

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Roilan Hernández Valdés

**CALIBRAÇÃO DO MODELO SIB2 PARA O CERRADO NO SUDESTE
DO BRASIL.**

Santa Maria, RS
2016

Roilan Hernández Valdés

CALIBRAÇÃO DO MODELO SIB2 PARA O CERRADO NO SUDESTE DO BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

ORIENTADOR: Prof. Jônatan Dupont Tatsch

Santa Maria, RS
2016

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Hernández Valdés, Roilan
Calibração do modelo SiB2 para o cerrado no sudeste do Brasil. / Roilan Hernández Valdés.- 2016.
69 p. ; 30 cm

Orientador: Jônatan Tatsch
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2016

1. calibração 2. SiB2 3. cerrado sensu-stricto 4. fluxos energéticos 5. umidade do solo I. Tatsch, Jônatan II. Título.

©2016

Todos os direitos autorais reservados a Roilan Hernández Valdés. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: roylanhv@gmail.com

Roilan Hernández Valdés

CALIBRAÇÃO DO MODELO SIB2 PARA O CERRADO NO SUDESTE DO BRASIL.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Aprovado em 15 de julho de 2016:

Jônatan Dupont Tatsch, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Angelica Durigon, Dra. (UFSM)

Oswaldo Machado Rodrigues Cabral, Dr. (Embrapa)

Santa Maria, RS
2016

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi familia, mi madre, mi padre, en especial a mi hermana que sin su apoyo nada habría sido posible.

Un especial agradecimiento para la familia de Neptuno, por el cariño, el apoyo, el amor.

A Lisse por todo el apoyo desde el comienzo hasta el final.

Agradezco a los amigos que siempre han estado y sé que estarán a pesar de estar tan lejos, esa familia que nos regala la vida, Adrian, Luiso, Lore.

A los amigos que continúan cerca pero la distancia sigue siendo grande, Angel, Lia, Arle, Myle.

A las personas con las que aprendí mucho, Maibys, Nivian, Arnoldo.

A los amigos que aquí me recibieron y sin los que no podría estar lejos de la familia e sentirme como en casa, Adriano, Marcelo, Gisele, Diogo, Viviane, Geovanne (S/N).

A los amigos con los que se compartieron momentos especiales Jéssica, Iara, Thais, Niki, Flavia, Gabriela, Lucas, Sara, Jean.

Toda mi gratitud a las personas que abrieron los brazos, acogieron y que continúan estando presentes que ni familia Lai, Franciano, Daia.

Agradezco mucho a mis hermanos de causa, aquellos que estuvieron a mi lado todo el tiempo de trabajo, con los que fue posible mantener la calma cuando el estrés pasaba los límites. Mostraron que un laboratorio puede transformarse en hermandad. De los cuales recibí "mijadas", "piadas" y "socos" en todo momento, mas en la hora cierta: trasnocharon, corrigieron, ayudaron y dieron las energías suficientes para terminar. Lo siento por las horas de tortura...! Kkkkkk. A mis hermanos: Felipe, Guilherme, Fabiola, André, Carolina, Caroline.

Agradecimiento especial, al profesor Ernani que ayudó mucho a sortear las dificultades con la burocracia, y por su disposición a la comunicación aún estando en Cuba.

Agradezco mucho a mi orientador, por el apoyo, la confianza, la ayuda, la guía cierta.

A todos los integrantes del PPGMet que de alguna u otra forma me ayudaron en este tiempo.

Agradecimentos ao Prof. Dr. Humberto Rocha e equipe do Laboratório de Clima e Biosfera da USP, em especial a Emília Brasília pelo fornecimento de parte dos dados usados nessa dissertação.

Agradecimento ao Pesquisador Dr. Osvaldo Cabral, pela disponibilização dos resultados de seu trabalho, sem os que seria impossível esta dissertação.

À FAPERGS (Proj. 1988-2551/13-3) e ao CNPQ (Proj. 461130/2014-9) pelos recursos financeiros que custearam o hardware necessário para realização desse estudo.

RESUMO

CALIBRAÇÃO DO MODELO SiB2 PARA O CERRADO NO SUDESTE DO BRASIL.

AUTOR: Roilan Hernández Valdés
ORIENTADOR: Jônatan Dupont Tatsch

Os modelos da superfície terrestre (LSMs) são a componente dos modelos numéricos de previsão numérica do tempo e clima que representam os processos de interação entre a biosfera e atmosfera. A necessidade de aperfeiçoar a representação dos processos bio-geofísicos estimulou o desenvolvimento de sofisticadas parametrizações, aumentando a complexidade dos LSMs e o número de parâmetros. Alguns desses parâmetros podem ser medidos, mas isso não assegura que melhores resultados serão produzidos devido a erros de amostragem e representatividade das condições experimentais (variabilidade espacial, vertical e a heterogeneidade de superfície). Portanto, uma estratégia geral é usar experimentos de campo (locais) para calibrar esses parâmetros para diferentes tipos de vegetação, minimizando as diferenças entre os valores simulados e observados da(s) variável(is) de interesse. LSMs são geralmente calibrados usando observações dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE). Enquanto estudos que incluam a umidade do solo (θ) na calibração são menos frequentes (ou restritos a camada superficial do solo), mas em ecossistemas florestais sujeitos a estresse hídrico sazonal (zona radicular profunda, heterogeneidade vertical) o perfil vertical da umidade do solo na zona vadosa é essencial para simulação da transpiração, assimilação de CO_2 e a partição entre os escoamentos superficial e subterrâneo. Esta dissertação descreve a calibração do modelo Simples da Biosfera (SiB2) para o Cerrado *sensu-stricto*, utilizando medidas de fluxos, umidade do solo e forçantes atmosféricas coletadas em uma torre micrometeorológica localizada na Gleba Pé de Gigante, SP, no período de Julho de 2009 até Julho de 2012. Para a calibração, o modelo SiB2 foi separado em módulos que incluíram os processos radiativos, aerodinâmicos e por último os processos hídricos e de condutância e fotossínteses. O algoritmo de calibração multiobjetivo AMALGAM foi aplicado a cada um desses módulos utilizando nas funções objetivo a raiz do erro quadrático médio (RMSE), eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), erro da amplitude do ciclo médio anual (ACAM) ou horário (ACH). As variáveis calibradas foram: albedo PAR (α_{PAR}), albedo global (α), velocidade de fricção (u^*), saldo de radiação (Rn), fluxo de calor latente e sensível e armazenamento total de água (A_z) até dois metros de profundidade. No entanto, a calibração por módulos foi comparada com uma calibração global na qual somente foram otimizadas as variáveis LE , H e A_z . A calibração do módulo radiativo permitiu reproduzir o ciclo sazonal e amplitude do albedo PAR, enquanto o albedo global ficou defasado temporalmente e com amplitude levemente menor que a observação, porém teve razoável melhora quando comparado com o simulado com

os parâmetros originais. O saldo de radiação foi razoavelmente simulado, apresentando superestimativa no inverno e primavera e mostrou-se sensível fundamentalmente à parametrização de radiação de onda longa incidente. Enquanto a u^* subestimou levemente o ciclo médio diário observado mas teve erro menor que a configuração original. Por outro lado, a discretização de três camadas do solo do modelo não conseguiu representar os processos hidrológicos no solo e superfície simultaneamente do Cerrado. Mudou-se, portanto, a estrutura de solo, introduzindo o perfil vertical de distribuição de raízes, o processo de redistribuição hidráulica e a atualização do esquema de infiltração Green-Ampt. Estes esquemas foram fundamentais para a modelagem dos processos hidrológicos da vegetação Cerrado, o que é aplicável a outras de sistema radicular profundo. A calibração global representou razoavelmente LE , H e A_z , porém resultou em α_{PAR} anti-correlacionado, subestimativa considerável do α e u^* , além de partição inconsistente nas componentes da evapotranspiração.

Palavras-chave: calibração , SiB2, cerrado sensu-stricto, fluxos energéticos, umidade do solo

ABSTRACT

CALIBRATION OF THE MODEL SiB2 TO THE SAVANNAH IN SOUTHEASTERN BRAZIL.

AUTHOR: Roilan Hernández Valdés

ADVISOR: Jônatan Dupont Tatsch

The land surface models (LSM) are the component of the numerical weather prediction and climate models that represents the processes of interaction between the biosphere and atmosphere. The need to improve the representation of bio-geophysical process stimulated the development of sophisticated parametrization. This development increased the complexity of LSMs and the number of parameters involved. Some of these parameters can be measured, but it does not ensure that the best results will be produced. Therefore, a general strategy is to use field experiments (local) to calibrate these parameters for different vegetation types, minimizing the differences between the simulated and observed value(s) of variable(s) of interest. LSMs are usually calibrated using observation of the sensible (H) and latent (LE) heat flux. Studies including soil moisture (θ) in the calibration are less frequent (or restricted to the surface layer), but in forest ecosystems, under seasonal water stress, vertical soil moisture profile in vadose zone is essential for simulating transpiration, CO_2 assimilation and the partition between the surface and underground flows. This paper describes the calibration of the Simple Biosphere Model (SiB2) for the Cerrado sensu-stricto, using flux measurements, soil moisture and atmospheric forcings collected in a micrometeorological tower located in Gleba Pé de Gigante, SP, in the period July 2009 to July 2012. For calibration, the SiB2 model was separated into modules that included the radiative, aerodynamic and finally, soil water processes and conductance and photosynthesis. The multi-objective calibration algorithm AMALGAM was applied to each of these modules using as objective functions: the mean square error (RMSE), Nash-Sutcliffe efficiency (NSE), the error of amplitude of the mean cycle annual (ACAM) or hourly (ACH). The calibrated variables were: albedo PAR (α_{PAR}), global albedo (α), friction velocity (u^*), net radiation (Rn), latent and sensible heat flux and total water storage (A_z) up to two meters deep. Nonetheless, the modular calibration was compared with a global calibration in which only variables LE , H and A_z were optimized. The calibration for radiative module allowed to reproduce the seasonal cycle and amplitude for albedo PAR, while the global albedo was lagged temporally and a slightly smaller amplitude than the observation but had considerable improvement compared with that simulated with the original parameters. The balance of radiation was reasonably simulated, with overestimation in winter and spring and it proved to be fundamentally sensitive to downward longwave radiation. The u^* was slightly underestimated in the average daily cycle against to observed but had less error than the original parameters. On the other hand, the model discretization in three soil layers failed

to represent the hydrological processes in the soil and surface simultaneously for Cerrado. Therefore, the soil structure was changed by introducing vertical root distribution profile, the process of hydraulic redistribution and updating the Green-Ampt infiltration scheme. These schemes were essential to the modeling of hydrologic processes of Cerrado vegetation, which is applicable to other deep root system. The global calibration fairly represented LE , H and A_z , but resulted in α_{PAR} anti-correlated, considerable underestimation of the α and u^* , also in inconsistent partition for evapotranspiration components.

Keywords: calibration, SiB2, woodland savanna, energy fluxes, soil humidity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Distribuição de densidade de raízes	24
Figura 2.2 – Discretização do perfil do solo	24
Figura 2.3 – Bacia hidrográfica do córrego Pauliceia.	26
Figura 2.4 – Índice de área foliar (LAI), fração de área foliar verde (N), total de área verde (LAI_N)	28
Figura 3.1 – Séries temporais de albedo PAR	37
Figura 3.2 – Séries temporais de albedo global.	38
Figura 3.3 – Séries temporais de Rn com diferentes parametrizações de onda longa incidente.	39
Figura 3.4 – Séries temporais de Rn para a parametrização de onda longa.	39
Figura 3.5 – Ciclo médio diário de u^* otimizada.	40
Figura 3.6 – Ciclo médio horário de u^* por mês otimizado	41
Figura 3.7 – Série temporal diária de evapotranspiração, simulação TcArm	42
Figura 3.8 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo, simulação TcArm	42
Figura 3.9 – Ciclo médio diário evapotranspiração, simulação TcArm	43
Figura 3.10 – Ciclo médio diário de calor sensível, simulação TcArm	43
Figura 3.11 – Série temporal diária de calor sensível, simulação TcArm	43
Figura 3.12 – Série diária Rn	44
Figura 3.13 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo, simulação McNzArm	44
Figura 3.14 – Série temporal diária de evapotranspiração, simulação McNzArm	45
Figura 3.15 – Ciclo médio diário de evapotranspiração, simulação McNzArm	45
Figura 3.16 – Série temporal diária de calor sensível, simulação McNzArm	45
Figura 3.17 – Ciclo médio diário de calor sensível, simulação McNzArm	46
Figura 3.18 – Ciclo médio diário de evapotranspiração, simulação McNzArmHr	46
Figura 3.19 – Série temporal diária de evapotranspiração, simulação McNzArmHR ..	47
Figura 3.20 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo, simulação McNzArmHR	47
Figura 3.21 – Série temporal diária de calor sensível, simulação McNzArmHR	47
Figura 3.22 – Ciclo médio diário de calor sensível, simulação McNzArmHR	48
Figura 3.23 – Série temporal diária de fluxo de calor no solo, simulação McNzArmHR	48
Figura 3.24 – Ciclo médio diário do fluxo de calor no solo, simulação McNzArmHR . ..	48
Figura 3.25 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo, simulação McDzArmHR	49
Figura 3.26 – Ciclo médio diário da evapotranspiração, simulação McDzArmHR	49
Figura 3.27 – Série temporal diária de evapotranspiração, simulação McDzArmHR . ..	49
Figura 3.28 – Série temporal diária de calor sensível, simulação McDzArmHR	50
Figura 3.29 – Ciclo médio diário do calor sensível, simulação McDzArmHR	50
Figura 3.30 – Albedo PAR e albedo global, simulação GloMcNzArmHR	51
Figura 3.31 – Série temporal diária de saldo de radiação, simulação GloMcNzArmHR . 51	51
Figura 3.32 – Ciclo médio diário de u^* por mês, simulação GloMcNzArmHR	52
Figura 3.33 – Série temporal diária de evapotranspiração, simulação GloMcNzArmHR . 52	52

Figura 3.34 – Ciclo médio diário da evapotranspiração, simulação GloMcNzArmHR . .	53
Figura 3.35 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo, simulação GloMcNzArmHR	53
Figura 3.36 – Série temporal diária de calor sensível, simulação GloMcNzArmHR . .	53
Figura 3.37 – Ciclo médio diário do calor sensível, simulação GloMcNzArmHR	54
Figura 3.38 – Diagramas de Taylor.	58
Figura 3.39 – Acumulados médios mensais das componentes de LE	59
Figura 3.40 – Relação entre G , H por clases de LE	60
Figura 3.41 – Relação entre $store$, H por clases de LE	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – <i>Parâmetros incluídos na análise de sensibilidade e calibração da componente radiativa.</i>	31
Tabela 2.2 – <i>Parâmetros incluídos nas análises de sensibilidade e calibração da componente aerodinâmica.</i>	33
Tabela 2.3 – <i>Configuração das rodadas para calibração com combinação das mudanças progressivamente realizadas no código do SiB2.</i>	34
Tabela 2.4 – <i>Parâmetros incluídos na análises de sensibilidade e calibração dos processos hidrológicos e condutância-fotossíntese.</i>	35
Tabela 3.1 – <i>Parâmetros óticos da vegetação e do solo para a radiação visível. Intervalo de variação e valores otimizados.</i>	37
Tabela 3.2 – <i>Parâmetros óticos da vegetação e o solo para a radiação do infravermelho próximo. Intervalo de variação e valores otimizados.</i>	38
Tabela 3.3 – <i>Parâmetros aerodinâmicos da vegetação. Intervalo de variação e valores otimizados.</i>	41
Tabela 3.4 – <i>Parâmetros óticos da vegetação e do solo para a radiação PAR e infravermelho próximo. Intervalo de variação, valores otimizados na calibração por módulos e a global.</i>	51
Tabela 3.5 – <i>Parâmetros calibrados para cada configuração.</i>	55
Tabela 3.6 – <i>Valores médios mensais das componentes de evapotranspiração</i>	59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	METODOLOGIA	17
2.1	MODELO SIMPLES DA BIOSFERA 2	17
2.1.1	Sub-modelo de difusão de água no solo	18
2.1.2	Modelo de condutância-fotossíntese no SiB2	19
2.2	MODIFICAÇÕES AO SIB2.....	22
2.2.0.1	<i>Redistribuição hidráulica</i>	25
2.3	ÁREA DE ESTUDO.....	25
2.4	ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR.....	27
2.5	MÉTODO DE CALIBRAÇÃO MULTIOBJETIVO.....	28
2.6	CALIBRAÇÃO.....	30
2.6.1	Calibração por módulos	30
2.6.1.1	<i>Processos radiativos</i>	31
2.6.1.2	<i>Processos aerodinâmicos</i>	33
2.6.1.3	<i>Processos hidrológicos e de condutância-fotossíntese</i>	34
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO	36
3.1	MÓDULO RADIATIVO.....	36
3.2	MÓDULO AERODINÂMICO.....	40
3.3	CALIBRAÇÃO DE FLUXOS.....	41
3.3.1	Modelo de 3 camadas: simulação <i>TcArm</i>	41
3.3.2	Discretização do solo em 10 camadas. Simulação <i>McNzArm</i>	44
3.3.3	Discretização do solo em 10 camadas com Redistribuição Hidráulica. Simulação <i>McNzArmHR</i>	46
3.3.4	Discretização do solo em camadas uniformes de 10 cm com Redistribuição Hidráulica	49
3.3.5	Calibração global	50
3.4	COMPARAÇÃO ENTRE AS CALIBRAÇÕES.....	54
3.4.1	Parâmetros calibrados	54
3.4.2	Avaliação entre as configurações	56
4	CONCLUSÕES	63
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

1 INTRODUÇÃO

A biosfera terrestre e o clima da terra são intimamente acoplados. Onde o clima influencia fortemente a produtividade e a distribuição geográfica dos biomas globais. Por outro lado, a vegetação, os solos e outras componentes da biosfera terrestre modificam o clima através da quantidade de energia, água, carbono e outras espécies químicas que eles armazenam e trocam com a atmosfera.

As intervenções humanas alteram diretamente a cobertura e a estrutura da vegetação através da conversão entre diferentes tipos de uso da terra (e.g. de formações florestais tropicais para culturas agrícolas; (BALDOCCHI; MA, 2013; FOLEY et al., 2007; HOFFMANN; JACKSON, 2000)) ou por meio de mudanças de manejo para um mesmo tipo de uso da terra (e.g. irrigação, fertilização, rotação de culturas agrícolas (LUYSSAERT et al., 2014)). Essas mudanças na cobertura e no uso da terra não alteram apenas o balanço de carbono, mas também os balanços de radiação de onda curta, onda longa, a turbulência na camada limite atmosférica e o movimento de água entre a sub-superfície e a atmosfera; levando a alterações nos fluxos de energia, água, momentum, CO_2 , outros gases traços e aerossóis orgânicos e inorgânicos entre a superfície terrestre e a atmosfera (BRIGHT, 2015).

Os mecanismos pelos quais as superfícies vegetadas influenciam o clima são frequentemente caracterizados pelos efeitos biogeoquímicos ou biogeofísicos (LEVIS, 2010). Os mecanismos biogeoquímicos incluem aqueles que atuam sobre a composição química da atmosfera. Entre os mecanismos biogeoquímicos mais reconhecidos, pelos quais os ecossistemas terrestres influenciam o clima, está a emissão e o sequestro de CO_2 que atua diretamente sobre o balanço de radiação de onda longa global. Os efeitos climáticos desse mecanismo são de abrangência espacial global, com resposta de longo prazo (décadas) e quantificados principalmente em termos da influência radiativa na média das temperaturas do ar observadas alguns metros acima da superfície.

Os mecanismos biogeofísicos estão associados a características biofísicas da superfície vegetada, incluindo-se: albedo, rugosidade, condutância do dossel, emissividade, profundidade e densidade das raízes, área foliar e a disponibilidade hídrica do solo. Essas características têm impacto direto na partição entre os fluxos de calor sensível e latente, na transferência de momentum e CO_2 entre o solo a vegetação e a atmosfera principalmente na escala de tempo de curto prazo (da escala horária à sazonal). As mudanças mais importantes em condições tropicais são as relacionadas a alterações na partição entre os fluxos de calor sensível e latente (evapotranspiração). Essa forçante climática não radiativa modifica a estrutura termodinâmica da camada limite planetária e influencia o clima local (WEST et al., 2011) através da inibição ou formação de nuvens, assim como dos padrões de circulação atmosférica dependendo da escala espacial. No caso de reflorestamento,

por exemplo, há uma redução do albedo de superfície, aumento do saldo de radiação e da evapotranspiração favorecendo uma redução da temperatura do ar. Esse resfriamento evaporativo varia com a estação do ano, as condições climáticas e pedológicas regionais e com os atributos físicos da vegetação (ANDERSON et al., 2011).

Em termos relativos os mecanismos biogeoquímicos e biogeofísicos para os biomas florestais tropicais são os de maior importância em comparação aos demais biomas globais, pelo potencial de regulação climática, tanto na escala global (sequestro de carbono) quanto local (rugosidade e evapotranspiração) (BONAN, 2008). Nesse estudo, foco será dado nos mecanismos biofísicos de interação entre a vegetação e a atmosfera.

Os modelos climáticos globais (MCGs) são as ferramentas mais utilizadas para avaliação dos impactos climáticos em grande escala devido a mudanças do uso da terra e ao aumento nas emissões atmosféricas CO_2 . Dentro dos MCGs são incorporados os modelos da superfície terrestre (LSM), ou esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT), para representar os mecanismos de interação entre a biosfera terrestre e a atmosfera. A modelagem da dinâmica desses processos de superfície é considerada uma das maiores fontes de incerteza nos estudos de mudanças climáticas, em particular com relação a habilidade de prever as perturbações no ciclo hidrológico e se a biosfera terrestre continuará como uma fonte ou sumidor de CO_2 (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006).

A necessidade de aperfeiçoar a representação dos processos biofísicos nos LSM estimulou o desenvolvimento de parametrizações sofisticadas das parametrizações de superfície. As componentes dos LSM foram designadas usando resultados de pesquisas na literatura, experimentos de laboratório e observações de experimentos de campo limitados (STÖCKLI et al., 2008). Esses aspectos podem levar a fontes de incertezas na parametrização dos processos e à medida que os LSM evoluíram a complexidade aumentou repercutindo em um aumento no número de parâmetros que devem ser especificados para os tipos de vegetação e solo. Alguns parâmetros são físicos e diretamente mensuráveis (e.g. índice de área foliar e porosidade do solo), outros, entretanto podem ser determinados somente empiricamente (e.g. parâmetro b da curva de retenção de água no solo – CAMPBELL, (1974); e o parâmetro β da distribuição vertical das raízes no solo – JACKSON et al., (1996)). Entretanto mesmo que os parâmetros necessários estejam acessíveis isso não implica necessariamente em melhores resultados devido as diferenças nas escalas espaciais e temporais entre o modelo e as medidas. Portanto a forma mais efetiva de avaliar a capacidade de previsão e as fontes de incerteza dos LSM é por meio da otimização dos parâmetros do modelo.

A calibração de LSM consiste em minimizar os erros entre as saídas do modelo e as correspondentes observações através do ajuste dos parâmetros do modelo. Com a maior disponibilidade de dados de campo, incluindo medidas auxiliares dos ecossistemas oferecidas por redes de fluxos nacionais (p.ex.: SulFlux - (ROBERTI et al., 2013); Brasflux - (ROCHA et al., 2009), (CABRAL et al., 2010, 2011, 2012, 2015)) é comum ter dezenas de

observações para estimativa dos parâmetros, embora estudos de calibração ou avaliação de LSM no modo *off-line* (escala local ou pontual) tenham frequentemente usado apenas até três observações (SLEVIN; TETT; WILLIAMS, 2015; RANDOW et al., 2013; FISCHER et al., 2013)). Em geral, as variáveis usadas são os fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e a troca líquida do ecossistema (NEE) (LLOPART, 2009; ROSOLEM et al., 2013; BAKER et al., 2009).

