

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

Maria Eduarda Oliveira Pinheiro

**MODELAGEM DA INTERAÇÃO SUPERFÍCIE- ATMOSFERA:
CALIBRAÇÃO DOS MODELOS SIB2 E SIB3 EM UMA ÁREA DE
PASTAGEM NO SUL DO BRASIL**

Santa Maria, RS
2018

Maria Eduarda Oliveira Pinheiro

**MODELAGEM DA INTERAÇÃO SUPERFÍCIE- ATMOSFERA: CALIBRAÇÃO DOS
MODELOS SIB2 E SIB3 EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO SUL DO BRASIL**

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

Orientadora: Prof^ª Dra. Débora Regina Roberti

Santa Maria, RS
2018

Pinheiro, Maria Eduarda
MODELAGEM DA INTERAÇÃO SUPERFÍCIE- ATMOSFERA:
CALIBRAÇÃO DOS MODELOS SIB2 E SIB3 EM UMA ÁREA DE
PASTAGEM NO SUL DO BRASIL / Maria Eduarda Pinheiro.-
2018.
98 f.; 30 cm

Orientadora: Débora Regina Roberti
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Física, RS, 2018

1. micrometeorologia 2. fluxos superficiais 3.
modelagem 4. SiB2 5. SiB3 I. Roberti, Débora Regina II.
Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Maria Eduarda Oliveira Pinheiro

**MODELAGEM DA INTERAÇÃO SUPERFÍCIE- ATMOSFERA: CALIBRAÇÃO DOS
MODELOS SIB2 E SIB3 EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO SUL DO BRASIL**

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

Aprovado em 08 de fevereiro de 2018:

Débora Regina Roberti, Dra. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Claudio Alberto Teichrieb, Dr. (UFSM)

Marta Pereira Llopart, Dra. (UNESP)
(Vídeoconferência)

Santa Maria, RS
2018

RESUMO

MODELAGEM DA INTERAÇÃO SUPERFÍCIE- ATMOSFERA: CALIBRAÇÃO DOS MODELOS SiB2 E SiB3 EM UMA ÁREA DE PASTAGEM NO SUL DO BRASIL

AUTOR: Maria Eduarda Oliveira Pinheiro

ORIENTADOR: Débora Regina Roberti

O modelo Simple Biosphere Model (SiB) foi desenvolvido para representar os ecossistemas e estimar as interações entre o solo, a vegetação e a atmosfera, que descrevem os processos de transferência de energia, massa e *momentum*. Nesse sentido, este estudo tem como objetivo otimizar os fluxos de energia, água e CO₂, estimados pela segunda e terceira versões do modelo SiB (SiB2 e SiB3), tendo como referência dados experimentais obtidos pelo método *Eddy Covariance*. A área de estudo está localizada no município de Santa Maria dentro do bioma Pampa e possui, como vegetação característica, campos de pastagem. Nessa área foram obtidas medidas experimentais das forçantes atmosféricas de inicialização dos modelos e os fluxos superficiais. O período de estudo compreende os anos de 2014 à 2016. Primeiramente, foi inserida uma equação da respiração do solo no modelo SiB2, calibrada a partir de dados noturnos observados do fluxo de CO₂, da temperatura do solo e do ar e da umidade do solo. Em seguida foram calibrados os parâmetros de solo e vegetação pelo método dos módulos sequenciais nos modelos SiB2 e SiB3. Este método consta da calibração de cada parâmetro seguindo a sequência de execução dos cálculos nos modelos. A escolha do parâmetro ótimo foi obtida através da eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE). A calibração realizada buscou otimizar os três fluxos simultaneamente. As mesmas variáveis atmosféricas que influenciam altamente os fluxos observados, também influenciam em igual proporção, os fluxos modelados. Portanto, a representação da vegetação pelos modelos SiB2 e SiB3 pode estar influenciando negativamente a estimativa dos fluxos superficiais. Os resultados obtidos nessa pesquisa foram satisfatórios. Dessa forma, os parâmetros calibrados neste trabalho poderão ser utilizados como parâmetros representativos do bioma Pampa em modelos de superfície, bem como, avaliar as mudanças do uso da terra neste ecossistema.

modelo SiB2; modelo SiB3; bioma Pampa; fluxos superficiais:

ABSTRACT

SURFACE-ATMOSPHERE INTERACTION MODELING: SIB2 AND SIB3 MODELS CALIBRATION IN A GRASSLAND AREA IN SOUTH BRASIL

AUTHOR: Maria Eduarda Oliveira Pinheiro

ADVISOR: Débora Regina Roberti

The Simple Biosphere Model (SiB) model was developed to represent and estimate the interactions between soil, vegetation and atmosphere, which describe the transfer processes of energy, mass and momentum. In this sense, this study goal is the optimization of the fluxes of energy, water and carbon dioxide, estimated by the second and third versions of the SiB model (SiB2 and SiB3), using experimental data obtained by the Eddy Covariance method. The study area is located in the county of Santa Maria under the Pampa biome which has pasture fields as characteristic vegetation. In this area experimental measurements of atmospheric forcing of model initialization and surface fluxes are obtained. The study period comprises the years of 2014 to 2016. First, a soil respiration equation was inserted into the SiB2 model, which is calibrated from observed night data of CO₂ flux, soil and air temperature, and soil moisture. Then the soil and vegetation parameters were calibrated by the sequential modules method in the SiB2 and SiB3 models. This method consists of the calibration of each parameter following the execution sequence of the calculations in the models. The optimal parameter was obtained through the Nash-Sutcliffe efficiency (NSE). The calibration performed sought to optimize all three fluxes simultaneously. The same atmospheric variables that strongly influence the observed fluxes, also influence in equal proportion, the modeled fluxes. Therefore, it is inferred that the representation of the vegetation by the models is insufficient for the study area. The results obtained in this research were satisfactory. Thus, the parameters calibrated in this work can be used as representative parameters of the Pampa biome in surface models as well to evaluate the changes of land use in this ecosystem.

model SiB2; model SiB3; Pampa biome; surface fluxes:

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Representação do balanço de energia em média anual global.	19
Figura 2 – Território do bioma Pampa.	21
Figura 3 – Esquema de funcionamento dos modelos SiB2 e SiB3.	23
Figura 4 – Representação do esquema de transferência turbulenta no modelo SiB.	30
Figura 5 – Sítio Experimental localizado no município de Santa Maria no estado do Rio Grande do Sul - Brasil.	37
Figura 6 – Área ao redor da torre micrometeorológica de Santa Maria, a qual, foram coletadas as amostras de solo para análise.	41
Figura 7 – Esquema da metodologia empregada nesse estudo. A sigla S/V expressa solo e vegetação.	48
Figura 8 – Média diária das variáveis atmosféricas de inicialização dos modelos que foram preenchidas, para os três anos de estudo. Ao lado dos gráficos está a porcentagem de dados faltantes de cada variável.	50
Figura 9 – Acumulado mensal da precipitação para os três anos de estudo.	50
Figura 10 – Média diária da umidade específica (Ue) e da pressão de vapor (PV) para todo período.	51
Figura 11 – Porcentagem de falhas (E) nos fluxos observados no sítio experimental de Santa Maria: a) separado para os anos de 2014, 2015 e 2016; b) acumulado de cada horário para o LE; c) acumulado de cada horário para o H; e d) acumulado de cada horário para o NEE. Os acumulados foram calculados para o total de três anos.	53
Figura 12 – Grau de saturação do solo (W) em cada camada (de cima para baixo) para diferentes valores de inicialização (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). Os loops foram repetidos para 30 anos, porém as figuras ilustram apenas quando cada camada entra em equilíbrio.	54
Figura 13 – a) Fluxo de calor sensível (H)(esquerda) e seu ciclo médio diário para todo ano (direita), referentes ao primeiro <i>loop</i> (ano de 2014) para diferentes inicializações do grau de saturação do solo (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). b) mesmas variáveis porém referentes ao segundo <i>loop</i> (ano de 2014 repetido)	55
Figura 14 – a) Fluxo de calor latente (LE) (esquerda) e seu ciclo médio diário para todo ano (direita), referentes ao primeiro <i>loop</i> (ano de 2014) para diferentes inicializações do grau de saturação do solo (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). b) mesmas variáveis porém referentes ao segundo <i>loop</i> (ano de 2014 repetido)	55

