia, em paralelo com o aumento da oferta de energia, e valores mais baixos no Sertão nordestino e parte de MG, SC e RS (0,5 a 1 mm dia⁻¹). Por último, SON é o trimestre em que a nebulosidade é mais baixa na Amazônia, e o saldo de radiação é máximo, intensificando a evapotranspiração, que alcança valores médios de 4 a 5 mm dia⁻¹, com núcleos de 5,5 mm dia⁻¹ na Amazônia central. O NEB tem seu período mais seco (exceto a Zona da Mata), com os estados mais ao norte (CE e RN) apresentando mínimos de evapotranspiração inferiores a 0,5 mm dia⁻¹, reflexo da ZCIT mais ao norte. As outras regiões têm aumento da evapotranspiração com o início da estação chuvosa, em paralelo com o aumento da umidade do solo e da fração de folhas verdes.

Em valores absolutos, a média espacial da evapotranspiração simulada para a Bacia Amazônica foi de 3,77, 3,44, 3,77 e 4,35 mm dia⁻¹, para os trimestres DJF, MAM, JJA e SON, respectivamente. A média anual é de 3,83 mm dia⁻¹. Este valor é compatível com a evapotranspiração média anual de $3,9 \pm 0,7$ mm dia⁻¹ calculada por modelos, estimada por da Rocha *et al.*(2010).

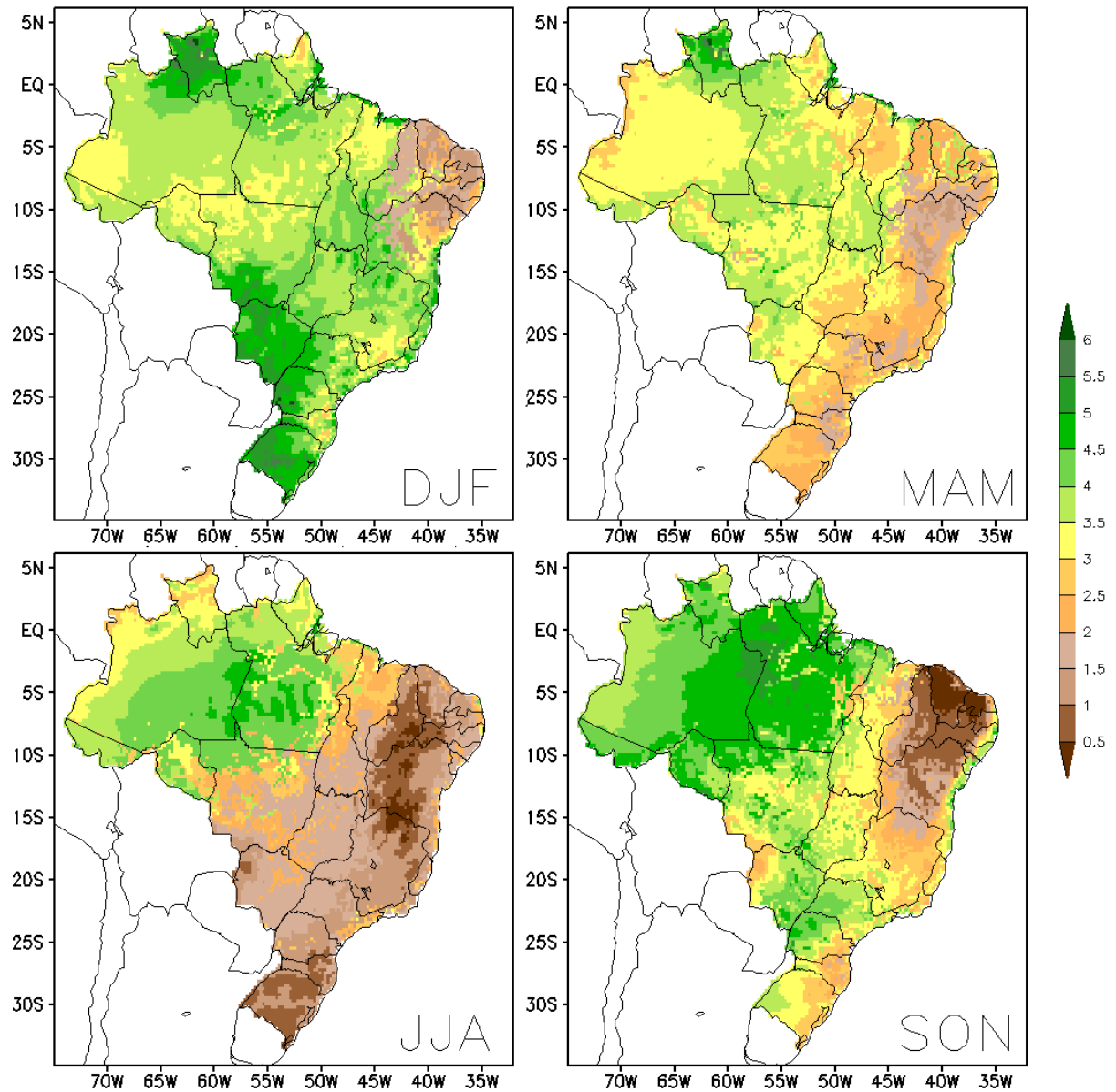


Figura 32: Campos médios sazonais, entre 1995 e 2002, da evapotranspiração simulada, em mm dia⁻¹, para os trimestres DJF (Dezembro-Janeiro-Fevereiro), MAM (Março-Abril-Maio), JJA (Junho-Julho-Agosto) e SON (Setembro-Outubro-Novembro).

3.4.2. Componentes da evapotranspiração

A transpiração (ver Figuras 33a e 33b) é a principal componente da evapotranspiração (E) para a maior parte do Brasil, com exceção das áreas cobertas pela Caatinga no NEB. Ela representa, em geral, de 50 a 70% de toda evapotranspiração, com valores máximos na Amazônia, Mata Atlântica e na região que engloba o MS (com exceção do Pantanal), SP e PR. A transpiração na Caatinga é de $\approx 0,5 \text{ mm dia}^{-1}$ na média anual, e representa de 25 a 40% da evapotranspiração total. Em valores absolutos (Figura 34), a Floresta Amazônica transpira na média anual $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$ (63% da E), seguida pela Mata Atlântica com $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$ (67% da E), Cerrado com $1,9 \text{ mm dia}^{-1}$ (60% da E), Pastagem com $1,7 \text{ mm dia}^{-1}$ (58% da E), Cana com $1,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (51% da E) e, por último, Caatinga com $0,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (35% da E), e possui a maior dispersão em torno da média entre as componentes da evapotranspiração.

Com relação à evaporação da água interceptada pelo dossel (ver Figuras 33c e 33d), sua participação é mais efetiva onde, ao mesmo tempo, a precipitação é bem distribuída durante todo o ano e o índice de área foliar é alto. Na Floresta Amazônica, esta componente chega a contribuir com valores entre $1,1$ e $1,4 \text{ mm dia}^{-1}$, o que representa $\approx 30\%$ no montante evapotranspirado. A Mata Atlântica na costa da região Sudeste, o estado de SC, parte do Cerrado presente nos estados de MT, TO e GO, e pequenas porções do NEB têm de 24 a 30% da evapotranspiração oriunda da evaporação da água interceptada. Em valores absolutos (Figura 34), a evaporação média anual da água interceptada pelo dossel contribui com $1,2 \text{ mm dia}^{-1}$ (30% da E) para floresta, $0,78 \text{ mm dia}^{-1}$ (25% da E) para Mata Atlântica, $0,75 \text{ mm dia}^{-1}$ (24% da E) para o Cerrado, $0,62 \text{ mm dia}^{-1}$ (22% da E) para a Pastagem, $0,60 \text{ mm dia}^{-1}$ (22% da E) para a Cana e $0,22 \text{ mm dia}^{-1}$ (18% da E) para a Caatinga.

Por último, a evaporação de água livre do solo (ver Figuras 33e e 33f) tem menor contribuição no total evapotranspirado para a maior parte do Brasil, exceto na Caatinga e nas regiões com cana-de-açúcar. Para a Caatinga, a evaporação de água livre do solo chega a alcançar 60% da evapotranspiração, o que possivelmente ocorre porque o solo da região é quente e a água que chega evapora antes de infiltrar, representando na média anual $0,6 \text{ mm dia}^{-1}$ (47% da E). Quanto a cana, o solo fica exposto por alguns meses durante o seu desenvolvimento, o que é uma possível explicação para a contribuição de 26% na evapotranspiração, cerca de $0,70 \text{ mm dia}^{-1}$ na média anual. A maior contribuição do semi-árido nordestino, e da cana nos estágios iniciais na evaporação de água direto do solo, concordam com o apontado por Lawrence *et al.* (2007) e Kool *et al.* (2014).

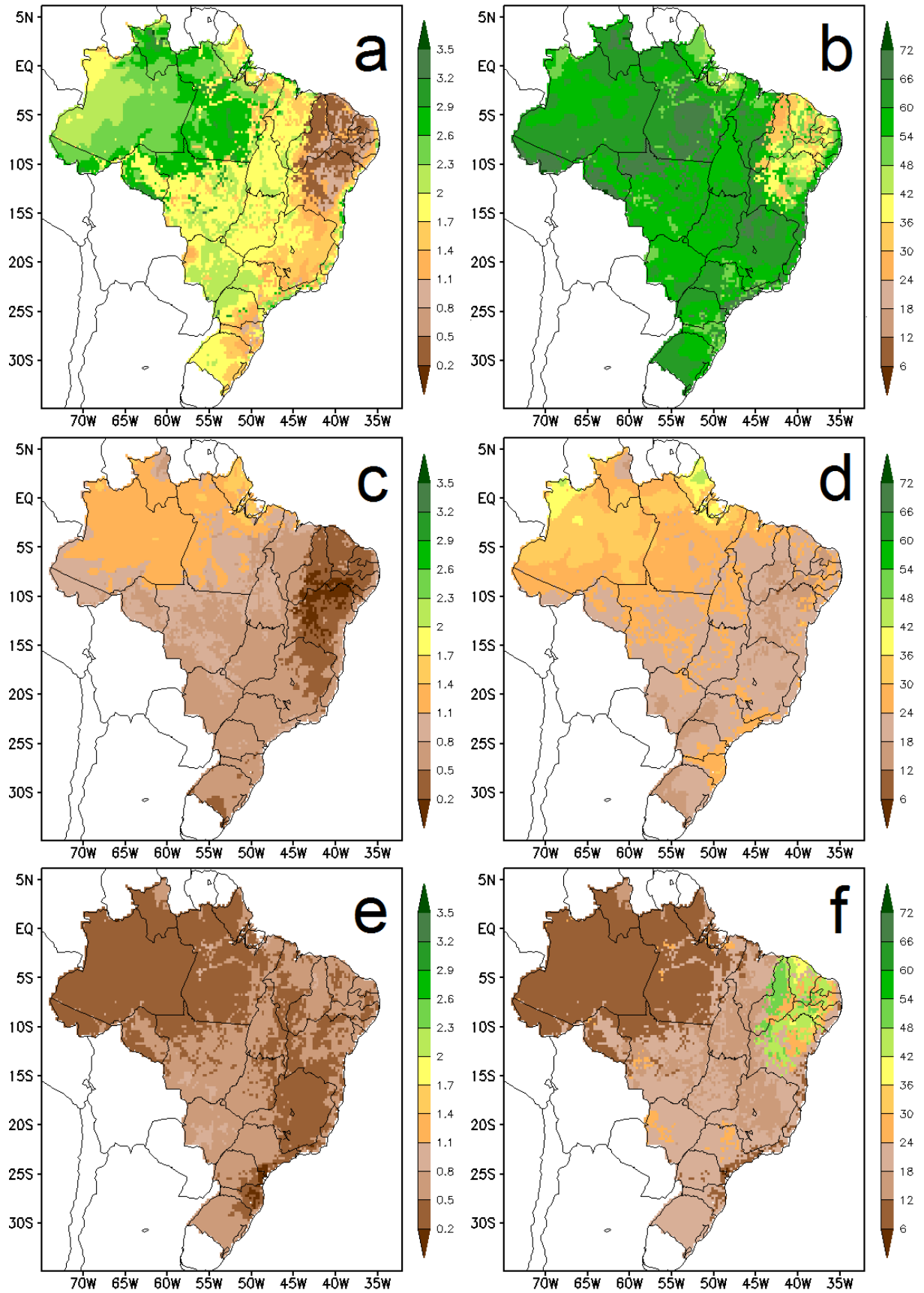


Figura 33: Componentes médias anuais da evapotranspiração: transpiração (a e b), evaporação da água interceptada (c e d) e evaporação da água livre no solo (e e f). Do lado esquerdo as componentes estão em mm dia^{-1} , e do lado direito estão normalizadas pela evapotranspiração total, em %.

As regiões cobertas com Floresta Amazônica e Mata Atlântica tem contribuição de $\approx 8\%$ da evaporação direta de água no solo, o que representam, respectivamente, $0,25$ e $0,31$ mm dia^{-1} na média anual. Para o Cerrado a contribuição na média anual é de $0,52$ mm dia^{-1} (17% da E) e para a Pastagem, é um pouco maior, $0,60$ mm dia^{-1} (21% da E).

Considerando todas as coberturas juntas, em um valor médio para todo o Brasil, a transpiração anual contribui com $1,95 \pm 0,61$ mm dia^{-1} (60% da E), a evaporação da água interceptada com $0,83 \pm 0,32$ mm dia^{-1} (26% da E) e a evaporação da água livre no solo com $0,47 \pm 0,16$ mm dia^{-1} (14% da E), totalizando $3,25$ mm dia^{-1} de evapotranspiração. Comparando-se com os valores médios globais reportados por Dirmeyer *et al.* (2006), o Brasil apresenta transpiração 12% maior e evaporação da água interceptada pelo dossel 10% superior à média global, contrabalanceadas pela diminuição de 22% na evaporação de água livre no solo. A maior contribuição da evaporação de água interceptada para o Brasil é, possivelmente, devida ao índice de área foliar mais elevado das coberturas Floresta Amazônica, Mata Atlântica e Cerrado, que armazenam mais água no dossel.

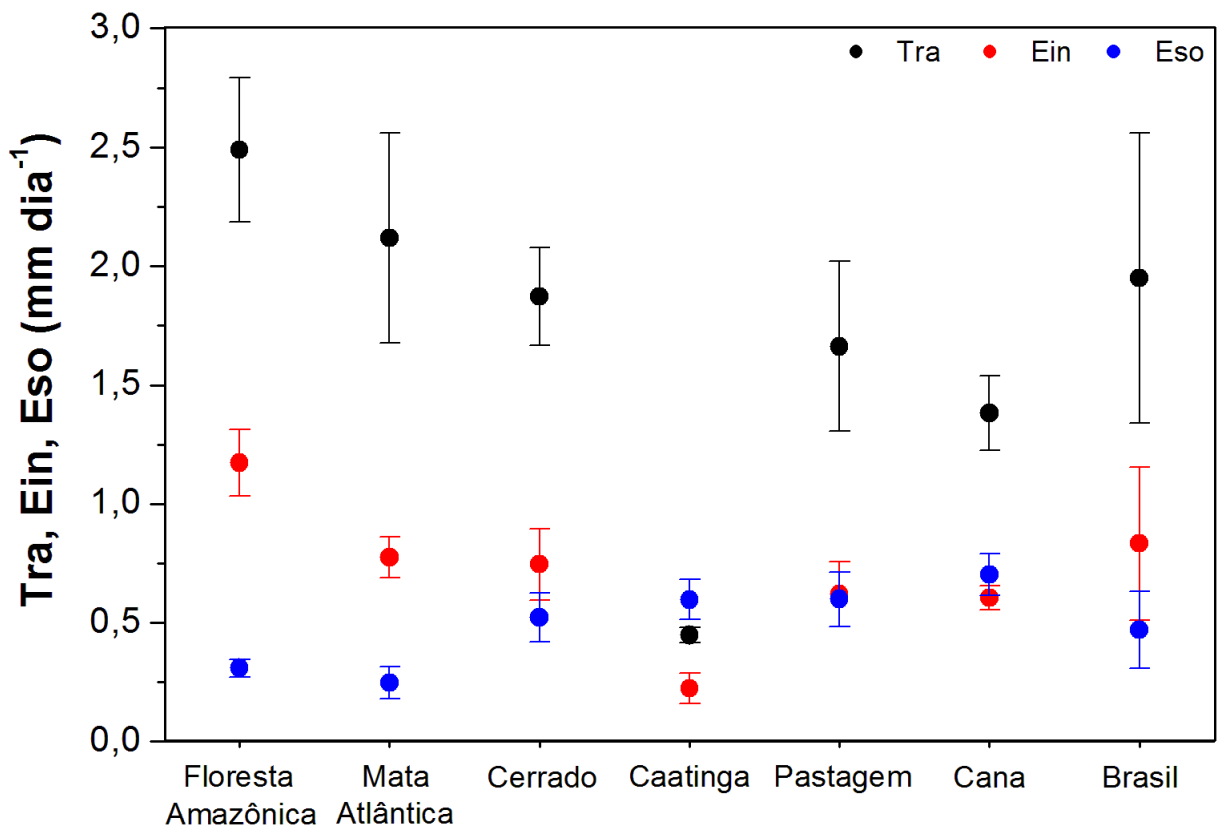


Figura 34: Componentes médias anuais da evapotranspiração, em mm dia^{-1} , divididas espacialmente por coberturas vegetais (Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrado, Caatinga, Pastagem e Cana-de-açúcar) e em um valor médio para o Brasil. Os círculos pretos representam a transpiração (Tra), os vermelhos a evaporação de água interceptada (Ein), e os azuis a evaporação de água do solo (Eso). As barras indicam o desvio padrão atribuído à média espacial.

3.5. Deflúvio

3.5.1. Comparação entre deflúvios médios mensais calculado e observado

Nesta seção são apresentados os resultados referentes às simulações do deflúvio mensal calculado para os 11 postos de aproveitamento descritos na Tabela 1. A medida do posto de aproveitamento integra todos os pontos de grade dentro da área de drenagem a montante do mesmo, e representa uma fração da bacia completa do rio principal, que é tão maior quanto mais próximo o posto estiver do exutório real da bacia. Por simplicidade, estas bacias com exutório nos postos de aproveitamento receberam os nomes do rio principal, ou, quando existirem mais de um posto no mesmo rio, receberam os nomes das regiões fisiográficas em que se localizam. Por exemplo, a bacia com exutório no posto de Xingó será chamada de bacia do Baixo São Francisco.

A bacia do Rio Paranapanema (Figura 35) tem dois períodos marcados: (i) o que vai do início da série até Novembro de 1999, quando há boa concordância entre o deflúvio calculado e o de referência, embora superestime os picos de Jan-Fev/97, Jul/1999 e todo o ano de 1998, quando o calculado foi superior em até $\approx 50 \text{ mm mês}^{-1}$; (ii) o que vai de Dez/99 até o fim da série, quando o deflúvio calculado é sistematicamente subestimado.