Estudos que incluam a umidade do solo na calibração são raros (CHEN; WILLGOOSE; SACO, 2015) e quando encontrados na literatura são apenas para camada próxima a superfície (até 30 cm) (KATO et al., 2007; HOUSER et al., 2001; ROSERO et al., 2010; RIDLER et al., 2012), sendo os resultados com acurácia inferior quando comparado com os erros para outras variáveis de saída. Em geral cada variável simulada pelo modelo representa pelo menos uma função objetivo do problema de otimização. Métodos de calibração de LSM que consideram apenas uma função objetivo apresentam limitações óbvias pois não há garantia de que o bom desempenho para uma variável repercutirá em um bom desempenho em qualquer outra variável (ABRAMOWITZ et al., 2008). Analogamente a calibração dos fluxos sozinha pode reduzir a acurácia das estimativas da umidade do solo (LEPLASTRIER et al., 2002).

O problema de calibração de um modelo com diversas variáveis de saída restringe-se a encontrar o conjunto de parâmetros que simultaneamente minimiza um vetor de funções objetivo (VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013). Neste caso podem ocorrer conflitos entre as funções objetivo, onde o ganho em uma envolve a perda em outra. Então ao invés de uma única solução para o problema multiobjetivo é um conjunto de pontos Pareto, também chamados fronteira ou frente de Pareto que determinam um conjunto de soluções (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1998). O uso de calibração multiobjetivo para estimativa de parâmetros em LSM já está bem estabelecido no contexto de modelagem de superfície e gerou simulações com maior acurácia dos fluxos de energia para diferentes tipos de ecossistemas brasileiros (CUNHA et al., 2013; VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013; ROSOLEM et al., 2013). Entretanto um número excessivo de funções objetivo pode tornar o problema de otimização inviável. Nessa circunstância a opção pode ser reduzir o problema em partes com algumas funções objetivo ou agrupando diversos objetivos dentro de uma única função a ser minimizada. Em geral a maioria dos métodos de calibração otimizam até três funções objetivo. Assim a calibração multiobjetivo pode ser dividida em partes seguindo a abordagem hierárquica (dos processos rápidos para os mais lentos, (VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013)) ou por módulos sequenciais (LLOPART, 2009) definido conforme a sequência de cálculos dos módulos do LSM.

Essa dissertação estende a investigação sobre a quantificação dos serviços ambientais de regulação climática e hídrica dos biomas brasileiros usando um conjunto de dados de alta qualidade (CABRAL et al., 2015) coletados sobre o Cerrado no sudeste do Brasil para calibração multiobjetivo dos parâmetros do modelo Simples da Biosfera (SiB2,

(SELLERS et al., 1996a)) por módulos.

O cerrado foi escolhido como foco de estudo por se tratar de um dos biomas mais vulneráveis às mudanças climáticas e mais ameaçados pelas atividades humanas de uso da terra (MARRIS, 2005). O cerrado originalmente cobria 45% da América do Sul (SCHLES; ARCHER, 1997) e $\sim 23\%$ do Brasil. Atualmente sua área é de apenas 20% da área original (GOULART; FILHO; LOVATO, 2005). As mudanças de uso e cobertura da terra no cerrado são recentes com mais de 50% convertido em pastagens e áreas agrícolas (KLINK; MACHADO, 2005). Apenas 2% de sua área original são protegidas apesar da riqueza de sua biodiversidade (MYERS et al., 2000). Baseado nas tendências de desflorestamento do Cerrado e nas projeções dos cenários climáticos que apontaram uma grande extinção de espécies é possível que o Cerrado deixe de existir efetivamente nos próximos 25 anos (SIQUEIRA; PETERSON, 2003). Em oposição, os Modelos Globais de Vegetação Dinâmica indicam consistentemente que a floresta tropical Amazônica será provavelmente substituída por cerrado (“savanização”) ou gramíneas C_4 em resposta as mudanças climáticas projetadas (ZENG et al., 2013). O manejo adequado dessas áreas é, portanto, um ponto crítico para mitigação das mudanças climáticas em qualquer horizonte de tempo. A simulação dos impactos em grande escala da conversão de cerrado para culturas agrícolas e pastagens reduziria em $\sim 10\%$ a precipitação, aumentaria a temperatura em $0,5^\circ C$ e a frequência de períodos secos dentro da estação chuvosa, uma mudança que poderia inviabilizar o cultivo de culturas agrícolas com sistema radicular raso (HOFFMANN; JACKSON, 2000). As florestas nativas e o cerrado nessas terras armazenam $105 GtCO_2$ (SOARES-FILHO et al., 2014) e exercem um papel vital na manutenção dos serviços biogeoquímicos.

Uma característica do Cerrado é a coexistência de estratos arbóreo, arbustivo e herbáceo. A heterogeneidade espacial no domínio do Cerrado ocorre conforme a densidade destes estratos, definindo fisionomias que variam do cerradão, a forma de predominância arbórea, até o campo limpo, onde prevalecem as gramíneas, passando por cerrado *sensu stricto*, campo cerrado e campo sujo. Esta heterogeneidade na estrutura e funcionamento do Cerrado adiciona complexidade à medição e a modelagem dos fluxos de massa e energia sobre esse tipo de vegetação.

O domínio do Cerrado ocorre sob regime de chuvas marcadamente sazonal, precipitação anual entre 800 e 2250 *mm*, com aproximadamente 90% desta concentrada no período de setembro a abril (estação chuvosa); a temperatura média anual varia de 18 a $28^\circ C$. Muitas espécies do cerrado possuem raízes profundas até 10 *m* que possibilitam o acesso a água e a manutenção da transpiração na estação seca (OLIVEIRA et al., 2005). Portanto, a conversão do Cerrado para pastagens ou culturas agrícolas reduziria a evapotranspiração e alteraria o conteúdo de água no solo (OLIVEIRA et al., 2005) levando então a perdas no serviço ambiental de resfriamento evaporativo especialmente na estação seca. O entendimento detalhado e quantitativo sobre os serviços ambientais de regulação climática e hídrica do Cerrado é essencial para o sucesso na mitigação das mu-

danças climáticas pelo planejamento do uso da terra como política ambiental e climática no contexto brasileiro.

Nesse sentido, essa dissertação propõe estimar os parâmetros biofísicos do modelo SiB2 para o Cerrado e avaliar o desempenho da simulação dos fluxos radiativos (albedo global, albedo PAR (radiação fotossinteticamente ativa), saldo de radiação), na turbulência (u^*), fluxos de energia (H, LE) e da umidade do solo utilizando uma base de dados consolidada (CABRAL et al., 2015). As metas específicas para o desenvolvimento da dissertação foram:

- Avaliar a calibração do modelo SiB2 na sua configuração original, desacoplado do Modelo Hidrológico Distribuído da Biosfera – DBHM, (TANG, 2006) para o cerrado usando método de otimização multiobjetivo.
- Implementar um esquema de discretização do solo em multicamadas (10 camadas e n camadas de espessura constante) para representação mais detalhada da variação da condutividade hidráulica do solo e das trocas de água entre as camadas.
- Inclusão do processo de redistribuição hidráulica (HR) para representação mais realística da umidade do solo e da transpiração para o cerrado.
- Comparar o desempenho da calibração por módulos com a calibração global dos parâmetros.

2 METODOLOGIA

2.1 MODELO SIMPLES DA BIOSFERA 2

O modelo SiB (Simple Biosphere model) (SELLERS et al., 1986), foi desenvolvido inicialmente como modelo de superfície de Modelos de Circulação Global (MCGs), calculando a transferência de energia, massa e momento entre a atmosfera, a superfície e o solo. Uma revisão ao SiB, levou ao SiB2 (SELLERS et al., 1996a), na qual se apresentou uma importante atualização em vários dos módulos, incluindo o sub-modelo de condutância e fotossínteses do dossel, além de permitir o uso de dados por sensoriamento remoto para a descrição do estado e fenologia da vegetação (SELLERS et al., 1996a). SiB2 apresentou, portanto, maior realismo na modelagem biofísica possibilitando aplicação em várias linhas de pesquisa.

O SiB2, é um modelo útil para meteorologistas já que simula a troca dos fluxos da superfície com a atmosfera, para os ecologistas pela capacidade de simular explicitamente os processos biofísicos e para hidrólogos porque resolve a partição de escoamentos de água no solo e recarga para o aquífero.

No SiB2, as forçantes atmosféricas necessárias são a temperatura do ar, pressão parcial de vapor de água, velocidade do vento, precipitação e radiação global. Para cada tipo de vegetação é definido um conjunto de parâmetros invariantes no tempo. Nesse conjunto estão incluídos, (i) parâmetros morfológicos: altura do dossel, dimensões e distribuição da inclinação das folhas, profundidade das raízes, entre outros; (ii) propriedades ópticas: refletâncias e transmitâncias das matérias morta e verde para as faixas do espectro visível e infravermelho próximo; além das (iii) propriedades fisiológicas que incluem parâmetros para o modelo de condutância e fotossínteses do dossel.

A versão utilizada nesta dissertação é o código *off-line* do SiB2 modificado para o acoplamento com o modelo GBHM (Modelo Hidrológico Baseado na Geomorfologia (YANG, 1998)), contido no modelo DBHM (Modelo Hidrológico Distribuído da Biosfera (TANG, 2006)). Nele, o solo é dividido em três camadas, cada uma com função determinada. A camada superficial, com espessura sempre igual a 2 cm, é fonte de evaporação de água da superfície do solo. A segunda camada, está limitada entre a camada superficial e a profundidade que alcançam as raízes, portanto, varia de acordo com o tipo de vegetação, a mesma funciona como reservatório para as raízes extraírem a água de transpiração. Já a terceira, atua como recarga para o aquífero ou para a segunda camada, dependendo do sinal do gradiente vertical de umidade.

O cálculo da difusão de água no solo (subseção 2.1.1) e a representação do processo de condutância e fotossínteses (subseção 2.1.2) estão fortemente ligados no modelo

SiB2. Os serviços ambientais e hidrológicos de cada tipo de vegetação são principalmente definidos pela interação entre esses dois processos.

2.1.1 Sub-modelo de difusão de água no solo.

Um modelo isotérmico de três camadas é inicialmente implementado para o cálculo do movimento vertical da água no solo, nas componentes difusivas e gravitacional (TANG, 2006). Sendo a equação para resolver o fluxo intercamadas da forma:

$$Q = K \left[\frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \right] \quad (2.1)$$

onde Q é a troca líquida de água entre as camadas do solo (m/s), K a condutividade hidráulica estimada para cada camada (m/s), ψ o potencial matricial (m), z a distância vertical. Para solo em três camadas, a equação 2.1 e a equação de balanço de água no solo são usadas. É assumido que o potencial matricial se ajusta à relação empírica de CLAPP; HORNBERG (1978) para a curva característica de umidade do solo, dado por:

$$\psi_m = \psi_s W^{-b} \quad (2.2)$$

onde ψ_s é o potencial matricial do solo na saturação, W a grau de saturação e b parametriza a distribuição de poros no solo mudando a relação entre o W e ψ_m .

A mudança na umidade do solo é resolvida a partir da discretização das equações do balanço de água:

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{Q_{0,1} - Q_{1,2}}{\theta_s D_1} \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{Q_{1,2} - Q_{2,3}}{\theta_s D_2} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{Q_{2,3} - Q_{3,g}}{\theta_s D_3} \quad (2.5)$$

onde $Q_{i,j}$ representa os fluxos de água nas interfaces das camadas, resolvidos pela equação de difusão (2.1):

$$Q_{0,1} = 0 \quad (2.6)$$

$Q_{0,1}$ é nulo, por ser a infiltração de água na superfície que é resolvida previamente com o modelo Green-Ampt (GREEN; AMPT, 1911), enquanto que para as demais camadas:

$$Q_{1,2} = K_1 \left[\frac{\partial \psi_{1,2}}{\partial z_{1,2}} + 1 \right] \quad (2.7)$$

$$Q_{2,3} = K_2 \left[\frac{\partial \psi_{2,3}}{\partial z_{2,3}} + 1 \right] \quad (2.8)$$

$$Q_{3,g} = K_3 \left[\frac{\partial \psi_{3,g}}{\partial z_{3,g}} + 1 \right] \quad (2.9)$$

são combinadas para determinar o fluxo entre as camadas. Os subíndices numerados indicam o número das camadas envolvidas e o g se refere à zona saturada, ou aquífero. D_1 , D_2 , D_3 representam as espessuras das três camadas, θ_s a porosidade do solo e t o tempo. A condutividade hidráulica nas equações 2.7 até 2.9 refere-se à condutividade hidráulica relativa ao grau de saturação de cada camada, segundo a relação empírica de CLAPP; HORNBERG (1978):

$$K_i = K_s W_i^{2b+3} \quad (2.10)$$

onde K_s é a condutividade hidráulica na saturação, própria da textura do solo. A condutividade hidráulica efetiva entre a camada de recarga e a zona saturada:

$$K_{3g} = f_{ice} \left[\frac{K_3 \psi_3 - K_s \psi_s}{\psi_s - \psi_3} \right] \left[\frac{b}{b+3} \right]. \quad (2.11)$$

O fator f_{ice} é função da temperatura do solo (SELLERS et al., 1996a).

2.1.2 Modelo de condutância-fotossíntese no SiB2.

O modelo SiB2 (SELLERS et al., 1996b) possui um submodelo de condutância-fotossíntese a fim de representar os processos de transpiração e fotossíntese de forma integrada, ou seja, que representa a interação entre a vegetação, as condições atmosféricas e o solo. Este submodelo é descrito em detalhes em SELLERS et al. (1996b). A resolução dos processos da vegetação estão intimamente conetados ao solo, especificamente à umidade da camada onde se encontram as raízes.

A modelo de condutância-fotossíntese está baseado nos modelos de fotossíntese para plantas C_3 (COLLATZ et al., 1991) e C_4 (COLLATZ; RIBAS-CARBO; BERRY, 1992). Em ambos é descrito um modelo para estimativas da taxa de assimilação na escala da folha a partir do cálculo do mínimo entre três taxas limitantes da assimilação:

$$A \leq \min(w_c, w_e, w_s) \quad (2.12)$$

onde A representa a taxa fotossintética foliar ($mol m^{-2} s^{-1}$), w_c a limitante pela eficiência do sistema enzimático (limitante-Rubisco), w_e limitante pela quantidade de PAR (radiação fotossinteticamente ativa) capturada pela folha (limitante-luz), e w_s representa a limitação da capacidade da folha em exportar ou utilizar os produtos da fotossíntese (para plantas C_3), ou a limitação da PEP-Carboxylase (para plantas C_4)(limitante-exportação-armazenagem).

A limitante fisiológica da assimilação w_c é controlada essencialmente pela capacidade de processamento bioquímico da folha, representado no modelo pelo parâmetro V_m , capacidade catalisadora da enzima fotossintética Rubisco. V_m é calculada pelo produto entre a máxima capacidade catalisadora da Rubisco, V_{max} , uma função dependente da temperatura do dossel, $f_T(T_c)$, e uma função do estresse hídrico da camada de raízes, $f_W(W_2)$

$$V_m = V_{max} f_T(T_c) f_W(W_2) \quad (2.13)$$

A função $f_W(W_2)$, leva em conta parâmetros hídricos do solo, como o potencial hídrico crítico ψ_c (m) e o potencial matricial na zona de raízes ψ_r (m)

$$f_W(W_2) = \frac{1}{1 + \exp(0,02(\psi_c - \psi_r))} \quad (2.14)$$

A função $f_T(T_c)$ é diferenciada para plantas do tipo C3 e C4

$$f_T(T_c) = \begin{cases} \frac{2Q_t}{1 + e^{(s_1(T_c - s_2))}} & , \text{ para } C_3 V_m \\ \frac{2Q_t}{1 + e^{(s_1(T_c - s_2))}} \times (1 + e^{(s_3(s_4 - T_c))}) & , \text{ para } C_4 V_m \\ \frac{2Q_t}{1 + e^{(s_5(T_c - s_6))}} & , \text{ para } R_d V_m \\ 2,1Q_t & , \text{ para } K_c \\ 1,2Q_t & , \text{ para } K_0 \\ 0,57Q_t & , \text{ para } S \end{cases} \quad (2.15)$$

onde $Q_t = (T_c - 298)/10$ e s_i são parâmetros de inibição para alta e baixa temperatura, T_c é a temperatura do dossel.

Desta forma, a limitante-Rubisco depende de

$$w_c = f_c(V_{max}, T_c, W_2, c_i, O_2, \dots) \quad (2.16)$$

onde c_i e O_2 representam a pressão parcial de CO_2 e O_2 (Pa) no interior da folha, respectivamente.

O fator limitante da taxa de assimilação associado a luz depende, entre outros fatores, do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) incidente sobre a folha \vec{F}_π (Wm^{-2}), da componente normal à superfície da folha \vec{n} e de ϵ ($mol J^{-1}$) a eficiência quântica para a absorção de CO_2 :

$$w_e = f_e(\epsilon \vec{F}_\pi, \vec{n}, c_i, O_2, \dots) \quad (2.17)$$

Finalmente, a limitante da armazenagem-exportação da taxa de assimilação é

$$w_s = f_s(V_{max}, T_c, W_2, c_i, p) \quad (2.18)$$

onde p é a pressão atmosférica (hPa).

A assimilação líquida das folhas A_n ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$) é descrita por

$$A_n = A - R_d \quad (2.19)$$

onde $R_d = f_r(V_{max}, T_c, W_2, \dots)$ é a taxa de respiração foliar ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$).

Esse modelo de fotossíntese descrito acima é utilizado para estimar a condutância estomática foliar g_s ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), descrita por

$$g_s = m \frac{A_n}{c_s} h_s p + b \quad (2.20)$$

onde m (adimensional) (= 9 para vegetação C_3 , = 4 para C_4) e b (ms^{-1}) (= 0.01 para vegetação C_3 , = 0.04 para C_4) são coeficientes empíricos, h_s é a umidade relativa na superfície da folha e c_s é a pressão parcial de CO_2 na superfície da folha (Pa).

Nesta última equação, os processos simultâneos de absorção de CO_2 e liberação de vapor d'água, representados pela condutância foliar, são relacionados, ao nível da folha, através da umidade relativa, da concentração de CO_2 e de duas constantes que dependem da vegetação (m e b).

Essas equações são integradas ao longo do perfil do dossel para descrever a fotossíntese do dossel A_c e a condutância do dossel g_c . A hipótese principal é a de que a profundidade do perfil de nitrogênio na folha V_{max} ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), e portanto V_m ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), são distribuídos no dossel de acordo com o perfil médio de PAR (descrito a partir de uma função exponencial para a atenuação da radiação)

$$V_{max_L} = V_{max_0} e^{-\bar{k}L} \quad (2.21)$$

onde V_{max_L} e V_{max_0} são os valores de V_{max} no valor do índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$) ($LAI = L$) e no topo do dossel ($LAI = 0$), respectivamente, e \bar{k} representa a média do coeficiente de extinção da radiação PAR.

Desta forma, podemos estimar a A_c ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$) integrando sobre o perfil do dossel

$$A_c = A_{n_0} \int_0^{L_T/V} V N e^{-\bar{k}L} dL \quad (2.22)$$

onde $A_{n_0} = A_n$ para o topo das folhas verdes, e utilizar A_c para estimar g_c ($mol\ m^{-2}\ s^{-1}$):

$$g_c = m \frac{A_c}{c_s} h_s p + b L_T \quad (2.23)$$

Aqui, o subscrito S se refere aos valores de c_s e h_s do dossel e não mais da folha. O conjunto de equações acima descreve a transferência de CO₂ entre o sumidouro no interior do dossel c_l e a fonte espaço aéreo do dossel c_a .

Finalmente, a g_c é utilizada para calcular a taxa de transpiração do dossel

$$\lambda E_{ct} = \left[\frac{e^*(T_c) - e_a}{1/g_c + 2r_b} \right] \frac{\rho c_p}{\gamma} (1 - W_c) \quad (2.24)$$

onde $e^*(T_c)$ é a pressão de vapor de saturação (Pa) à temperatura T_c (K), e_a é a pressão de vapor no espaço aéreo do dossel (Pa), ρ é a densidade do ar ($kg\ m^{-3}$), c_p o calor específico do ar ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), γ a constante psicométrica ($Pa\ K^{-1}$) e W_c é a fração de área molhada do dossel (adimensional).

2.2 MODIFICAÇÕES AO SiB2.

Na análise das saídas do modelo foram detectados deficiências na representação dos fluxos em superfície e do armazenamento de água no solo. A fim de aprimorar as saídas do modelo, foram realizadas mudanças no código: (I) atualização do modelo de infiltração, (II) inserção de heterogeneidade nas propriedades hidráulicas do solo, (III) modificação da estrutura das camadas do solo e o (IV) cálculo do fluxo de água no solo.

Esquema de infiltração Green Ampt

Para calcular a infiltração de água no solo, no código utilizado do SiB2, estava implementado o modelo Green-Ampt (TANG, 2006). O mesmo determina a quantidade da precipitação efetiva que infiltra baseado na capacidade de infiltração do solo em um determinado instante de tempo.

O total de água infiltrada era distribuído saturando as camadas sequencialmente por ordem descendente. Na ordem de resolução dos processos físicos no SiB2, é resolvido primeiro a infiltração, depois a transpiração e o fluxo intercamadas. Portanto, a água infiltrada era armazenada nas camadas superficiais o que poderia afetar o processo de transpiração.

Como solução se inseriram as formulações propostas por MEIN; LARSON, (1973), onde se define a umidade máxima (w_i) (adimensional) que o solo atinge dependendo da relação entre a taxa de precipitação e a condutividade hidráulica de saturação. Portanto, se define a umidade máxima, em grau de saturação, que o solo atinge durante o processo

de infiltração como:

$$w_i = \frac{I_x}{K_\theta} \quad (2.25)$$

onde I_x ($m s^{-1}$) é a taxa de infiltração, $K_\theta = K_s^{1/(2b+3)}$ ($m s^{-1}$) é a condutividade hidráulica do solo para a umidade atual, K_s a condutividade hidráulica na saturação e b o parâmetro inversamente relacionado ao índice de distribuição do tamanho dos poros no solo (adimensional), seguindo as formulações do CAMPBELL, (1974).

Heterogeneidade do solo

Foi implementada a variação vertical da K_s com a profundidade (CABRAL et al., 1992):

$$K_s(z) = K_0 e^{(-fz)} \quad (2.26)$$

onde K_0 é condutividade hidráulica de saturação na superfície ($m s^{-1}$), z é a profundidade (m) e f define o incremento ou diminuição de K_s com a profundidade, dependendo do sinal.

Discretização de camadas do solo

Foi implementada no código outra discretização do solo. O perfil vertical do solo é dividido em n camadas de igual espessura, a partir da camada superficial de $2 cm$. Com esta modificação, também alterou o perfil de distribuição da densidade de raízes, seguindo uma função assintótica com a profundidade (JACKSON et al., 1996):

$$Y(z) = 1 - \beta^{-z} \quad (2.27)$$

onde Y é a fração acumulativa de raízes (proporção entre 0 e 1, adimensional), β é fator que determina a forma da curva (adimensional), Figura 2.2.

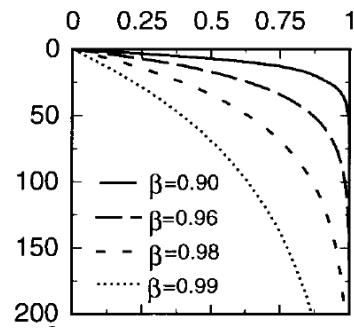


Figura 2.1 – Distribuição acumulativa de raízes como função da profundidade (proporção acumulada), para diferentes valores de β . (JACKSON et al., 1996)

É definida, portanto, a distribuição das raízes diminuindo com a profundidade até ser nula na última camada. A última camada é considerada somente para a recarga do aquífero. Assim eliminou-se a restrição de só uma camada para extração de água para a planta realizar a transpiração.