Figura 15 – a) Média diária para o ano de 2014 da R_{eco} observada (NEE noturno) e utilizando as Equações 3.3 e 3.4. b) Relação dessas variáveis (frequência de 1h para o ano de 2014) com a umidade do solo (θ_i), c) com a temperatura do solo (T_d) e d) com a temperatura do ar (T). O azul representa a observação, o preto a Equação 3.3 e o rosa a Equação 3.4.	57
Figura 16 – Ciclo médio diário do NEE observado e simulado pelo modelo SiB2 para o ano de 2014 utilizando as equação de R_{solo} da Tabela 8. Simulação obtidas sem a calibração dos parâmetros de solo e vegetação do modelo para a área de estudo.	58
Figura 17 – Variação da NSE para cada parâmetro calibrado no modelo SiB2. Os parâmetros estão na ordem de calibração (de baixo para cima).	60
Figura 18 – Proporção da calibração dos fluxos superficiais (LE, H e NEE) calculada a partir dos valores de F no aumento da NSE com os parâmetros da LI em relação aos parâmetros calibrados no modelo SiB2.	61
Figura 19 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.	62
Figura 20 – Variação da NSE para cada parâmetro calibrado no modelo SiB3. Os parâmetros estão na ordem de calibração (de baixo para cima).	65
Figura 21 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.	65
Figura 22 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.	66
Figura 23 – a) Média diária da T_d observada com os dados disponíveis (linha contínua) e simulada pelo modelo SiB2 (linha pontilhada), ao lado os coeficientes estatísticos, referentes aos 3 anos de estudo. b) igual ao anterior porém simulada com o SiB3. A média diária dos modelos foi calculada para todos os dados simulados para o dia.	70
Figura 24 – a) Média diária da θ_i observada com os dados disponíveis (linha contínua) e simulada pelo modelo SiB2 (linha pontilhada), ao lado os coeficientes estatísticos, referentes aos 3 anos de estudo. b) igual ao anterior porém simulada com o SiB3.	72
Figura 25 – a) Ciclo médio diário dos 3 anos de estudo de LE observado (linha contínua), LE simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada); b) somente o ano de 2014; c) somente o ano de 2015; e c) somente o ano de 2016.	73

Figura 26 – Soma acumulada do LE observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico referentes a cada modelo para o mesmo período.	74
Figura 27 – Acumulados mensais da ET observada (linha contínua), simulada pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulada pelo SiB3 (linha tracejada), da T (linha laranja), da K_{\downarrow} , da U_e (linha vermelha), e da precipitação (barras); Acumulados apenas dos dados disponíveis.	75
Figura 28 – Ciclo médio diário de H observado (linha contínua), H simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada). No topo da figura está o ciclo dos 3 anos de estudo, da esquerda para direita está o ciclo de cada ano (2014 - 2016).	77
Figura 29 – Soma acumulada de H observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico referentes a cada modelo para o mesmo período.	78
Figura 30 – Ciclo médio diário de NEE observado (linha contínua), NEE simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada). No topo da figura está o ciclo dos 3 anos de estudo, da esquerda para direita está o ciclo de cada ano (2014 - 2016).	80
Figura 31 – Soma acumulada do NEE observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico referentes a cada modelo para o mesmo período.	81
Figura 32 – Soma acumulada de R_n observado (linha contínua) e simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico para o mesmo período.	82
Figura 33 – Ciclo médio diário do saldo de radiação (R_n) observado (linha contínua) e simulado pelo SiB2 (linha pontilhada), saldo de energia (R_n^*) observado (linha com triângulo) e simulado (triângulo) e δ observado (linha com círculo) e simulado (círculo)	83
Figura 34 – a) Ciclo médio diário da RB observada (linha contínua), simulada pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulada pelo SiB3 (linha tracejada). b) Ciclo médio diário da FE para as mesmas variáveis da RB.	85
Figura 35 – Relações da T com os fluxos de a) LE, c) H e e) NEE e relações da K_{\downarrow} com os fluxos de b) LE, d) H e f) NEE, observados e simulados para todo período.	86

Figura 36 – Ciclo médio diário para o ano da calibração de: (a) LE, (b) H e (c) NEE, observados e modelados pelo SiB2; (d) LE, (e) H e (f) NEE, observados e modelados pelo SiB3. Os fluxos observados (linha preta contínua) são comparados com os fluxos estimados pelos modelos com os parâmetros da literatura (linha verde), com o parâmetros de maior influência nos fluxos (linha rosa - parâmetro IAF no modelo SiB2 e linha azul - parâmetro B no modelo SiB3) e com os parâmetros calibrados (linha preta pontilhada - SiB2 e linha preta tracejada - SiB3). 87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Variáveis atmosféricas utilizadas como forçantes dos modelos SiB2 e SiB3.	25
Tabela 2 – Esquema de classificação da vegetação utilizado nos modelos SiB2 e SiB3.	25
Tabela 3 – Parâmetros que caracterizam o solo e a vegetação.	27
Tabela 4 – Variáveis medidas na torre micrometeorológica de Santa Maria, unidade da medida, sensor de medição, altura do sensor e período de permanência.	38
Tabela 5 – Parâmetros físicos do solo obtidos experimentalmente e utilizados como entrada dos modelos SiB2 e SiB3.	41
Tabela 6 – Performance dos coeficientes estatísticos NSE, RSR e Pbias.	44
Tabela 7 – Variáveis atmosféricas de inicialização dos modelos SiB2 e SiB3. Média diária dos três anos, média diária do ano de 2014, 2015 e 2016 e valores máximos e mínimos dos três anos. T, RH, CO ₂ V, K _d , P, Pr, L _d , U _e e PV.	49
Tabela 8 – Equação da respiração do solo, número de referência, parâmetro calibrado para área de estudo, coeficiente de Pearson e raiz do erro quadrático médio.	56
Tabela 9 – Parâmetro de solo e vegetação calibrado no modelo SiB2, seus respectivos valores encontrados na literatura referente ao bioma de estudo, limites das variações dos parâmetros (máximo e mínimo) e o valor otimizado de cada parâmetro (calibrado).	59
Tabela 10 – Parâmetro de solo e vegetação calibrado no modelo SiB3, seus respectivos valores encontrados na literatura referente ao bioma de estudo, limites das variações dos parâmetros (máximo e mínimo) e o valor otimizado de cada parâmetro (calibrado).	64
Tabela 11 – Módulo e parâmetro que mais influenciaram na calibração do H, LE e NEE para os modelos SiB2 e SiB3, seus coeficientes NSE para os parâmetros da LI e calibrados e a variação percentual (<i>F</i>) destes. MA, MH e MFCE correspondem, respectivamente, a módulo aerodinâmico, módulo hidráulico e módulo de fotossíntese e condutância estomática.	67
Tabela 12 – Análise estatística utilizando os coeficientes RMSE, Pbias, NSE e RSR, separados por fluxos (H, LE e NEE), por modelos (SiB2 e SiB3) e para cada ano (2014, 2015 e 2016). O RMSE possui a mesma unidade das variáveis analisadas, para o LE e o H a unidade é W m ⁻² e para o NEE é $\mu mol m^{-2} s^{-1}$	68