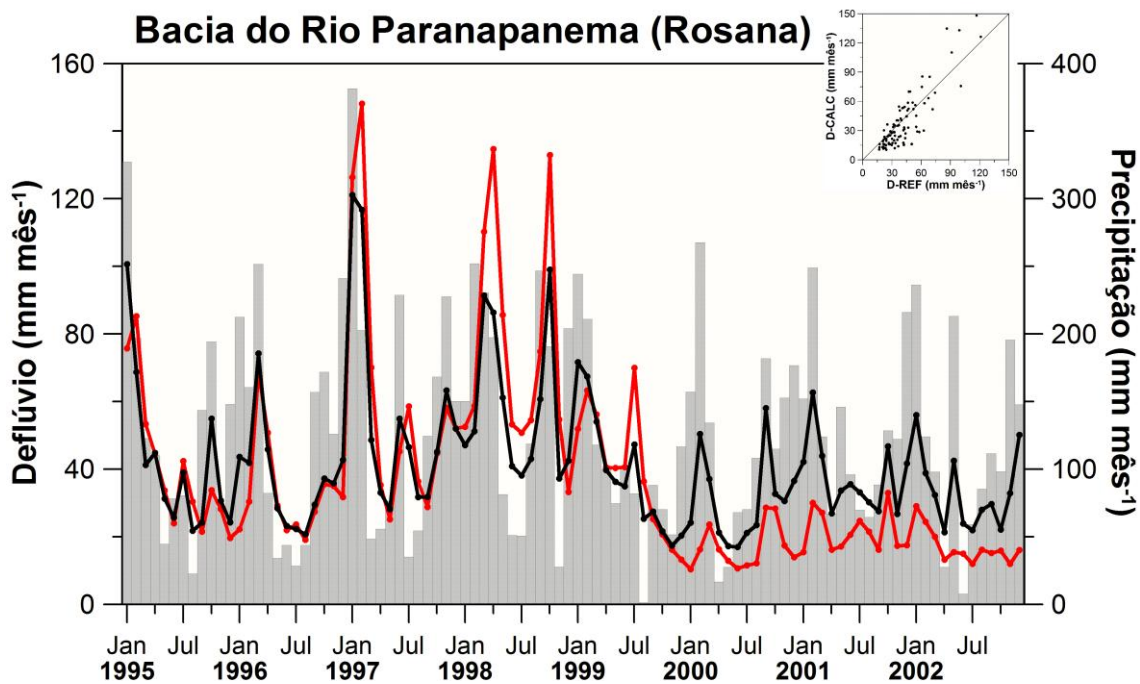


Figura 35: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paranapanema (posto de Rosana), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

O ano de 1999 teve o menor total precipitado (1258 mm ano^{-1}) entre 1995 e 2002, com anomalia de -280 mm ano^{-1} em relação à média do período. Este ano mais seco induziu uma diminuição da umidade do solo, e esta se estabilizou em um patamar mais baixo até o fim da série, diminuindo, principalmente, a drenagem de água para o aquífero. De qualquer forma, os deflúvios calculado e observado estão em fase durante toda série. A análise do diagrama mostra um aumento na dispersão para valores acima de $\approx 90 \text{ mm mês}^{-1}$ e uma grande concentração de pontos abaixo da 1:1 entre 15 e 60 mm mês^{-1} , representando o segundo período descrito.

O deflúvio calculado na bacia do Rio Paranaíba (Figura 36) é, recorrentemente, subestimado nas secas e nas enchentes. Ocorre um atraso no deflúvio calculado de seca de um a dois meses com relação à referência. A diferença na época das cheias é maior nos anos de 1997 e 2000, quando a precipitação foi mais alta, e o deflúvio calculado supera a referência em até 64 mm mês^{-1} (Jan/97), e também no ano de 1998. Nos outros anos, o deflúvio calculado nas cheias é semelhante à referência ou até subestimado (ano de 2001). O diagrama mostra que o deflúvio calculado é majoritariamente superestimado para valores acima de 60 mm mês^{-1} , e majoritariamente subestimado para valores abaixo de 40 mm mês^{-1} .

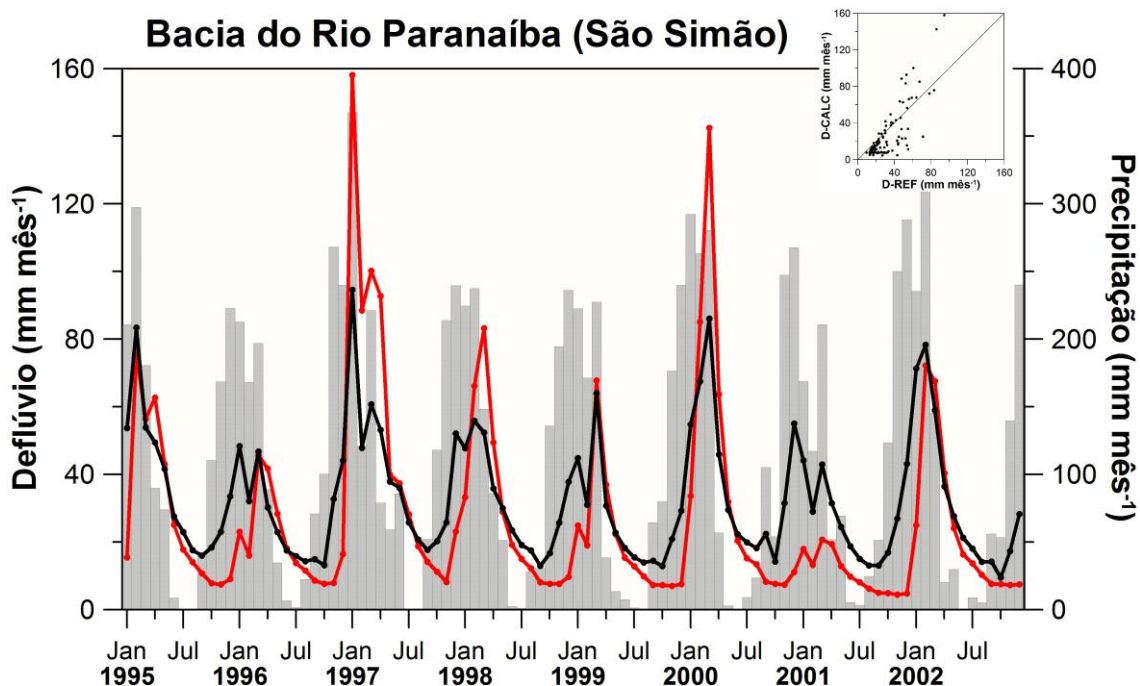


Figura 36: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paranaíba (posto de São Simão), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

O Rio Paraíba do Sul tem dois postos: Ilha dos Pombos (Baixo Paraíba do Sul) e Santa Branca (Alto Paraíba do Sul). Os deflúvios de cheia do Baixo Paraíba do Sul (Figura 37) são superestimados para os três primeiros anos em até 105 mm mês^{-1} , sendo que os anos de 1995 e 1996 são mais chuvosos que os demais. Nos anos seguintes, as diferenças entre os deflúvios de cheia calculado e de referência são menores, não ultrapassam 46 mm mês^{-1} , mas ainda há superestimativa do calculado (exceto 2001). Por outro lado, o deflúvio de seca e enchente são subestimados durante toda a série e a diferença entre calculado e referência aumenta nos anos menos chuvosos. A dispersão entre deflúvios calculado e de referência aumenta para valores acima de $\approx 100 \text{ mm mês}^{-1}$.

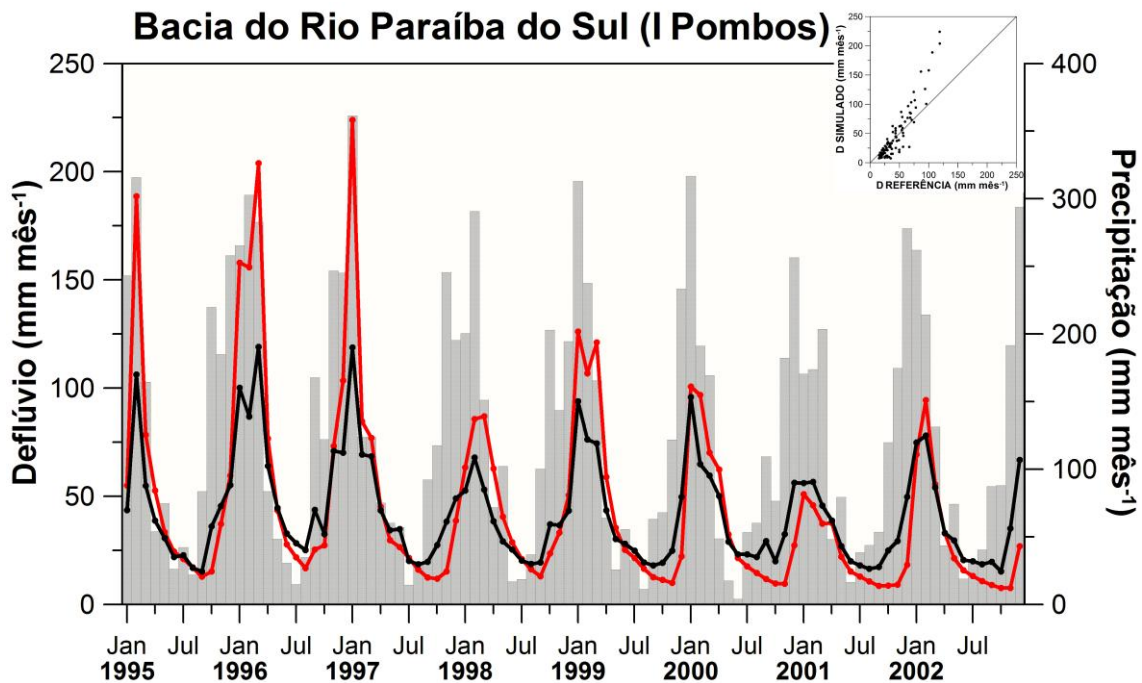


Figura 37: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Ilha dos Pombos), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

O Alto Paraíba do Sul (Figura 38) tem a mesma variabilidade na precipitação que o Baixo Rio. Os deflúvios calculados nas cheias de 1995 a 1999 são superestimados, em especial, nos dois primeiros anos, enquanto os deflúvios de seca e enchente são subestimados durante toda a série. A partir da estiagem de 1999, o deflúvio calculado fica recorrentemente subestimado, devido a recorrência de precipitações com acumulados mais baixos de 1998 a 2001, que não permitiu a recuperação da umidade do solo e penalizou a geração de escoamento. A série calculada e de referência estão em fase apenas nos dois primeiros anos,

quando, a partir de então, o deflúvio calculado fica de um a dois meses atrasado. O diagrama destaca um aglomerado de pontos entre 0 e 50 mm mês⁻¹ abaixo da 1:1, representando o período que vai da estiagem de 1999 até o fim da série.

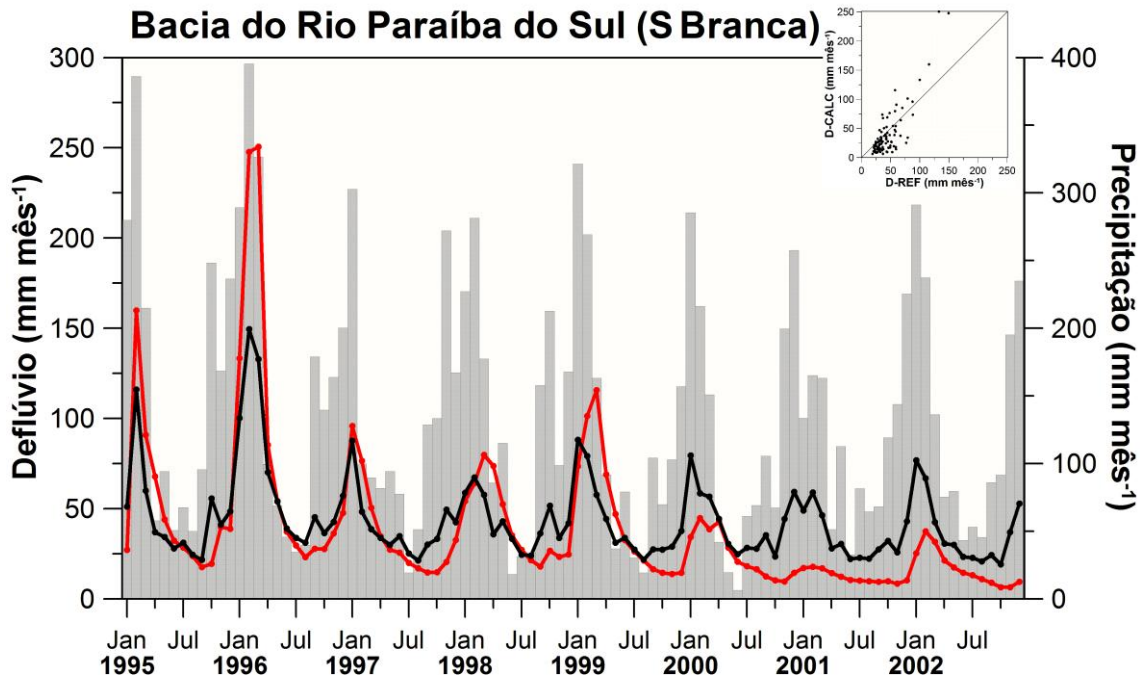


Figura 38: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês⁻¹, para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Santa Branca), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

Para o Rio São Francisco foram selecionados dois postos: Três Marias (Alto São Francisco) e Xingó (Baixo São Francisco). O Baixo São Francisco (Figura 39) tem deflúvio mensal calculado superestimado em quase toda a série, com exceção do período de enchente que, em geral, tem boa concordância com a referência. Os anos de 1997 e 2000 são os mais chuvosos da série e são os que apresentam maior diferença nos deflúvios de cheia e vazante. Os deflúvios no período mais seco são de ≈ 5 mm mês⁻¹, e não ultrapassam 60 mm mês⁻¹ em toda a série. Para valores acima de 20 mm mês⁻¹, a dispersão aumenta significativamente devido às superestimativas do deflúvio calculado nas cheias.

O Alto São Francisco (Figura 40) tem deflúvio calculado superestimado no período de cheia para toda a série, exceto o ano 2001, que foi o ano menos chuvoso. Para Jan/97, o deflúvio calculado é maior que o dobro da referência, com 191 mm mês⁻¹ de diferença, a maior de toda a série, enquanto nos demais meses não é maior que 75 mm mês⁻¹. O deflúvio na seca, em geral, é bem simulado, enquanto a vazante é superestimada e a enchente, subestimada.

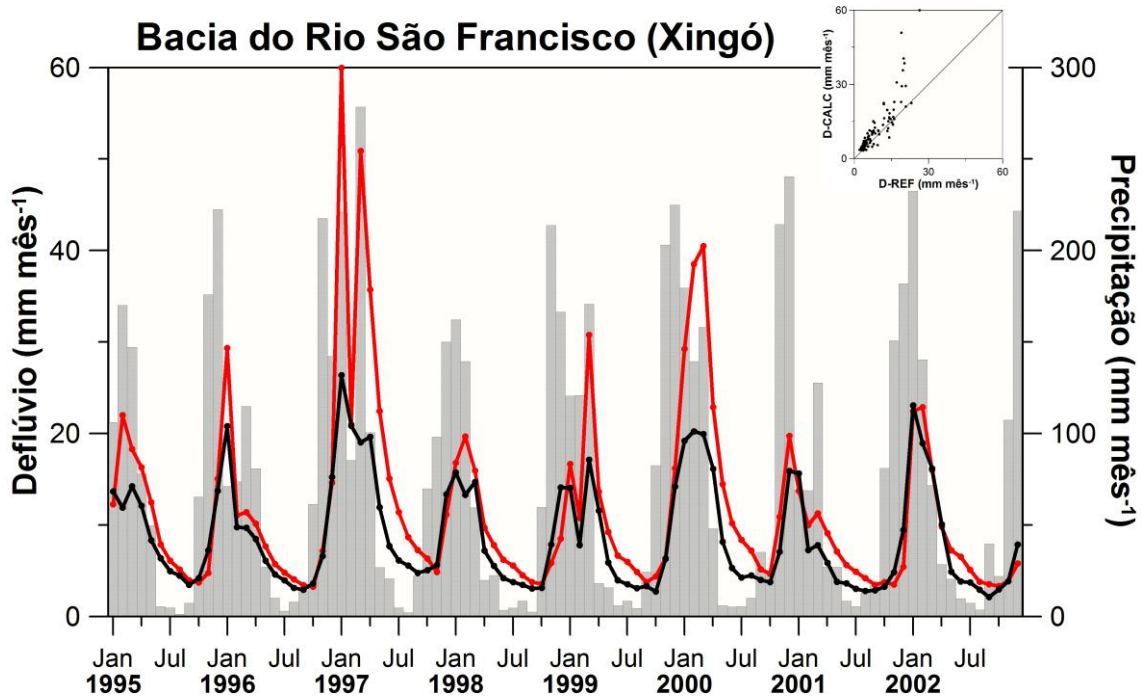


Figura 39: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio Paraíba do Sul (posto de Xingó), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

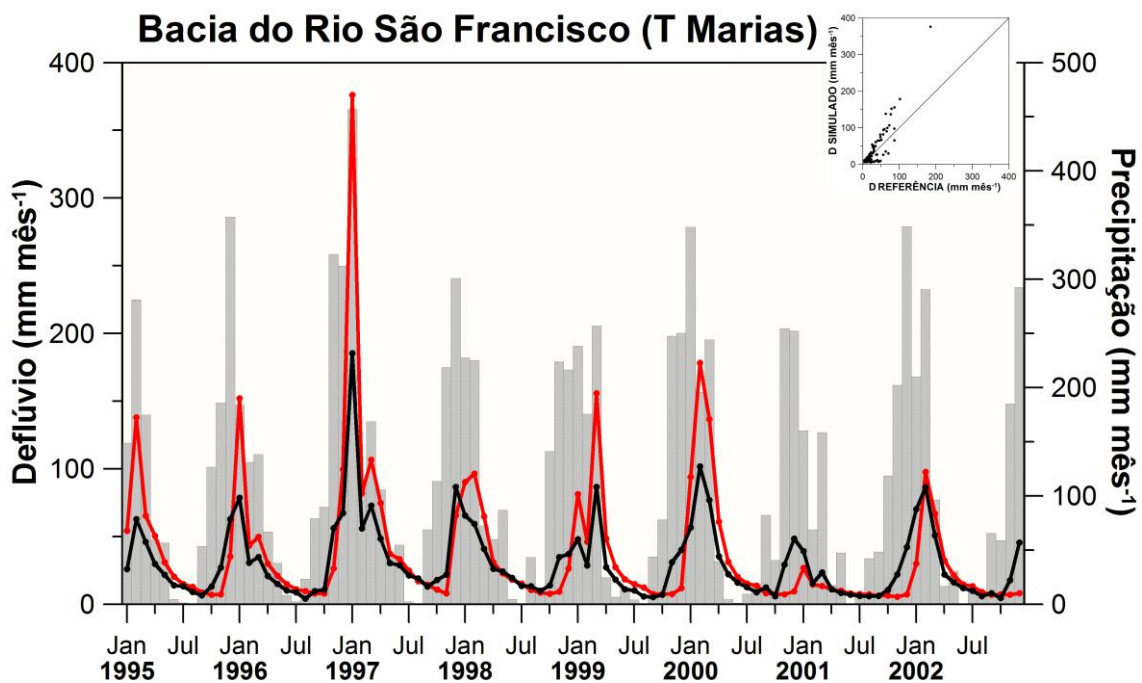


Figura 40: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês^{-1} , para a bacia do Rio São Francisco (posto de Três Marias), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

Analogamente aos Rios Paraíba do Sul e São Francisco, o Rio Tocantins também é representado por dois postos: Cana Brava (Alto Tocantins) e Estreito (Baixo Tocantins). De forma geral, o Baixo (Figura 41) e o Alto Tocantins (Figura 42) têm o deflúvio calculado na época de seca atrasado de dois a três meses, embora o deflúvio da época de cheia coincida no tempo com a referência. Os anos mais chuvosos (1995, 1997 e 2000) são os anos em que o deflúvio calculado tem maior diferença com relação à referência nos períodos de cheia e vazante, de forma que a curva calculada superestima a referência. Anos menos chuvosos, como 2001 e 2002, apresentam padrão oposto, ou seja, o deflúvio calculado é inferior à referência nas cheias. A dispersão é relativamente alta em toda a série, em especial nas cheias, tal que a máxima diferença mensal ocorre em Mar/97, quando o deflúvio calculado é 97 mm mês^{-1} superior para o Baixo Tocantins e 137 mm mês^{-1} superior para o Alto Tocantins, em relação às referências.