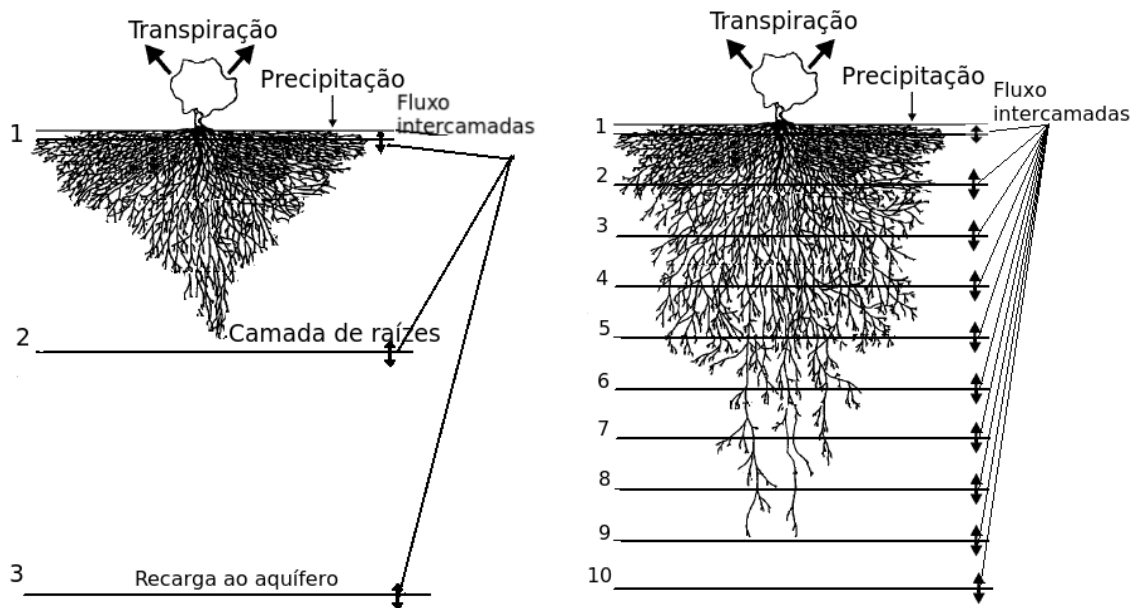


Figura 2.2 – Transformação da discretização do solo de perfil de três camadas (esquerda) para perfil multicamada de igual espessura (direita) com a distribuição da densidade de raízes.

2.2.0.1 Redistribuição hidráulica

Seguindo o proposto por LEE et al., (2005) plantas com raízes profundas redistribuem naturalmente a água de zonas mais profundas para as superficiais quando os estômatos da vegetação estão fechados, geralmente no horário noturno. O processo é chamado de Redistribuição Hidráulica (HR). Também durante os eventos de precipitação é observado aumento do transporte de água da superfície até camadas mais profundas pela presença de raízes.

O código que representa a HR foi adaptado do SiB3 (BAKER et al., 2009) que considera troca de água entre todas as camadas do solo seguindo a equação (RYEL et al., 2002):

$$H_i = C_{RT} \sum_j (\Psi_j - \Psi_i) \max(c_i, c_j) \frac{R_i R_j}{1 - R_x} D_{tran} \quad (2.28)$$

H_i ($m \ s^{-1}$) é o fluxo líquido que entra ou sai da camada i dependendo do sinal, C_{RT} a condutância máxima de todo o sistema de raízes ($cm \ MPa^{-1} \ h^{-1}$), $\Psi_{i,j}$ os potenciais matriciais (m) das camadas nas quais é calculada a troca, R_i e R_j são as frações de raízes ativas nessas camadas, R_x toma o valor das $R_{i,j}$ com maior umidade, D_{tran} determina se acontece ou não a HR, sendo = 0 no período diurno e = 1 no noturno. Já c_i , é fator que reduz a condutância solo-raiz, determinado como:

$$c_i = \frac{1}{1 + \left(\frac{\Psi_i}{\Psi_{50}} \right)^B} \quad (2.29)$$

onde Ψ_{50} é o potencial matricial no solo quando a condutância é reduzida um 50%, $B = 2.34$ constante empírica (BAKER et al., 2009).

2.3 ÁREA DE ESTUDO.

A região de estudo é a bacia hidrográfica do córrego Pauliceia (BHCP), localizada na Gleba Pé de Gigante (PdG), Parque Vassununga, Instituto Florestal/Secretaria de Meio-Ambiente/São Paulo/Brasil (BATALHA; MANTOVANI; JÚNIOR, 2001; ROCHA et al., 2002). O córrego Pauliceia é afluente da margem direita do rio Mogi-Guaçu. A bacia hidrográfica está localizada entre 21°36' e 21°44' S e 47°34' e 47°41' O e altitude entre 590 e 740 m (Figura 2.3).

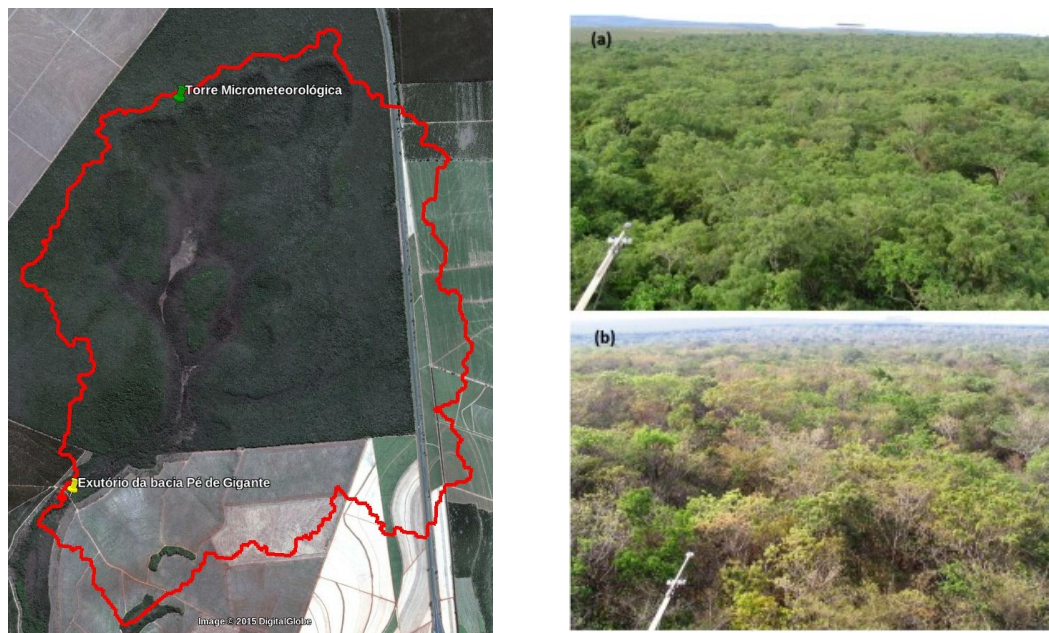


Figura 2.3 – Bacia hidrográfica do córrego Pauliceia onde está localizada a torre micrometeorológica (esquerda). Imagens da vegetação vista desde a torre no verão (direita, acima) e inverno (direita, abaixo).

Na BHCP predomina a vegetação cerrado *strictu sensu* caracterizada por 70% dos indivíduos com troncos $< 5,5 \text{ cm}$, 85%, altura $< 5 \text{ m}$ (BATALHA; MANTOVANI; JÚNIOR, 2001; FIDELIS; GODOY, 2003) e raízes em profundidade $> 2 \text{ m}$ (CABRAL et al., 2015). Não há estratificação vertical definida e coexistem espécies sempre verdes, semidecíduas e decíduas. O Índice de Área Foliar (LAI) ($\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$) medido varia entre 0,7 e $3,0 \text{ m}^2/\text{m}^2$ (CABRAL et al., 2015).

O solo predominante da BHCP é areia quartzosa (87% de areia, 10% argila, 3% silte), a quantidade média de água disponível no solo entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente é de 81 mm m^{-1} (CABRAL et al., 2015).

A precipitação média anual é de 1498 mm ($\pm 312 \text{ mm}$) com o máximo mensal na estação chuvosa de 266 mm (Janeiro) e o mínimo de 32 mm (Junho). A temperatura média anual é de $22,1 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$, variando entre 19 e $24 \text{ }^\circ\text{C}$ (CABRAL et al., 2015).

Os dados observacionais foram obtidos de CABRAL et al. (2015). Os fluxos de calor sensível (H) (W m^{-2}) e latente (LE) (W m^{-2}) foram medidos em uma torre micrometeorológica a uma altura de $11,4 \text{ m}$ em mastro de $0,3 \text{ m}$ de seção transversal usando anemômetro sônico tridimensional (CSAT3, Campbell SI, Logan, UT, USA) e analisador infravermelho de gás de caminho aberto (IRGA, LI7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA).

Em uma segunda torre, distante 100 m a SE da primeira com altura de 21 m , foram medidos: a altura de 18 m em mastro horizontal de $2,5 \text{ m}$, saldo de radiação (R_n

($W m^{-2}$), LITE, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands), radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida (PAR_{in} ($W m^{-2}$), PAR_{ref} ($W m^{-2}$); LITE, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands) e radiação solar global incidente e refletida (R_g ($W m^{-2}$), CM3, Kipp and Zonen, Delft, The Netherlands). Precipitação ($Prec$) (mm), temperatura do ar (T_a) (K) e umidade relativa (Ur) foram medidas a 21 m.

Fluxo de calor no solo (G) ($W m^{-2}$) foi medido por quatro fluxímetros (REBS, Seattle, WA, USA) instalados aleatoriamente a 2 cm de profundidade, e o conteúdo de água no solo (SWC) foi medido por reflectômetros (CS615, Campbell SI) instalados horizontalmente nas profundidades 0,1; 0,2; 0,5; 0,8; 1,0; 1,5; 2,0 e 2,5 metros (CABRAL et al., 2015).

2.4 ÍNDICE DE ÁREA FOLIAR.

A fenologia da vegetação no SiB2 é descrita por parâmetros biofísicos, como o Índice de Área Foliar (LAI), a fração de radiação fotossinteticamente ativa absorvida pela vegetação (FPAR) e fração de área verde do dossel (N), estimados a partir do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido por sensoriamento remoto (SELLERS et al., 1996a). Aqui, entretanto, utilizaram-se os dados de LAI observados no cerrado (CABRAL et al., 2015) a fim de minimizar a incerteza desses parâmetros obtidos por sensoriamento remoto na calibração do modelo.

As observações no Cerrado mostraram uma relação inversa entre o albedo PAR (α_{PAR}) e LAI ($LAI = 0.0038 \alpha_{PAR}^{-1.84}$; $R^2 = 0.99$) no período de Julho de 2009 à Julho de 2012 (CABRAL et al., 2015). Portanto, PAR absorvida pela vegetação ($APAR = 1 - \alpha_{PAR}$) está relacionada diretamente com a fração de área verde do dossel da vegetação. Essa aproximação foi usada para descrever a variação sazonal do N , determinada por uma relação linear com a média móvel de 15 dias do absorção PAR normalizado (α_i), conforme equação

$$N = \alpha_i(A_{max} - A_{min}) + A_{min} \quad (2.30)$$

os parâmetros A_{max} e A_{min} , modulam a amplitude de N , enquanto o segundo termo (A_{min}) do lado direito da equação (2.30) condiciona o nível mínimo da série temporal de N . Onde

$$\alpha_i = 1 - \left(\frac{\alpha_{PAR} - \alpha_{PAR_{min}}}{\alpha_{PAR_{max}} - \alpha_{PAR_{min}}} \right).$$

Utilizando a equação 2.30 foi possível captar as datas de máximos e mínimos e a sazonalidade da absorção de PAR pela vegetação, que flexibiliza a definição do N . A Figura 2.4 mostra a série de LAI e o índice de área total verde (LAI_N), utilizando $A_{min} = 0.5$ e $A_{max} = 0.98$ que foram usados nesse trabalho. Também são mostradas as séries de

N variando o valor de $A_{min} = 0, 0; 0, 3; 0, 5; 0, 75$.

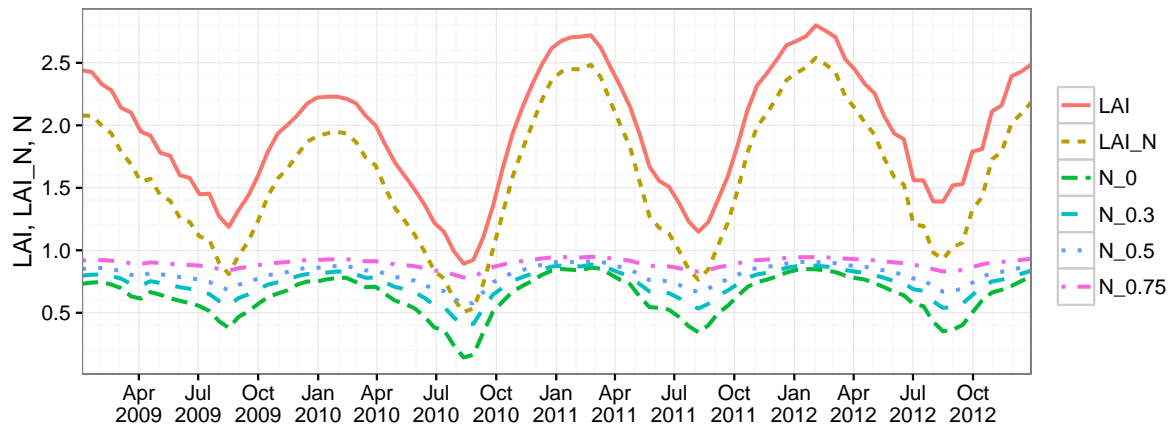


Figura 2.4 – Séries temporais de Índice de Área Foliar (LAI), LAI total verde (LAI_N) e fração de área verde (N) para os valores de $A_{min} = 0; 0, 3; 0, 5$ e $0, 75$.

2.5 MÉTODO DE CALIBRAÇÃO MULTIOBJETIVO.

Nesta dissertação, propõe-se a calibração do modelo SiB2 para várias variáveis com observação de campo. Algumas metodologias foram propostas para isto, no entanto a dificuldade está em conseguir acurácia na modelagem de todas as variáveis ao mesmo tempo (YAPO; GUPTA; SOROOSHIAN, 1998; ROSOLEM et al., 2013). Portanto, se optou por uma aproximação modular e a otimização no máximo de três funções objetivo, para cada módulo.

Recentemente, cresceu a utilização de algoritmos evolutivos nas técnicas de calibração. Esses algoritmos realizam uma busca global no espaço dos parâmetros, evitando a convergência a otimizações locais. Além disso, é produzido uma distribuição multi-objetiva convergente a uma frente Pareto, resultando num conjunto de combinações de parâmetros ótimos (VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013). Isto permite ao usuário escolher uma das soluções segundo o interesse em cada função objetivo. Nesta dissertação optou-se por aquela que está mais próximo ao centro de eixos coordenados. O centro dos eixos coordenados é dado pelo valor mínimo alcançado em cada uma das funções objetivo.

Utilizou-se o algoritmo AMALGAM (*Multialgorithm Genetically Adaptive Multiobjective*) (VRUGT; ROBINSON, 2007) que é um método de otimização com evolução geneticamente adaptativa. Este método combina dois conceitos fundamentais, primeiro a aplicação de vários procedimentos simultâneos na evolução dos parâmetros e segundo a criação auto adaptativa de valores derivados ou a nova geração dos mesmos.

Basicamente, AMALGAM é um algoritmo de minimização de funções. Ou seja, dado os intervalos válidos para N parâmetros, cabem X combinações com um valor de cada n ($X_i = (x_i^1, \dots, x_i^n), i = 1, \dots, P$; onde P é o número da população). Sendo então, m o número de funções objetivo a serem minimizadas, define-se o espaço $Y = F(X) = (f_1(X), \dots, f_m(X))$, aqui $f_j, j = 1, \dots, m$, denota as m funções objetivo.

A distribuição Pareto-ótima é aquela na qual nenhuma das funções objetivo pode ser melhorada sem produzir degradação simultânea em ao menos uma das restantes f_j . Portanto, resulta em uma solução global ótima para o problema. Cada f_j pode ser um índice estatístico aplicado a diferentes saídas do modelo ou diferentes índices estatísticos aplicados à mesma variável de saída.

O algoritmo começa com uma população inicial de combinações, P_0 , de tamanho N , para cada n parâmetro, gerados a partir do Latin Hypercubic Sampling (LHS) (IMAN; DAVENPORT; ZEIGLER, 1980). O modelo (no caso SiB2) é rodado e calculadas as f_j . A partir do valor de f_j é determinado o ranqueamento das as combinações através do algoritmo *Fast Nondominated Sorting* (FNS) (DEP; PRATAP; AGAEWAL, 2002). Aplicando os algoritmos genéticos é derivada uma nova população Q_0 do mesmo tamanho que P_0 . Atualmente quatro AG são implementados no AMALGAM: *Nondominated Sorting Genetic Algorithm II* (NSGA-II; DEP; PRATAP; AGAEWAL, 2002), *Particle Swarm Optimization* (PSO, KENNEDY; R.C., 2001), *Adaptative Metropolis Search* (AMS, HAARIO; SAKSMAN; TAMMINEM, 2001) e *Differential Evolution* (DE, STORN; PRICE, 1997). VRUGT; ROBINSON, (2007), atribuiu a relevância do uso do AMALGAM à implementação de múltiplos algoritmos genéticos (AG) e não de só um. Em tese, não existe um algoritmo absolutamente ótimo capaz de resolver a convergência dos parâmetros e portanto justifica-se a utilização de vários simultaneamente.

As f_j das combinações Q_0 são determinadas e depois criada a população $R_0 = P_0 \cup Q_0$, assim R_0 é uma população de tamanho $2N$ na qual é aplicado FNS, novamente. Devido a comparação simultânea de P_0 e Q_0 é garantida a seleção dos melhores conjuntos de parâmetros entre ambas as gerações. Logo são selecionadas as primeiras N combinações para formar a população P_1 . O mesmo procedimento é repetido até atingir o máximo de iterações definidas ou o critério de parada e portanto obtida a distribuição Pareto-ótima.

Inicialmente cada AG é responsável pela criação de $\frac{1}{4}N$ das combinações na nova geração, mas dependendo do número de combinações de cada um que sobrevive na seleção, é modificada a quantidade que o mesmo vai reproduzir na próxima geração. Assim, é privilegiado com maior reprodutividade o GA que tiver melhor desempenho. Esta característica é outra vantagem do AMALGAM (VRUGT; ROBINSON, 2007).

2.6 CALIBRAÇÃO.

Os modelos de superfície são caracterizados por um grande número de parâmetros e de variáveis de saída. Isso faz da calibração um procedimento complexo para o qual existem várias formas de abordagem. Uma dessas formas é na qual se propõe otimizar um determinado índice estatístico simultaneamente para várias variáveis. Por outro lado, é comum também considerar mais de um índice estatístico sobre uma mesma variável. A combinação dessas duas abordagens pode se tornar um problema complexo ou com até impossível solução para a calibração global de um modelo.

Nesse estudo, usou-se a abordagem mista na definição das funções objetivo. Em alguns casos empregou-se um índice estatístico sobre mais de uma variável ou mais de um índice estatístico sobre a mesma variável. Entretanto, para manter a eficiência do método e o tempo de simulação viável foram usadas até três combinações simultâneas de funções objetivo. Portanto, o esquema de calibração é classificado como multiobjetivo.

Estudos com similar abordagem (ROSOLEM et al., 2013; VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013) utilizam métricas tradicionais, (ex., raiz de erro quadrático médio, erro quadrático médio, viés, máximo do viés, etc.), mas aqui são utilizadas também outras métricas com a intenção de representar as características específicas dos processos modelados. Cada uma das métricas são apresentadas e discutidas nas subseções seguintes.

A calibração global do modelo SiB2 levaria a muitas simplificações e desprezar importantes detalhes de grande interesse. Isto devido à complexidade, não linearidade, quantidade de processos simulados e o número de parâmetros envolvidos na concepção do modelo.

Nesta dissertação foram testados dois procedimentos de calibração: a calibração por módulos e a calibração global. A calibração global do modelo SiB2 consiste na otimização dos 42 parâmetros em uma única vez para as variáveis evapotranspiração (LE), calor sensível (H) e armazenamento de água no solo (SWC). Na calibração por módulos identificaram-se os módulos do SiB2 com certa independência, o que permitiu definir os parâmetros com maior influência para cada um dos módulos. Essa opção é justificada também pela ordem sequencial na modelagem dos processos físicos do modelo (VAREJÃO; COSTA; CAMARGO, 2013; LLOPART, 2009).

2.6.1 Calibração por módulos

Definiram-se, portanto, os seguinte níveis e numeram-se as variáveis otimizadas:

1. Processos radiativos,

- I) albedo PAR (α_{PAR}),

- II) albedo global (α) e
 - III) saldo de radiação (R_n).
2. Processos aerodinâmicos,
- I) velocidade de fricção (u_*).
3. Processos hidrológicos e de condutância-fotossíntese
- I) conteúdo de água no solo (SWC),
 - II) evapotranspiração (LE),
 - III) calor sensível (H).

2.6.1.1 Processos radiativos

A componente radiativa resolve o saldo de radiação R_n , determinando a radiação absorvida pelo dossel e a absorvida pelo solo, as duas são função dos parâmetros ópticos da vegetação e do solo, para a radiação de onda curta (visível e infravermelho próximo). A parametrização de radiação de onda longa incidente complementa o cálculo ao considerar a absorção térmica.

Baseado nos dados observados, três variáveis foram otimizadas: albedo PAR (α_{PAR}), albedo global (α) e o saldo de radiação (R_n), mantendo essa hierarquia. Os parâmetros envolvidos, intervalo de variação deles são mostrados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Parâmetros incluídos na análise de sensibilidade e calibração da componente radiativa.

No	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Descrição
1	reflv	0,005	0,400	Refletância matéria viva no visível
2	refdv	0,010	0,400	Refletância matéria morta visível
3	refln	0,140	0,600	Refletância matéria viva infravermelho próximo
4	refdn	0,150	0,600	Refletância matéria morta infravermelho próximo
5	tranlv	0,010	0,080	Transmitância matéria viva visível
6	trandv	0,005	0,350	Transmitância matéria morta visível
7	tranln	0,010	0,400	Transmitância matéria viva infravermelho próximo
8	trandn	0,005	0,400	Transmitância matéria morta infravermelho próximo
9	sorefv	0,010	0,150	Refletância do solo visível
10	sorefn	1,100	2,500	Refletância do solo infravermelho próximo

O teste de sensibilidade dos parâmetros nas variáveis α_{PAR} e α foi feito com o *NSE*

(Nash-Sutcliffe Efficiency) entre a observação (*obs*) e simulação (*sim*):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_1^N (obs - sim)^2}{\sum_1^N (obs - \overline{obs})^2}, \quad (2.31)$$

enquanto para a calibração escolheram-se o *RMSE*, dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} (sim - obs)^2}, \quad (2.32)$$

o *NSE₀*, dado por:

$$NSE_0 = 1 - NSE = \frac{\sum_1^N (obs - sim)^2}{\sum_1^N (obs - \overline{obs})^2}, \quad (2.33)$$

NSE₀ foi definido devido às restrições do AMALGAM. AMALGAM resolve um problema de minimização, portanto, o melhor resultado esperado para as funções objetivo na calibração tem que ser zero.