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	REVISÃO TEÓRICA	15
2.1	Covariância dos vórtices turbulentos	15
2.2	Carbono no sistema Superfície - Atmosfera	16
2.2.1	Absorção e emissão de carbono pelo ecossistema	17
2.3	Energia no sistema Superfície - Atmosfera	18
2.3.1	Características da radiação	18
2.3.2	Balço de energia	18
2.4	Bioma Pampa	21
2.5	Modelo <i>Simple Biosphere Model</i>	22
2.5.1	Estrutura do Modelo SiB	24
2.5.1.1	Forçantes atmosféricas	24
2.5.1.2	Parâmetros de solo e vegetação	25
2.5.1.3	Variáveis prognósticas e suas equações de governo	28
2.5.1.4	Módulo aerodinâmico	29
2.5.1.5	Módulo de transferência radiativa	31
2.5.1.6	Módulo hidráulico	32
2.5.1.7	Módulo de fotossíntese e condutância estomática	33
2.5.1.8	Estimativa do Fluxos	34
3	METODOLOGIA	37
3.1	Sítio Experimental	37
3.1.1	Instrumentação	37
3.1.2	Forçantes atmosféricas	39
3.1.3	Parâmetros Físicos do solo experimentais	40
3.2	Análise Estatística	42
3.3	Spin-up	44
3.4	Respiração heterotrófica	45
3.5	Calibração	46
3.6	Esquema Metodológico	47
4	RESULTADOS	49
4.1	Variáveis Experimentais	49
4.1.1	Forçantes Atmosféricas	49
4.1.2	Fluxos superficiais	52
4.2	spin-up	53

4.3	Respiração heterotrófica	56
4.4	Calibração do modelo SiB2	58
4.5	Calibração do modelo SiB3	63
4.6	Análise da calibração e validação	67
4.7	Variáveis de solo	69
4.7.1	Temperatura do solo	69
4.7.2	Umidade do solo	71
4.8	Fluxo de calor latente	72
4.9	Fluxo de calor sensível	76
4.10	Fluxo de CO₂	78
4.11	Partição da energia	81
4.11.1	Saldo de radiação	81
4.11.2	Razão de Bowen e Fração evaporativa	83
4.12	Mecanismos que controlam os fluxos	85
4.13	Comparação com a literatura	88
5	CONCLUSÃO	89
5.1	Trabalhos futuros	90
	REFERÊNCIAS	92

1 INTRODUÇÃO

Os modelos de superfície Terrestre são desenvolvidos para estimar numericamente os processos físicos de transferências de energia, massa e *momentum* que ocorrem no sistema superfície-atmosfera. Essas transferências (fluxos) são responsáveis pelo aquecimento da atmosfera e da subsuperfície (fluxo de calor sensível), evaporação da água do solo e da superfície (fluxo de calor latente) e trocas de gases (fluxo de CO₂, CH₄, N₂, etc). Esses modelos são utilizados, principalmente, como condição de contorno da baixa atmosfera para modelos de circulação geral da atmosfera (*General Circulation Model*- GCM) e modelos de previsão do tempo. Portanto, a correta estimativa dos fluxos de energia e massa da superfície é essencial para que esses modelos obtenham prognósticos satisfatórios do futuro estado da atmosfera. Em vista que, os resultados do GCM são fortemente influenciados pelos esquemas da superfície Terrestre (COLELLO et al., 1998).

Diversos modelos de superfície têm sido desenvolvidos utilizando diferentes parametrizações dos processos físicos no sistema superfície-atmosfera. Um dos modelos mais utilizados é o modelo de superfície *Simple Biosphere Model* (SiB), proposto por Sellers et al. (1986). O modelo SiB foi ao longo dos anos atualizado, resultando em outras versões do modelo, tais como: a versão simplificada do SiB (SSiB) proposta por Xue et al. (1991) teve como melhoria, a redução dos parâmetros físicos do SiB com o intuito de aumentar a eficiência computacional; na segunda versão (SiB2), proposta por Sellers et al. (1996b) foi incorporado um modelo de fotossíntese e prescrição da fenologia da vegetação por dados de satélite e foi reduzido o número de camadas da vegetação; a versão simplificada do SiB2 (SSiB2) (XUE et al., 1991; ZHAN; XUE; COLLATZ, 2003) foi reduzido o número de parâmetros físicos; a terceira versão (SiB3) (HANAN et al., 2005; BAKER et al., 2008) inclui várias modificações em relação ao SiB2 com prognósticos do espaço aéreo da vegetação e do ecossistema Floresta Tropical, aumento do número de camadas do solo, reformulação dos módulos de fotossíntese e hidráulico; o *Simple Biosphere/Carnegie-Ames-Stanford Approach* (SIBCASA) Schaefer et al. (2008), Schaefer et al. (2009) combinada os cálculos biofísicos do SiB3 e os biogeoquímicos do "CASA"; a versão do SiB para cultivares (SIBcrop) Lokupitiya et al. (2009) foi desenvolvido para representar áreas agrícolas. Simulações destes modelos podem ser utilizadas para estudar mudanças naturais ou antropogênicas em diversos ecossistemas.

As parametrizações dos processos físicos que esses modelos representam demandam de vários parâmetros representativos de cada ecossistema. Portanto, a calibração ajusta a precisão e acurácia desses parâmetros para área de estudo, fundamental para se obter resultados com maior realismo físico, conforme a observação. Na literatura existem vários métodos de calibração, principalmente para modelos hidrológicos, como por exemplo, o método de critério multiobjetivo desenvolvido por Gupta et al. (1999). O método de calibração por meio de módulos sequenciais, foi proposto por Llopart (2009), para a calibração do modelo SiB2 na Floresta Tropical Amazônica. Segundo a autora, esse método mostrou substancial melhoria em relação

aos parâmetros calibrados inicialmente na literatura. Nesse método de sequências é possível se ter o controle da concordância física dos parâmetros. Em métodos de calibração automática e/ou multiobjetivo, a calibração pode convergir para parâmetros inconsistentes não sendo possível observar qual deles influência em determinado fluxo superficial.

Na atualidade, os estudos a cerca do modelo SiB (e suas versões) são realizados, na sua grande maioria, sobre o ecossistema Floresta Amazônica. Alguns estudos sobre o tipo de vegetação de pastagens naturais no modelo SiB2, foram desenvolvidos por Colello et al. (1998), Yan et al. (2010) e Gao et al. (2004). Esse tipo de vegetação é encontrado em vasto território na superfície terrestre, aproximadamente 40 % (WANG; FANG, 2009; SUTTIE; REYNOLDS; BATELLO, 2005). No sul do Brasil, um importante ecossistema com predominância deste tipo de vegetação é conhecido como bioma Pampa.