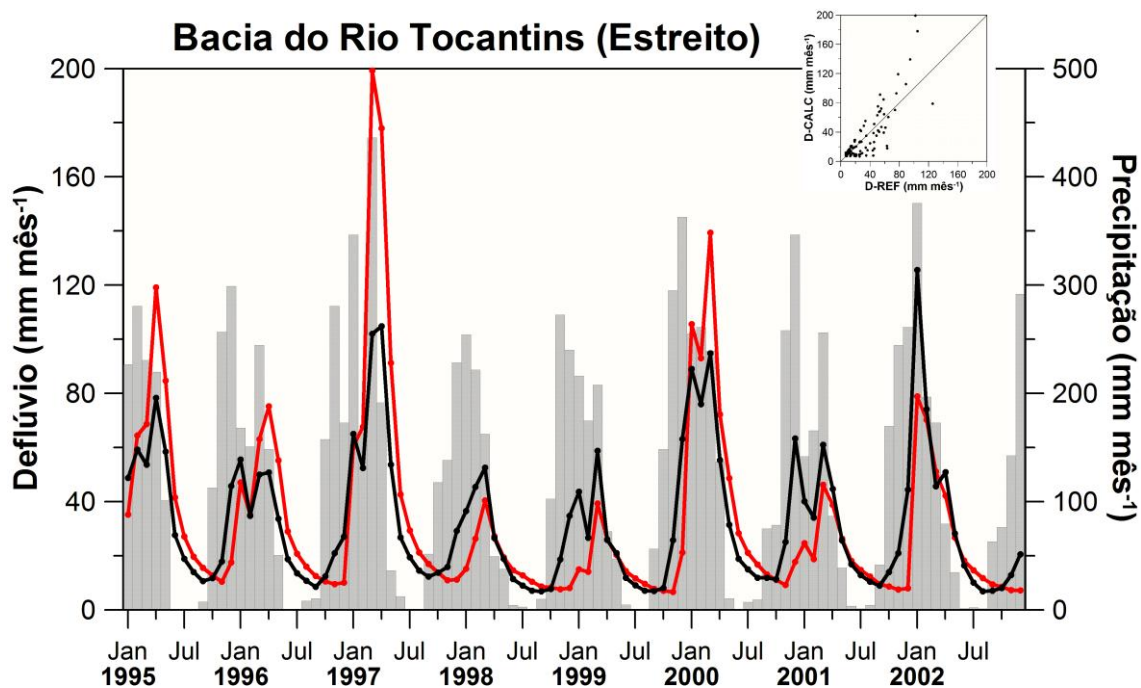


Figura 41: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm m-1 , para a bacia do Rio Tocantins (posto de Estreito), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

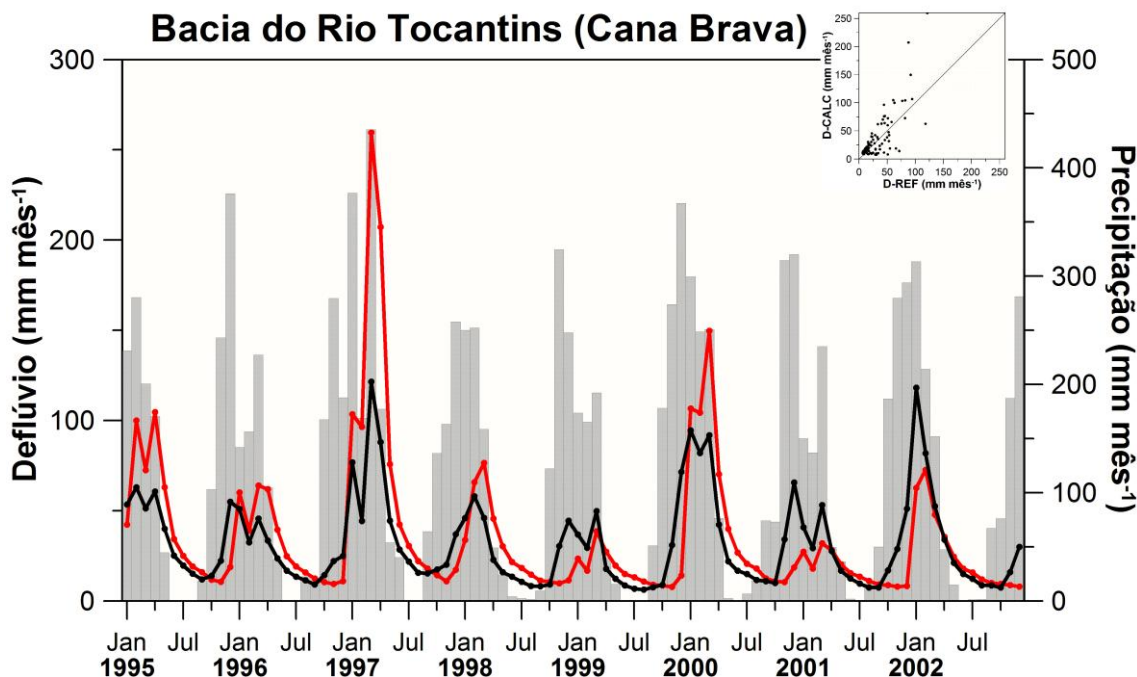


Figura 42: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês⁻¹, para a bacia do Rio Tocantins (posto de Cana Brava), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

As bacias do Rio Pelotas (Figuras 43) e Rio Uruguai (Figura 44) têm padrões de precipitação e deflúvio bem diferentes das demais bacias, pois a precipitação é bem distribuída durante toda a série. Ambas bacias têm boa concordância entre os deflúvios calculados e de referência tanto para os valores mais altos quanto para os mais baixos, embora o deflúvio calculado seja um pouco superestimado, em especial para Barra Grande. O ano de 1997 foi o mais chuvoso da série e é o que apresenta o maior valor mensal de deflúvio: 249 mm mês⁻¹ para Barra Grande, em Novembro, e 315 mm mês⁻¹ para Foz do Chapecó, em Outubro. A maior diferença entre deflúvio calculado e de referência ocorreu em Barra Grande, em Out/2001, quando o calculado superestimou a referência em 71 mm mês⁻¹, em um período mais chuvoso. Neste mesmo ano, em Agosto, observa-se a maior diferença no deflúvio em um mês mais seco, quando o deflúvio calculado superestimou a referência em 46 mm mês⁻¹. A dispersão entre calculado e referência é um pouco maior para os valores mais altos de deflúvio (> 150 mm mês⁻¹) na Bacia do Rio Pelotas e é praticamente a mesma em toda gama de valores da Bacia do Rio Uruguai, padrão que difere das demais bacias, cuja dispersão aumenta notavelmente para valores mais altos de deflúvio.

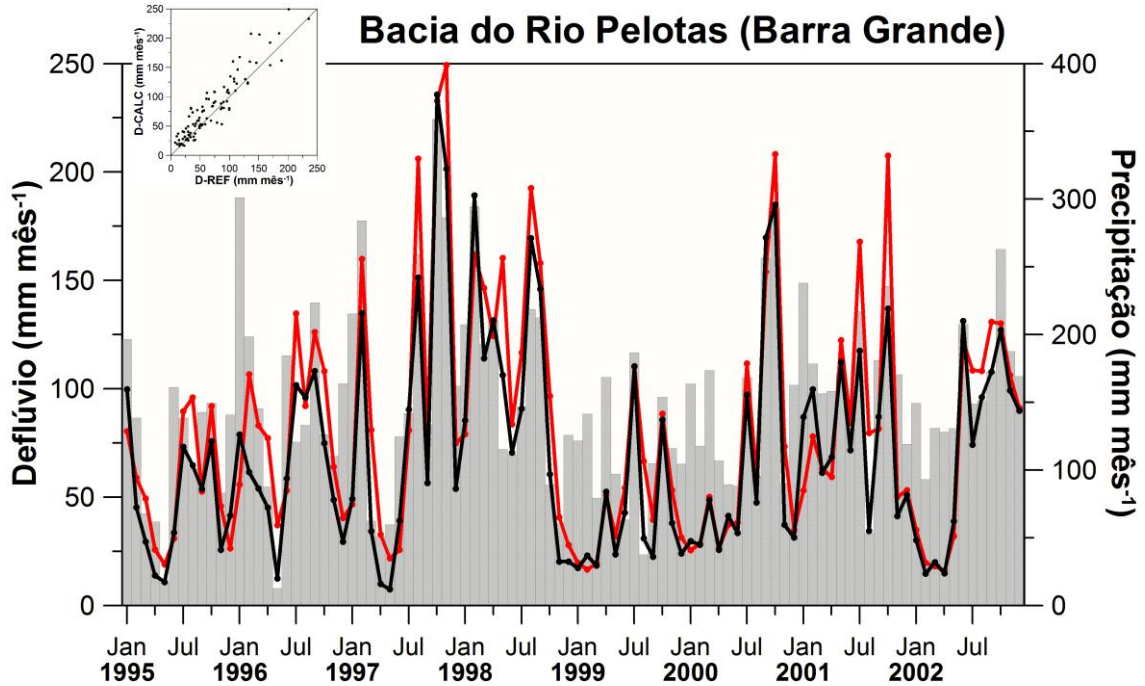


Figura 43: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm m-1 , para a bacia do Rio Pelotas (posto de Barra Grande), entre 1995 e 2002. Lado superior esquerdo: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

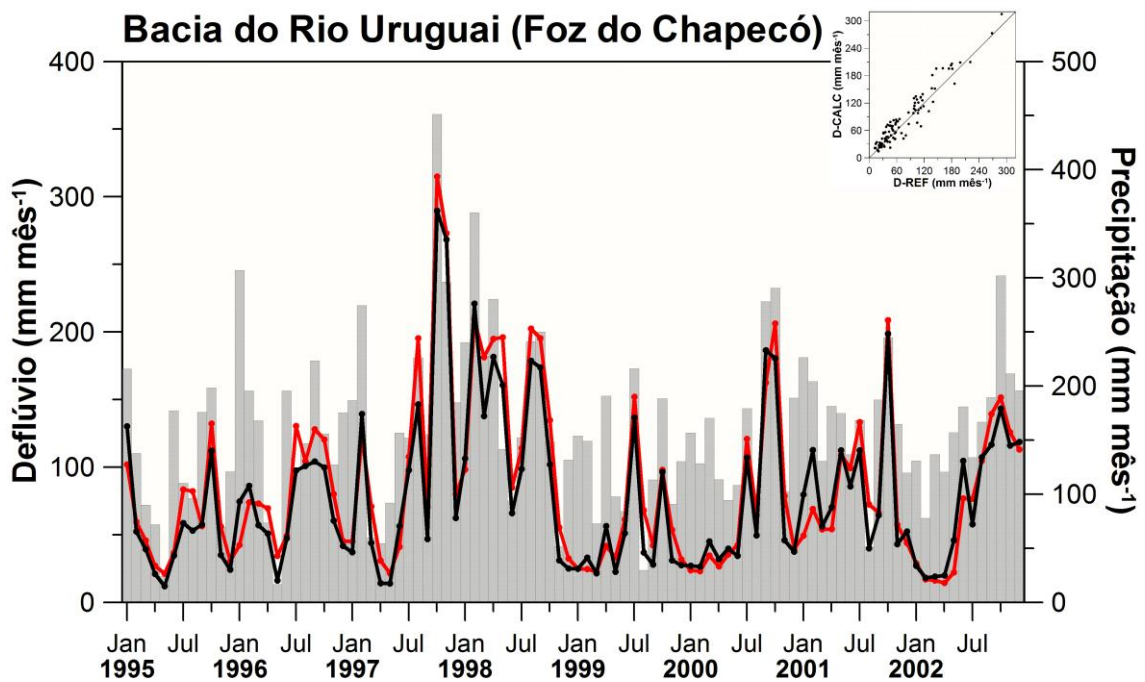


Figura 44: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm m-1 , para a bacia do Rio Uruguaí (posto de Foz do Chapecó), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

Por último, o deflúvio calculado na bacia do Rio Xingú (Figura 45) é superestimado tanto no período de cheia (exceto em 1998 e 2002) quanto no de seca. A diferença é maior nas cheias, conforme se observa no diagrama, que apresenta aumento na dispersão para valores acima de 90 mm mês⁻¹. Em Abr/95 a diferença é máxima, quando o deflúvio calculado superestima em 70 mm mês⁻¹ a referência. Os períodos de vazante e enchente, de maneira geral, são bem semelhantes entre calculado e referência. Os anos mais secos (1998 e 2002) são os que têm maior concordância entre os deflúvios, sobretudo pela melhora no período de cheia.

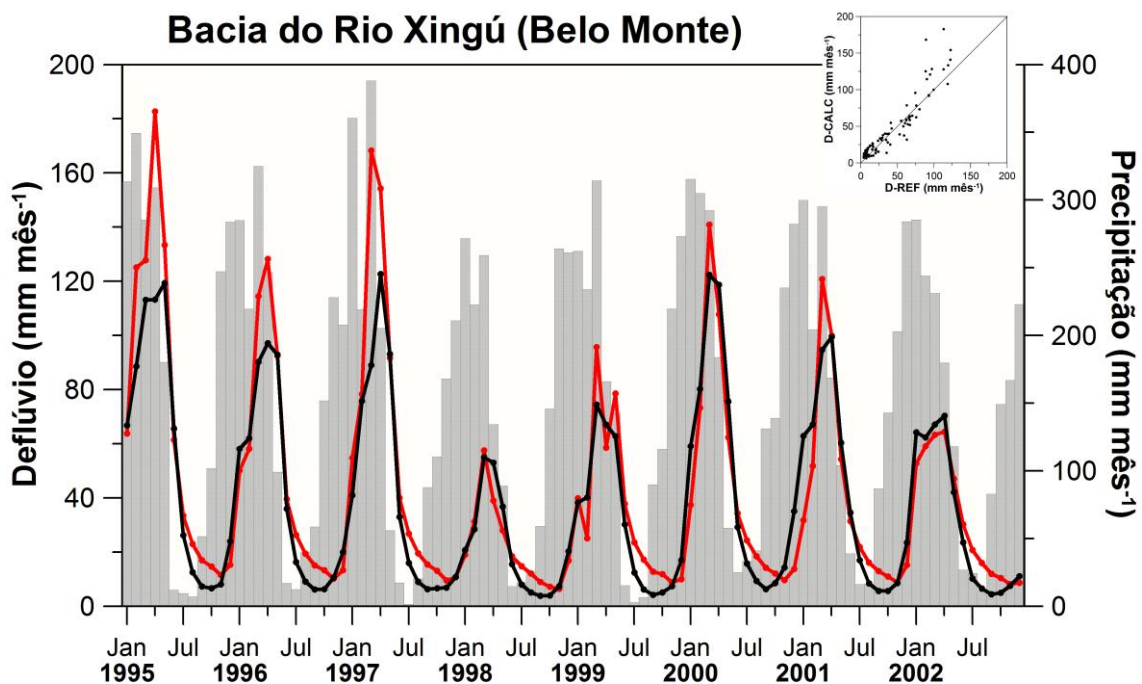


Figura 45: Deflúvio total mensal calculado (linha vermelha), deflúvio de referência da ONS (linha preta) e precipitação total mensal do CPC (barras cinzas), em mm mês⁻¹, para a bacia do Rio Xingú (posto de Belo Monte), entre 1995 e 2002. Lado superior direito: diagrama de dispersão entre os deflúvios mensais (pontos) calculado (D-CALC) e de referência (D-REF) em conjunto com a reta 1:1.

A Figura 46 mostra a dispersão mensal do deflúvio calculado (D_{CALC}) com relação ao deflúvio de referência (D_{ONS}) para todos os anos (1995 a 2002), considerando todas as bacias (96 pontos por posto) de uma só vez. Pode-se observar que a dispersão ocorre em torno da reta bissetriz (1:1) mas com predomínio de pontos acima da reta para deflúvios superiores a 100 mm mês⁻¹, uma vez que o deflúvio na época de cheia foi superestimado na maior parte das bacias, e o Alto São Francisco (Três Marias) foi o que teve maior diferença absoluta.

De maneira geral, o deflúvio calculado é capaz de representar as diferentes fisionomias e padrões observados nas diferentes bacias apresentadas.