O outro índice utilizado foi definido como o erro na amplitude do ciclo médio anual do albedo (*ACAM*), para o qual determinaram-se as amplitudes do ciclo anual do observado (Δobs) e simulado (Δsim) e, portanto, tratou-se da minimização da diferença entre as amplitudes de ambos os ciclos, normalizada pela amplitude do observação, em porcentagem:

$$ACAM = \left| \frac{(\Delta sim) - (\Delta obs)}{\Delta obs} \right| * 100. \quad (2.34)$$

Na parametrização de radiação de onda longa incidente ($F_{T,d}^0$) testaram-se as seguintes formulações:

Esquema de Brutsaert (BRUTSAERT, 1981):

$$F_{T,d}^0 = \varepsilon(1, 0 + 0, 22C)\sigma T_a^4 \quad (2.35)$$

com emissividade efetiva $\varepsilon = 0,51 + 0,066\sqrt{e}$ (BRUNT, 1932), onde T_a temperatura do ar (K), e pressão parcial do vapor de água (Pa), σ constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$), C índice de nebulosidade $C = 2,33 - 3,33(Rg/R_{pot})$ (CAMPBELL, 1985), Rg é a radiação global ($W m^{-2}$) enquanto R_{pot} a radiação potencial ($W m^{-2}$) (REICHSTEIN; MOFFAT, 2015).

Esquema de Idso and Jackson (IDSO; JACKSON, 1969)

$$F_{T,d}^0 = \sigma T_a^4 (1, 0 - \varepsilon)(1, 0 + 0, 2C^2), \quad (2.36)$$

onde $\varepsilon = 1 - 0,26 \exp(-0,000777(273 - T_a)^2)$ (IDSO; JACKSON, 1969).

Esquema Swinbank (SWINBANK, 1963)

$$F_{T,d}^0 = \varepsilon \sigma T_a^4 (1, 0 + 0, 2C^2), \quad (2.37)$$

onde $\varepsilon = 0,000009T_a^2$ (SWINBANK, 1963).

2.6.1.2 Processos aerodinâmicos

A análise da componente aerodinâmica simulada pode ser feita através da velocidade de fricção (u_*). Essa variável é determinada no esquema de turbulência do modelo SiB2 e depende da morfologia da vegetação. No modelo, o perfil vertical do dossel é dividido em cinco camadas, caracterizadas por regimes diferentes, e em cada uma calcula-se o coeficiente de transferência de momento K_m .

As alturas da base do dossel z_1 e de inflexão da densidade de área foliar z_c são dependentes da altura do topo z_2 , portanto, definiram-se equações que considerassem essas relações e seus intervalos de variação (Tabela 2.2),

$$z_1 = M_1 z_2 \quad (0,0 < M_1 < 0,9)$$

$$z_c = z_1 + M_2(z_2 - z_1) \quad (0,0 < M_2 < 1,0)$$

Tabela 2.2 – Parâmetros incluídos nas análises de sensibilidade e calibração da componente aerodinâmica.

No	Parâmetro	Mínimo	Máximo	Descrição
1	z0s	0,01	0,08	Comprimento de rugosidade
2	g4	8,00	12,00	Parâmetro do coeficiente de transferência de momento
3	g1	1,50	2,00	Parâmetro do coeficiente de transferência de momento
4	z2	4,00	11,00	Altura do topo do dossel
5	z1	0,01	0,80	Altura da base do dossel
6	zc	0,10	0,90	Altura de máximo de densidade foliar
7	leafw	0,01	0,10	Largura da folha
8	leafl	0,01	0,10	Comprimento da folha
9	chil	-0,40	0,60	Fator de distribuição do ângulo da foliagem

O índice estatístico utilizado no algoritmo de sensibilidade foi o *RMSE* enquanto para a calibração escolheu-se o *RMSE* e o erro na amplitude do ciclo médio diário (Δ_{sim_H} , para a simulação, Δ_{obs_H} para o observado) *ACH*:

$$ACH = \left| \frac{(\Delta_{sim_H}) - (\Delta_{obs_H})}{\Delta_{obs_H}} \right| * 100. \quad (2.38)$$

2.6.1.3 Processos hidrológicos e de condutância-fotossíntese

O dependência natural dos processos hidráulicos do solo com a transpiração e evaporação do solo no modelo SiB2 exigem que a calibração dos fluxos de energia e umidade do solo seja realizada simultaneamente. Dessa forma, três variáveis foram otimizadas simultaneamente, armazenamento de água no solo (*SWC*), evapotranspiração (*LE*) e fluxo de calor sensível (*H*).

No processo de calibração buscou-se minimizar *RMSE* na escala horária de *LE* e *H*. O mesmo índice foi utilizado para calibrar o *SWC*, na camada de 0 até 2 m, entretanto na escala diária. Devido às mudanças feitas no código do modelo para tentar resolver as dificuldades na representação de *H*, *LE* e *SWC* pelo SiB2, foram executadas as configurações para a calibração mostradas na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Configuração das rodadas para calibração com combinação das mudanças progressivamente realizadas no código do SiB2.

Código	Multicamadas	Red. Hid	Fun. Obj. 1	Fun. Obj. 2	Fun. Obj. 3
TcArm	-	-	RMSE(LE)	RMSE(SWC)*	RMSE(H)
McNzArm	n= 10	-	RMSE(LE)	RMSE(SWC)*	RMSE(H)
McNzArmHR	n= 10	x	RMSE(LE)	RMSE(SWC)*	RMSE(H)
McDzArmHR	dz= 10 cm	x	RMSE(LE)	RMSE(SWC)*	RMSE(H)
GlobalNzArmHR**	n= 10	x	RMSE(LE)	RMSE(SWC)*	RMSE(H)

* refere-se ao RMSE do armazenamento total de água médio diário na camada 0 – 2 m,

** refere-se a configuração de calibração global, na qual foram incluídos todos os parâmetros, inclusive os parâmetros óticos e aerodinâmicos.

Tabela 2.4 – *Parâmetros incluídos na análise de sensibilidade e calibração dos processos hidrológicos e de condutância-fotossíntese.*

No	Parâmetro	MinValue	MaxValue	Descrição
1	poros	0,200000	0,50000	Porosidade
2	satco	0,000001	0,00010	Condutividade hidráulica de saturação
3	phsat	-0,800000	-0,01000	Potencial matricial na saturação
4	bee	1,100000	19,00000	Parametrização da distribuição de poros
5	sodep	1,500000	4,00000	Profundidade do solo
6	decay	-5,000000	5,00000	Parâmetro de decaimento da condutividade hidráulica
7	effcon	0,010000	0,15000	Eficiência quantum intrínseca
8	gradm	3,000000	18,00000	Coefficiente angular estomático
9	binter	0,000000	0,04000	Condutância estomática mínima
10	respccp	0,010000	0,05000	Fator de respiração da folha
11	atheta	0,900000	0,99000	Coefficiente de acoplamento da fotossíntese
12	btheta	0,900000	0,99000	Coefficiente de acoplamento da fotossíntese
13	rootd	1,000000	2,00000	Profundidade da camada de raízes
14	phc	-300,000000	-200,00000	Fator inibição potencial água
15	trop	283,130000	308,16000	Coefficiente da temperatura Q_{10} na fotossíntese
16	hlti	273,130000	298,16000	Fator de estresse, baixa temperatura
17	hhti	1,010000	1,20000	Fator de estresse, alta temperatura
18	slti	0,100000	2,00000	Inclinação da função de inibição para alta temperatura
19	vmax	0,000025	0,00015	Capacidade máxima de Rubisco
20	beta	0,900000	0,99600	Fator de distribuição de raízes
21	satcap_c	0,000100	0,01000	Fator da capacidade de interceptação no dossel
22	satcap_g	0,000200	0,00200	Fator da capacidade de interceptação no solo

hhti definido como multiplicador do **hlti**.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.

3.1 MÓDULO RADIATIVO.

A seleção do módulo radiativo para o início do processo de calibração deve-se ao fato de que este depende fundamentalmente dos parâmetros óticos da vegetação. No modelo SiB2, a radiação de onda curta é separada nas faixas do visível e do infravermelho próximo, ambas as componentes determinam o albedo da superfície. As medidas de albedo PAR (α_{PAR}) permitiram analisar de forma independente as propriedades óticas da vegetação nessa faixa do espectro. Posteriormente, foi realizada a calibração do albedo global.

As observações mostraram que o α_{PAR} do cerrado tem pequena variação intra-anual, com mínimo de aproximadamente 0,03 e máximo de 0,055 no período analisado. Os extremos de α_{PAR} acontecem nas estações de transição diminuindo durante a primavera até o verão respondendo ao crescimento da folhagem. No outono e inverno α_{PAR} aumenta até atingir o pico no início de setembro (Figura 3.1) relacionado à rebrota da vegetação (CABRAL et al., 2015).

Propriedades óticas previamente calibradas para o cerrado e o SiB2 (MARTINS, 2011), não representavam a sazonalidade do α_{PAR} (Figura 3.1). No SiB2, as propriedades óticas da vegetação são separadas em componentes viva e a seca, definidas pela fração de área foliar verde (N). Devido à dependência do α_{PAR} com o N , N foi definido por uma relação inversa com o albedo PAR observado (Ver seção 2.4). Os valores determinados para a amplitude da série de fração de área verde da vegetação foram $A_{min} = 0,5$ e $A_{max} = 0,98$ (Equação 2.30).

A calibração (Ver Tabela 3.1) para matéria viva resultou na combinação de parâmetros menores se comparados aos valores *default* tanto para refletância quanto para transmitância (**reflv** = 0,05, **tranlv** = 0,05, usados por ROSOLEM et al. (2013) e MARTINS (2011)). Para matéria seca, por outro lado, os valores de refletância e transmitância são menores se comparados aos valores *default* (**trandv** = 0,001, **refdv** = 0,16 (ROSOLEM et al., 2013; MARTINS, 2011)), **refdv** = 0,13 (MARTINS, 2011)).

Tabela 3.1 – Parâmetros óticos da vegetação e do solo para a radiação visível. Intervalo de variação e valores otimizados.

	Mínimo	Máximo	Valor
reflv	0,005	0,400	0,024
refdv	0,010	0,400	0,248
tranlv	0,010	0,080	0,010
trandv	0,005	0,350	0,167
sorefv	0,010	0,150	0,056

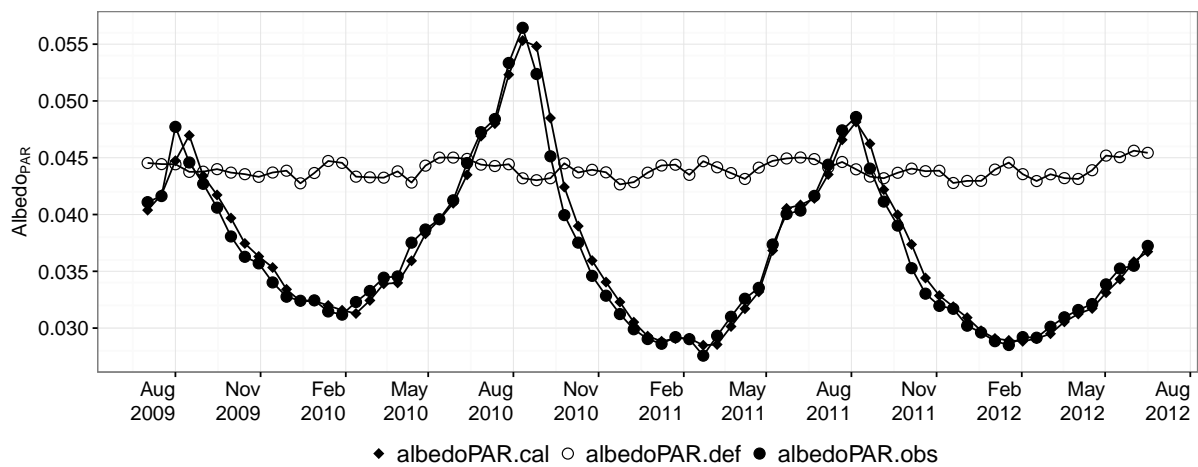


Figura 3.1 – Séries temporais, média de 15 dias, do α_{PAR} observado (círculos preenchidos), α_{PAR} simulado com os parâmetros por default (círculos abertos), α_{PAR} calibrado (losangos).

O α observado (Figura 3.2) teve seus máximos localizados nos meses de setembro até novembro. No ano de 2011, observou-se um comportamento diferente da amplitude dos dois anos anteriores, fato que não é refletido nas outras variáveis observadas (ex., α_{PAR} ou H). O α calibrado não teve desempenho tão bom quanto o α_{PAR} onde os extremos modelados foram mais correlacionados com o inverso do LAI. O α foi mínimo nos meses de Janeiro até Abril com valores próximos ao observado, de Maio até Agosto ocorreu superestimativa. Os máximos de α calibrado ocorreram adiantados (~ 3 meses) em relação as observações, associado ao progressivo aumento no inverno da matéria seca que teve em maiores refletividades.

Na calibração, 32% das combinações resultantes violaram a restrição de balanço entre as propriedades óticas para a radiação infravermelha. A otimização final (Ver Tabela 3.2) mostrou a transmitância da matéria viva menor que outros estudos (**tranlv** = 0,40 (ROSOLEM et al., 2013), = 0,25 (MARTINS, 2011)). No entanto, a refletância da matéria viva ficou comparável a *default*, enquanto para a matéria seca superou em dobro o valor

por default.

Tabela 3.2 – Parâmetros óticos da vegetação e o solo para a radiação do infravermelho próximo. Intervalo de variação e valores otimizados.

	Mínimo	Máximo	Valor
refln	0,100	0,800	0,518
refdn	0,100	0,800	0,783
tranln	0,100	0,800	0,128
trandn	0,100	0,800	0,100
sorefn	0,500	2,500	2,427

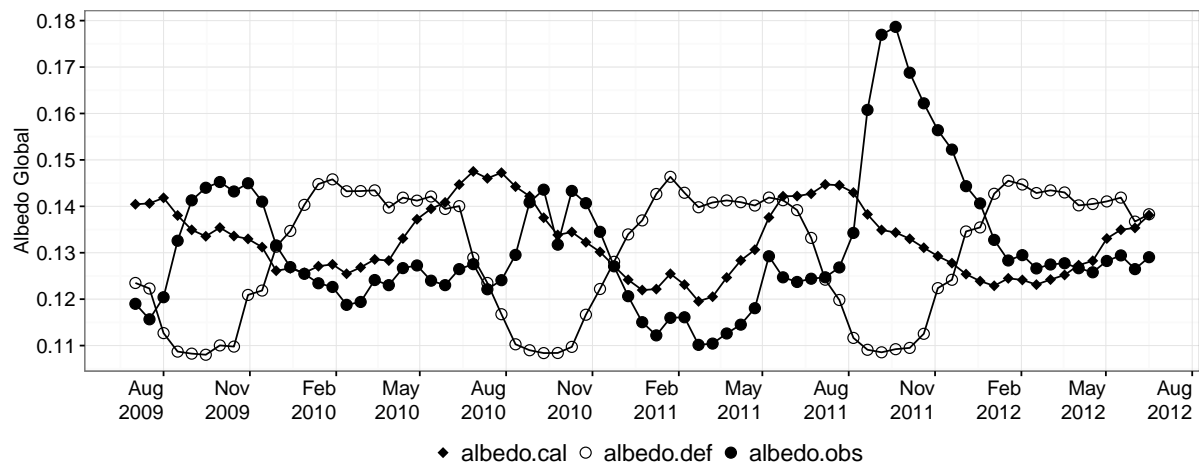


Figura 3.2 – Séries temporais, média de 15 dias, do α observado (círculos preenchidos), α simulado com os parâmetros por default (círculos abertos), α calibrado (losangos).

A calibração do α_{PAR} foi de ótima qualidade em comparação as observações. A calibração do α pode ser considerada satisfatória tendo em vista a melhor representação do ciclo anual em relação a calibração *default* (ciclo anual anticorrelacionado com o padrão observado). Atingiu-se uma representação realística do α_{PAR} e melhorou-se sazonalidade do α .

Para o fechamento da componente radiativa do modelo, testaram-se três parametrizações de cálculo da onda longa incidente (2.35), (2.36) e (2.37). Na Figura 3.3 são mostradas as séries médias em 15 dias do saldo de radiação observado e o calculado pelas três parametrizações.

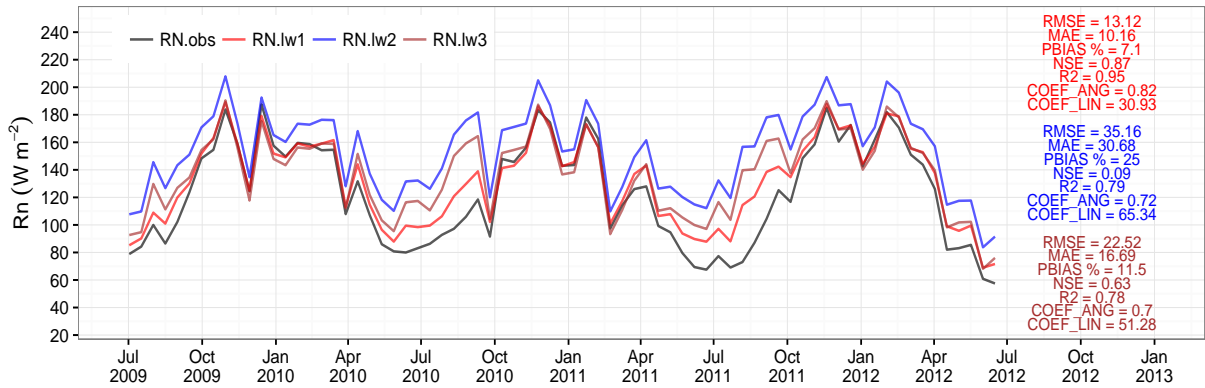


Figura 3.3 – Séries temporais das médias em 15 dias do R_n ($W m^{-2}$) para as diferentes parametrizações de onda longa incidente testadas. **RN.lw1** Esquema de Brutsaert, **RN.lw2** Esquema de Idso and Jackson, **RN.lw3** Esquema Swinbank. Índices estatísticos para a série horária.

O esquema mais próximo da observação foi o de *Brutsaert* ($NSE = 0,95$, $MAE = 10,16 W m^{-2}$). Este esquema produz uma superestimativa ($PBIAS = 7,1\%$) no mais evidente no inverno. Todavia essa superestimativa é menor que a opção por *default* ($RN.lw3$ com $PBIAS = 11,6\%$, Figura 3.3) Este erro acontece sistematicamente no horário noturno e, portanto, deve-se ao balanço entre a onda longa incidente e emitida.

Na Figura 3.4 mostra-se a comparação do RN entre a simulação com os parâmetros óticos calibrados e os *default* para a mesma parametrização de onda longa (*Brutsaert*). A calibração teve maior impacto no período invernal diminuindo a superestimativa do RN .

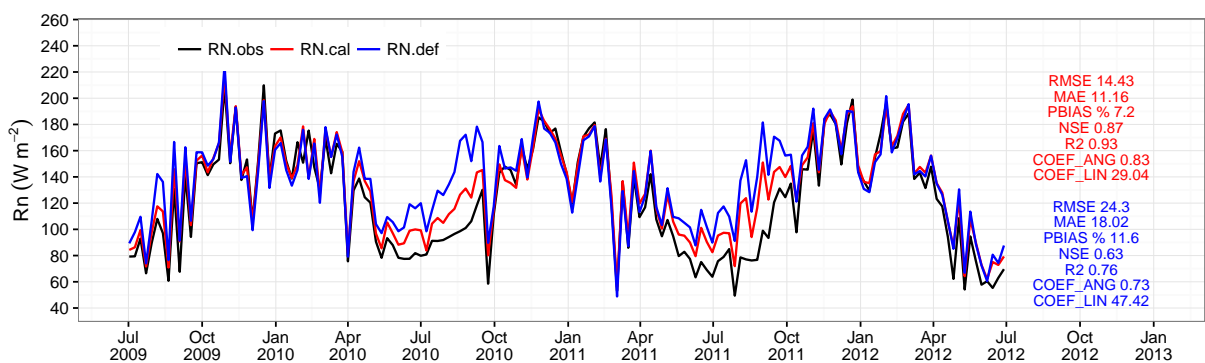


Figura 3.4 – Séries temporais de R_n ($W m^{-2}$) média de 15 dias para a parametrização de onda longa escolhida com os parâmetros óticos calibrados (vermelha) e **default** (azul).

Com os parâmetros definidos para o módulo radiativo, o saldo de radiação pode ser

afetado, no modelo, principalmente por mudança significativa na temperatura de superfície (dossel e/ou solo), a partir das quais a radiação de onda longa emitida pela superfície é calculada.

3.2 MÓDULO AERODINÂMICO.

A calibração dos parâmetros aerodinâmicos, baseou-se em minimizar o RMSE da série horária de u^* e em minimizar o erro na amplitude do ciclo diário, com otimização em ambas as métricas. O erro na amplitude do ciclo diário simulado foi de 0,08% (Figura 3.5). u^* foi subestimado em torno do meio dia nos meses de inverno (Figura 3.6).

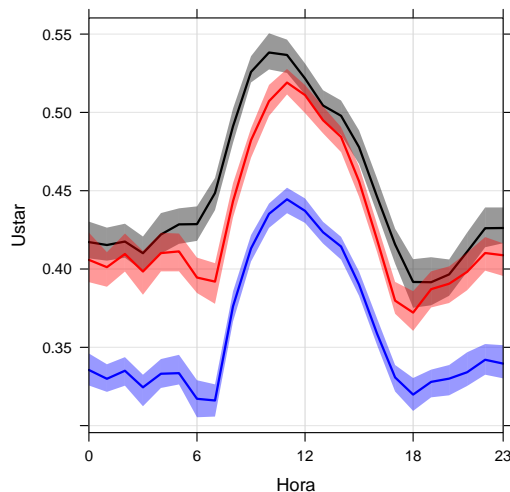


Figura 3.5 – Ciclo médio diário de u^* ($m s^{-1}$) otimizada (linha vermelha), por default (linha azul) e observada (linha preta). As faixas correspondem ao nível de confiança de 95%.

Os parâmetros otimizados definem morfologicamente à vegetação com altura do topo aproximadamente de 8,1 m, com base do dossel em 0,09 m, ou seja, a vegetação distribuída em todo o perfil com altura de máxima densidade de área foliar próximo a 1,0 m. A calibração por *default*, define o dossel com altura de 7,0 m, base em aproximadamente 1,0 m e altura de inflexão do máximo de densidade foliar em 3,0 m (MARTINS, 2011; TATSCH, 2011). ROSOLEM et al., (2013) propuseram altura de topo de 5,0 m e base do dossel de 0,41 m para o Cerrado.

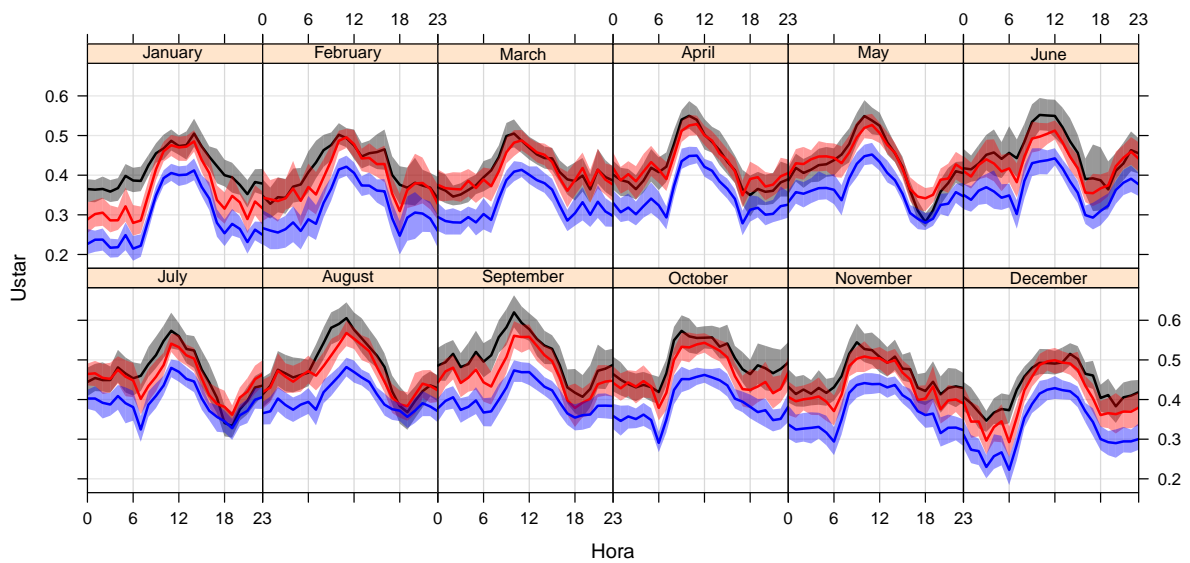


Figura 3.6 – Ciclo médio horário de u^* ($m s^{-1}$) por mês otimizado (linha vermelha), por default (linha azul) e observada (linha preta). As faixas correspondem ao nível de confiança de 95%.