O bioma Pampa está situado na metade sul do Rio Grande do Sul (RS), abrange o nordeste da Argentina, parte do Paraguai e todo território do Uruguai, possuindo alta diversidade de espécies animais e aproximadamente 2200 tipos vegetais (BOLDRINI, 2009). A vegetação deste ecossistema é classificada como pastagens naturais com arbustos esparsos e árvores (ROESCH et al., 2009). O bioma Pampa se encontra na zona Temperada do Sul e possui clima subtropical e temperado com as quatro estações do ano bem definidas (ROESCH et al., 2009). Este bioma vem sendo altamente degradado para a atividade agrícola e explorado para pecuária e plantio de eucalipto nos últimos anos (IBAMA, 2011). A substituição de pastagens nativas por outras culturas pode afetar altamente o ciclo hidrológico e o ciclo do carbono de uma região. Em torno de 16 % das áreas de pastagens naturais foram transformadas entre os anos de 1986 e 2002, correspondendo a uma taxa anual de 1000 km² (CORDEIRO; HASENACK, 2009; ANDRADE et al., 2015). À essa taxa, em aproximadamente 200 anos, os campos de pastagens naturais do RS serão completamente transformados. Vários estudos estão sendo desenvolvidos na atualidade para mostrar a importância da biodiversidade e o impacto das mudanças neste bioma (OVERBECK et al., 2018; OLIVEIRA et al., 2017; BLANCO et al., 2014; SULEIMAN; PYLRO; ROESCH, 2017). Porém, no cenário climático este bioma ainda é pouco estudado, as interações do ciclo hidrológico e do carbono ainda não estão bem detalhadas.

Wang e Fang (2009) analisou diversas literaturas sobre os efeitos antropogênicos em áreas de pastagens naturais ao redor do mundo. As atividades humanas afetam significativamente os ciclos biogeoquímicos de muitas maneiras, podendo alterar a composição vegetal e dessa forma alterar o ciclo do carbono. O que diferencia as diversas áreas de pastagem na superfície terrestre são principalmente as variáveis climáticas e de solo. O território do bioma Pampa está situado em uma zona favorável de convergências intertropicais, resultando em precipitações bem distribuída ao longo do ano e altas temperaturas do ar. Devido a isso, o bioma Pampa é um importante ecossistema que requer atenção e conhecimento. Neste sentido, o modelo de interação superfície atmosfera pode fornecer importantes resultados para a comunidade científica a cerca do bioma Pampa.

Este estudo tem como objetivo calibrar os modelos SiB2 e SiB3, visando o aperfeiçoamento

das estimativas dos fluxos de energia, água e carbono no ecossistema bioma Pampa. O método utilizado para a calibração dos modelos foi o método dos módulos sequenciais. Optou-se por este método para controle dos parâmetros de solo e vegetação na estimativa de cada fluxo. O período de estudo compreende 2014 até 2016 sendo que o primeiro ano foi utilizado para a calibração dos parâmetros de solo e vegetação dos modelos e os anos seguintes foram utilizados para a validação destes. Os dados experimentais da pesquisa foram disponibilizados de uma estação micrometeorológica localizada no município de Santa Maria.

Além desse capítulo introdutório, a dissertação está organizada em mais quatro capítulos. O segundo capítulo compreende a revisão teórica do método da covariância dos vórtices turbulentos para estimativa dos fluxos superficiais observados, que serão utilizados para comparar com os fluxos estimados pelos modelos. Neste mesmo capítulo é feita uma revisão sobre o carbono e a energia no sistema superfície atmosfera, o bioma Pampa característico da área de estudo e o modelo de superfície *Simple Biosphere Model* utilizado nessa pesquisa. No terceiro capítulo é apresentada a metodologia empregada neste estudo descrevendo o sítio experimental no qual foram coletados os dados das forçantes atmosféricas de inicialização dos modelos, os fluxos observados para comparação com estes e os parâmetros físicos do solo experimentais. Na sequência foi apresentada a análise estatística utilizada para calibrar e validar os modelos, o spin-up, as equações da respiração do solo utilizadas, a calibração e por fim um esquema da metodologia. Os resultados são apresentados no capítulo quatro e estão dispostos na ordem dos procedimentos. Primeiramente estão as forçantes atmosféricas de inicialização e os fluxos superficiais observados. Após, é apresentado o spin-up, a respiração do solo, a calibração dos modelos SiB2 e SiB3, a análise comparativa da calibração destes bem como a validação. Na sequência é feita a comparação da temperatura e umidade do solo observadas e estimadas pelos modelos, o fluxo de calor latente, de calor sensível e de CO₂, a partição de energia, os mecanismos que controlam os fluxos superficiais e por fim, uma comparação dos resultados encontrados nesta pesquisa com outros autores. O último capítulo deste trabalho é apresentada a conclusão e os trabalhos futuros.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES TURBULENTOS

Os fluxos superficiais podem ser estimados por diferentes técnicas como, por exemplo, câmara de solo, razão de Bowen e covariância dos vórtices turbulentos (DUGAS et al., 1991). Atualmente o método da covariância dos vórtices turbulentos (EC, do inglês *Eddy Covariance*) é uma das mais utilizadas. Essa técnica estima os fluxos verticais turbulentos de energia (fluxo de calor sensível - H), vapor d'água (fluxo de calor latente - LE) e gases (por exemplo, fluxo de dióxido de carbono - NEE) a partir das variáveis envolvidas (escalares). Essas variáveis são temperatura do ar (estimativa do H), vapor d'água (estimativa do LE) e concentração de gases (estimativa do NEE). Dessa forma, essas variáveis são transportadas predominantemente pelo vento médio horizontal e pela turbulência vertical (STULL, 2012) que são então, medidas pelos sensores instalados em torres micrometeorológicas, conhecidas como torres de fluxo. Essas torres aumentaram, em número, significativamente nas últimas décadas, fornecendo estimativas das trocas de gases, energia e vapor d'água no sistema superfície - atmosfera (BALDOCCHI, 2014; CHU et al., 2017). Essas torres de fluxo estão sendo amplamente utilizadas para avaliação e desenvolvimento de modelos da biosfera Terrestre (BONAN et al., 2011) e são a principal fonte de dados para a melhoria destes (WILLIAMS et al., 2009). Vários estudos utilizam o método EC para testar, parametrizar e restringir os esquemas de superfície Terrestre em modelos climáticos (LEUNING et al., 2012). Devido a isso, é necessário o entendimento dessa técnica e o erro que está associados à essas medidas.

O método EC consiste no fluxo cinemático (F) de qualquer escalar “ χ ” e é determinado pela covariância entre as flutuações turbulentas da velocidade vertical do vento (w') e esse escalar (AUBINET et al., 1999). A equação geral do fluxo turbulento é dada por:

$$F = \overline{\rho_d \cdot w' \chi'} \quad (2.1)$$

onde, ρ_d é a densidade do ar seco, as barras horizontais representam médias temporais e os apóstrofes as perturbações em relação ao valor médio. A partir da equação geral (Eq. 2.1), detalhada em Stull (2012) chega-se às equações particulares dos fluxos turbulentos, dadas por:

$$H = \rho_d c_p \cdot \overline{w' \theta'} \quad (2.2)$$

$$LE = \rho_d L \cdot \overline{w' q'} \quad (2.3)$$

$$NEE = \rho_d \cdot \overline{w' c'} \quad (2.4)$$

onde, c_p é a capacidade calorífica a pressão constante, θ' é a flutuação de temperatura virtual, L é o calor latente de vaporização, q' e c' são as flutuações das concentrações de vapor d'água e dióxido de carbono (CO_2), respectivamente (LAUNIAINEN et al., 2005).