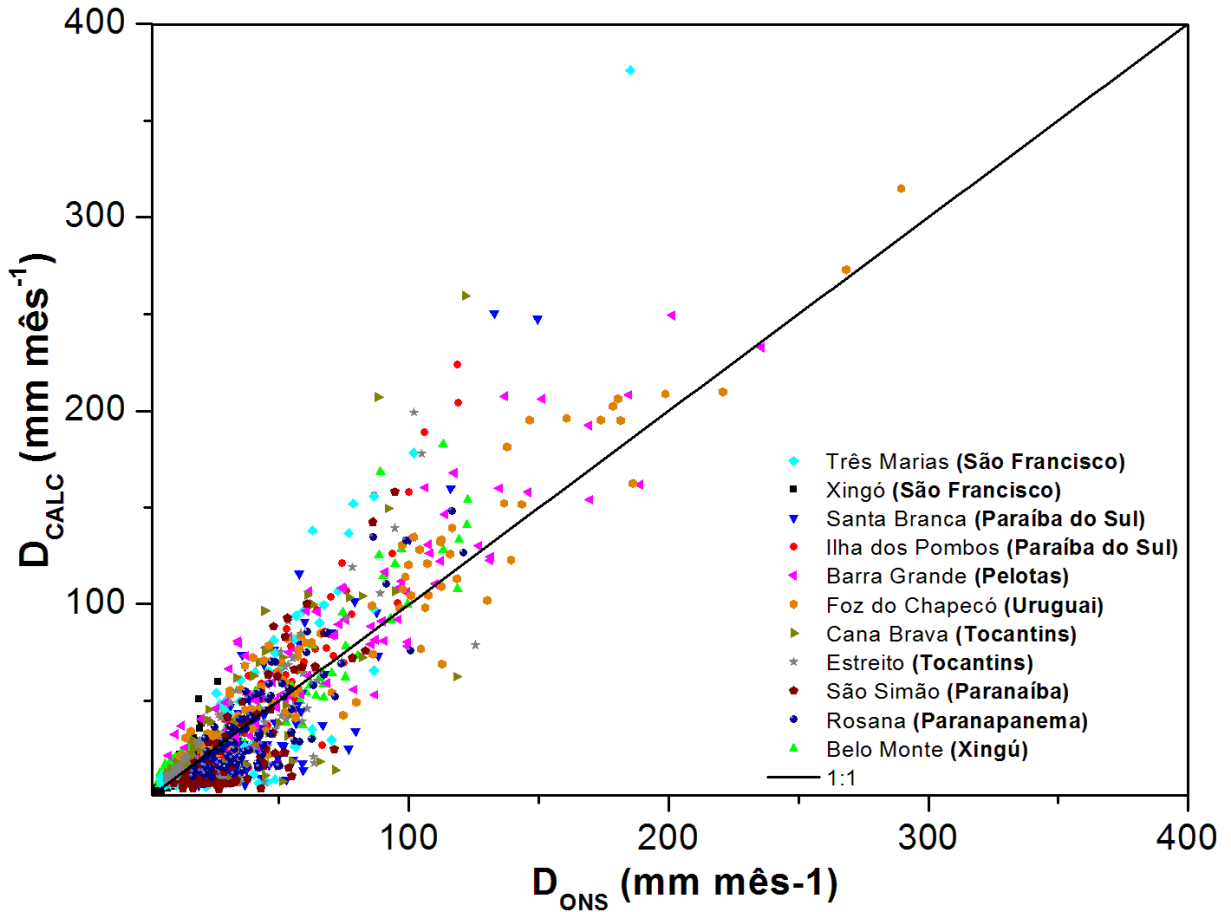


Figura 46: Gráfico de dispersão do deflúvio mensal calculado (D_{CALC} , em mm mês^{-1}) pelo deflúvio mensal de referência (D_{ONS} , em mm mês^{-1}) para todas as sub-bacias discriminadas na Tabela 1. A linha contínua preta representa a reta 1:1.

É observada uma característica em comum para todas as bacias, com exceção às do Rio Uruguai e Pelotas: o deflúvio médio mensal é superestimado no período de cheia e subestimado no período de enchente. O deflúvio total é soma de duas componentes: (i) o excesso de água que escoar, quando a taxa de precipitação é superior à de infiltração, seja por chuvas de alta intensidade ou pelo solo estar próximo a saturação; e (ii) a drenagem gravitacional de água da camada mais profunda do solo para recarregar o aquífero. A Figura 47a mostra que a drenagem é a principal componente do escoamento total, contribuindo com mais de 80% do total na maior parte dos casos. A drenagem no modelo SiB2-Reg obedece a uma equação simples (Eq. 27) com relação de potência ($y = ax^b$), em que a variável

independente é o grau de saturação da umidade do solo na última camada (W3). Aplicando o logaritmo dos dois lados da Equação 27, se estabelece uma relação linear em que $2B+3$ é o coeficiente angular e $\log(\text{sen}\phi_s \times K_s)$ é o intercepto, conforme se observa na Figura 47b. Verifica-se que cada bacia tem uma equação diferente, que varia de acordo com os diferentes valores dos parâmetros de solo prescritos para cada ponto de grade. A relação de potência tem decaimento muito rápido quando $x \rightarrow 0$. Por exemplo, para a bacia do Rio Paraíba do Sul (Santa Branca), um W3 de $\approx 0,85$ tem drenagem de $\sim 10 \text{ mm mês}^{-1}$, enquanto um W3 de $\approx 0,95$ tem drenagem de $70\text{-}80 \text{ mm mês}^{-1}$, ou seja, uma diferença de apenas +10% no grau de saturação da umidade do solo acarreta em drenagens de sete a oito vezes maiores. Esta alta dependência de W3, com resposta muito rápida, é consequência de uma limitação da formulação da drenagem gravitacional dentro do modelo, que é bastante simplificada. Desta forma, a calibração de cada parâmetro de solo, para cada bacia, é uma alternativa para melhorar a concordância com a referência, mas a simulação está sempre limitada à simplicidade do método.

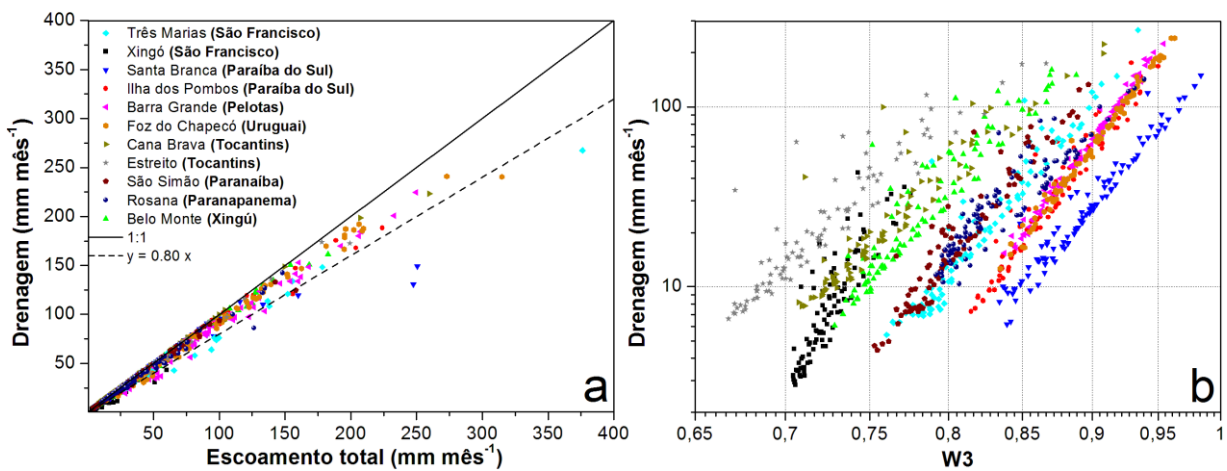


Figura 47: a) Diagrama de dispersão entre o escoamento total calculado (eixo x) e a drenagem gravitacional (eixo y), ambos em mm mês^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1 e a linha pontilhada preta, a reta $y=0,8x$. b) Diagrama de dispersão entre o grau de saturação da umidade do solo da camada de recarga (eixo x) e a drenagem gravitacional (eixo y, em mm mês^{-1}). Ambos eixos em b são mostrados em escala logarítmica na base 10. Os diferentes símbolos e cores representam as bacias descritas na Tabela 1.

3.5.2. Comparação entre deflúvios totais anuais calculado e observado

O diagrama de dispersão entre deflúvio anual calculado e estimado é mostrado na Figura 48. São observados oito pontos por bacia, sendo que cada ponto representa um ano da série. De maneira geral, a dispersão ocorre ao redor da reta 1:1, e praticamente todos os pontos situam-se na faixa que considera um desvio de 250 mm ano^{-1} para mais ou para menos. Os deflúvios anuais acima de 500 mm ano^{-1} são majoritariamente superestimados pelo modelo, devido à contribuição dos meses de cheia. Rosana e Santa Branca aparecem entre as bacias com deflúvio anual calculado subestimado na faixa entre 300 e 550 mm ano^{-1} , devido ao período de 2000 a 2002.

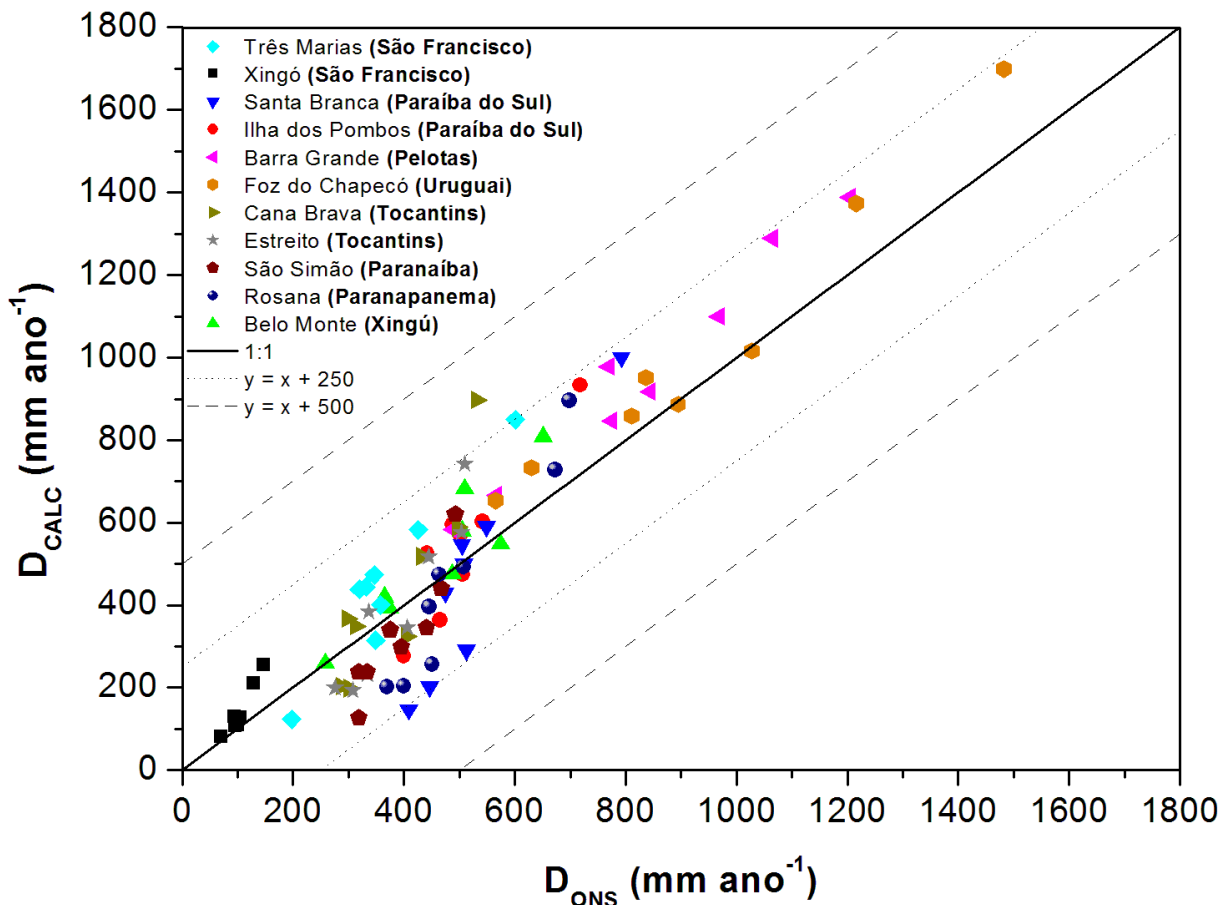


Figura 48: Diagrama de dispersão entre o deflúvio total anual calculado (D_{CALC} , em mm ano^{-1}) e o deflúvio total anual de referência (D_{ONS} , em mm ano^{-1}) para todas as sub-bacias discriminadas na Tabela 1. A reta contínua preta é a relação 1:1, enquanto as pontilhadas representam interceptos de ± 250 e $\pm 500 \text{ mm ano}^{-1}$, respectivamente a partir da 1:1.

3.6. Balanço de água por bacia

Este tópico aborda o ciclo anual médio da precipitação, e evapotranspiração e deflúvio totais calculados (Figura 49) para as grandes bacias (Tabela 1).

De forma geral, a precipitação tem um padrão sazonal bem definido para todas as bacias, com estação chuvosa iniciando em Outubro e terminando em Março, e estação seca de Abril a Setembro, com exceção das bacias do Rio Pelotas e Rio Uruguai, onde a precipitação é bem distribuída durante o ano todo.

A evapotranspiração média mensal simulada é recorrentemente superior ao deflúvio, com exceção nas bacias com exutórios nos postos de Barra Grande e Foz do Chapecó, onde o deflúvio supera a evapotranspiração entre Maio e Outubro, e no mês de Março para Belo Monte e Fevereiro para Ilha dos Pombos, devido aos altos índices pluviométricos por seguidos meses. O padrão da evapotranspiração é bastante similar para Rosana, São Simão, Foz do Chapecó, Barra Grande, Três Marias, Santa Branca e Ilha dos Pombos, onde a Pastagem é a cobertura dominante (exceto Santa Branca, que tem maior cobertura de Mata Atlântica): os mínimos da evapotranspiração ocorrem entre Jun-Jul, variando desde ≈ 20 - 25 mm mês^{-1} nas bacias mais ao Sul, até ~ 65 mm mês^{-1} em Santa Branca. Os máximos ficam entre Nov-Jan, quando variam de 113 mm mês^{-1} (Três Marias) a 146 mm mês^{-1} (Rosana). De forma análoga, as bacias com exutórios nos postos de Estreito, Cana Brava e Xingó, com predomínio da cobertura de Cerrado, tem mínimo de evapotranspiração mensal em Agosto (menor mínimo em Xingó, com 27 mm mês^{-1}), e máximos entre Nov-Jan (maior máximo em Estreito, com 131 mm mês^{-1}). Apenas Belo Monte tem maior cobertura de Floresta Amazônica, que apresenta um padrão bem diferente dos demais: a evapotranspiração mensal é sempre superior a 105 mm mês^{-1} , com máximo em Outubro, quando atinge 140 mm mês^{-1} .

Com relação ao escoamento total (ou deflúvio) calculado, o posto de Xingó, no baixo curso do Rio São Francisco, é o que apresenta menor valor durante o ano, com máximo de 25 mm mês^{-1} no período de cheia e mínimo de 4 mm mês^{-1} no de seca, provavelmente devido a passagem pelo semi-árido. Por outro lado, o Alto São Francisco (Três Marias) tem deflúvio máximo bem superior ao de Xingó, 113 mm mês^{-1} , e mínimo de 7,7 mm mês^{-1} . Tanto o Baixo (Estreito) quanto o Alto Tocantins (Cana Brava) tem deflúvio no período de seca de ≈ 9 mm mês^{-1} , mas o alto curso do rio tem maior deflúvio na cheia, 93 mm mês^{-1} , contra 81 mm mês^{-1} de Estreito. O posto de Belo Monte, na parte baixa do Rio Xingó, tem deflúvio de cheia em Março-Abril entre 100 e 110 mm mês^{-1} , e mínimo em Novembro, com 9 mm mês^{-1} . A bacia do Rio Paraíba do Sul alcança o máximo de deflúvio em Fevereiro, com valores de ≈ 100 mm

mês⁻¹, e mínimos de ≈ 15 mm mês⁻¹ em Setembro. Rosana e São Simão representam a parte baixa dos rios Paranapanema e Paranaíba, respectivamente, e ambos deságuam no Rio Paraná.

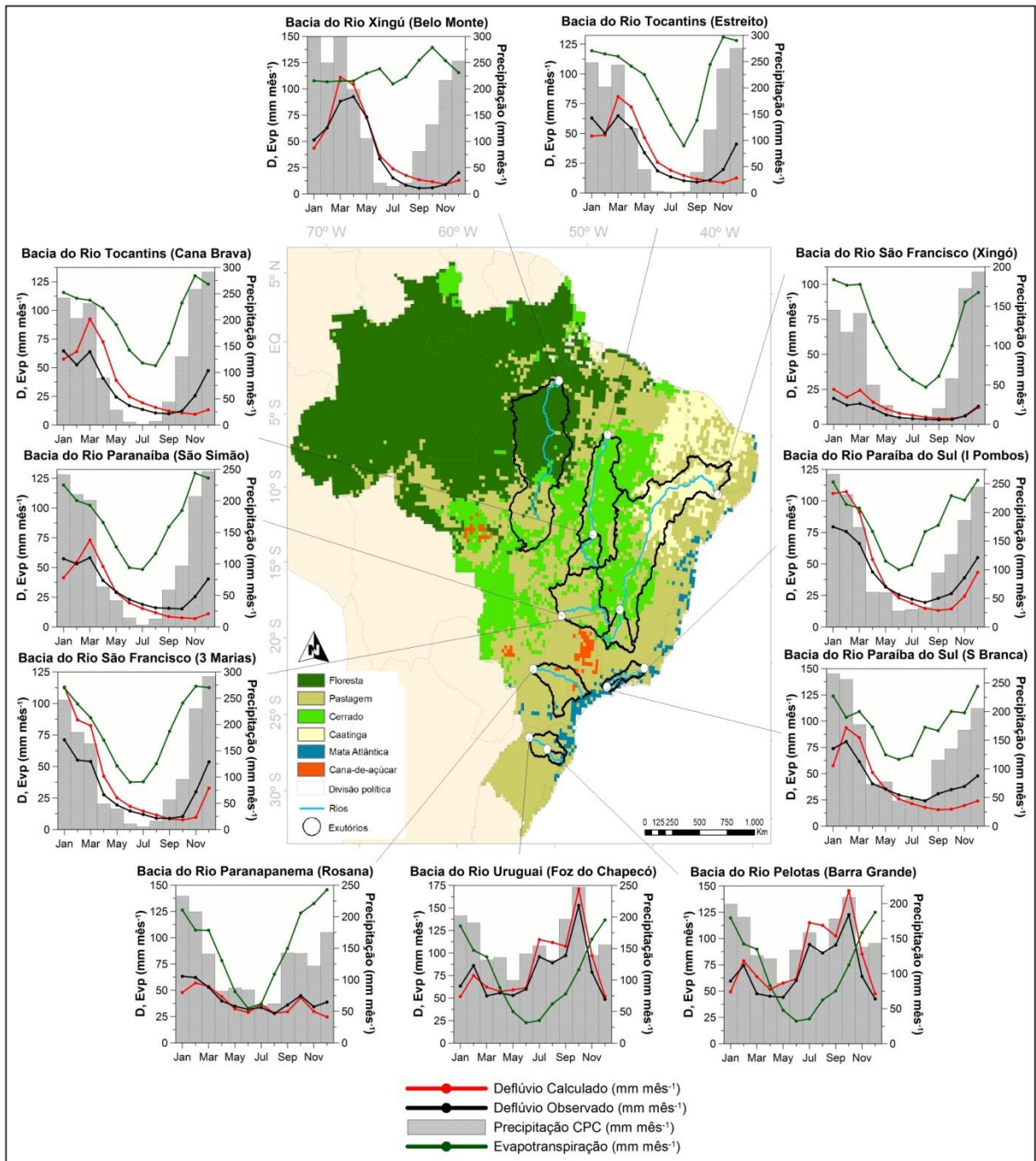


Figura 49– Delimitação das bacias do Rio Uruguai (postos de Foz do Chapecó e Barra Grande), Rio Paranapanema (posto de Rosana), Rio Paraíba do Sul (postos de Santa Branca e Ilha dos Pombos), Rio Paranaíba (posto São Simão), Rio São Francisco (postos de Três Marias e Xingó), Rio Tocantins (postos de Cana Brava e Estreito) e Rio Xingú (Belo Monte). O mapa de cobertura vegetal é mostrado ao fundo e a localização dos postos é indicada pelos círculos brancos. Para cada posto são informadas a precipitação média mensal do CPC (em barras), o deflúvio médio mensal calculado (linha contínua vermelha) e de referência da ONS (linha contínua preta), e a evapotranspiração média mensal simulada (linha contínua verde), todos em mm mês⁻¹, para o período de 1995 a 2002.