Tabela 3.3 – Parâmetros aerodinâmicos da vegetação. Intervalo de variação e valores otimizados. Observação: z_1 e z_2 seguem as relações mostradas na seção 2.6.1.2.

Parâmetro	Unidade	Mínimo	Máximo	Otimizado
$z0s_cst$	m	0,01	0,08	0,078
$g4_cst$	-	8,00	12,00	8,000
$g1_cst$	-	1,50	2,00	2,000
$z2$	m	4,00	11,00	8,101
$z1$	-	0,01	0,80	0,0112
zc	-	0,10	0,90	0,100
$leafw$	m	0,01	0,10	0,012
$leafl$	m	0,01	0,10	0,095
$chil$	-	-0,40	0,60	-0,140

3.3 CALIBRAÇÃO DE FLUXOS.

3.3.1 Modelo de 3 camadas: simulação *TcArm*.

A simulação **TcArm** representou a sazonalidade da evapotranspiração (LE) razoavelmente na maior parte do ano, com exceção da estação seca quando foi subestimada.

No começo de Maio de 2010 a LE caiu com taxa maior que a observada, chegando a ser nula de Julho a Setembro. O mesmo acontece no ano seguinte, com picos respondendo aos eventos de precipitação.

O armazenamento de água observado nos primeiros dois metros de profundidade, (Figura 3.8), evidenciou os períodos chuvoso e seco da região. Em Abril de 2010 e de 2011 acontece a depleção progressiva da umidade do solo, no ano 2012 a partir de Fevereiro. Nota-se um patamar inferior do armazenamento em valores próximos a 100 mm . A recuperação da umidade acontece rapidamente com o início da estação chuvosa. A simulação do armazenamento, representou o valor médio da observação da estação chuvosa, no entanto subestimou a variabilidade. Na estação seca, o modelo superestimou o armazenamento em aproximadamente 40 mm mas com alta correlação.

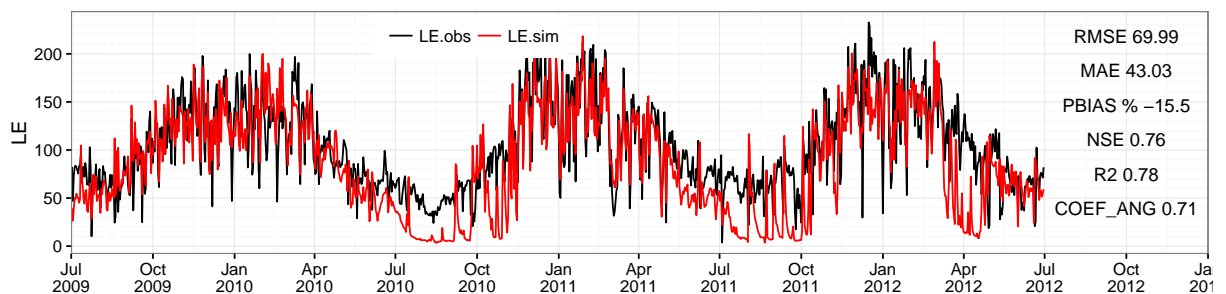


Figura 3.7 – Série temporal diária de evapotranspiração para todo o período ($W\ m^{-2}$), simulação **TcArm**.

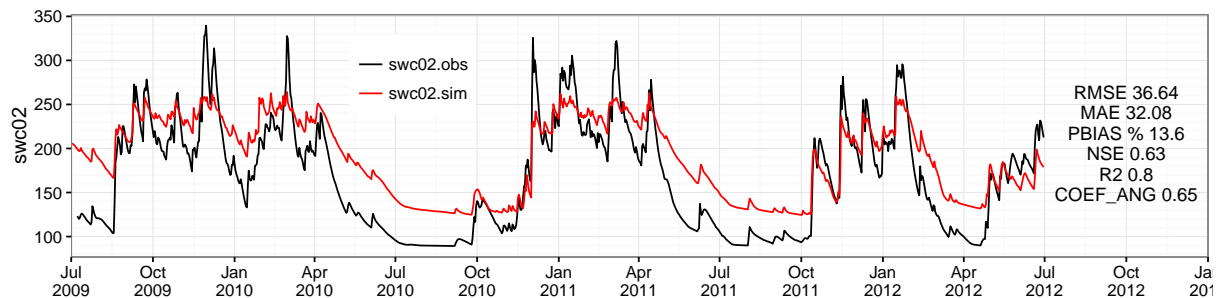


Figura 3.8 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo até 2 metros de profundidade para todo o período (mm), simulação **TcArm**.

A calibração **TcArm** mostrou subestimativa no ciclo diário da evapotranspiração durante todo o período (Figura 3.9), com RMSE de magnitude para todas as estações do ano, entre $32,83\ W\ m^{-2}$ no verão e $41,81\ W\ m^{-2}$ no outono. O calor sensível (Figura 3.10) teve menor erro no inverno e outono. Ambos, H e LE , foram subestimados no período diurno da primavera e o verão, produzindo superestimativa nos armazenamentos de calor no dossel e o solo.

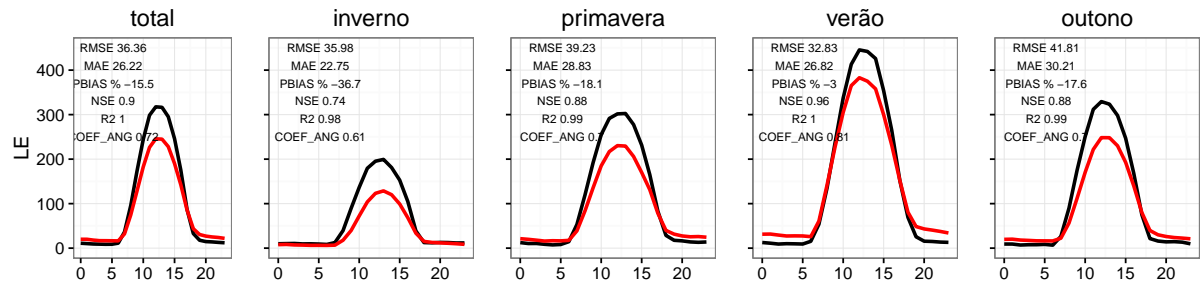


Figura 3.9 – Ciclo médio diário evapotranspiração por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), observado (linha preta) e simulado (linha vermelha), simulação **TcArm**.

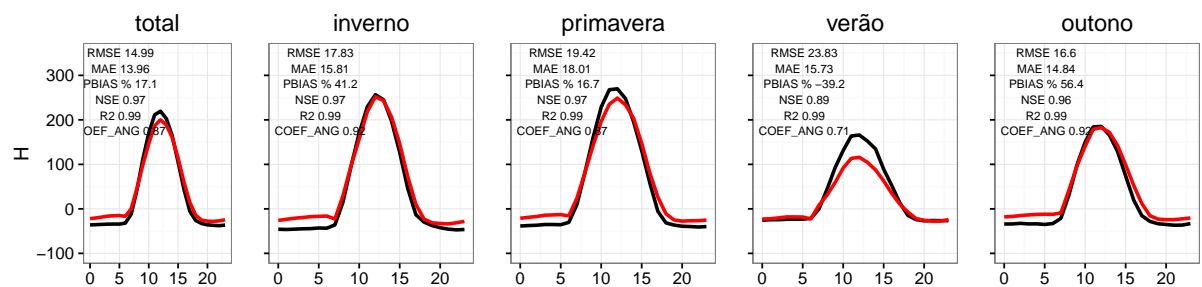


Figura 3.10 – Ciclo médio diário de calor sensível por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), observado (linha preta) e simulado (linha vermelha), simulação **TcArm**.

A série diária de H (Figura 3.11), evidenciou uma tendência de superestimativa no período seco, concorrente à subestimativa de LE e a superestimativa de SWC .

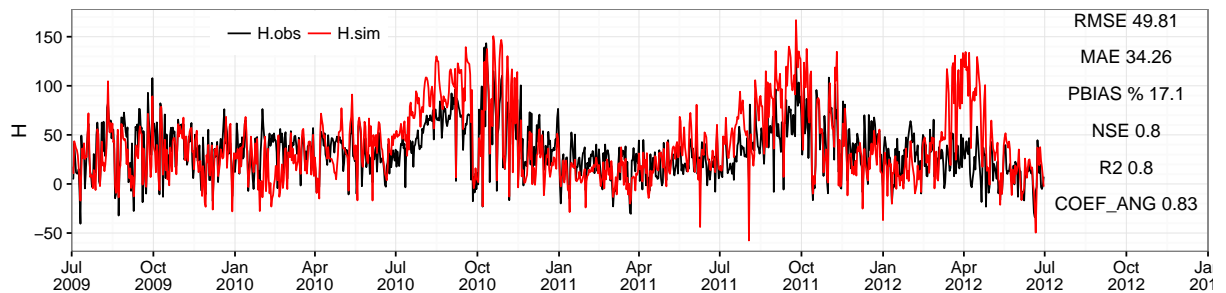


Figura 3.11 – Série temporal diária de calor sensível para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **TcArm**.

O saldo de radiação (Figura 3.12) manteve-se o mesmo comportamento para todas as configurações testadas devido a independência da partição dos fluxos.

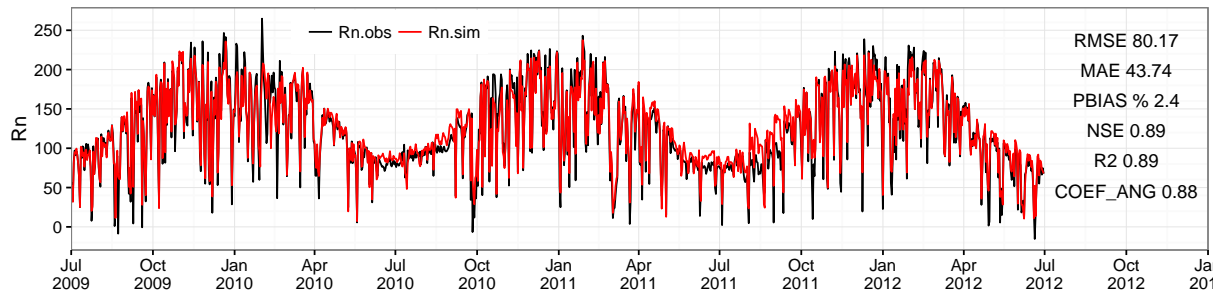


Figura 3.12 – Série temporal diária para todo o período do saldo de radiação ($W m^{-2}$), simulação **TcArm**.

O conteúdo de água no solo, na estação seca se manteve quase constante. Portanto, pelo balanço de água no solo isso significa que não existe nem fonte (precipitação, ascensão capilar) nem sumidor (transpiração, perda de água para o aquífero) ou estas se compensaram. Nesta simulação, foi representado a estabilização da umidade do solo, porém a da transpiração simulada. Isto é explicado devido a que, no modelo, na camada de 0 até 2 m estão contidas as raízes da vegetação.

A versão do SiB2 adaptada por TANG, (2006), não foi capaz de simular os processos hidrológicos do Cerrado. O fato de considerar três camadas e só uma delas como fonte de água para transpiração da vegetação não descreve as observações. Entretanto, os fluxos foram simulados de forma consistente para períodos sem estresse hídrico.

3.3.2 Discretização do solo em 10 camadas. Simulação **McNzArm**.

Para resolver as deficiências relatadas na seção anterior, mudou-se a discretização do solo. O perfil foi dividido em 10 camadas uniformes mantendo a camada superficial como no código original. Essa alteração melhorou a simulação do armazenamento no período chuvoso e a depleção no inverno (Figura 3.13). No entanto, apresentou queda da armazenamento abaixo de 50% do valor mínimo observado, o que provocou um atraso na recarga do armazenamento na estação chuvosa.

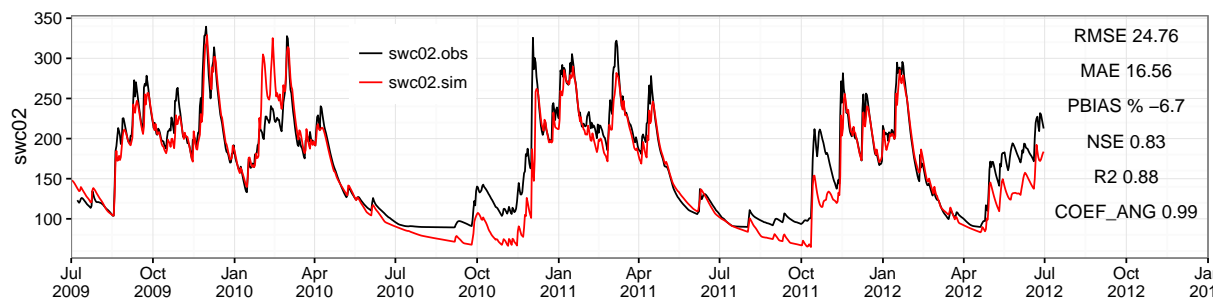


Figura 3.13 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo até 2 metros de profundidade para todo o período (mm), simulação **McNzArm**.

Nesta simulação, observou-se subestimativa sistemática da evapotranspiração (Figura 3.14), aumentando substancialmente desde o começo da recessão do armazenamento até a recuperação de umidade do solo na primavera. Este padrão é evidenciado no ciclo médio diário pelo baixo NSE no outono (0, 67) e no inverno (0, 45); subestimando mais do 50% no inverno (Figura 3.15).

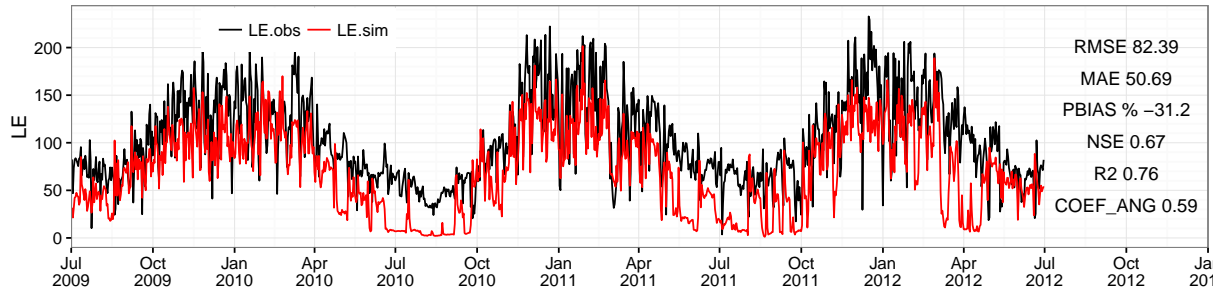


Figura 3.14 – Série temporal diária de evapotranspiração para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McNzArm**.

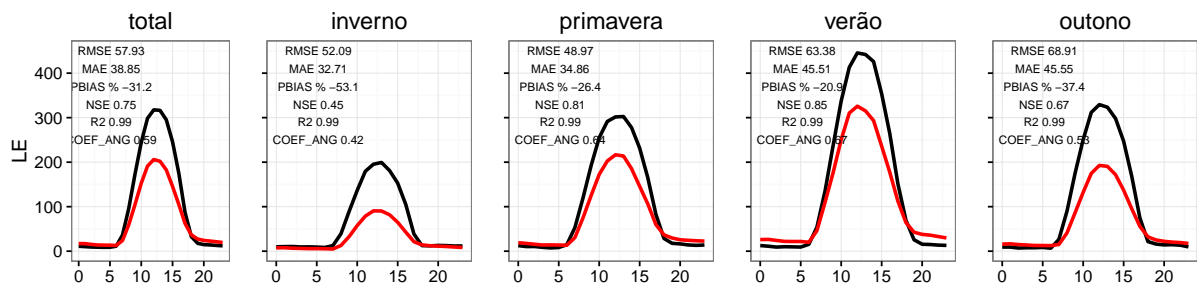


Figura 3.15 – Ciclo médio diário da evapotranspiração por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), observado (linha preta) e simulado (linha vermelha), simulação **McNzArm**.

Em compensação, o fluxo de calor sensível (Figura 3.16) foi superestimado, principalmente no outono e inverno, em menor magnitude na primavera e verão (Figura 3.17). O ciclo sazonal é alterado com máximos extremos devido à energia não usada na evapotranspiração nos períodos em que LE diária foi próxima a zero.

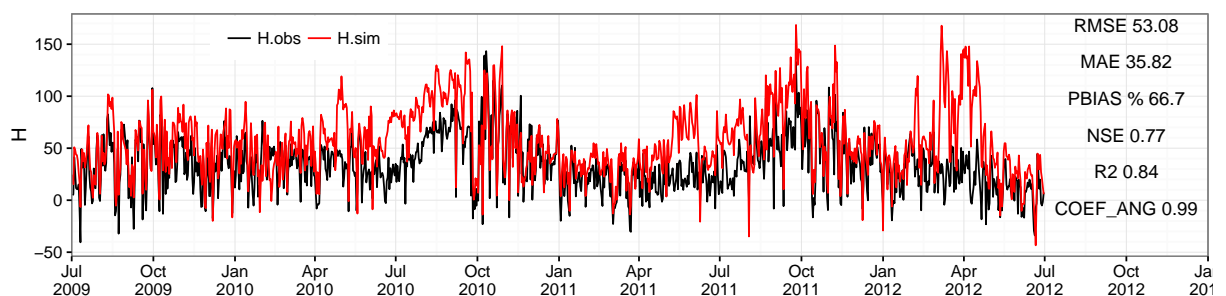


Figura 3.16 – Série temporal diária de calor sensível para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McNzArm**.

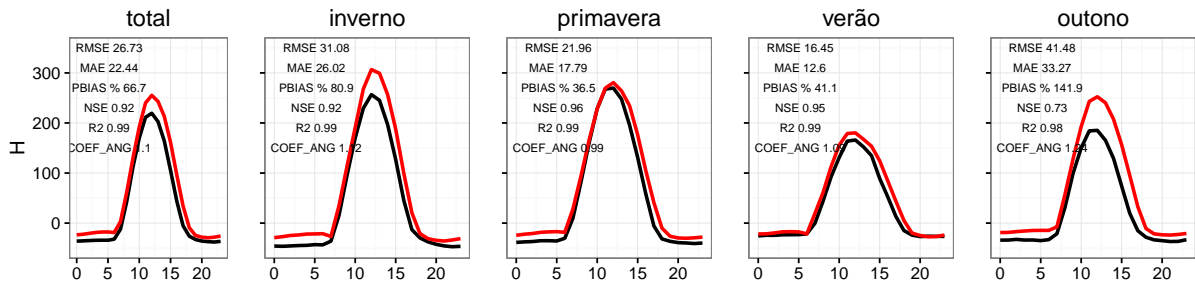


Figura 3.17 – Ciclo médio diário de calor sensível por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), observado (linha preta) e simulado (linha vermelha), simulação **McNzArm**.

Esta simulação de armazenamento mostrou que a discretização do solo em mais camadas, representa melhor os processos hidráulicos do solo. No entanto, neste caso limitou a transpiração por estresse hídrico.

3.3.3 Discretização do solo em 10 camadas com Redistribuição Hidráulica. Simulação **McNzArmHR**.

A inclusão do processo de redistribuição hidráulica, produziu um fluxo de calor latente simulado muito próxima ao observado, com erro médio quadrático no ciclo diário de 12, 15 $W m^{-2}$ (Figura 3.26). O menor RMSE acontece no inverno 15, 18 $W m^{-2}$ quando ocorre subestimativa no horário da manhã. O maior erro ($RMSE = 23, 33 W m^{-2}$) foi na primavera, com superestimativa ($PBIAS = 15, 7\%$) principalmente no meio-dia.

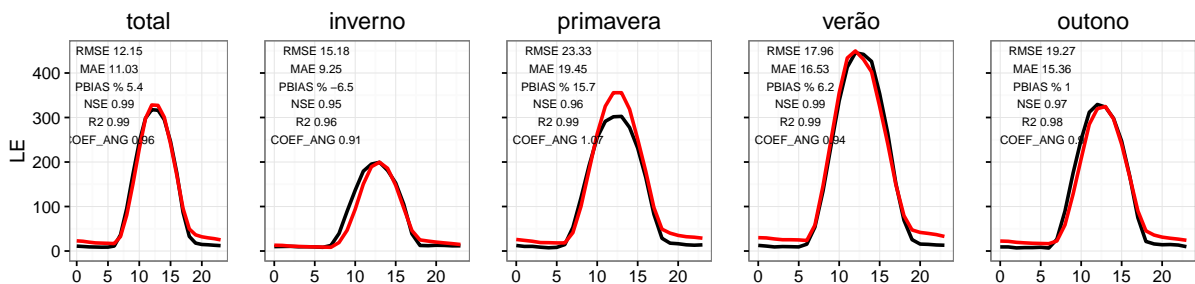


Figura 3.18 – Ciclo médio diário da evapotranspiração por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), observado (linha preta) e simulado (linha vermelha), simulação **McNzArmHR**.

Na série diária de LE , Figura 3.19, o ciclo sazonal e a variabilidade dia-a-dia é muito bem representados. Alguns picos com superestimativa ocorrem na primavera associados com a evaporação da precipitação interceptada. No entanto, durante a estação seca e a transição para chuvosa o modelo acompanhou o valor médio diário de LE .

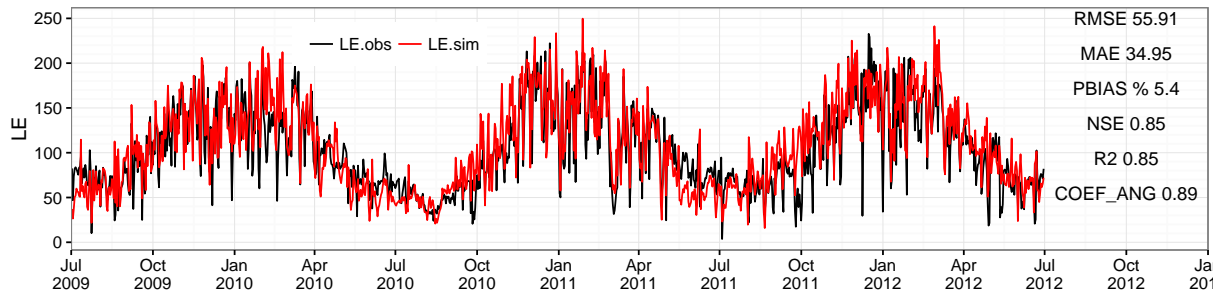


Figura 3.19 – Série temporal diária de evapotranspiração para todo o período (Wm^{-2}), simulação **McNzArmHR**.

O armazenamento simulado (Figura 3.20), mostrou concordância com a observação no período chuvoso e na transição para o período seco. Entretanto, o armazenamento foi superestimado no inverno de 2010, mas representou o patamar do armazenamento (superestimado) que sustentou a transpiração através da redistribuição hidráulica. No inverno de 2011 a simulação mostrou decaimento do armazenamento menor que na observação. Os valores máximos foram subestimados levemente no verão de 2010-2011 e 2011-2012.