Segundo Aubinet et al. (1999), existem dois tipos de erros associados à medida de EC, erros aleatórios e erros sistemáticos. Os erros aleatórios incluem:

- Natureza estocástica da turbulência e erros associados à amostragem, como, série incompleta de grandes vórtice e incertezas no calculo entre a velocidade vertical do vento (w) e os escalares χ ;
- Sistema de instrumentos que medem w e χ . ;
- Incertezas atribuídas as trocas na direção e velocidade do vento, os quais, influenciam diretamente a região de maior influencia dos fluxos que chegam na torre.

De acordo com Wesely e Hart (1985) , a combinação desses fatores restringe uma acurácia da medida individual dos fluxos turbulentos cerca de 10 % a 20 %.

Os erros sistemáticos, estão agrupados em três categorias:

- Simplificação das equações da conservação;
- Calibração e design dos instrumentos;
- Processamento dos dados.

Businger (1986) investigou os erros sistemáticos entre diferentes sistemas EC e encontrou erros na ordem de 30 % ou mais e erros aleatórios da mesma magnitude.

2.2 CARBONO NO SISTEMA SUPERFÍCIE - ATMOSFERA

Com o crescente aumento da concentração de CO_2 na atmosfera, principalmente após a revolução industrial, a correta estimativa deste para o cenário das mudanças climáticas tem sido o cerne principal de pesquisas mundiais. Tipicamente, o ciclo global de CO_2 é inferido como a diferença da emissão (combustíveis fósseis e cimento), das trocas de carbono pelos oceanos e da taxa de crescimento de carbono na atmosfera. Porém, existem várias incertezas quanto ao uso antropogênico da terra e das mudanças da cobertura do solo na contribuição do CO_2 na atmosfera. Essas estimativas propagam diversas incertezas na estimativa do fluxo residual de carbono (ARNETH et al., 2017). Portanto, é substancial o entendimento dos ecossistemas nesse cenário. A seguir serão detalhados a absorção e a emissão de CO_2 pelo ecossistema.

2.2.1 Absorção e emissão de carbono pelo ecossistema

A técnica de EC mede as trocas líquidas (*NEE*, do inglês *Net Ecosystem exchange*) de CO_2 no ecossistema que pode ser definida como o balanço entre a assimilação de CO_2 (Produção Primária Bruta - GPP, do inglês *Gross Primary Production*) pela vegetação e a emissão de CO_2 na respiração do ecossistema (R_{eco}) (LASSLOP et al., 2010), dado pela seguinte relação (em unidade de $\mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$):

$$NEE = GPP - R_{eco} \quad (2.5)$$

Na produção primária bruta, o CO_2 é absorvido pelo processo da fotossíntese, no qual, as plantas utilizam a energia solar para sintetizar compostos carbonados a partir de CO_2 e água, liberando oxigênio (TAIZ; ZEIGER, 2009). A respiração do ecossistema pode ser dividida em duas fontes: respiração autotrófica (R_a), a qual, é o somatório da respiração das folhas, caule (AUBINET et al., 1999) e o processo produzido no metabolismo das raízes das plantas que está associado com a respiração microbiana (CARBONE et al., 2016); e respiração heterotrófica, também denominada respiração do solo (R_{solo}), a qual, é o processo produzido pela atividade microbiana livre e pela oxidação do carbono no solo decorrente da matéria orgânica (CARBONE et al., 2016). Dessa forma, reescrevendo a Equação 2.5, têm-se:

$$NEE = GPP - (R_{solo} + R_a) \quad (2.6)$$

Os fatores ambientais como, temperatura do ar, umidade do solo e intensidade da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) são alguns dos importantes mecanismos que regulam tanto a fotossíntese quanto a respiração do ecossistema e são descritos a baixo:

- Temperatura do ar:

A respiração das plantas aumenta com a temperatura entre 0°C e 30°C , atingindo o ápice em torno de 40°C a 50°C , quando começa a decrescer (TAIZ; ZEIGER, 2009). O aumento na taxa respiratória para cada 10°C de aumento na temperatura é chamado de coeficiente de temperatura Q_{10} , que descreve as respostas da respiração com as mudanças a curto prazo da temperatura (TAIZ; ZEIGER, 2009).

A respiração do solo é a principal fonte de emissão de CO_2 para a atmosfera, correspondendo a cerca de 25 % das trocas globais desse gás (JIA et al., 2006).

- Umidade do solo:

Na realização da fotossíntese as plantas ficam expostas à perdas de água, podendo ir ao estado de desidratação. Para cada grama de matéria orgânica produzida pela planta, aproximadamente 0,5 Kg de água são absorvidos pelas raízes e irão através da estrutura da planta até a atmosfera. A umidade do solo é um fator que influencia tanto a disponibilidade

de água para a produção de biomassa nas plantas quanto para a proliferação de micro organismos. Dessa forma, o *NEE* é baixo em condições de solo seco, atingindo a taxa máxima em níveis intermediários de umidade e diminui à níveis altos de umidade. O conteúdo de água adequado em níveis intermediários é próximo a capacidade de campo (os espaços macroporosos do solo são principalmente preenchidos de ar).

- Radiação fotossinteticamente ativa (PAR):

A fotossíntese ocorre apenas quando há incidência de luz solar. À medida que o fluxo de energia começa incidir nas plantas, a assimilação fotossintética de CO_2 cresce linearmente até se igualar à liberação de CO_2 pela respiração. Dependendo do tipo de vegetação, esse ponto de equilíbrio (ponto de compensação da luz) varia de 10 a 20 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para plantas de sol (TAIZ; ZEIGER, 2009). A elevação do fluxo de energia incidente aumenta linearmente a taxa da fotossíntese, de modo que a luz estimula proporcionalmente mais fotossíntese (HAFERKAMP, 1988).

2.3 ENERGIA NO SISTEMA SUPERFÍCIE - ATMOSFERA

2.3.1 Características da radiação

O Sol é a principal fonte de energia para os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera. Assim como o Sol, a Terra e a Atmosfera também são fontes de energia por possuírem temperaturas diferentes de zero absoluto. Segundo a teoria, ondulatória essa energia é transportada na forma de ondas por oscilações rápidas de campos elétricos e magnéticos. Todas as ondas eletromagnéticas viajam à velocidade da luz no vácuo e são caracterizadas pelo comprimento de onda e frequência, sem a necessidade de meios materiais para se propagarem. Os diferentes comprimentos de ondas ou a frequência formam um conjunto caracterizado pela energia eletromagnética emitida denominado espectro eletromagnético. O Sol possui uma temperatura de aproximadamente 6000 K e seu comprimento de onda máximo está localizado na região do espectro eletromagnético denominado visível com comprimento de onda compreendendo 0,4 à 0,7 μm . O sistema superfície-atmosfera possui temperatura que varia na faixa de 258 à 318 K (OKE, 1987) e seu comprimento de onda máximo está situado na região denominada infravermelho com comprimento de onda compreendendo 1,0 à 100 μm . Portanto, a radiação eletromagnética emitida pelo Sol é designada de radiação de onda curta e a radiação eletromagnética emitida pela superfície e pela atmosfera é designada radiação de onda longa.