O contraste da estação seca e chuvosa é maior para São Simão, que possui deflúvio máximo de 73 mm mês^{-1} e mínimo de 7 mm mês^{-1} , comparado à Rosana, cujo deflúvio mínimo é maior que o triplo do mínimo de São Simão (25 mm mês^{-1}) e o deflúvio máximo é 22% menor (57 mm mês^{-1}) do que o de São Simão. Finalmente, os postos do Rio Pelotas (Barra Grande) e do Rio Uruguai (Foz do Chapecó) tem padrões muito distintos dos demais, com deflúvio superior a $\approx 50 \text{ mm mês}^{-1}$ durante o ano todo, alcançando o máximo em Outubro, de 171 mm mês^{-1} para Foz do Chapecó e 145 mm mês^{-1} para Barra Grande. A raiz do erro médio quadrático (RMSE, do inglês *Root Mean Square Error*) foi utilizada para verificar estatisticamente quais bacias tem melhor concordância entre o ciclo anual médio do deflúvio calculado e observado. A bacia do Rio São Francisco tem, ao mesmo tempo, o menor (Xingó) e o maior (Três Marias) RMSE, sendo o último explicado, principalmente, pelo mês de Janeiro, em que a diferença entre os deflúvios é de 42 mm mês^{-1} . Xingó, Rosana e Belo Monte têm as menores diferenças entre deflúvio calculado e observado, com RMSE menor que 10 mm mês^{-1} . São Simão, Estreito, Foz do Chapecó e Santa Branca possuem RMSE inferior a 15 mm mês^{-1} , enquanto Cana Brava, Barra Grande, Ilha dos Pombos e Três Marias têm RMSE inferior a 20 mm mês^{-1} .

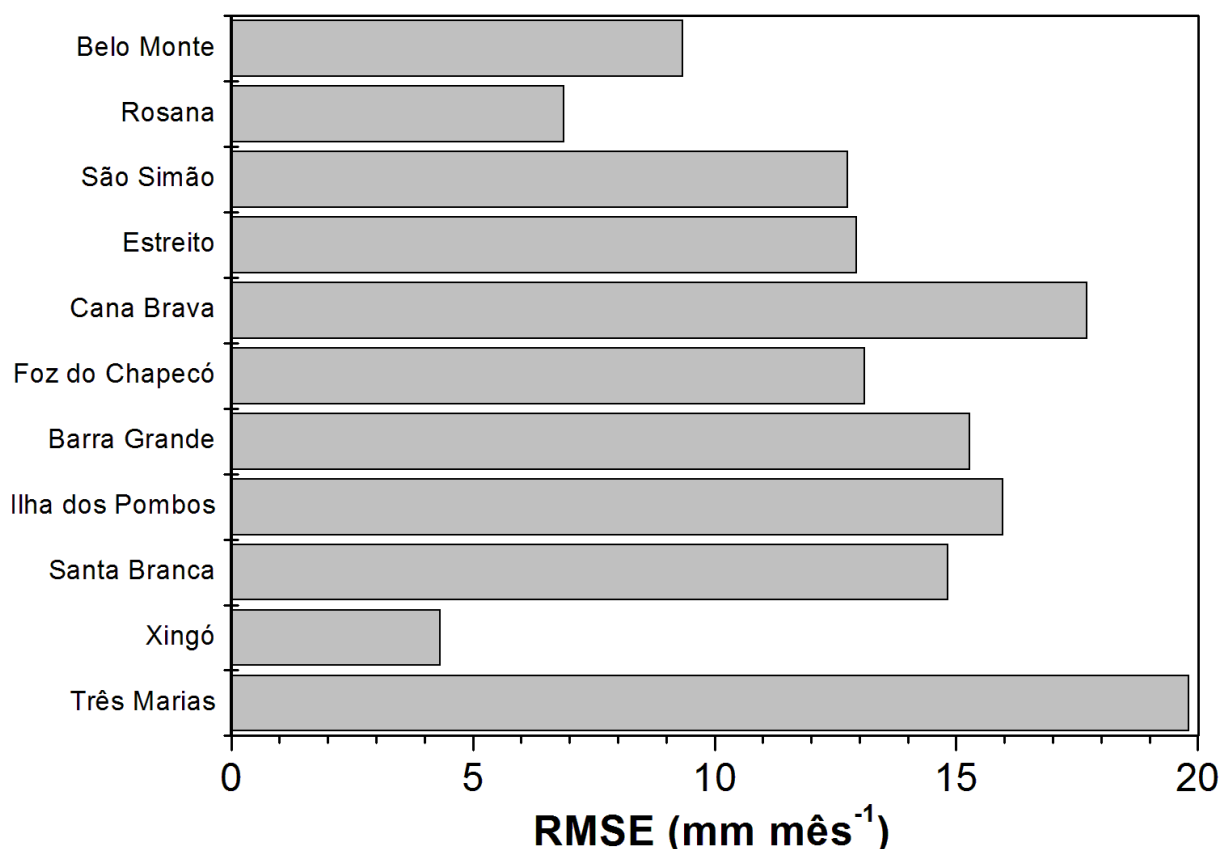


Figura 50: Raiz do erro quadrático médio, em mm mês^{-1} , entre o ciclo anual médio do deflúvio calculado em relação à referência da ONS, para as sub-bacias descritas na Tabela 1.

3.7. Balanço de água no estado de São Paulo

Este capítulo apresenta os resultados obtidos para o estado de São Paulo. A evapotranspiração e o escoamento total calculados são avaliados a partir da comparação com o balanço hídrico observado para as UGRHIs do estado de São Paulo. O balanço hídrico é construído a partir de valores totais médios anuais de longo período, enquanto os valores calculados pelo modelo são totais médios anuais entre 1995 e 2009.

A precipitação do CPC é resultado de interpolação de dados de estação, e apresenta uma menor consistência na representação da precipitação nos limites do continente. Para o estado de São Paulo, as UGRHIs próximas à costa são as mais prejudicadas, e, de fato, observa-se que para as UGRHIs Litoral Norte e Baixada Santista, a precipitação é subestimada em $\approx 1000 \text{ mm ano}^{-1}$. Ribeira de Iguape/Litoral Sul, que também é próxima a costa, e Mantiqueira, de extensão muito inferior às demais, também apresentam subestimativa na precipitação anual superior a 200 mm ano^{-1} (ver Figura 51).

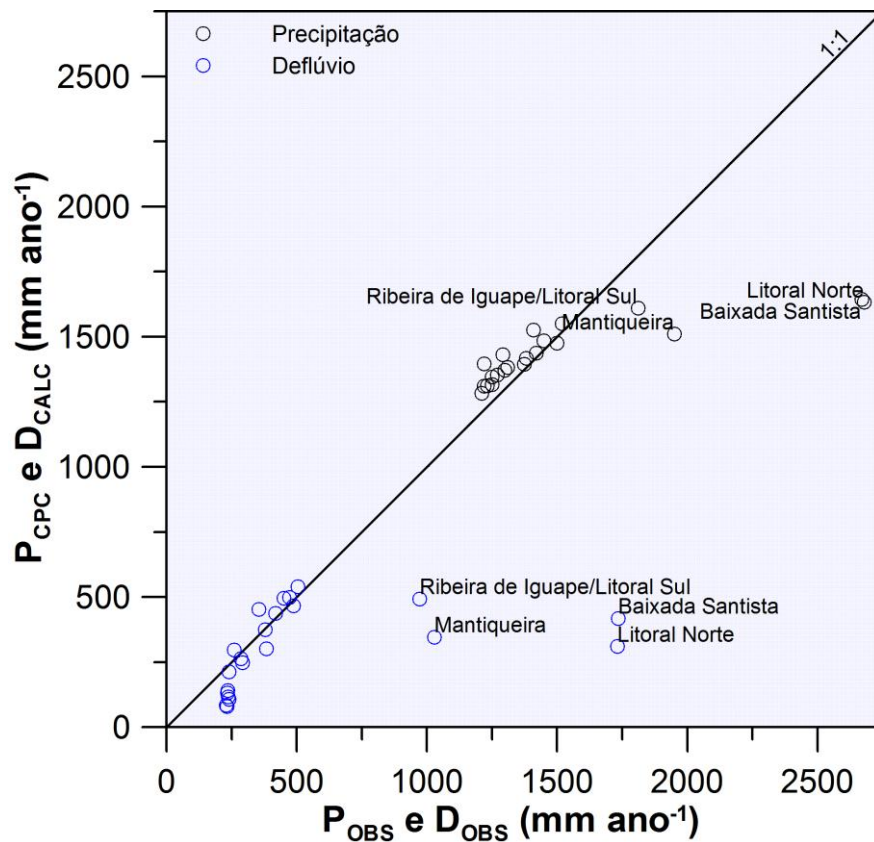


Figura 51: Diagrama de dispersão entre a precipitação do CPC (P_{CPC}) e a precipitação observada (P_{OBS}), representadas por círculos pretos, e entre o deflúvio calculado pelo modelo SiB2-Reg (D_{CALC}) e o deflúvio observado (D_{OBS}), representados por círculos azuis, todos em mm ano^{-1} . A reta 1:1 é indicada pela linha contínua preta.

A subestimativa na precipitação destas quatro UGRHIs foi determinante no cálculo do deflúvio anual, de forma que as mesmas apresentam as maiores subestimativas, destoando das demais. Desta forma, os resultados apresentados daqui em diante desconsideram estas quatro UGRHIs.

A Figura 52a mostra que a precipitação do CPC é superestimada para todas as UGRHIs, exceto a de Pardo, embora o módulo da diferença seja inferior a 100 mm ano^{-1} para a maior parte das UGRHIs.

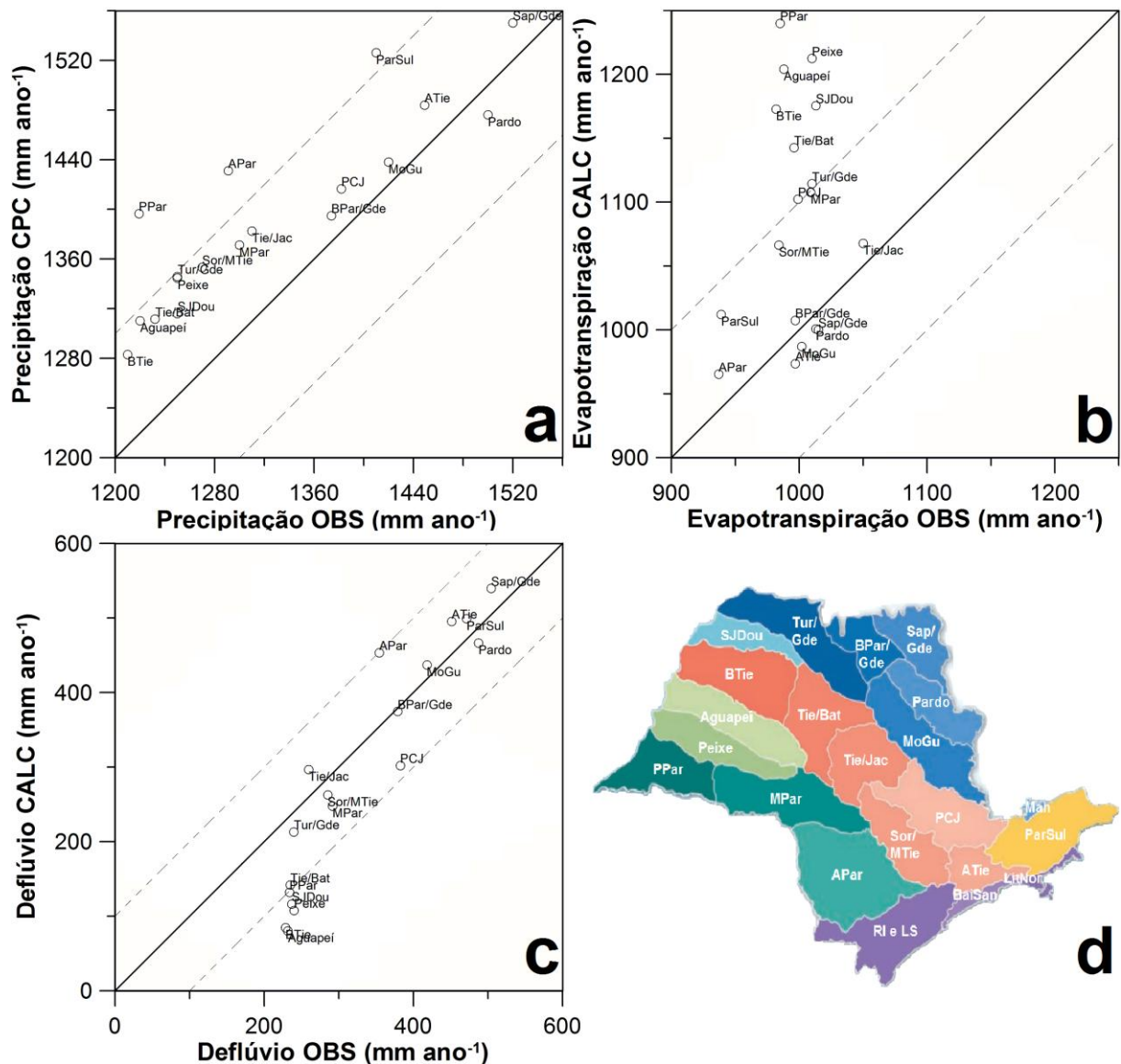


Figura 52: Diagramas de dispersão entre a) precipitação do CPC e observada, b) evapotranspiração calculada e observada e c) deflúvio calculado e observado, em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1. Os nomes das UGRHIs aparecem abreviados junto aos pontos e podem ser identificados na figura d.

Esta característica, intuitivamente, sugere que o cálculo do deflúvio anual também deve ser superestimado, já que seu controle depende diretamente da magnitude da precipitação. Entretanto, o deflúvio calculado (Figura 52c) foi majoritariamente subestimado, em especial na porção Noroeste do Estado: Pontal do Paranapanema (PPar), Peixe, Aguapeí, Baixo Tietê (BTie), São José dos Dourados (SJDou) e Tietê/Batalha (Tie/Bat), onde a diferença foi superior a 100 mm ano^{-1} . Analisando a evapotranspiração total anual (Figura 52b), observa-se que seu padrão foi oposto ao do deflúvio, ou seja, os valores calculados são majoritariamente superestimados, e a região Noroeste de São Paulo é novamente destaque, com superestimativas acima de 100 mm ano^{-1} . A dispersão em relação à reta 1:1 foi maior para a evapotranspiração do que para a precipitação e o deflúvio, o que sugere que o "excesso" da precipitação do CPC utilizada na simulação, e parte da água que deveria escoar, retorna para a atmosfera via evapotranspiração.

As Figuras 53a e 53b mostram o ciclo anual médio do grau de saturação da umidade do solo para a camada de raízes (W2) e para a camada de recarga (W3), respectivamente. Para a evapotranspiração, W2 tem papel fundamental, pois indica a disponibilidade de água na zona de raízes para o processo de transpiração. Observa-se que as UGRHIs que apresentam evapotranspiração muito superestimada (PPar, Peixe, Aguapeí, SJDou, BTie e Tie/Bat, indicadas pelos tons acinzentados) estão entre as que apresentam W2 mais baixo durante o ano, o que denota uma possível taxa de transpiração mais alta devido à maior extração de água pelas raízes. Estas mesmas UGRHIs também apresentam W3 mais baixo do que as demais, o que condiciona uma menor geração de fluxo de recarga, e justifica a subestimativa no deflúvio médio calculado.

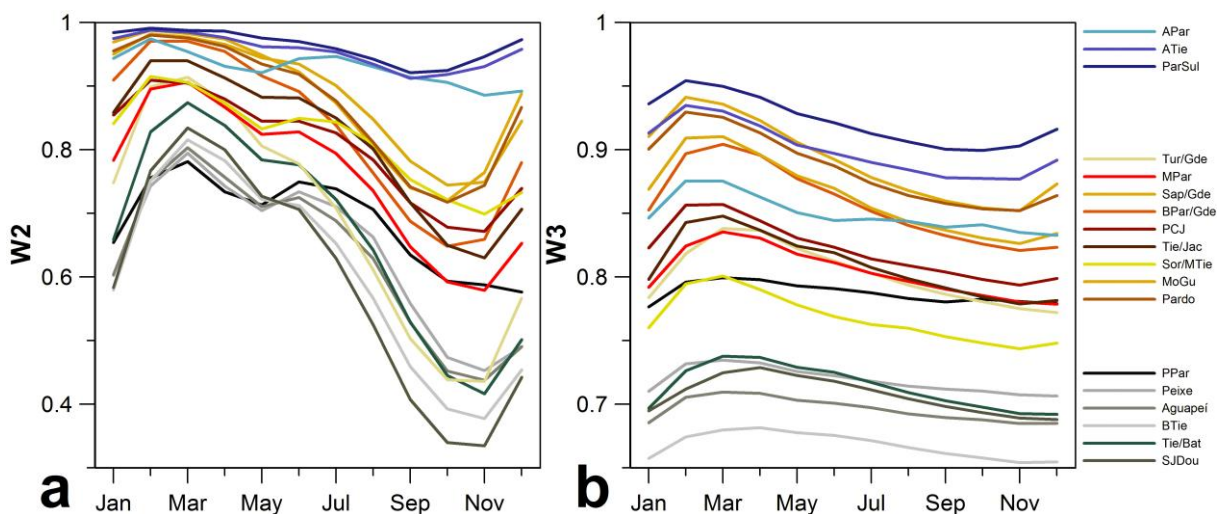


Figura 53: Ciclo anual médio do grau de saturação da umidade do solo para a) camada de raízes (W2) e b) camada de recarga (W3) para as UGRHIs do estado de São Paulo.