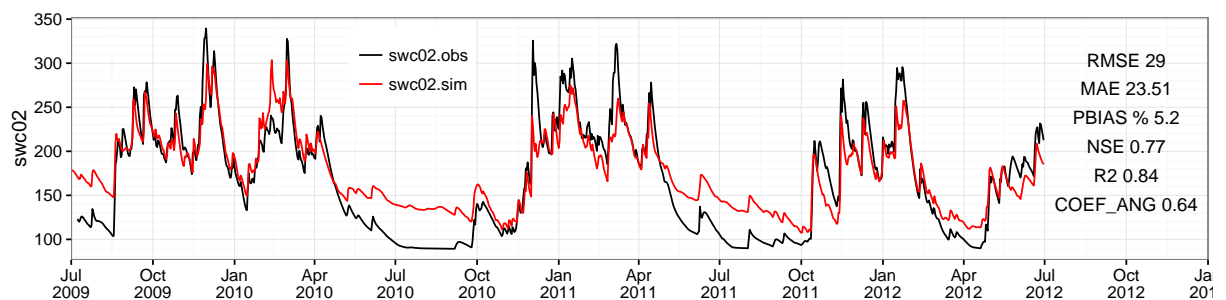


Figura 3.20 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo até 2 metros de profundidade para todo o período (mm), simulação **McNzArmHR**.

A série diária do fluxo de calor sensível (Figura 3.21), mostrou o ciclo sazonal subestimado, exceto nos meses de Maio e Junho de 2010 e 2011. A amplitude de variação H foi predominantemente maior que a do observado. Esses aspectos levaram a um maior erro no ciclo diário (Figura 3.22) na primavera e verão.

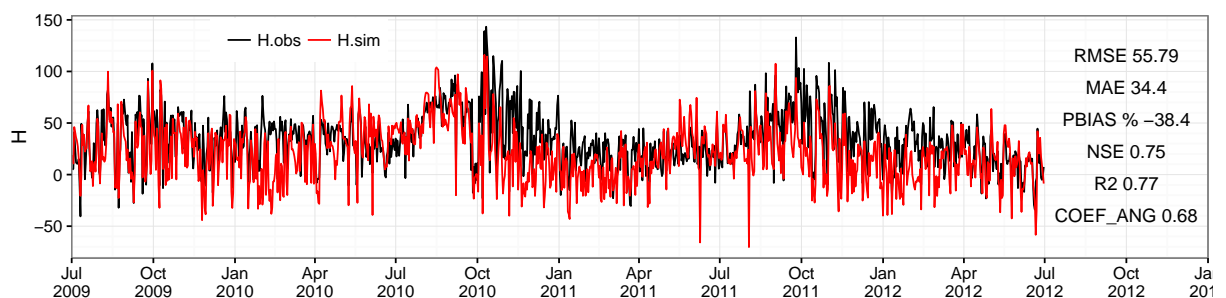


Figura 3.21 – Série temporal diária de calor sensível H para todo o período (Wm^{-2}), simulação **McNzArmHR**.

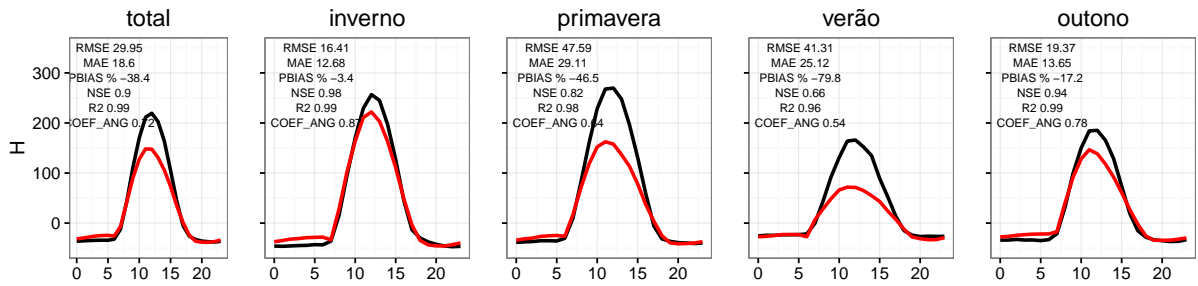


Figura 3.22 – Ciclo médio diário de calor sensível por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McNzArmHR**.

A série temporal da média diária de fluxo de calor no solo (G) observado (Figura 3.23) mostrou pouca amplitude de variação e quase constante no ano, enquanto que o G simulado exibiu alta variabilidade, mas também sem sazonalidade. Consequentemente o ciclo médio diário (Figura 3.24) simulado teve amplitude diária média da simulação duas vezes maior que da observação.

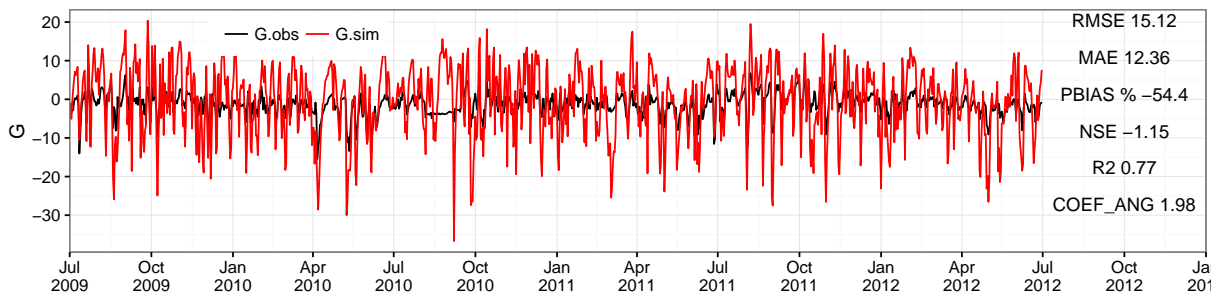


Figura 3.23 – Série temporal diária de fluxo de calor no solo G para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McNzArmHR**.

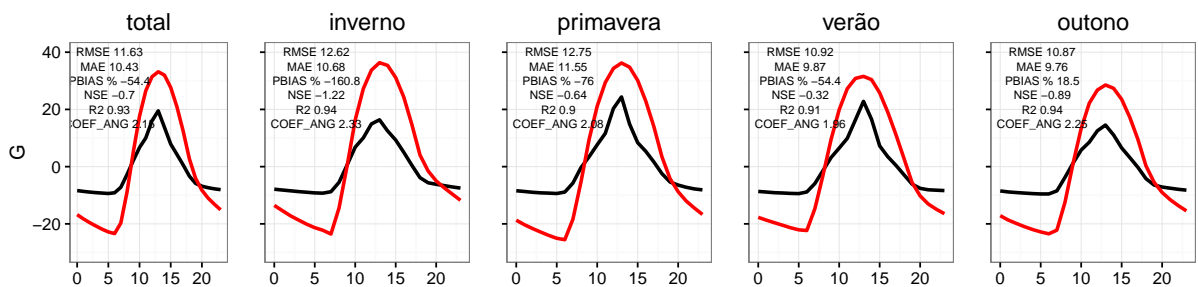


Figura 3.24 – Ciclo médio diário do fluxo de calor no solo (G) por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McNzArmHR**.

3.3.4 Discretização do solo em camadas uniformes de 10 cm com Redistribuição Hidráulica.

A discretização do solo em camadas de 10 *cm* produziu uma simulação do armazenamento que representou satisfatoriamente os períodos de recessão do inverno e a estabilização no período seco (Figura 3.25), mas subestimou os máximos do verão dos dois últimos anos.

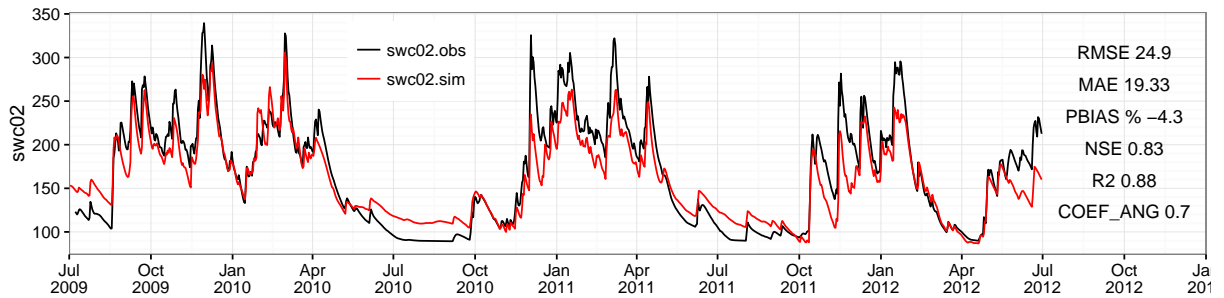


Figura 3.25 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo até 2 metros de profundidade para todo o período (*mm*), simulação **McDzArmHR**.

O *LE* diário simulado mostrou alta correlação com o *LE* observado ($R^2 = 0,84$) (Figura 3.27) apesar da leve subestimativa sistemática. O maior *RMSE* ocorreu no verão; com o inverno mostrando erro 50% menor (Figura 3.26). Além disso, os picos no período chuvoso foram menores comparado com as outras simulações.

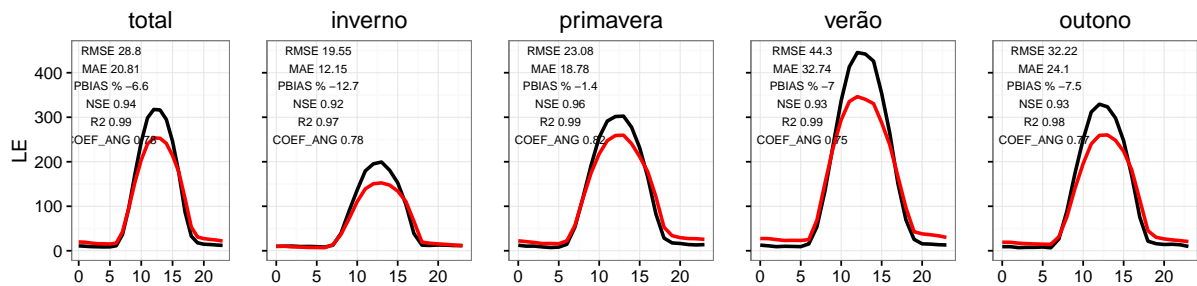


Figura 3.26 – Ciclo médio diário da evapotranspiração por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McDzArmHR**.

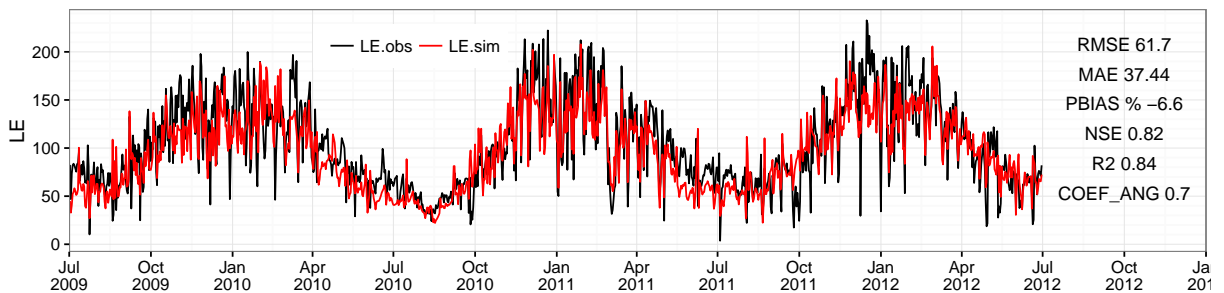


Figura 3.27 – Série temporal diária de evapotranspiração para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McDzArmHR**.

A série da média diária de calor sensível (Figura 3.28) representou a variabilidade do ciclo sazonal com $RMSE$ total de $39,05 W m^{-2}$ e alta correlação com a observação. Os ciclos diários médios simulados mostraram um excelente ajuste com as observações para todas as estações do ano. Apenas na primavera verificou-se pequena subestimativa dos máximos horários. Este foi o melhor resultado para H simulado entre as calibrações usando diferentes discretizações do perfil do solo.

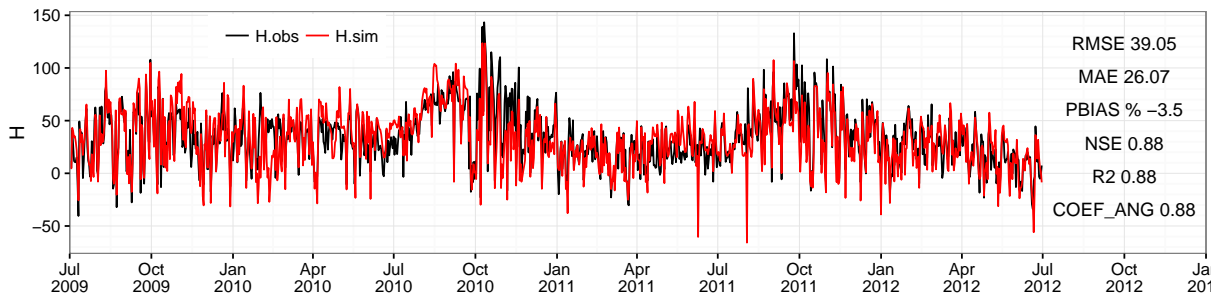


Figura 3.28 – Série temporal diária de calor sensível para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McDzArmHR**.

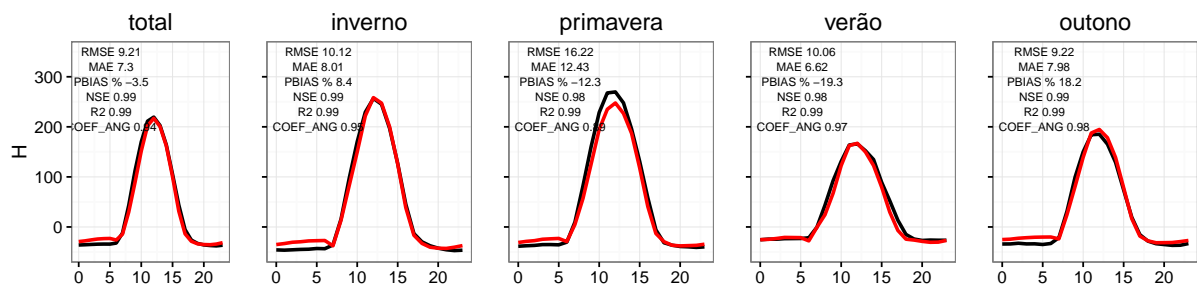


Figura 3.29 – Ciclo médio diário do calor sensível por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **McDzArmHR**.

3.3.5 Calibração global

Os parâmetros óticos resultantes na calibração global diferem acentuadamente de aqueles calibrados individualmente no módulo radiativo. A maior diferença foi mostrada na refletividade e transmitância da matéria verde à luz visível, superando em 8 e 5 vezes, respectivamente, aqueles previamente calibrados (Ver Tabela 3.4). A calibração global mostrou uma vegetação que teve maior reflexão e transmitância de PAR, significando menor absorção.

Tabela 3.4 – Parâmetros óticos da vegetação e do solo para a radiação PAR e infravermelho próximo. Intervalo de variação, valores otimizados na calibração por módulos e a global.

	Mínimo	Máximo	Otimizado por módulo (m)	Otimizado Global (g)	g/m
reflv	0,005	0,400	0,024	0,206	8,58
refdv	0,010	0,400	0,248	0,099	0,40
tranlv	0,010	0,080	0,010	0,054	5,40
trandv	0,005	0,350	0,167	0,022	0,13
sorefv	0,010	0,150	0,056	0,024	0,43
refln	0,100	0,800	0,518	0,163	0,31
refdn	0,100	0,800	0,783	0,600	0,77
tranln	0,100	0,800	0,128	0,099	0,77
trandn	0,100	0,800	0,100	0,005	0,05
sorefn	0,500	2,500	2,427	1,692	0,70

A série de albedo PAR otimizada na calibração global (Figura 3.30 esquerda) mostra a curva invertida, e ao mesmo tempo com menor amplitude. Enquanto o albedo global (Figura 3.30 direita) permanece constante para todo o período com valor aproximadamente na metade da média do observado. Por outro lado, o saldo de radiação (Figura 3.31) teve superestimativa sistemática de seu valor, mostrando o efeito da subestimativa do albedo global.

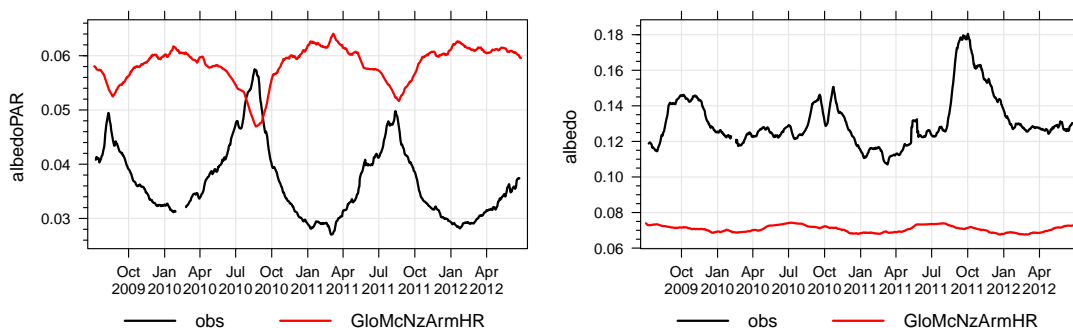


Figura 3.30 – Albedo PAR (esquerda) e albedo global (direita) médios em 15 dias observado e na calibração global, simulação **GloMcNzArmHR**.

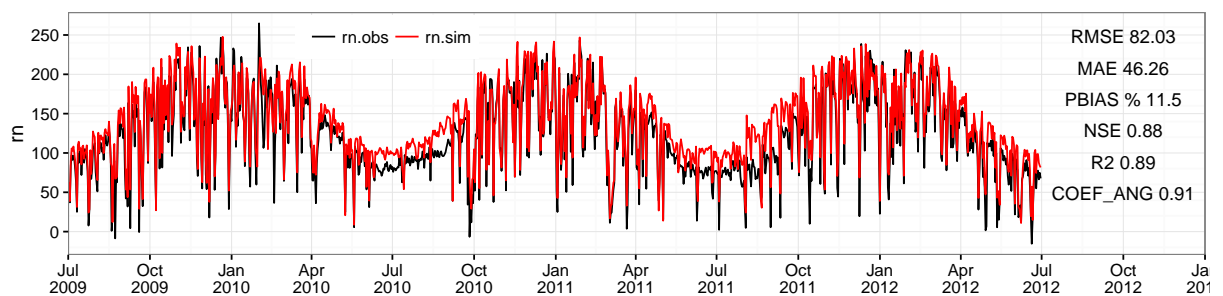


Figura 3.31 – Série temporal diária de saldo de radiação para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **GloMcNzArmHR**.

Na componente aerodinâmica, o ciclo médio diário de u^* (Figura 3.32) subestimou 50% a magnitude e a amplitude do observado todos os meses.

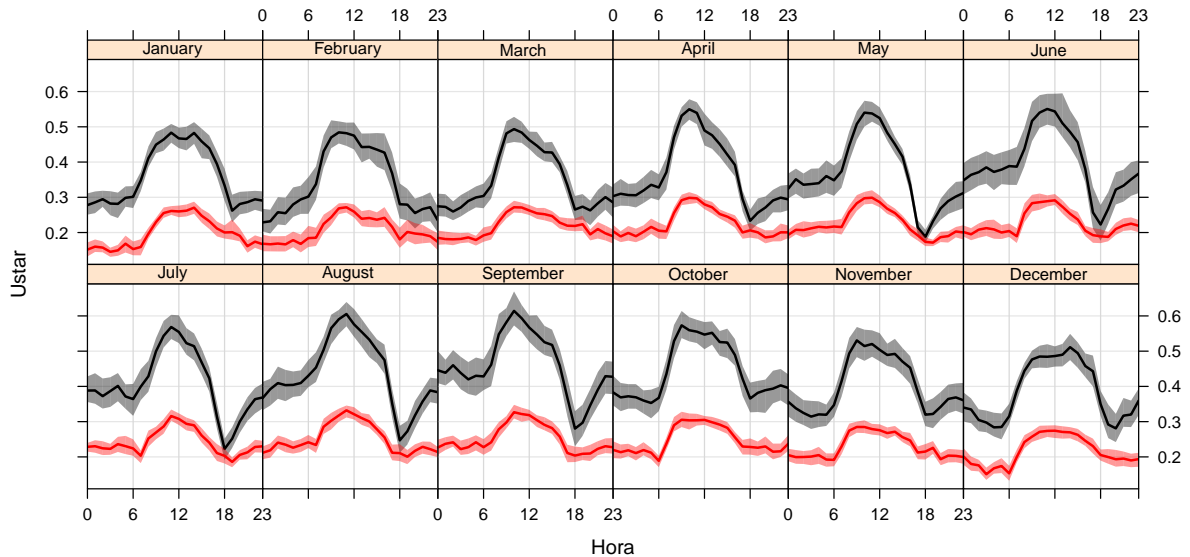


Figura 3.32 – Ciclo médio diário de u^* de todo o período por mês, simulação **GloMcNzArmHR**.

A calibração global com o modelo discretizado em 10 camadas do solo, mostrou o fluxo de calor latente com o $RMSE (= 50,44 W m^{-2})$ menor que as outras calibrações (Figura 3.33). À vez representou a sazonalidade observada, mas com subestimativa entre Maio e Agosto de 2011. A amplitude de variação dos valores diários esteve comparável com o do observado, sem extremos significativos.

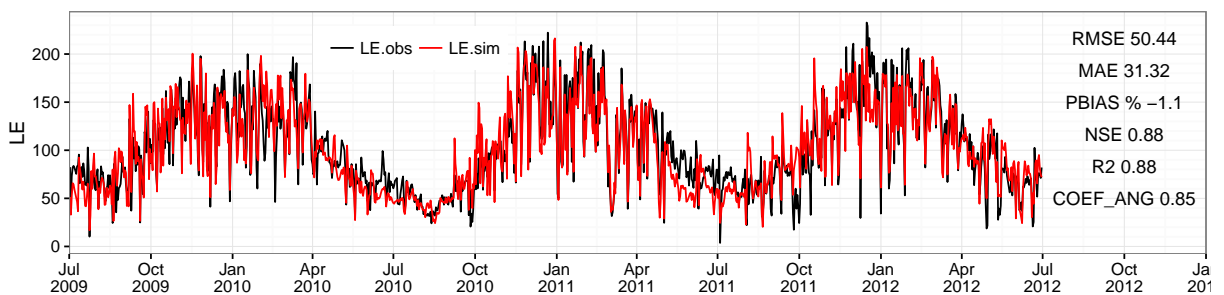


Figura 3.33 – Série temporal diária de evapotranspiração para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **GloMcNzArmHR**.

O ciclo diário (Figura 3.34) foi levemente subestimado no outono e verão, enquanto teve pequena superestimativa na primavera.

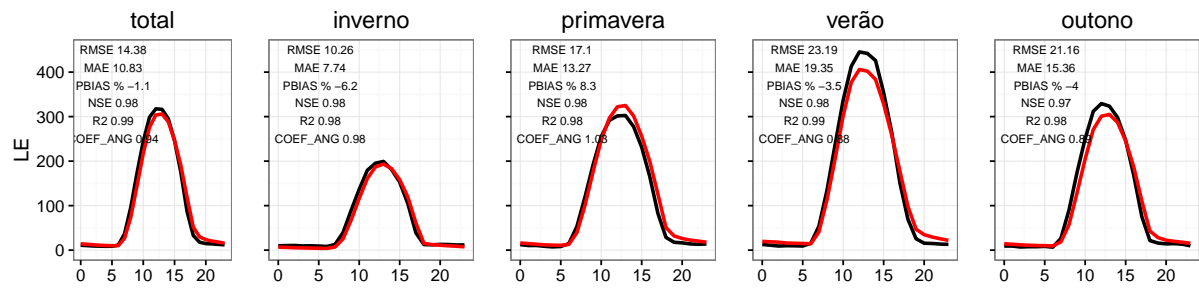


Figura 3.34 – Ciclo médio diário da evapotranspiração por estação do ano para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **GloMcNzArmHR**.

Por outro lado, no armazenamento do solo (Figura 3.35) foram simulados os picos máximos do período chuvoso, superestimando sistematicamente os mínimos. O decaimento no inverno foi mais lento que no observado ficando superestimado mas com boa correlação ($R2 = 0,87$).