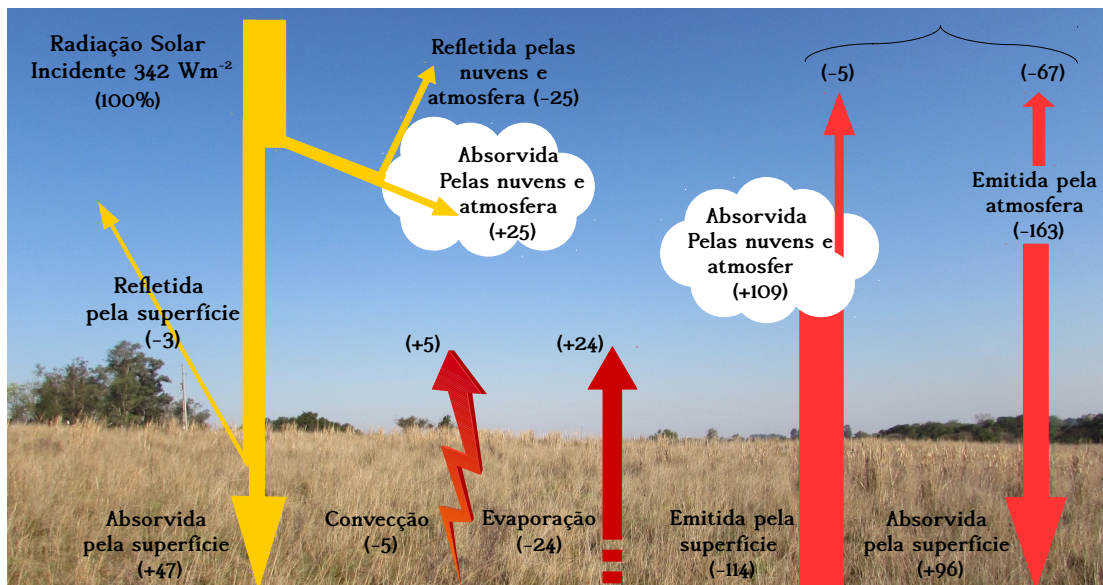
2.3.2 Balanço de energia

O balanço de radiação é a diferença entre a entrada e a saída de radiação no sistema superfície - atmosfera e está esquematizado na Figura 1. A média anual global de energia

solar (radiação de onda curta) que chega ao topo da atmosfera é aproximadamente 342 W m^{-2} , correspondendo a 100 % de energia que entra no sistema. Da radiação total incidente sobre o topo da atmosfera, 25 % é absorvida e 25 % é refletida pelos gases e partículas que compõem a atmosfera. 50 % da radiação restante incidirá na superfície, onde 47 % será absorvida e 3 % será refletida por esta.

A superfície terrestre emite radiação de onda longa em média anual de aproximadamente 385 W m^{-2} correspondendo a 114 % em relação a radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera. 109 % dessa radiação será absorvida pelos componentes da atmosfera e 5 % sairá do sistema. Da mesma forma, a atmosfera emite radiação de onda longa que corresponde à 163 % em relação a radiação de onda curta que chega ao topo da atmosfera, 96 % irá incidir na superfície e será absorvida por esta e 67 % sairá do sistema.

Figura 1 – Representação do balanço de energia em média anual global.



Fonte: Adaptação de Oke (1987).

O balanço de radiação em superfície é, portanto, a diferença da radiação de onda curta incidente (50 %) e refletida (3 %) pela superfície mais a diferença da radiação de onda longa emitida pela atmosfera (96 %) e emitida pela superfície (114 %), dessa forma, chega-se a seguinte equação:

$$R_n = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (2.7)$$

onde R_n é o saldo de radiação em superfície que representa a energia disponível (W m^{-2}), $K \uparrow$ é a radiação de onda curta incidente na superfície (W m^{-2}), $K \downarrow$ é a radiação de onda curta refletida pela superfície (W m^{-2}), $L \downarrow$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (W m^{-2}) e $L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície (W m^{-2}) (OKE, 1987). O saldo de radiação pode

ser particionado em saldo de radiação de onda curta (K_{net}) e o saldo de radiação de onda longa (L_{net}), os quais são as diferenças das radiações de onda curta e onda longa, respectivamente. Dessa forma, a equação 2.7 pode ser reescrita como:

$$R_n = K_{net} + L_{net} \quad (2.8)$$

Da Equação 2.7, na média anual global, resta um saldo de radiação em superfície de aproximadamente 29 %. Essa energia é disponibilizada para o aquecimento da atmosfera e do subsolo (5 %) e evaporação ou condensação da água (24 %). Outros processos que requerem energia, por exemplo, produção de biomassa e armazenamento de energia no solo e na vegetação, são desprezados com o intuito de simplificação (YAMASOE, 2006). Os processos de aquecimento e mudança no estado da água são realizados por consequência da diferença de temperatura e vapor d'água, respectivamente, entre duas camadas adjacentes e geram, dessa forma, um fluxo.

A energia transferida pelo processo de condução no solo é designada fluxo de calor sensível no solo (G), responsável pelo aquecimento no interior do solo. No período diurno, G tem sentido da superfície para o subsolo, devido a superfície estar mais quente. No período noturno, G movimenta-se no sentido do subsolo para a superfície.

A energia transferida pelo processo de convecção na atmosfera é designada fluxo de calor sensível (H), responsável pelo aquecimento da atmosfera e fluxo de calor latente (LE), responsável pela evaporação ou condensação da água. No período diurno, LE e H movimentam-se no sentido da superfície para a atmosfera e no período noturno, H movimenta-se no sentido da atmosfera para a superfície e LE varia conforme às condições da atmosfera.

O saldo de radiação em superfície é igual a energia utilizada para a realização dos processos físicos, havendo portanto, um fechamento de energia no sistema superfície - atmosfera, dado pela seguinte equação:

$$R_n^* = H + LE + G \quad (2.9)$$

Porém, esse fechamento não ocorre experimentalmente. O balanço de energia é uma importante ferramenta para a avaliação dos fluxos de H e LE . Portanto, uma correta avaliação é imprescindível para comparação com os fluxos de H e LE estimados por modelos de superfície.

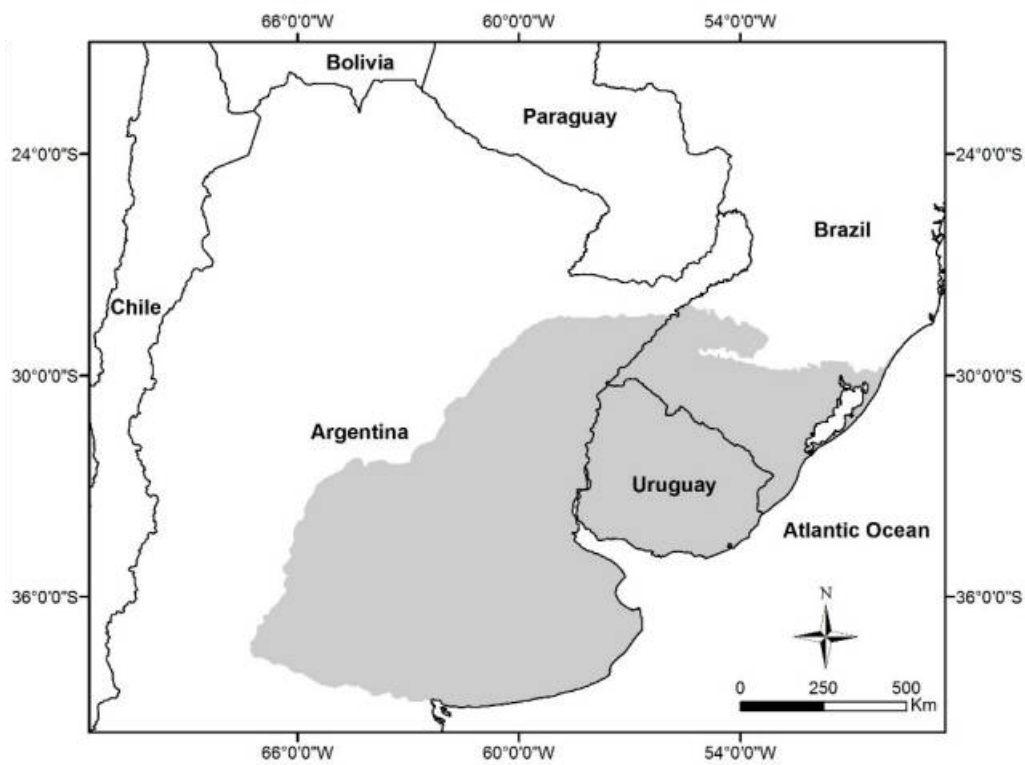
Wilson (2002), estimou o fechamento do balanço de energia através do método da covariância dos vórtices turbulentos em 22 sítios da rede FLUXNET e concluiu que os fluxos de H e LE são subestimados e/ou a energia disponível é superestimada, havendo um desequilíbrio médio em torno de 20 %.