É importante notar que existem, ao menos, duas fontes de erro em relação ao método empregado: (i) os anos utilizados para a estimativa da média de longo prazo do balanço hídrico observado não são, necessariamente, os mesmos empregados na simulação; e (ii) os erros na delimitação das UGRHIs, em uma resolução de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, podem ser relativamente grandes para pequenas extensões. As UGRHIs delimitadas na resolução do modelo são, em sua maioria, menores do que as originais e os erros relativos chegam a 36%.

3.8. Cenários de simulação

Este capítulo apresenta os resultados da simulação do balanço hídrico superficial para o cenário de cobertura vegetal nativa do Brasil, focando a influência da mudança no uso da terra, e mais além para o cenário de perturbações no clima para o estado de São Paulo.

3.8.1. Cenário com cobertura vegetal nativa

Os resultados das simulações com o cenário de cobertura vegetal nativa abordam as diferenças na evapotranspiração e no deflúvio médios anuais para as bacias de grande e meso escala. Por simplicidade, os resultados com cenário de cobertura atual são aqui referidos como Controle e os com cobertura nativa serão referidos apenas como Cenário. A Figura 54 mostra as diferenças entre a cobertura vegetal no Cenário e no Controle, sendo possível dividi-la em duas classes: as regiões inalteradas e as regiões com alteração do uso da terra. Entre as regiões com cobertura alterada, pode-se destacar: o arco do desflorestamento na transição entre os biomas Amazônia e Cerrado, a quase total conversão da Mata Atlântica em pastagem e agroecossistemas; as regiões Sul e Sudeste são as mais alteradas em especial nas bacias dos Rios Paranapanema (Rosana), Pelotas (Barra Grande), Uruguai (Foz do Chapecó) e Alto São Francisco (Três Marias). Nas bacias do Rio Xingú (Belo Monte), Baixo Tocantins (Cana Brava) e Baixo São Francisco (Xingó) apresenta-se menor efeito de antropização. De forma geral, a evapotranspiração média anual aumenta no Cenário, sobretudo nas regiões mais alteradas, acima de 20%. Foz do Chapecó e Barra Grande apresentam as maiores diferenças, com aumento na evapotranspiração de 31 e 28%, respectivamente; Xingó e Estreito não tiveram alterações e Cana Brava apresentou modesta redução de apenas 2%. Analisando as componentes da evapotranspiração (Figura 55), observa-se no Cenário o aumento na transpiração e levemente na interceptação, e redução na evaporação do solo. O aumento na transpiração teve maior relevância na evapotranspiração do Cenário, exceto para as bacias de São Simão (Rio Paranaíba) e Estreito, onde as diferenças na evaporação de água no solo foram maiores.

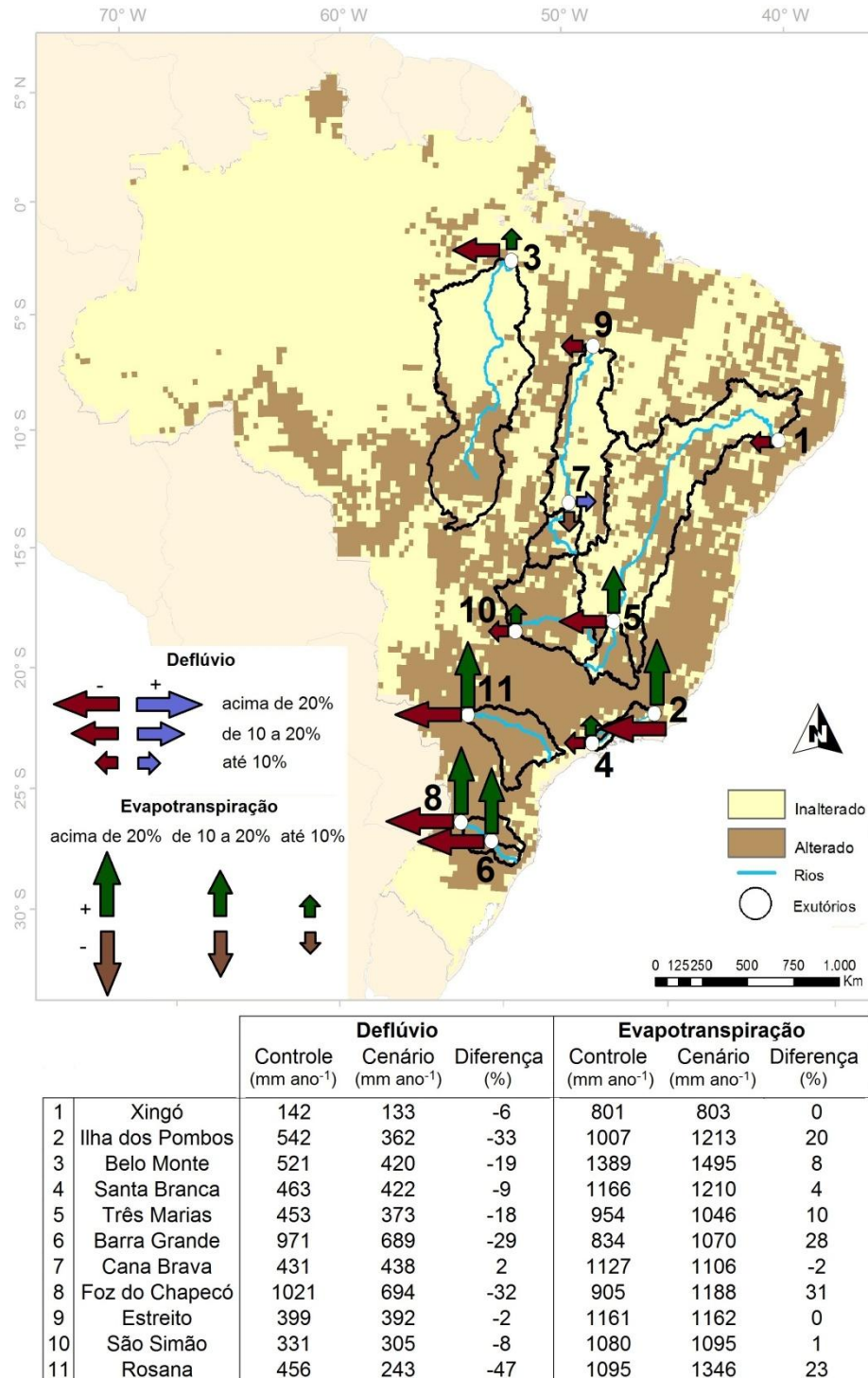


Figura 54: Mapa da diferença entre cobertura vegetal atual e nativa estabelecida em duas classes: alterada (marrom) e inalterada (amarelo). As linhas contínuas pretas delimitam as bacias, cujo rio principal é identificado em azul claro, e os círculos brancos representam a localização dos exutórios (postos de medida). Cada posto é identificado pelo número próximo a ele. Abaixo, a tabela mostra a evapotranspiração e o deflúvio anuais (em mm ano⁻¹) para os experimentos controle e cenário, além da diferença percentual entre eles. As diferenças são indicadas no mapa pelo tamanho das flechas: grandes para diferenças acima de 20%, médias para diferenças entre 10 e 20% e pequenas para diferenças de até 10%. Flechas azuis e verdes indicam diferenças positivas e flechas vermelhas e marrons indicam diferenças negativas, para deflúvio e evapotranspiração, respectivamente.

O deflúvio médio anual diminui para o Cenário, e as bacias com conversão Pastagem-Mata Atlântica são, novamente, as mais sensíveis, com as maiores reduções. O posto Rosana, por exemplo, teve redução de 47% do deflúvio. As bacias de Xingó e Estreito, que praticamente não apresentaram mudança na evapotranspiração, tiveram menor redução no deflúvio: 6 e 2%, respectivamente. Cana Brava novamente apresentou padrão oposto às demais com relação ao deflúvio: aumento de 2%.

Uma das principais mudanças na configuração das diferentes coberturas vegetais está na prescrição da profundidade das camadas do solo. Por exemplo, a mudança de Pastagem para Mata Atlântica implica em um aumento da camada de raízes de 1 para 7 metros, e da camada de recarga de 3 para 5 metros. A umidade do solo nas camadas mais espessas é menos sensível às mudanças nos fluxos de umedecimento/secamento, e apresentam por outro lado maior dependência da inicialização. Desta forma, mesmo com aumento da evapotranspiração, a camada de raízes no Cenário permanece com a umidade mais alta, assim como a camada de recarga. Esta característica mantém o solo mais úmido e diminui a capacidade de infiltração, o que leva a um aumento no escoamento rápido superficial e uma diminuição na recarga do aquífero, conforme mostra a Figura 56. Este desdobramento do umedecimento do solo no Cenário, é mais pronunciado nas bacias de Rosana, Barra Grande e Foz do Chapecó, onde as camadas de recarga (W3) nos dois primeiros postos estão saturadas, e em Rosana que mostra-se com W3 de $\approx 0,95$ conforme as Figuras 57a e 57b. Nestes casos, além do aumento do deflúvio superficial no Cenário, o deflúvio de recarga cai expressivamente, apesar da umidade alta, o que sugere que os parâmetros físicos que controlam a condutividade hidráulica na camada de recarga ainda não estejam adequadamente prescritos.

Estes resultados mostram, em suma, que a simulação da conversão da cobertura nativa em pastagem contribui para reduzir a evapotranspiração anual, na média de 10% entre todas as bacias, e de 17% nas bacias com conversão Pastagem-Mata Atlântica, e aumentar o deflúvio anual médio em 28%, e em 43% na conversão Pastagem-Mata Atlântica.

Uma limitação destes resultados é sugerir um padrão oposto ao das observações gerais da literatura, em que a presença da cobertura florestal tende a aumentar o escoamento superficial, e em algumas bacias com grande ênfase conforme a discussão prévia, possivelmente por um artifício da configuração dos parâmetros do modelo.

As mudanças na cobertura vegetal podem implicar em alterações no clima, especialmente na temperatura em escala local, que foi considerado o mesmo nas simulações Controle e Cenário, e representa uma limitação dos resultados.

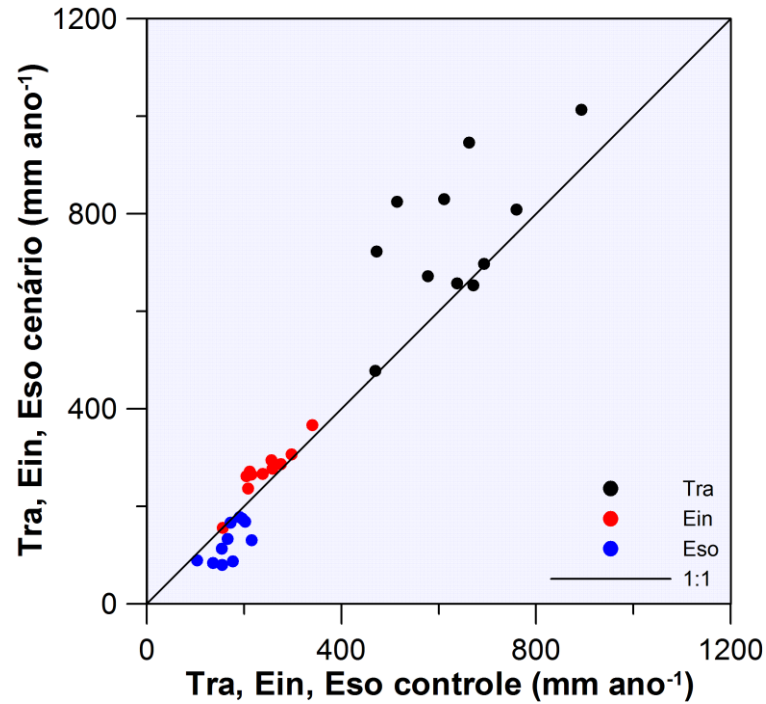


Figura 55: Diagrama de dispersão entre transpiração (Tra, círculos pretos), evaporação de água interceptada pelo dossel (Ein, círculos vermelhos) e evaporação de água no solo (Eso, círculos azuis) nos experimentos controle (eixo x) e cenário (eixo y), em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1.

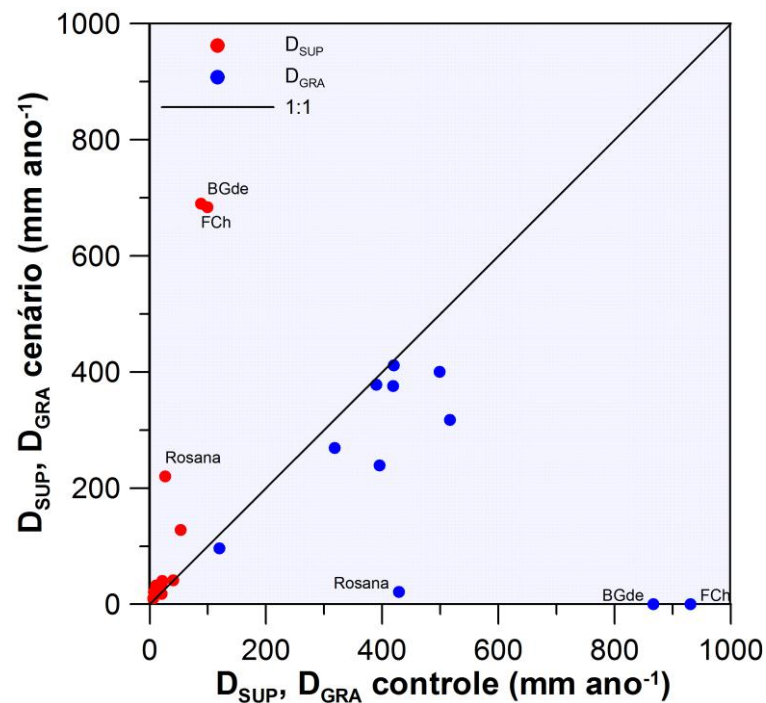


Figura 56: Diagrama de dispersão entre escoamento superficial (D_{SUP} , círculos vermelhos) e fluxo de recarga para o aquífero (D_{GRA} , círculos azuis) nos experimentos controle (eixo x) e cenário (eixo y), em mm ano^{-1} . A linha contínua preta representa a reta 1:1. São destacados os pontos dos postos Rosana, Barra Grande (BGde) e Foz do Chapecó (FCh).

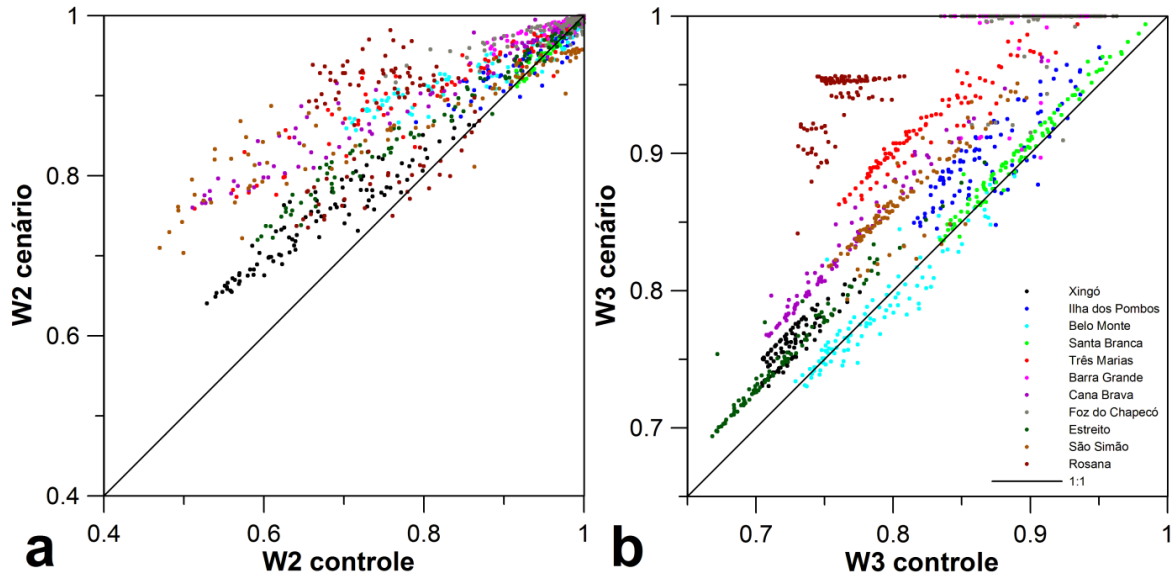


Figura 57: a) Diagrama de dispersão entre o grau de saturação da umidade do solo da camada de raízes (W2) do experimento controle (eixo x) em relação ao experimento cenário (eixo y), para as bacias descritas na Tabela 1. b) Idem para a camada de recarga. As linhas contínuas pretas representam a reta 1:1 em *a* e *b*.

3.8.2. Cenário de Perturbações do clima para o estado de SP

Cada perturbação da temperatura e/ou da precipitação foi simulada por 15 anos, de 1995 a 2009, na qual apenas os últimos cinco anos da série foram utilizados na análise, para fins de se obter a estabilização da umidade do solo, geralmente em um patamar mais baixo que o valor inicial, devido ao clima perturbado mais quente e seco. Os resultados são comparados com a simulação controle, que é a média no mesmo período para as forçantes sem perturbação. São discutidas apenas as UGRHIs com maior concordância de evapotranspiração e deflúvio calculados e observados, excluindo-se aquelas com diferenças superiores a $\approx 100 \text{ mm ano}^{-1}$.

Observa-se na Figura 58a que as perturbações na temperatura isoladamente condicionaram o aumento na evapotranspiração para todas as UGRHIs em relação ao controle, geralmente proporcional ao nível de aquecimento. Com a inclusão da redução da chuva, o resultado é diferente: nas condições mais modestas (90% e 80% da chuva) a evapotranspiração é menos sensível ao aumento, mas com 60% da chuva (e 2°C de aquecimento) a evapotranspiração cai expressivamente, em relação ao Controle.

No caso de aquecimento de $0,5^\circ\text{C}$ e 90% da precipitação, apenas as sub-bacias MPar, Tie/Jac e Tur/Gde apresentam redução na evapotranspiração, enquanto as demais apresentam aumento. Estas UGRHIs apresentam as menores taxas de precipitação anual dentre todas, e, por isso, mostram-se mais sensíveis com relação à perturbação na precipitação. No caso de

aquecimento de 1°C e 80% da precipitação, a evapotranspiração se reduz para as UGRHIs de Sor/MTie, PCJ, MPar, Tie/Jac e Tur/Gde.