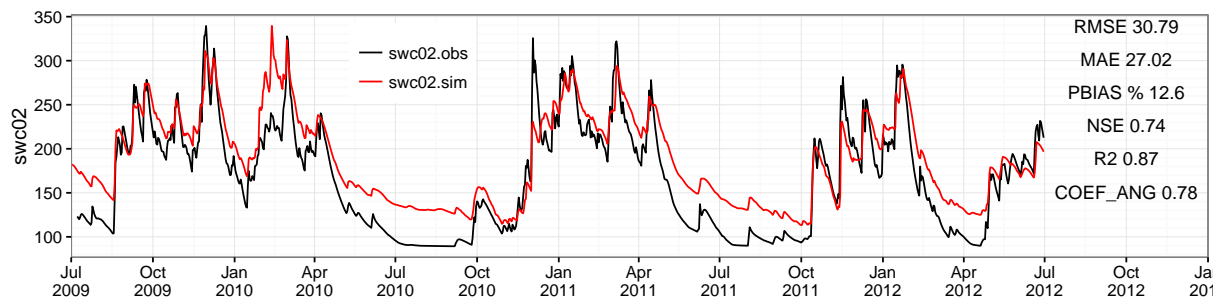


Figura 3.35 – Série temporal diária de armazenamento de água no solo até 2 metros de profundidade para todo o período (mm), simulação **GloMcNzArmHR**.

O fluxo de calor sensível (Figura 3.36) acompanhou a sazonalidade observada, coincidindo com o LE no erro nos meses de Maio até Agosto, neste por superestimativa. Contudo, subestimou sistematicamente a amplitude de variação do ciclo diário (Figura 3.37) com maior erro na primavera, mas durante todo o período a simulação mostrou maior valor de H no horário noturno.

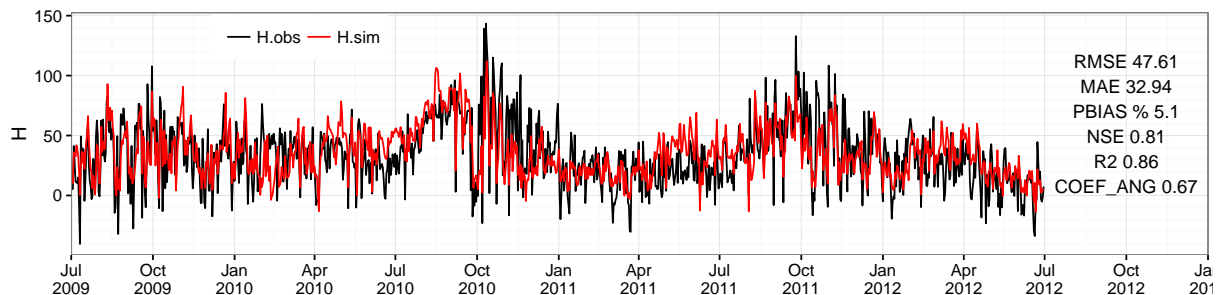


Figura 3.36 – Série temporal diária de calor sensível para todo o período ($W m^{-2}$), simulação **GloMcNzArmHR**.

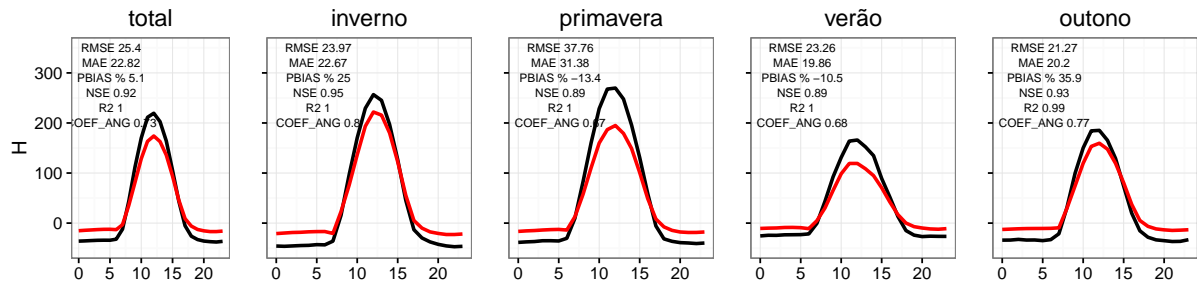


Figura 3.37 – Ciclo médio diário do calor sensível por estação do ano para todo o período, simulação **GloMcNzArmHR**.

3.4 COMPARAÇÃO ENTRE AS CALIBRAÇÕES.

3.4.1 Parâmetros calibrados.

A combinação de parâmetros otimizados para cada uma das configurações é mostrada na Tabela 3.5, assim como os valores por *default* (TATSCH, 2011; MARTINS, 2011).

Nota-se que a porosidade (**poros**) é similar nas configurações com redistribuição hidráulica e com maior discretização do solo, representativa de solo arenoso, coincidindo com a *default*. Já a **TcArm** mostrou porosidade menor, comparável com os resultados de ROSOLEM et al., (2013) igual a 0,23. No entanto, a configuração **McNzArm** ficou num valor intermediário.

A condutividade hidráulica na saturação (**satco**), teve grande variação. O mínimo mostrado pela *default* com $18,00 \text{ mm s}^{-1}$ só foi similar na **McDzArmHR**. Enquanto, as restantes mostraram-se até dez vezes maior. O fator de heterogeneidade do solo (**decay**) coincidiu com valores negativos em todas as configurações, exceto *default*, produzindo aumento da condutividade hidráulica com a profundidade.

A parametrização de poros (**b**), teve baixos valores para as novas discretizações do solo, comparadas com o *default* e o **TcArm**. Enquanto o potencial matricial na saturação (**phsat**) não mostrou um padrão de mudança definido, mas valores menos negativos foram de maior frequência. O fator de inibição potencial da água (**phc**) variou em todo o intervalo. Esses parâmetros combinados determinam o fator de estresse hídrico do solo.

A profundidade total do solo, mostrou-se maior que a *default*, com a nova discretização das camadas muda a distribuição de raízes e, portanto, a profundidade até a qual as plantas captam água para transpiração. Em nenhum dos casos tratados passou de 4 m . O fator de distribuição das raízes (**beta**) mostrou valores altos, entre 0,956 e 0,971 o que significa raízes distribuídas em toda as camadas, com decaimento menos pronunciado.

A capacidade de interceptação no dossel (**satcap_c**) foi incrementada na configuração **McNzArmHR** e mais significativamente na **GloMcNzArmHR**, enquanto a do solo (**satcap_g**) aumentou uma ordem de magnitude em todas as configurações.

Dos parâmetros fisiológicos, a eficiência quantum intrínseca (**effcon**) teve valores baixos ($< 0,03$) nas configurações **TcArm**, **McNzArm** e **McNzArmHR**. Este parâmetro define se a vegetação é do tipo C_3 (**effcon** $\geq 0,08$) ou C_4 (**effcon** $< 0,08$). Nessas configurações a vegetação classificou-se como C_4 , mesmo resultado (**effcon** = 0,04) foi obtido por ROSOLEM et al., (2013). As configurações restantes tiveram valor próximo a 0,08.

O coeficiente angular da função da condutância estomática (**gradm**) ficou em intervalo amplo, o proposto por SELLERS et al. (1996a) indica o valor de 9.0 para vegetação C_3 , na *default* 8.0, enquanto na otimização proposta por ROSOLEM et al. (2013) é de 15,6. Para estas configurações foram apresentados valores entre 6,0 e 17,2 aproximadamente. Enquanto o valor da condutância mínima (**binter**) concordou com o proposto por ROSOLEM et al. (2013) (= 0,2).

Tabela 3.5 – Parâmetros calibrados para cada configuração e por default.

	def	TcArm	McNzArm	McNzArmHR	McDzArmHR	GloMcNzArmHR
poros	0,458	0,212	0,345	0,442	0,451	0,490
satco	18,00	268,920	247,680	172,080	23,400	227,880
decay	0,85	-2,922	-0,270	-1,443	-2,003	-3,337
phsat	-0,200	-0,169	-0,438	-0,202	-0,027	-0,010
bee	7,797	6,116	1,100	1,493	1,231	2,409
phc	-200,000	-300,000	-251,155	-216,304	-272,631	-200,000
rootd	1,500	1,000	–	–	–	–
sodep	2,500	2,871	2,611	3,912	3,971	2,900
beta	–	–	0,971	0,961	0,971	0,956
satcap_c	0,1e-3	0,284e-3	0,135e-3	1,097e-3	0,404e-3	9,830e-3
satcap_g	0,2e-3	1,949e-3	1,806e-3	1,458e-3	1,801e-3	1,473e-3
effcon	0,080	0,027	0,010	0,029	0,072	0,072
gradm	8,000	7,510	12,104	6,167	17,168	15,196
binter	0,010	0,020	0,024	0,034	0,025	0,0130
respcp	0,015	0,031	0,021	0,028	0,0222	0,031
atheta	0,98	0,904	0,964	0,983	0,920	0,979
btheta	0,95	0,907	0,909	0,956	0,978	0,950
trop	298,0	283,130	285,032	294,264	293,091	308,160
slti	0,200	0,160	0,226	0,207	0,183	1,833
hlti	288,16	293,080	283,457	298,160	285,9286	282,395
hhti	313,16	1,031	1,058	1,164	1,181	1,126
vmax	7,5e-5	2,52e-5	3,88e-5	7,30e-5	3,73e-5	5,79e-5

Os parâmetros restantes (**atheta**, **btheta**, **slti**, **hhti**, **hlti**) são específicos da curva que descreve o processo de fotossínteses. Nesta dissertação a assimilação de carbono pelo dossel não foi considerada, portanto, consideram-se valores relativamente aleatórios que só contribuíram na otimização da condutância estomática que entra na determinação da transpiração.

3.4.2 Avaliação entre as configurações.

Na Figura 3.38 mostram-se as relações para cada variável observada, do desvio padrão, $RMSE$ e correlação de cada configuração testada.

Para o albedo PAR, todas as simulações calibradas tiveram iguais valores dos três índices: correlação de 0,98, $RMSE < 0,001$ e desvio padrão similar à observação. Entretanto a *default* mostrou menor desvio padrão, quase 0,0, e $RMSE$ aproximado de 0,0065, que relativo à amplitude de variação dessa variável representa 21%. Fora do gráfico encontra-se a calibração global por estar anticorrelacionada com a observação.

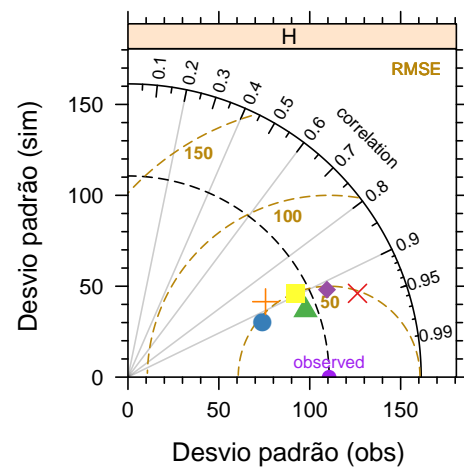
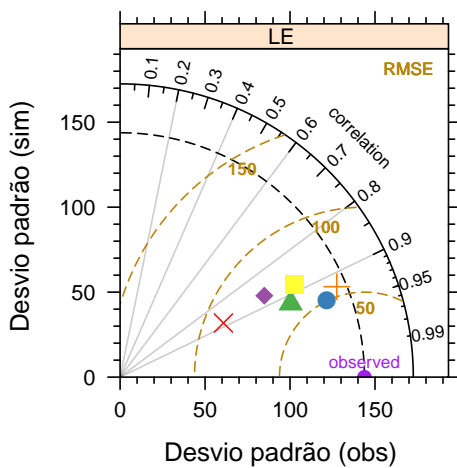
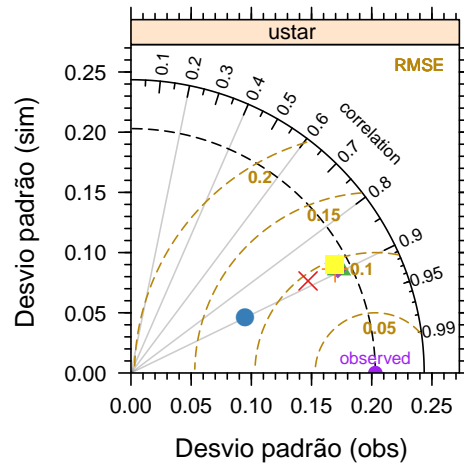
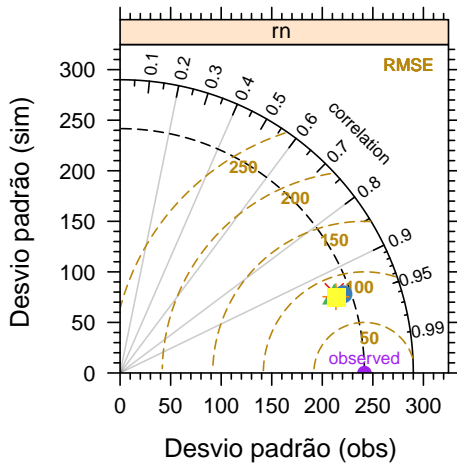
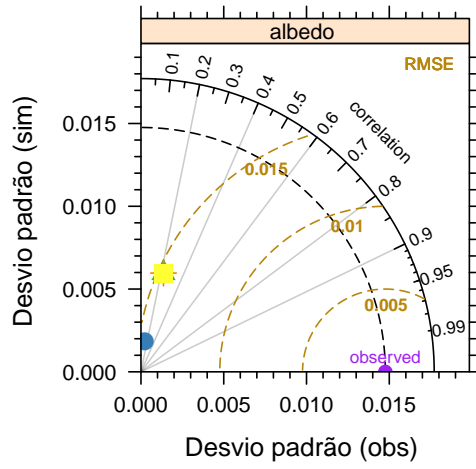
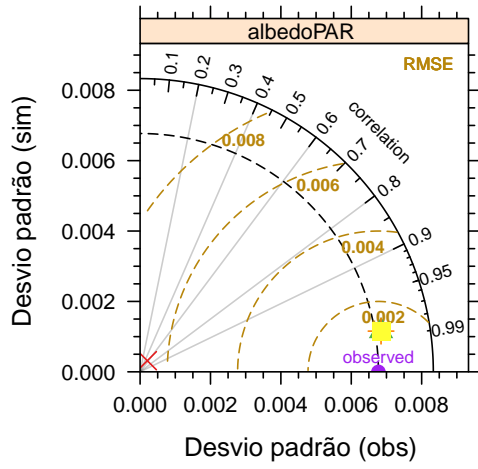
No albedo global, as configurações calibradas por módulos, também ficaram com iguais índices: correlação igual a 0,2, desvio padrão de 0,006 e $RMSE$ de 0,015. Por outro lado, a calibração global mostrou menor desvio padrão e correlação, embora tenha apresentado o menor erro. A calibração por *default* está fora do gráfico por ter correlação negativa. Entretanto, o saldo de radiação foi similar entre todas, só a calibração global teve desvio padrão mais próximo da observação.

Na velocidade de fricção, a calibração global teve o maior erro ($\approx 0,12 W m^{-2}$) e teve a maior subestimativa do desvio padrão. Por outro lado, a configuração *default* mostrou o mesmo erro que a calibração do módulo aerodinâmico, porém com maior subestimativa do desvio padrão.

Para o fluxo de calor latente, duas configurações tiveram melhor acurácia, a **GloMcNzArmHR** teve o menor erro, aproximadamente $50 W m^{-2}$, enquanto a configuração **McNzArmHR** mostrou erro comparável mas com desvio padrão similar ao observado. As restantes simulações aumentaram o erro e diminuíram o desvio padrão. Além disso a *default* mostrou o pior desempenho.

Para H a *default* e **McNzArm** mostraram maior amplitude de variação. No entanto, todas as configurações tiveram o mesmo erro, exceto a **McDzArmHR** que foi levemente menor. A ordem das configurações olhando para os desvios padrões de H e LE está invertida, portanto, sugere que não acontece superestimativa de ambas as variáveis simultaneamente.

No armazenamento total de água no solo ($SWC02$), os menores erros e à vez melhor correlação foram simulados pelas configurações **McNzArm**, **GloMcNzArmHR** e **McDzArmHR**, nessa ordem. A configuração *default* teve o maior erro superestimando o desvio padrão.



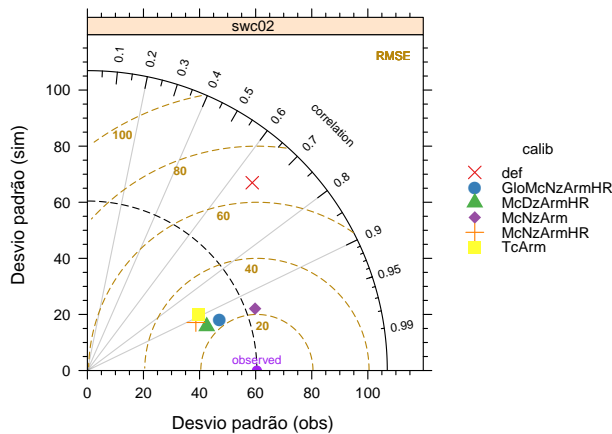


Figura 3.38 – Diagrama de Taylor para as variáveis: albedo PAR (α_{PAR}), albedo Global (α), velocidade de fricção (u^*), saldo de radiação (rn), calor latente (LE), calor sensível (H) e armazenamento total ($swc02$)

Na Figura 3.39 mostram-se as médias mensais das componentes da evapotranspiração: transpiração (ect), evaporação de água do solo (egs), evaporação da interceptação no dossel (eci) e evaporação da interceptação no solo (egi). Em todas as configurações notou-se a variabilidade sazonal do total de LE . No entanto, na calibração global (GloMcNzArmHR) a transpiração ficou constante, inclusive sendo menor no mês de Janeiro. Além disso, o 48% do LE veio da interceptação superando inclusive à transpiração (45%) (Tabela 3.6). A simulação *default* (def) subestimou o total de LE e apresentou a maior evaporação de água no solo representando o 30% do total, embora mostrou a maior correlação com o ciclo anual da evapotranspiração, com o mínimo no mês de agosto.

Entre as simulações com redistribuição hidráulica, McNzArmHR e McDzArmHR, a transpiração representou 68, 71%, respectivamente. Nelas a evaporação de água interceptada foi de aproximadamente 24%, entre 8 e 11% do solo e entre 11 e 17% do dossel, evaporação do solo teve aproximado de 6%. Na simulação sem redistribuição hidráulica (McNzArm), houve dificuldade em simular o total de evapotranspiração, subestimando em 30% o total médio observado (média anual observada de 1242 mm (CABRAL et al., 2015)) (Ver Tabela 3.6).

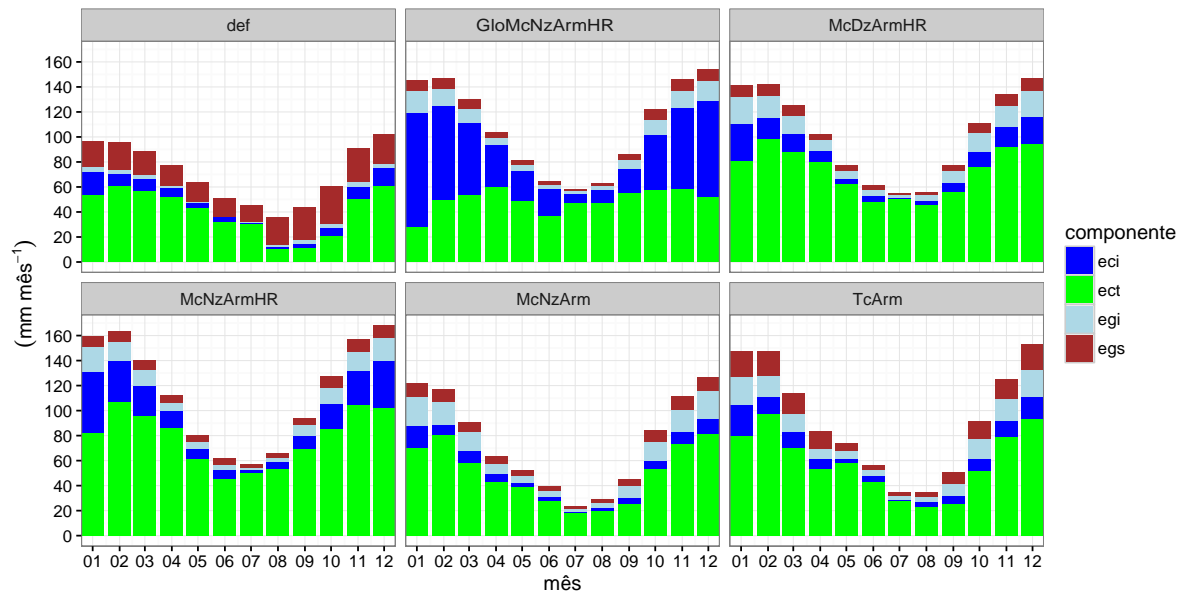


Figura 3.39 – Acumulados médios mensais das componentes de LE ($mm\ mes^{-1}$). **ect**: transpiração, **egs**: evaporação do solo, **eci**: interceptação no dossel, **egi**: interceptação no solo.

Tabela 3.6 – Valores médios mensais das componentes de evapotranspiração ($mm/mês$) para cada configuração testada. **ect**: transpiração, **egs**: evaporação do solo, **eci**: interceptação no dossel, **egi**: interceptação no solo. Fração de evaporação de água interceptação no dossel (Fi_d) e no solo (Fi_s), transpirada (Ft) e evaporada do solo (Fe).

Configuração	eci	ect	egi	egs	LE	Fi_s (%)	Fi_d (%)	Ft (%)	Fe (%)
GloMcNzArmHR	526,59	595,48	109,24	70,48	1301,80	8,39	40,45	45,74	5,41
McDzArmHR	138,71	875,77	140,58	74,04	1229,10	11,44	11,29	71,25	6,02
McNzArmHR	239,44	943,25	122,13	81,86	1386,68	8,81	17,27	68,02	5,90
McNzArm	81,61	592,34	148,20	82,83	904,97	16,38	9,02	65,45	9,15
TcArm	116,98	704,71	145,34	145,59	1112,62	13,06	10,51	63,34	13,09

Em nenhum dos casos analisados observou-se superestimativa simultânea nos fluxos de superfície H e LE , de forma que quando é produzida uma superestimativa de um destes fluxos o outro é então subestimado, ou ambos subestimados. A energia está sendo armazenada no dossel e o solo, sendo que em todas as simulações o fluxo de calor no solo foi consideravelmente superestimado (Figura 3.40). Na Figura 3.40, mostra-se a relação de G com H por classes de LE , enquanto na observação os valores de fluxo de calor ficaram entre $-22\ W\ m^{-2}$ e $32\ W\ m^{-2}$, em todas as simulações esses extremos foram superestimados consideravelmente. Os intervalos simulados oscilaram nos mínimos entre $-70\ W\ m^{-2}$ (TcArm) e $-50\ W\ m^{-2}$ (McNzArmHR), já os máximos entre $60\ W\ m^{-2}$ (McDzArmHR) e $100\ W\ m^{-2}$ (TcArm).