Segundo Leuning et al. (2012), alguns dos fatores para não haver o fechamento do balanço de energia em superfície, são: falhas em satisfazer a hipótese fundamental do transporte unidimensional necessário para medir os fluxos de superfície em uma torre micrometeorológica e; erros nas medidas dos fluxos turbulentos, do saldo de radiação e do armazenamento de energia e biomassa abaixo da altura medida.

2.4 BIOMA PAMPA

O Bioma Pampa, campos do Sul ou campos Sulinos, está localizado no Sul do Brasil, parte da Argentina e todo território do Uruguai, ocupando uma área aproximada de 700 mil km² (Figura 2) (PARUELO et al., 2007). No Sul do Brasil, o bioma Pampa, ocupa uma área de aproximadamente 178 mil km² o equivalente a 63 % do território gaúcho e 2 % do território Nacional (IBAMA, 2011).

Figura 2 – Território do bioma Pampa.



Fonte: (SCOTTÁ; FONSECA, 2015).

O bioma Pampa vem sendo altamente degradado pela atividade agrícola e explorado para pecuária e plantio de eucalipto nos últimos anos (IBAMA, 2011). Em torno de 16 % das áreas de pastagens naturais foram transformadas entre os anos de 1986 e 2002, correspondendo a uma taxa anual de 1000 km² (CORDEIRO; HASENACK, 2009; ANDRADE et al., 2015). O bioma pampa caracteriza-se por um conjunto vegetal campestre relativamente uniforme sobre relevo de planícies onde predomina a cobertura vegetal de campo nativo, havendo a presença de matas ciliares, matas de encosta, matas de pau-ferro, formações arbustivas, butiazais, banhados, afloramentos rochosos entre outros. Estimativas indicam valores em torno de 2200 espécies de plantas, com mais de 450 espécies de gramíneas (campim-forquilha, grama-tapete, flechilhas, barbas-de-bode, cabelos-de-porco, dentre outras). Nas áreas de campo natural, também se destacam as espécies de leguminosas. Nas áreas de afloramentos rochosos podem ser encontradas

muitas espécies de cactáceas (IBAMA, 2011). O clima do bioma Pampa subtropical e temperado, com verões quentes e temperaturas máximas superiores a 25 °C e invernos frios e temperaturas mínimas inferiores a 10 °C. Possui vegetação de pastagens naturais com predomínio de gramíneas que podem ser classificadas em quatro grupos (A, B, C e D), sendo as duas primeiras gramíneas pró-estratégias dos "estratos inferiores" e os grupos C e D espécies cespitosas do "estratos superiores" (BARBIERI et al., 2014).

2.5 MODELO *SIMPLE BIOSPHERE MODEL*

O modelo de superfície *Simple Biosphere Model* (SiB) foi desenvolvido por Sellers et al. (1986) para ser incorporado em modelos de circulação geral da atmosfera (GCM's, do inglês *General Circulation Models*) no intuito de fornecer as condições de contorno inferior da camada limite atmosférica como as transferências turbulentas de energia, massa e *momentum*.

O modelo SiB foi aprimorado por Sellers et al. (1996b), Sellers et al. (1996a), Randall et al. (1996); resultando na segunda versão do modelo (SiB2), consistindo dos seguintes aprimoramentos:

- Incorporação de um modelo de condutância estomática da folha para descrever as transferências simultâneas de CO₂ e vapor d'água, para dentro e para fora da folha, respectivamente;
- Descrição da fenologia da vegetação utilizando dados de satélite;
- Modificação do submodelo hidrológico para melhor descrever os fluxos e um cálculo mais confiável das trocas entre camadas dentro do perfil de solo;
- Incorporação de uma descrição do derretimento de neve;
- Substituição de duas por uma camada de vegetação;
- Redefinição de doze para nove tipos de cobertura vegetal.

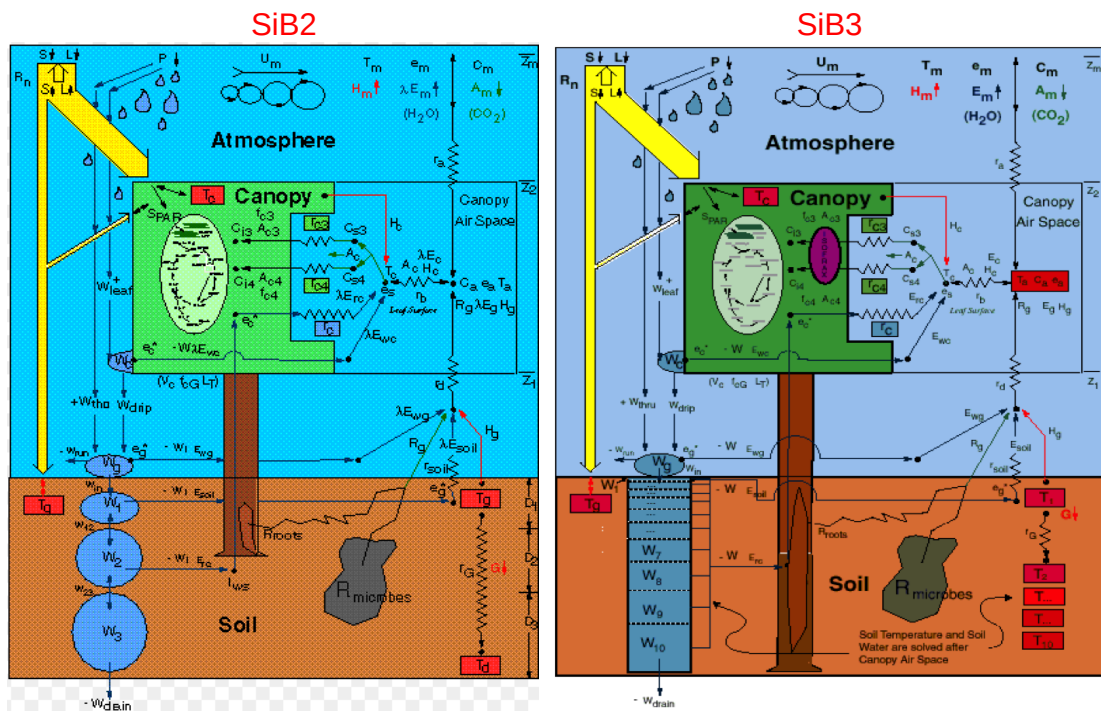
A segunda versão no modelo foi revisada e atualizada para a terceira versão (SiB3) (HANAN et al., 2005; BAKER et al., 2008), com as seguintes alterações:

- As três camadas originais do perfil de solo foram substituídas por dez ou doze (LIU, 2004). Com o aumento do número de camadas foi feita uma revisão da estrutura do solo;
- Distribuição de raízes em todas as camadas do solo, a qual, permite uma análise mais realista do transporte vertical de água no solo;
- A água disponível para as plantas substitui a água da zona de raízes para ser usada no cálculo do stresse hídrico;

- Introdução de prognósticos da temperatura, pressão de vapor, dióxido de carbono, fluxos de energia e água dentro do espaço de ar da vegetação;
- Estrutura de neve e um modelo de solo em multi-camadas baseado no modelo CLM (do inglês *Community Land Model*)

A Figura 3 apresenta o esquema de funcionamento dos dois modelos, é possível observar que as três camadas do solo do modelo SiB2 foram substituídas pelas dez camadas no modelo SiB3. Outra substituição importante da segunda para a terceira versão do modelo foi a extração de água pelas raízes, no modelo SiB2 a água era extraída apenas da segunda camada do solo, no modelo SiB3 a extração é possível nas dez camadas do solo.