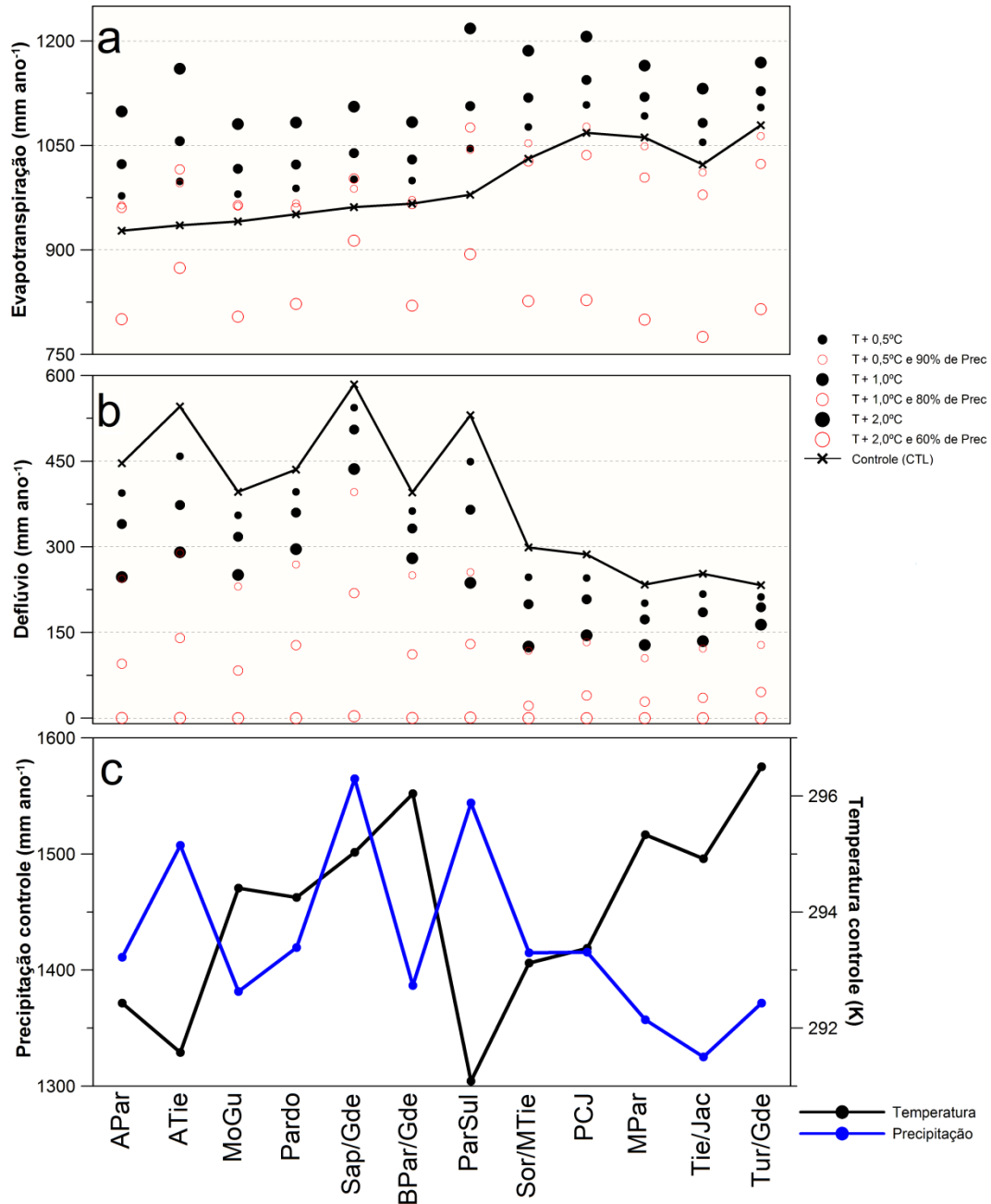


Figura 58: Médias dos totais anuais entre 2005 e 2009 para a) evapotranspiração, e b) deflúvio, ambos em mm ano⁻¹, para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total média anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média anual (linha contínua preta, em K) do caso controle.

Em relação ao deflúvio (Figura 58b), há redução expressiva para todas as perturbações em relação ao controle. Esta redução é menor nas perturbações da temperatura isoladamente, e amplia-se com as perturbações conjuntas de aquecimento e redução da precipitação. No caso mais extremo, o deflúvio tende a zero para todas as UGRHIs analisadas.

Para discutir algumas limitações deste resultado, nota-se que a estabilização da umidade do solo em patamares mais baixos, condição esta alcançada no equilíbrio, em que as médias foram discutidas, possivelmente não é plenamente compatível com o estado da cobertura vegetal nas mesmas condições fisiológicas e biométricas prescritas no caso Controle. Pode-se citar por exemplo a redução do índice de área foliar, de folhas verdes ou até mesmo a morte da vegetação. Estes efeitos e desdobramentos são simulados em modelos com vegetação dinâmica, como por exemplo os simulados por Cestaro (2013) para áreas agrícolas, como possíveis consequências de uma clima mais quente e seco, e que não são consideradas no modelo SiB2-Reg devido às simplicidades da hipótese.

Uma outra discussão sobre estes resultados, no que tange às perturbações na temperatura e precipitação, é identificar como eles podem ser comparados com o que ocorre contemporaneamente nas condições de um ano anormalmente mais seco, como foi o ano hidrológico 2013/2014 no Sudeste. Nos casos simulados, temos o resultado de uma perturbação persistente por muitos anos e que representa um estado em equilíbrio. O que geralmente se observa são períodos mais curtos de aquecimento e estiagem, como nos anos anômalos, ou mesmo estações e meses anômalos. Sob esta perspectiva, foram feitas novas simulações em dois anos isoladamente: um mais seco (2002) e outro mais úmido (1995), em que a inicialização da umidade do solo foi alta, conforme as condições próximas da climatologia, sem a restrição do equilíbrio no patamar inferior obtidas nos casos perturbados anteriores, ou seja, novos experimentos foram inicializados com a mesma umidade do solo do caso controle.

As Figuras 59a e 59b mostram a evapotranspiração e deflúvio anuais para 11 UGRHIs no ano de 1995, respectivamente. Observa-se que as perturbações envolvendo apenas o aquecimento do ar condicionaram um aumento gradual da evapotranspiração de até ≈ 250 mm ano⁻¹, como em ATie e ParSul, os dois anos mais frios e mais chuvosos da série. As perturbações em conjunto na temperatura e precipitação causaram, na maioria das vezes, aumento da evapotranspiração anual em relação ao controle. As sub-bacias BPar/Gde, MPar e Tur/Gde são as que apresentam menor acumulado anual de precipitação, e com diminuição de 20% da precipitação, em conjunto com um aumento de 1°C na temperatura do ar, já apresentam redução na evapotranspiração anual. As sub-bacias Tur/Gde, que tem a menor

precipitação e a maior temperatura de toda série, é a única a apresentar redução da evapotranspiração anual nos três casos de perturbações conjuntas. Com relação ao deflúvio (Figura 59b), há redução do valor anual para todos os casos, mais expressivamente nas perturbações que envolvem redução da precipitação. Embora não se trate do mesmo período, é interessante notar que o caso mais extremo não levou o deflúvio a zero em nenhuma UGRHI, enquanto isto se resultou para todas na situação com umidade do solo estável em patamar inferior (Figura 58).

A Figura 60a é análoga à Figura 59a, mas para o ano de 2002. Observa-se a mesma característica com relação às perturbações envolvendo apenas a temperatura, mas, desta vez, as perturbações que envolvem redução da precipitação causam, na maior parte dos casos, redução da evapotranspiração anual. O ano de 2002 é mais seco e mais quente que 1995 para todas UGRHIs, e a evapotranspiração controle é maior em 2002. Sor/MTie, que apresentava todos os experimentos com evapotranspiração superior ao controle em 1995, têm o padrão inverso em 2002. Estes resultados sugerem, de certa forma, que as perturbações vão aproximando a evapotranspiração real da evapotranspiração potencial até a ocorrência de um limitante, provavelmente o déficit hídrico, que se manifesta pelo secamento do solo e diminuição do grau de saturação de umidade. Para o ano mais seco (2002), o caso mais extremo reduz a evapotranspiração para a maior parte das sub-bacias. Com relação ao deflúvio (Figura 60b), o resultado é análogo ao observado em 1995, com redução em todas as perturbações, em especial as que envolvem redução da precipitação.

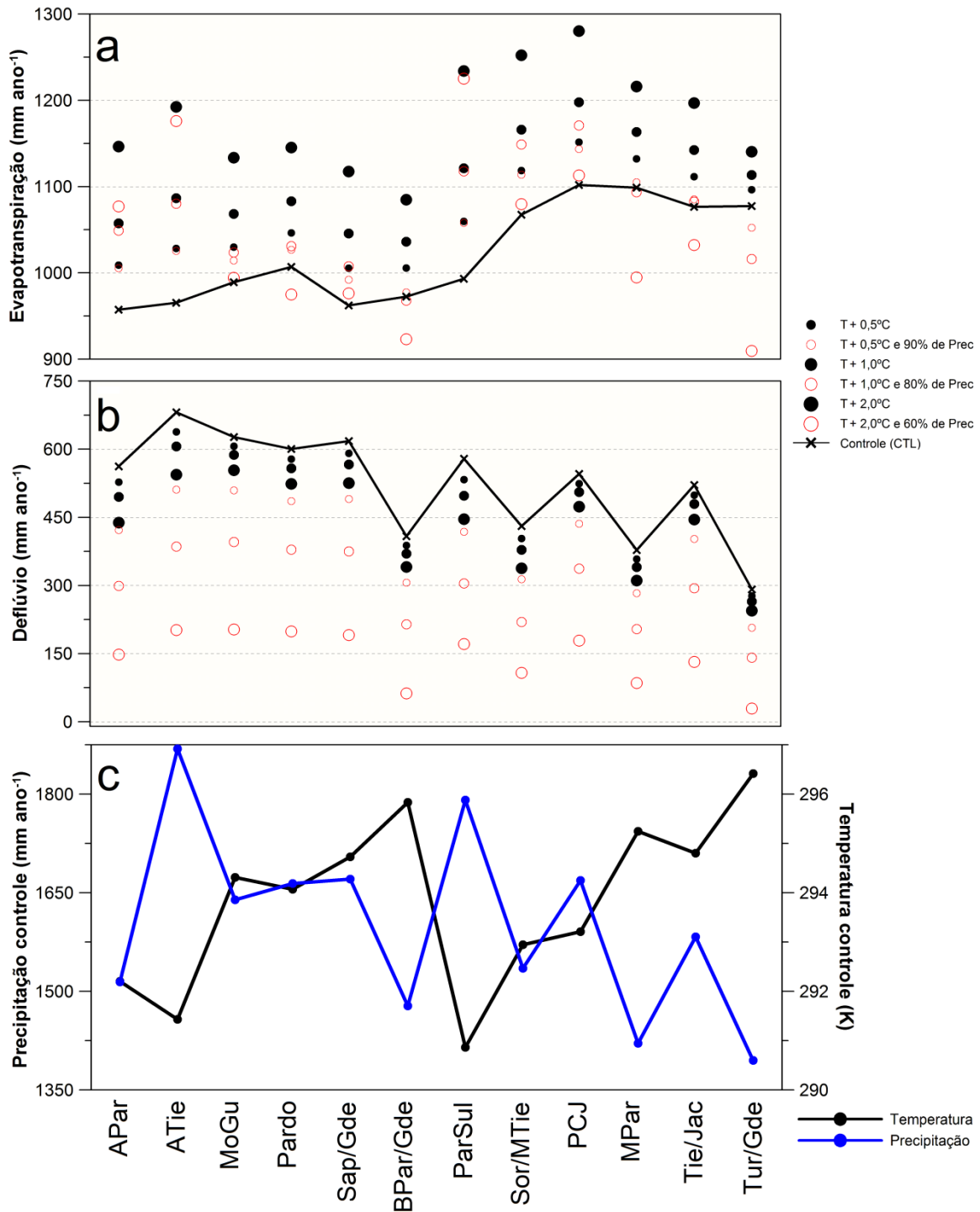


Figura 59: Total anual no ano de 1995 da a) evapotranspiração, e do b) deflúvio, ambos em mm ano⁻¹, para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média (linha contínua preta, em K) do ano de 1995 para o caso controle.

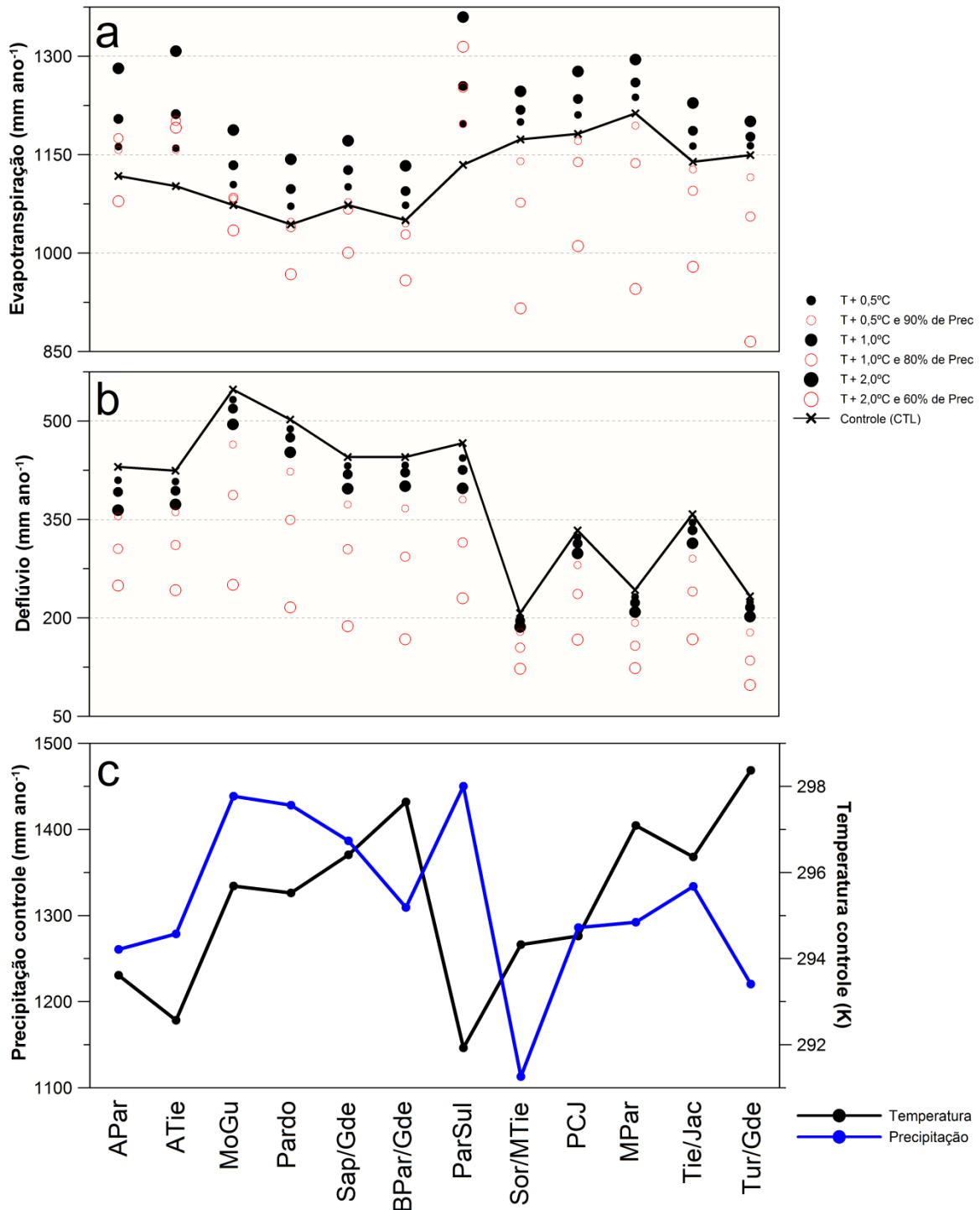


Figura 60: Total anual no ano de 2002 da a) evapotranspiração, e do b) deflúvio, ambos em mm ano⁻¹, para 11 UGRHIs do estado de São Paulo (identificação na Figura 52d). Os círculos pretos cheios representam cenários com perturbações apenas na temperatura do ar (+0,5°C para os círculos menores, +1°C para os intermediários e +2°C para os maiores), e os círculos vermelhos vazios representam perturbações tanto na temperatura quanto na precipitação (+0,5°C na temperatura e -10% na precipitação para círculos menores, +1°C e -20% para intermediários e +2°C e -40% para os maiores). A linha contínua preta, com um X em cada UGRHI representa o caso controle. c) Precipitação total anual (linha contínua azul, em mm ano⁻¹) e temperatura média (linha contínua preta, em K) do ano de 2002 para o caso controle.

4. CONCLUSÕES

Este trabalho buscou, em sua concepção, estimar o balanço hídrico superficial no Brasil com o uso do modelo regional de superfície SiB2-Reg, para representar os padrões médios anuais e a variabilidade sazonal, além de avaliar as possíveis alterações deste balanço em cenários de mudanças na cobertura vegetal e variações no clima. Para tanto, foi necessária a calibração de diferentes coberturas vegetais, o uso de forçantes atmosféricas de reanálise (CFSR), e o desenvolvimento de mapas de cobertura vegetal e de solo para caracterizarem as condições de contorno do modelo. Também utilizaram-se dados de vazões de rio para uma série de bacias para calibrar o modelo via comparação do deflúvios, com o intuito de se buscar um desempenho justificado e satisfatório do modelo para representar as distintas fisionomias do clima brasileiro.

O modelo SiB2-Reg representou adequadamente a sazonalidade dos fluxos observados na Caatinga, Cerrado, Cana-de-açúcar, Mata Atlântica e Floresta Amazônica quando forçado com dados observados, e teve, de maneira geral, boa concordância entre fluxos turbulentos simulados e observados, especialmente para Caatinga, Cerrado e Cana-de-açúcar. Com o uso de forçantes de reanálise, a sazonalidade também é bem representada, embora os fluxos simulados tenham tido um pequeno viés de superestimar os observados, o que decorreu também pela superestimativa da irradiância solar global incidente/CFSR comparada com dados de campo. Estes resultados alertam para o fato de que a irradiância da reanálise pode estar superestimada em determinadas regiões e merece maior cuidado na sua avaliação, pois pode induzir erros significativos na estimativa dos fluxos de energia. Além disso, a diferença entre as medidas efetuadas em um ponto e um valor médio de ~ 25 km x 25 km pode ser considerável, devido à heterogeneidade de cobertura vegetal e relevo observados no ponto de grade. De qualquer forma o desempenho satisfatório deu-se pela fração evaporativa calculada razoavelmente similar à observação para todas as coberturas vegetadas nas simulações realizadas com a reanálise.