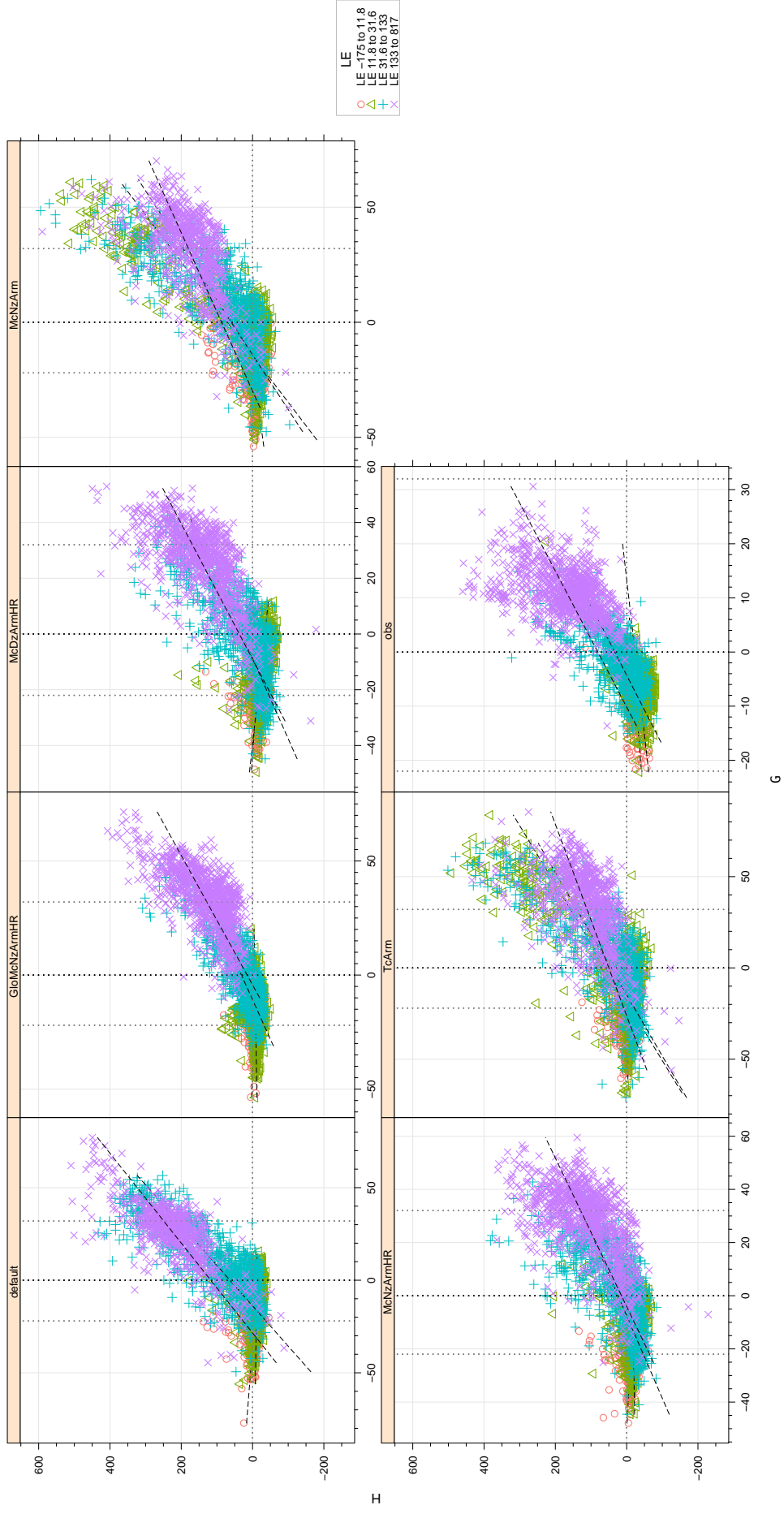


Figura 3.40 – Relação entre o fluxo de calor no solo (G) e o calor sensível H por classes de LE , para cada uma das simulações e o observado. As linhas verticais representam o intervalo da observação e 0 W m^{-2} .

No entanto, o armazenamento de calor no dossel teve comportamento diferente ao observado. Na Figura 3.41, mostra-se sua relação com o fluxo de calor sensível, separado em classes dos valores de LE . Todas as simulações subestimaram o armazenamento de calor no dossel, enquanto o observado esteve limitado entre -30 e 10 W m^{-2} , os simulados não superaram esses valores, porém a calibração global mostrou superestimativa do mesmo, refletindo os erros nos albedos global e PAR. A observação mostra que o aumento de LE está acompanhado de diminuição do armazenamento de calor, nas simulações isto acontece de maneira contrária e inclusive os valores para a classe maior de LE são positivos.

A configuração **McDzArmHR**, resultou em melhores resultados integralmente. A discretização em camadas de menor espessura garante melhor representação da umidade do solo ao mesmo tempo que permite boa acurácia no valor dos fluxos em superfície. Porém, maior número de camadas representa aumento do custo computacional: uma rodada excede, para solo profundo (5 m) um minuto de execução, enquanto a mesma na configuração **McNzArmHR** emprega 12 segundos. A intenção desta dissertação segue sendo calibrar o modelo SiB2 para o acoplamento com o modelo DBHM, pelo qual desde o ponto de vista de um modelo hidrológico distribuído, é inviável computacionalmente a utilização da configuração **McDzArmHR**. Recomenda-se, portanto, a **McNzArmHR**, a mesma teve bom desempenho na simulação dos processos do Cerrado. Por outro lado, a inclusão da redistribuição hidráulica é, sem dúvidas, um processo necessário na parametrização desejada para o Cerrado.

Também encontrou-se que na calibração global o modelo consegue simular fluxos com boa acurácia mas pode errar em outros processos que costumam ser desprezados, exemplo são os albedos e a velocidade de fricção. A calibração por módulos eliminou alguns dos erros que poderiam resultar na aproximação global. Porém, é difícil separar todos os processos modelados por estarem altamente ligados.

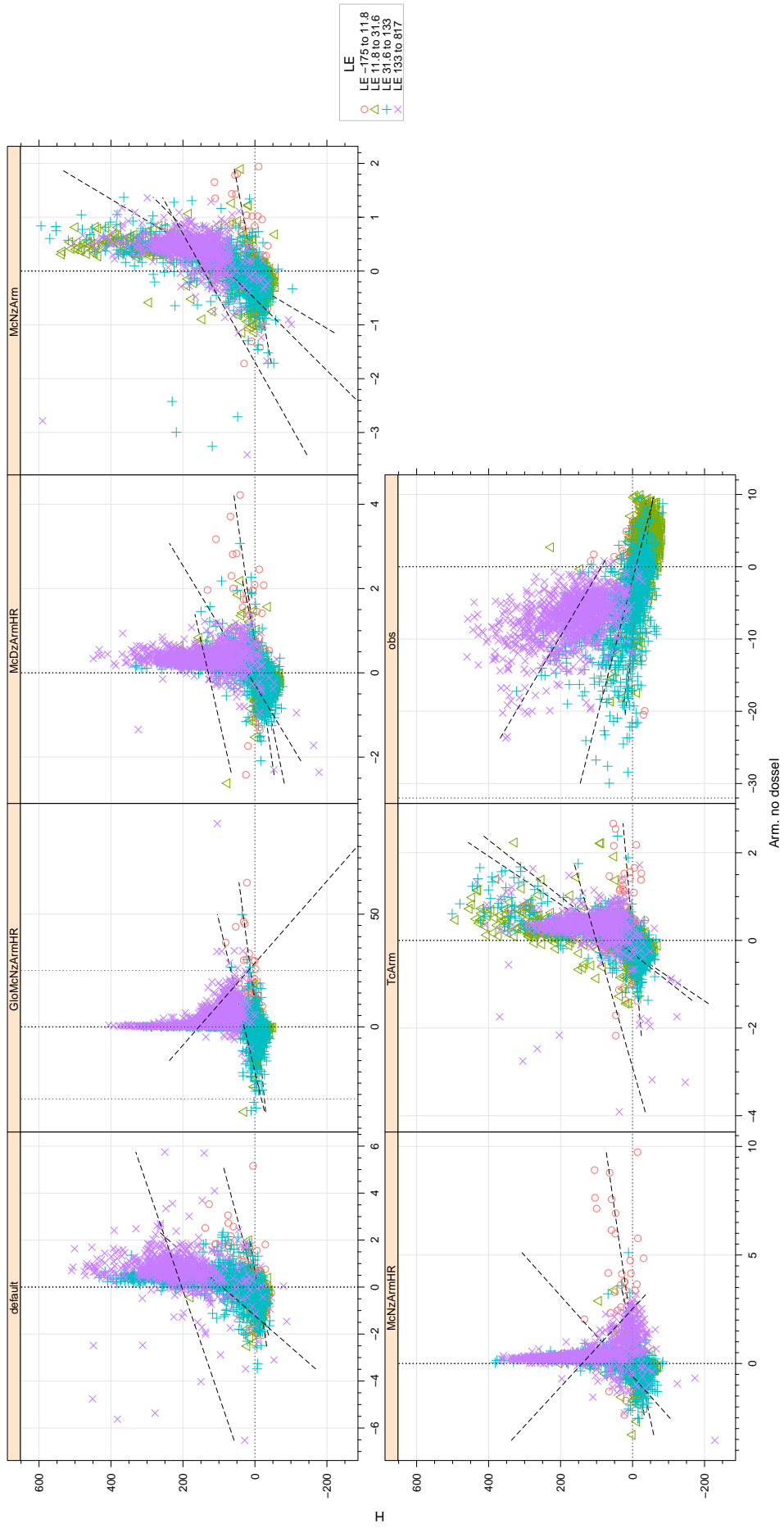


Figura 3.41 – Relação entre o armazenamento de calor no dossel e o calor sensível H por classes de LE , para cada uma das simulações e o observado. As linhas verticais representam o intervalo da observação e $0 W m^{-2}$.

4 CONCLUSÕES

Alta qualidade na simulação dos fluxos energéticos e hidrológicos é de grande importância para o entendimento da funcionalidade dos ecossistemas tanto naturais quanto agrícolas. Cada bioma possui características específicas, portanto, a calibração é um processo obrigatório e que permite aplicar os resultados a outras zonas não monitoradas. Neste caso se analisou o cerrado do sudeste brasileiro, com um modelo de superfície acoplado a um modelo hidrológico distribuído, fato que contribui a quantificar espacialmente os serviços ambientais deste bioma.

O algoritmo de calibração AMALGAM, atingiu os resultados esperados, permitindo realizar a calibração e determinando conjuntos de parâmetros que melhor descreveram os processos hidrológicos, tanto do solo como da vegetação. Com a aplicação dos algoritmos genéticos, o AMALGAM provê conjuntos de parâmetros otimizados com menor custo computacional que outros métodos de calibração. Isto é uma questão importante na realização de pesquisas de modelagem e que garante maior eficiência e acurácia.

A separação da calibração em módulos independentes demonstrou que é uma metodologia eficaz na representação dos processos radiativos e aerodinâmicos. Apesar de não foi possível separar os processos do solo e fisiologia, acredita-se que isto permitiria melhorar a convergência de parâmetros que caracterizam a vegetação. Foi significativo o fato de que a calibração global errou na representação dos albedos PAR e global, assim como na estimativa de u^* e as componentes de LE , porém o total de LE esteve próximo ao observado. Isto demonstra que existem conjuntos de parâmetros que produzem ótimas simulações para um processo específico, porém cometem erros significativos em outros.

A calibração simultânea de fluxo de calor latente e armazenamento do solo, mostrou a importância de contar com ambas essas observações para a descrição realística da vegetação. Parâmetros completamente diferentes resultariam em uma calibração na qual a vegetação não sofresse de estresse hídrico nos períodos de estiagem como o cerrado na região analisada.

Por outro lado, a modificação na discretização do solo permitiu simular a sazonalidade do LE e do armazenamento de água no solo, ao mesmo tempo concordou com o fato de que as raízes no cerrado devem chegar mais profundo que 2 metros. Além disso, corroborou-se a importância do processo de redistribuição hidráulica no ecossistema de cerrado no período de pouca precipitação.

Portanto, as simulações de **McNzArmHR** e **McDzArmHR** podem ser recomendadas na simulação do cerrado. Porém, para o acoplamento com o DBHM se recomenda a discretização em 10 camadas uniformes, já que esta consegue boa representação do bioma e resulta em maior eficiência computacional, embora para estudos pontuais **McDzArmHR** fornece um refinamento considerável.

Foram detectadas superestimativas nos fluxos de calor no solo e armazenamentos no dossel e no solo, produzindo um erro na partição dos fluxos de calor latente e sensível. Parte considerável da energia está sendo associada a termos que usualmente são desprezados. É desconhecido, por enquanto, se acontece só nas formulações do SiB2 da versão utilizada ou é sistemático em outros modelos de superfície.

Por fim, com este trabalho, foi possível fazer a calibração e atualização do código do modelo SiB2 para o cerrado na região sudeste brasileira. Isto permitirá descrever os processos e serviços ambientais que este bioma natural provê.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAMOWITZ, G. et al. Evaluating the performance of land surface models. **Journal of Climate**, v. 21, n. 21, p. 5468–5481, 2008. Cited By 74.

ANDERSON, R. et al. Biophysical considerations in forestry for climate protection. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 9, n. 3, p. 174–182, 2011. Cited By 78.

BAKER, I. et al. Seasonal drought stress in the amazon: Reconciling models and observations. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. 1, 2009. Cited By 2.

BALDOCCHI, D.; MA, S. How will land use affect air temperature in the surface boundary layer? lessons learned from a comparative study on the energy balance of an oak savanna and annual grassland in california, usa. **Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 65, n. 1, 2013. Disponível em: <www.scopus.com>.

BATALHA, M. A.; MANTOVANI, W.; JÚNIOR, H. N. d. M. Vegetation structure in cerrado physiognomies in South-Eastern Brazil. **Braz. J. Biol.**, v. 61, 2001.

BONAN, G. Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1444–1449, 2008. Cited By 1234.

BRIGHT, R. Metrics for biogeophysical climate forcings from land use and land cover changes and their inclusion in life cycle assessment: A critical review. **Environmental Science and Technology**, v. 49, n. 6, p. 3291–3303, 2015. Cited By 2.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere i. **Royal Meteorology Society**, n. 58, p. 389–420, 1932.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere. theory, history, and applications. **Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications.**, 1981. Disponível em: <www.scopus.com>.

CABRAL, M. et al. A kinematic model of infiltration and runoff generation in layered and sloped soils. **Advances in Water Resources**, v. 15, n. 5, p. 311–324, 1992. Cited By 41.

CABRAL, O. et al. Fluxes of co2 above a plantation of eucalyptus in southeast brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n. 1, p. 49–59, 2011. Cited By 12.

_____. The energy and water balance of a eucalyptus plantation in southeast brazil. **Journal of Hydrology**, v. 388, n. 3-4, p. 208–216, 2010. Cited By 24.

_____. Water use in a sugarcane plantation. **GCB Bioenergy**, v. 4, n. 5, p. 555–565, 2012. Cited By 10.

_____. Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies.**, v. 4, p. 22–40, 2015.

CAMPBELL, G. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. **Soil Sciences**, v. 117, p. 311–314, 1974.

_____. **Soil Physics with BASIC, Transport models for soil-plant systems.** [S.l.]: Elsevier-New York, 1985. Third Edition, 1994.

CHEN, M.; WILLGOOSE, G.; SACO, P. Evaluation of the hydrology of the ibis land surface model in a semi-arid catchment. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 5, p. 653–670, 2015. Cited By 0.

CLAPP, R.; HORNBERG, G. Empirical equation for some soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v. 14, p. 601–604, 1978.

COLLATZ, G. J. et al. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, p. 107–136, 1991.

COLLATZ, G. J.; RIBAS-CARBO, M.; BERRY, J. A. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants. **Australian Journal of Plant Physiology**, v. 19, p. 519–538, 1992.

CUNHA, A. et al. Calibration and validation of the integrated biosphere simulator (ibis) for a Brazilian semiarid region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 12, p. 2753–2770, 2013. Cited By 3.

DEP, K.; PRATAP, A.; AGAEWAL, S. **IEEE Trans Evol Comp**, v. 6, p. 182–197, 2002.

FIDELIS, A. T.; GODOY, S. A. P. de. Estrutura de um cerrado strico sensu na gleba cerrado pé-de-gigante, Santa Rita do Passa Quatro, sp. **Acta Botanica Brasilica**, scielo, v. 17, p. 531–539, 12 2003. ISSN 0102-3306.

FISCHER, G. et al. Multi-site land surface model optimization: An exploration of objective functions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, p. 168–176, 2013. Cited By 0.

FOLEY, J. et al. Amazonia revealed: Forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon basin. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 5, n. 1, p. 25–32, 2007. Cited By 165.

FRIEDLINGSTEIN, P. et al. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C4MIP model intercomparison. **Journal of Climate**, v. 19, n. 14, p. 3337–3353, 2006. Cited By 1323.

GOULART, M.; FILHO, J.; LOVATO, M. Phenological variation within and among populations of *Plathymenia reticulata* in Brazilian cerrado, the Atlantic forest and transitional sites. **Annals of Botany**, v. 96, n. 3, p. 445–455, 2005. Cited By 29.

GREEN, W.; AMPT, G. Studies in soil physics, 1: The flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, v. 4, p. 1–24, 1911.

GUPTA, H.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 751–763, 1998. Cited By 705.

HAARIO, H.; SAKSMAN, E.; TAMMINEN, J. **Bernoulli**, v. 7, p. 223–242, 2001.

HOFFMANN, W.; JACKSON, R. Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate**, v. 13, n. 9, p. 1593–1602, 2000. Cited By 120.

HOUSER, P. et al. Multiobjective calibration and sensitivity of a distributed land surface water and energy balance model. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 106, n. D24, p. 33421–33433, 2001. Cited By 21.

IDSO, S.; JACKSON, R. Thermal radiation from the atmosphere. **J Geophys Res**, v. 74, n. 23, p. 5397–5403, 1969. Disponível em: <www.scopus.com>.

IMAN, R.; DAVENPORT, J.; ZEIGLER, D. **Latin hypercube sampling (program user's guide)**. [LHC, in FORTRAN]. [S.l.: s.n.], 1980.

JACKSON, R. et al. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **Oecologia**, v. 108, n. 3, p. 389–411, 1996. Cited By 1221.

KATO, H. et al. Sensitivity of land surface simulations to model physics, land characteristics, and forcings, at four ceop sites. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85 A, n. SPEC. ISS., p. 187–204, 2007. Cited By 48.

KENNEDY, J.; R.C., E. Swarm intelligence. **Morgam Kauumann**, 2001.

KLINK, C.; MACHADO, R. Conservation of the brazilian cerrado. **Conserv. Biol.**, v. 19, p. 445–455, 2005.

LEE, J.-E. et al. Root functioning modifies seasonal climate. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 102, n. 49, p. 17576–17581, 2005. Cited By 0.

LEPLASTRIER, M. et al. Exploring the relationship between complexity and performance in a land surface model using the multicriteria method. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. 11–1–11–12, 2002.

LEVIS, S. Modeling vegetation and land use in models of the earth system. In: WIREs CLIMATE CHANGE, 2010. [S.l.], 2010. p. 840–856.

LLOPART, M. P. **Calibração do modelo SiB2 em módulos sequenciais para a floresta tropical amazônica**. 2009. Tese (Dissertação em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 2009.

LUYSSAERT, S. et al. Land management and land-cover change have impacts of similar magnitude on surface temperature. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 5, p. 389–393, 2014. Cited By 38.

MARRIS, E. Conservation in brazil: The forgotten ecosystem. **Nature**, v. 437, 2005.

MARTINS, C. A. **Estimativa da evapotranspiração no estado de São Paulo com o modelo da biosfera SiB2**. 2011. Tese (Mestrado em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 2011.

MEIN, R.; LARSON, C. Modeling Infiltration during a Steady Rain. **Water Resources Research**, v. 9, p. 384–394, 1973.

MYERS, N. et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, v. 403, p. 853–858, 2000.

OLIVEIRA, R. et al. Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central brazil. **Functional Ecology**, v. 19, n. 4, p. 574–581, 2005. Cited By 101.

RANDOW, C. V. et al. Inter-annual variability of carbon and water fluxes in amazonian forest, cerrado and pasture sites, as simulated by terrestrial biosphere models. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, p. 145–155, 2013. Cited By 0.

REICHSTEIN, M.; MOFFAT, A. M. **REddyProc: Data processing and plotting utilities of (half-)hourly eddy-covariance measurements**. [S.l.], 2015. R package version 0.7-1/r13. Disponível em: <<https://R-Forge.R-project.org/projects/reddyproc/>>.

RIDLER, M. et al. Calibrating a soil-vegetation-atmosphere transfer model with remote sensing estimates of surface temperature and soil surface moisture in a semi arid environment. **Journal of Hydrology**, v. 436-437, p. 1–12, 2012. Cited By 21.

ROBERTI, D. et al. **Sensoriamento Remoto Aplicado à Agricultura: Resultados Projeto SIMTECO. SULFLUX - Rede Sul-Brasileira de Fluxos Superficiais e mudança climáticas: resultados preliminares**. Porto Alegre: Evangraf: Rita de Cássia Marques Alves; Eliana Veleda Klering., 2013. First Edition, 2013.

ROCHA, H. D. et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. 1, 2009. Cited By 89.

ROCHA, H. da et al. Measurements of CO₂ over a woodland savanna (cerrado strictu sensu) in southeast of Brazil. **Biota Neotropica**, v. 2, 2002.

ROSETO, E. et al. Quantifying parameter sensitivity, interaction, and transferability in hydrologically enhanced versions of the Noah land surface model over transition zones during the warm season. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 3, 2010. Cited By 53.

ROSOLEM, R. et al. Towards a comprehensive approach to parameter estimation in land surface parameterization schemes. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 14, p. 2075–2097, 2013. Disponível em: <www.scopus.com>.

RYEL, R. J. et al. Hydraulic redistribution in a stand of *Artemisia tridentata*: Evaluation of benefits to transpiration assessed with a simulation model. **Oecologia**, v. 130, n. 2, p. 173–184, 2002. Disponível em: <www.scopus.com>.

SCHLES, R.; ARCHER, S. Tree-grass interactions in savannas. **Annu. Rev. Ecol. Syst.**, v. 28, p. 517–544, 1997.

SELLERS, P. J. et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. Disponível em: <www.scopus.com>.

_____. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs - Part I: model formulation. **J. Clim.**, p. 676–705, 1996.

_____. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs Part II: Model Formulation. **Journal of Climate**, v. 9, p. 676–705, 1996.

SIQUEIRA, M.; PETERSON, A. Consequences of global climate change for geographic distributions of cerrado tree species. **Biota Neotropica**, v. 3, 2003.

SLEVIN, D.; TETT, S. F. B.; WILLIAMS, M. **Geosci. Model Dev**, v. 8, p. 295–316, 2015.

SOARES-FILHO, B. et al. Cracking Brazil's forest code. **Science**, v. 344, n. 6182, p. 363–364, 2014.

STORN, P.; PRICE, K. **Journal Global Optimization**, v. 11, p. 341–359, 1997.

STÖCKLI, R. et al. Use of fluxnet in the community land model development. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. 1, 2008. Cited By 123.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Royal Meteorology Society**, v. 89, n. 89, p. 339–348, 1963.

TANG, Q. **A Distributed Biosphere-Hydrological Model for Continental Scale River Basins**. 2006. Tese (Doutorado em Filosofia) — The University of Tokyo, Tokyo, 2006.

TATSCH, J. **Controle e uso da terra no clima e no regime hidrológico da bacia do Rio Mogi-Guaçu**. 2011. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) — Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 2011.

VAREJÃO, C.; COSTA, M.; CAMARGO, C. A multi-objective hierarchical calibration procedure for land surface/ecosystem models. **Inverse Problems in Science and Engineering**, v. 21, n. 3, p. 357–386, 2013.

VRUGT, J.; ROBINSON, B. Improved evolutionary optimization from genetically adaptive multimethod search. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 104, n. 3, p. 708–711, 2007. Cited By 219.

WEST, P. et al. An alternative approach for quantifying climate regulation by ecosystems. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 9, n. 2, p. 126–133, 2011. Cited By 24.

YANG, D. **Distributed Hydrologic Model Using Hillslope Discretization Based on Catchment Area Function: Development and Applications**. 1998. Tese (Doutorado em Filosofia) — The University of Tokyo, Tokyo, 1998.

YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 204, n. 1-4, p. 83–97, 1998. Disponível em: <www.scopus.com>.

ZENG, Z. et al. Committed changes in tropical tree cover under the projected 21st century climate change. **Scientific Reports**, v. 3, 2013. Cited By 6.