Com relação ao balanço de água, o escoamento total apresentou grande dependência da precipitação em sua variabilidade espacial, enquanto a evapotranspiração foi controlada, principalmente, pela cobertura vegetal da região em questão. O escoamento calculado foi confrontado com observações mensais da ONS e representa corretamente as diferentes fisionomias das grandes e meso bacias, embora apresente recorrente superestimativa nos deflúvios de cheia e subestimativa nos deflúvios de enchente. A principal limitação do modelo deve-se a simplicidade da representação da drenagem gravitacional de água para o

aquífero, que demonstrou alta sensibilidade à magnitude do grau de saturação da camada de recarga, apresentando, em alguns casos, variações de 700 a 800% na drenagem com 10% de variação no grau de saturação da umidade do solo. É importante destacar que os próprios dados da ONS podem apresentar falhas, pois se tratam de séries consistidas. Por outro lado, por não se tratar de um modelo hidrológico, o desempenho do SiB2-Reg pode ser considerado bom, de forma que os totais anuais são satisfatoriamente calculados dentro de uma tolerância de 250 mm ano⁻¹.

A transpiração foi a principal componente nos totais da evapotranspiração para todas as coberturas vegetais, exceto para a Caatinga, que tem predomínio da evaporação de água livre no solo, conforme estudos anteriores já sugeriam para regiões mais secas (Kool *et al.*, 2014). A evaporação de água interceptada foi maior nas coberturas com índice de área foliar mais denso, como a Floresta Amazônica, a Mata Atlântica e o Cerrado. Do total de 3,25 mm dia⁻¹ da evapotranspiração média espacial brasileira, 60% refere-se à contribuição da transpiração, 26% à evaporação de água interceptada pelo dossel e 14% à evaporação de água livre no solo.

Para o estado de São Paulo, a precipitação do CPC foi superestimada na maior parte das Unidades de Gerenciamento dos Recursos Hídrico (UGRHs) e apresentou desempenho menos consistente próximo à costa. Inclusive, esta característica pode ter influenciado no desempenho mais fraco do modelo em calcular o deflúvio para Santa Branca. Quanto a São Paulo, a evapotranspiração e o deflúvio foram simulados razoavelmente pelo modelo para erros de até 100 mm ano⁻¹. As maiores diferenças entre simulado e observado ficaram por conta da região noroeste do estado, que superestimou a evapotranspiração e subestimou o deflúvio para as unidades de Aguapeí, Peixe, São José dos Dourados, Pontal do Paranapanema, Alto Tietê e Tietê/Batalha, em mais de 100 mm ano⁻¹, conforme se observa nas camadas de raízes e de recarga com graus de saturação da umidade do solo mais baixos. Para a camada de raízes, um grau de saturação mais baixo pode denotar uma alta taxa de transpiração, e, conseqüentemente, menos água percola para a camada de recarga, diminuindo sua umidade e reduzindo a drenagem profunda.

Os cenários de simulação avaliaram os efeitos em duas temáticas: i) a mudança da cobertura vegetal, e ii) as variações de temperatura do ar e de precipitação. O primeiro cenário foi aplicado ao domínio do Brasil e estimou-se que, no caso de se supor a cobertura vegetal nativa (em comparação à vegetação atual) resulta um aumento médio de 10% da evapotranspiração média anual e redução média de 28% do deflúvio anual. Ainda, o impacto na vazão calculada indicou em alguns casos o aumento do escoamento superficial e redução

do escoamento básico, o que é uma informação geralmente oposta às observações da literatura em geral. Estes resultados ainda sugerem que o modelo deva ser reavaliado nos aspectos de calibração dos parâmetro de solo, com a evidência de algumas de suas limitações, como a alta variação da profundidade do solo para diferentes coberturas. Além disso, as mudanças na cobertura vegetal podem alterar as forçantes climáticas, especialmente a temperatura em escala local, que foi considerada a mesma nos dois casos de vegetação.

O segundo caso de hipóteses de variabilidade simulada foi aplicado ao estado de SP e considerou perturbações na temperatura (aquecimento) e na precipitação (redução), situações que fazem alusão aos casos de veranicos. Observou-se a redução do deflúvio anual para todas as perturbações (aquecimento e aquecimento com seca), com maior intensidade nos casos de aquecimento em conjunto com a diminuição da precipitação. Nota-se que a evapotranspiração aumentou para os casos de aquecimento isoladamente, e variou com relação aos casos conjuntas de aquecimento e redução da precipitação. A dependência neste último caso foi da precipitação e temperatura médias no caso controle, sugerindo que a evapotranspiração aumenta até um certo limiar (evapotranspiração potencial) e começa a diminuir possivelmente por apresentar sensibilidade ao déficit hídrico, caracterizado pela diminuição do grau de saturação da camada de raízes. A análise feita apenas para o ano de 2002, inicializado com uma umidade do solo compatível com uma situação normal, no caso do aumento de 2°C da temperatura e redução de 40% da precipitação, mostrou uma redução da evapotranspiração para a maior parte das sub-bacias.

A principal contribuição deste trabalho é um modelo que se apropria em representar as principais coberturas vegetais brasileiras, e apresenta resultados coerentes para o balanço de água, dentro de suas limitações discutidas acima. Partindo-se deste ponto, pode-se utilizá-lo como ferramenta na interpretação de resultados de cenários hipotéticos e que podem representar um futuro sob possíveis mudanças climáticas.

5. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Entre as muitas possibilidades de continuidade e aperfeiçoamento deste trabalho, estão:

(i) a implementação de um módulo agrícola no modelo, como o desenvolvido por Cestaro (2013), que reproduza com maior detalhamento as culturas agrícolas, considerando informações como data de corte e tipo de manejo, mas, principalmente, que inclua a vegetação dinâmica;

(ii) uma calibração dos parâmetros físicos do solo por bacias, em especial os parâmetros condutividade hidráulica de saturação e parâmetro B da curva de retenção de Clapp-Hornberger;

(iii) testar outros métodos de infiltração de água no solo, como o Modelo de Green-Ampt;

(iv) avaliação da irradiância solar incidente e das demais forçantes com relação a dados observados em outras regiões, e testar outros produtos para forçar o modelo;

(v) implementar o método de desagregação de precipitação com maior número de estações de superfície, e testar outros métodos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACOSTA, R. **Um modelo biosfera-hidrosfera para a bacia do Tocantins-Araguaia**. 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

AGUADO, E.; BURT, J. **Understanding weather and climate**. 2010. Prentice Hall. 5th ed.

ARORA, V. K. Streamflow simulations for continental-scale river basins in a global atmospheric general circulation model. **Advances in Water Resources**, 24, 775-791. 2001.

BONAN, G. **Ecological Climatology**. England: Cambridge University Press, 2002. 690p.

BRUNO, R. D. et al. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical Forest. **Hydrol. Process.**, v.20, 2477-2489. 2006. DOI: 10.1002/hyp.6211

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere; theory, history and applications**. D Reidel Publishing Co. Dordrecht, 1982. 302p.

CABRAL, O. M. R. et al. Water use in a sugarcane plantation. **Global Change Biology Bioenergy**, 4, p. 555-565, doi: 10.1111/j.1757-1707.2011.01155.x, 2012.

CESTARO, B. P. **Implementação do modelo da biosfera SiB2 para agroecossistemas brasileiros**. 2013. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

CHEN, M. et al. **CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation**, Western Pacific Geophysics Meeting, Cairns, Australia, 29 July - 1 August, 2008.

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v.14, i.4, p601-604. 1978.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2013. 336p.

COSBY, B. J.; HORNBERGER, G. M.; CLAPP, R. B.; GINN, T. R. A Statistical Exploration of the Relationships of the Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. **Water Resources Research**, v.20, n.6, p.682-690. 1984.

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, 283, 206-217. 2003.

CUNHA, A. P. M. A. **Calibração do “Simplified Simple Biosphere Model – SSiB” para o Bioma Caatinga do Nordeste Brasileiro**. 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

DA ROCHA, H. R. **Modelagem da interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. 1992. 149f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.

DA ROCHA, H. R. **Modelagem e observações das relações biosfera-atmosfera no Sudeste do Brasil**. 1998. 142f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

DA ROCHA, H. R. et al. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (cerrado sensu stricto) in southeast Brasil, **Biota Neotropica**, 2(1). (Disponível em http://www.scielo.br/scielo.php/script_sci_serial/Ing_pt/pid_1676-0603/nrm_iso). 2002.

DA ROCHA, H. R. et al. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, **Ecol. Appl.**, 14(4), 22– 32. 2004.

DA ROCHA, H. R. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, 114(G00B12): 1-8. 2009a.

DA ROCHA, R. P. et al. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, 114(D10108). 2009b. doi:10.1029/2008JD010212.

DA ROCHA, H. R.; MANZI, A.; SHUTTLEWORTH, W. Evapotranspiration. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. L. (Org.). **Amazonia and Global Change**. Washington, DC, US: American Geophysical Union, 2010, p. 261-272.

DICKINSON, R. E. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. **Advances in Geophysics**, v. 25, p. 305-353, 1983.

DIRMEYER, P. et al. GSWP-2 multi-model analysis and implications for our perception of the land surface. **B. Am. Meteorol. Soc**, 87, 1381-1397. 2006.

DOLMAN, A. J.; DE JEU, R. A. M. Evaporation in focus, **Nature Geoscience**, v3, 296, 2010.

FEKETE, B.; VÖRÖSMARTY, C.; GRABS, W. High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances. **Global Biogeochemical Cycles** 16(3), Art. 1042, 2002. DOI: 10.1029/1999GB001254

FISHER, J. B. et al. The land-atmosphere water flux in the tropics. **Global Change Biology**, v.15, 2694-2714. 2009. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01813.x

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. **Digital Soil Map of the World**. Itália: FAO, 2007. Disponível em: <<http://www.fao.org/geonetwork/srv/en/metadata.show?id=14116>>.

FREITAS, H. C. de. **A influência dos transportes advectivos na estimativa do balanço de CO₂ do ecossistema: um estudo de caso para a mata atlântica com uso de técnicas micrometeorológicas**. 2012. 93f. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2012.

GONÇALVES, L. G. G. de et al. Overview of the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia Data Model Intercomparison Project (LBA-DMIP). **Agricultural and Forest Meteorology**. v.182-183, p111-127, 2013.

HUNTINGTON, T. G. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. **Journal of Hydrology**, v. 319, i. 1-4, p.83-95. 2006.

JASECHKO, S. et al. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. **Nature**, v.496, p.346-351. 2013.

JIMÉNEZ, C. et al. Global intercomparison of 12 land surface heat flux estimates. **Journal of Geophysical Research**, 116(D2), D02102. 2011. doi:10.1029/2010JD014545

JUNG, M. et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, 467, 2010. doi:10.1038/nature09396

KOOL, D. et al. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. **Agriculture and Forest Meteorology**, v184, p56-70. 2014.

LAWRENCE, D M; THORNTON, P E; OLESON, K W; BONAN, G B. The partitioning of Evapotranspiration into Transpiration, Soil Evaporation, and Canopy Evaporation in a GCM: Impacts on Land-Atmosphere Interaction. **Journal of Hydrometeorology**, v.8. 2007.

LLOPART, M. P. **Calibração do modelo SiB2 em módulos sequenciais para a Floresta Tropical Amazônica**. 2009. 90 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

MARTINS, C. A. **Estimativa da evapotranspiração no estado de São Paulo utilizando um modelo da biosfera**. 2011. 130 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

MATERIA, S. et al. The Sensibility of Simulated River Discharge to Land Surface Representation and Meteorological Forcings. **Journal of Hydrometeorology**. v.11. p334-351. 2010. DOI: 10.1175/2009JHM11621.1

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Mapa de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros**. 2004. Disponível em: <
<http://mapas.mma.gov.br/mapas/aplic/probio/datadownload.htm>>. Acesso em 13 Nov 2013.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevô**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 22 fev. 2013.

MIRALLES, D. G. et al. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 15, 453-469, 2011a. DOI:10.5194/hess-15-453-2011

MIRALLES, D. G. et al. Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 15, 967-981, 2011b. doi:10.5194/hess-15-967-2011

MIRALLES, D. G. **Evaporation in the Global Water Cycle: Analysing Land Evaporation Using Satellite Observations**. 2011. 127f. Tese (Doutorado em Ciências da Terra e da Vida). Universidade de Vrije, Amsterdã, 2011c.

MUELLER, B. et al. Evaluation of global observations-based evapotranspiration datasets and IPCC AR4 simulations. **Geophysical Research Letter**, vol 38, L06402, 2011.

NEGRÓN-JUAREZ, R. I. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no Sudeste: um estudo de observações sobre Cerrado e Cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 2004.

OLIVEIRA, M. B. L. de et al. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**. V.21, n. 3b, p. 166-174, 2006.

OKI, T. & KANAE, S. Global hydrological cycles and world water resources. **Science**, 313, 1068-1072, 2006.

OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO. **Atualização de séries históricas de vazões** – Período 1931 a 2012. Rio de Janeiro, RJ, 2013.

PITMAN, A. J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, 23, 479-510. 2003.

RUDORFF, B. F. T. et al. Studies on the Rapid Expansion of Sugarcane for Ethanol Production in São Paulo State (Brazil) Using Landsat Data. **Remote Sensing**. 2010; 2(4):1057-1076. DOI: 10.3390/rs2041057.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Submitted to the **Bulletin of the American Meteorological Society**, 2010.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento; Departamento de Águas e Energia Elétrica. **Relatório Síntese do Plano Estadual de Recursos Hídricos 2004-2007**. São Paulo: SERHS/DAEE, 2005.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos; Coordenadoria de Recursos Hídricos. **Relatório de Situação dos Recursos Hídricos no Estado de São Paulo**. São Paulo: SSRH/CRHi, 2011.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 43, no. 6, 1986.

SELLERS, P. J.; SHUTTEWORTH, W. J.; DORMAN, J. Calibrating the Simple Biosphere Model for Amazonian Tropical Forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. **Journal of Applied Meteorology**, 28: 727-759. 1989.

SELLERS, P. J. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs, Part I: Model formulation. **J. Climate**, 9, 676-705. 1996.

SELLERS, P. J. et al. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. **Science**, 275 (5299):502-509. 1997.

TATSCH, J. D. Controle do uso da terra no clima e no regime hidrológico da bacia do rio Mogi-Guaçu. 2012. 88 f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 2012.

TEULING, A. J. et al. A regional perspective on trends in continental evaporation, **Geophysical Research Letters**, v.36, L02404, doi:10.1029/2008GL036584, 2009.

TUCCI, C E M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed. da Universidade : ABRH : EDUSP, 1993. 943p.

TUCCI, C E M. Impactos da variabilidade climática e uso do solo sobre os recursos hídricos. In: Fórum Brasileiro de Mudanças Climáticas, 2002.

VINUKOLLU, R. K.; MEYNADIER, R.; SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F. Multi-model, multi-sensor estimates of global evapotranspiration: climatology, uncertainties and trends. **Hydrol. Process.** 25, 3993-4010. 2011. DOI: 10.1002/hyp.8393.

VITERBO, P. The role of land surface in the climate system. Meteorological Training Course Lecture Series **Notes**. ECMWF. 2002. Disponível em: <http://www.ecmwf.int/newsevents/training/lecture_notes/pdf_files/PARAM/Rol_land.pdf>. Acesso em: 23 set.2013.

WILCOX, B. P.; BRESHEARS, D. D.; SEYFRIED, M. S.. Water balance on rangelands. In: STEWART, B. A., HOWELL, T. A. (Eds.), **Encyclopedia of Water Science**. Marcel Dekker, Inc., New York, pp. 791–794. 2003.

XIE, P. et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia, **Journal of Hydrometeorology**, 8, 607. 626. 2007.

ZHANG, K.; KIMBALL, J. S.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. A continuous satellite-derived global record of land surface evapotranspiration from 1983 to 2006, **Water Resources Research**, v.46, W09522, doi:10.1029/2009WR008800. 2010.

APÊNDICE A

PARÂMETROS PRESCRITOS PARA O MODELO SIB2-REG

Os parâmetros variantes no tempo no modelo SiB2-Reg incluem o índice de área foliar e o índice de folhas verdes. Estes valores são prescritos mensalmente para cada cobertura vegetal conforme mostram as figuras FA.1 e FA.2. Os parâmetros invariantes no tempo estão descritos na tabela TA.1.

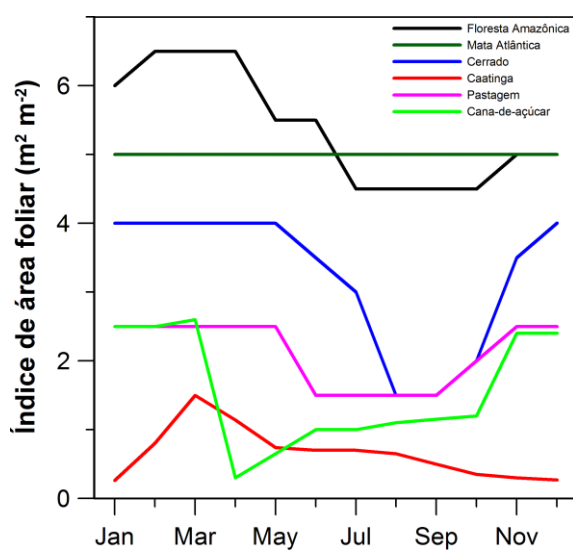


Figura FA.1: Ciclo anual do índice de área foliar, em $m^2 m^{-2}$, prescritos para as coberturas Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrado, Caatinga, Pastagem e Cana-de-açúcar.

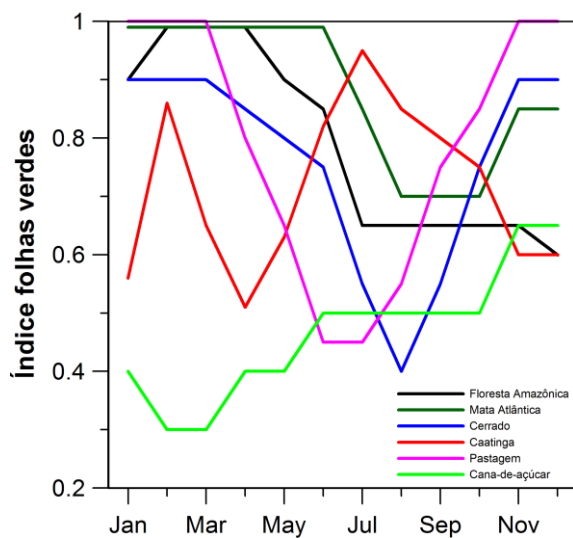


Figura FA.2: Ciclo anual do índice de folhas verdes prescritos para as coberturas Floresta Amazônica, Mata Atlântica, Cerrado, Caatinga, Pastagem e Cana-de-açúcar.