Figura 3 – Esquema de funcionamento dos modelos SiB2 e SiB3.



Fonte: (BASC, 2018; Biocycle, 2018).

O modelo SiB está sendo constantemente atualizado com o objetivo de incorporar representações cada vez mais realistas dos ecossistemas e descrever de forma mais exata a dinâmica destes.

2.5.1 Estrutura do Modelo SiB

O modelo SiB possui o seguinte procedimento para o cálculo dos fluxos de energia, massa e *momentum* (SELLERS et al., 1996a).

- 1) Forçantes atmosféricas: Descrevem o estado da atmosfera do período de estudo e são necessárias para inicializar o modelo;
- 2) Parâmetros de caracterização da vegetação e do solo que podem ser variantes e invariantes no tempo;
- 3) Cálculo das variáveis prognósticas de temperatura da vegetação, da superfície do solo, e do solo profundo, da umidade em cada camada do solo e da condutância estomática das folhas;
- 4) Módulo aerodinâmico: Os valores do item a cima são primeiramente calculados para ajustar as propriedades aerodinâmicas;
- 5) Módulo de transferência radiativa: cálculo da absorção e reflexão da radiação pela vegetação e solo;
- 6) Módulo hidráulico: cálculo da fração de umidade da vegetação, do solo e no topo da camada do solo, resistência da superfície do solo e propriedades térmicas da vegetação e do solo;
- 7) Módulo de fotossíntese e condutância estomática: cálculo da condutância da folha e assimilação de carbono pelas plantas.

A partir dessa sequência, o SiB estima os fluxos de calor sensível (H), de calor latente (LE) e de CO_2 (NEE) entre outras variáveis.

2.5.1.1 Forçantes atmosféricas

As forçantes atmosféricas utilizadas para inicialização dos modelos SiB2 e SiB3 representam estado o da atmosfera referente ao período de estudo. Essas forçantes podem ser oriundas de observação, a partir de sensores de medição e oriundas de reanálise, que é a combinação de um sistema de assimilação de dados com um modelo global (MIERES, 2012). Nesse trabalho, as variáveis atmosféricas (Tabela 1) são procedentes de sensores de mediação fixados na área de estudo.

Tabela 1 – Variáveis atmosféricas utilizadas como forçantes dos modelos SiB2 e SiB3.

Símbolo	Definição	Unidade
T	Temperatura do ar	°C
RH	Umidade relativa do ar	%
U_e †	Umidade específica	kg kg ⁻¹
PV †	Pressão de vapor	hPa
V	Velocidade média do vento	m s ⁻¹
P	Pressão atmosférica	hPa
CCO ₂ †	Concentração de CO ₂	ppm
K↓	Radiação de onda curta incidente	W m ⁻²
L↓	Radiação de onda longa incidente	W m ⁻²
Pr	Precipitação	mm

entrada do SiB2 †; entrada do SiB3 †

Fonte: Autora.

2.5.1.2 Parâmetros de solo e vegetação

Os parâmetros que caracterizam o tipo de solo e vegetação são divididos em: propriedades morfológicas e óticas do solo e da vegetação, propriedades fisiológicas da vegetação e propriedades físicas do solo. A versão atualizada do modelo SiB possui nove tipos de cobertura vegetal conforme a Tabela 2.

Tabela 2 – Esquema de classificação da vegetação utilizado nos modelos SiB2 e SiB3.

Tipo	Nome	Exemplo
1	Árvores com folhas largas e verdes	Floresta Amazônica
2	Árvores com folhas largas e decíduas	Floresta de Plátanos
3	Árvores com folhas largas e aciculifoliadas	Floresta de Araucárias
4	Árvores de folhas aciculifoliadas e verdes	Floresta de Pinus
5	Árvores de folhas aciculifoliadas decíduas	Floresta de Ciprestes
6	Vegetação baixa/C4 pastagem	Campos
7	Arbustos com folhas largas e solo descoberto	Cerrado
8	Árvores baixas e arbustos	Caatinga
9	Agricultura/C3 pastagem	Plantação de soja

Fonte: Adaptação de Sellers et al. (1996a).

Os nove tipos de cobertura vegetal são representados por combinações de parâmetros que caracterizam estas vegetações. A Tabela 3 apresenta estes parâmetros da vegetação e também os parâmetros característicos de cada tipo de solo dos modelos SiB2 e SiB3. Esses parâmetros necessitam serem calibrados para a área de estudo, ou seja, ajustados para se ter maior acurácia em relação aos dados observados. Este procedimento é realizado pois as equações que representam os processos físicos nos modelos e utilizam estes parâmetros nas suas formulações foram obtidas para áreas específicas.

Tabela 3 – Parâmetros que caracterizam o solo e a vegetação.

Símbolo	Definição	Unidade
Propriedades morfológicas		
z_2	Altura do topo da vegetação	m
z_1	Altura da base da vegetação	m
V_c	Fração de cobertura vegetal	m
χ_L	Fator de distribuição angular da folha	-
ϕ_s	Inclinação média topográfica	radianos
$root_d$	Profundidade das raízes	m
z_{0d}	Comprimento de rugosidade	m
dp_0	Deslocamento de plano zero	m
IAF	Índice de área foliar	-
N	Fração verde da vegetação	-
cc_1	Coefficiente da resistência r_b	$(s\ m^{-1})^{1/2}$
cc_2	Coefficiente da resistência r_d	-
Propriedades óticas		
$\sigma_{\Lambda,a}^\dagger$	Transmitância da folha	-
$\alpha_{\Lambda,a}^\dagger$	Refletância da folha	-
β_Λ^\dagger	Refletância do solo	-
Propriedades fisiológicas		
V_{max0}	Capacidade máxima rubisco	$mol\ m^{-2}s^{-1}$
ϵ	Eficiência quântica intrínseca	$mol\ mol^{-1}$
b	Condutância estomática mínima	$mol\ m^{-2}s^{-1}$
m	Fator de inclinação estomática	-
f_d	Coefficiente de respiração foliar	-
Q_{10}	Coefficiente de temperatura Q_{10}	-
ψ_c	Potencial de inibição de água na folha	m
s_1	Fator de stress de alta temperatura, fotossíntese	K^{-1}
s_2	Fator de stress de alta temperatura, fotossíntese	K
s_3	Fator de stress de baixa temperatura, fotossíntese	K^{-1}
s_4	Fator de stress de alta temperatura, fotossíntese	K
$G_{\mu d\mu}$	Projeção relativa de área da folha na direção μ m	$mol\ m^{-2}s^{-1}$
a_θ	coeficiente de acoplamento w_C, w_E, w_S	-
b_θ	coeficiente de acoplamento w_C, w_E	-
Propriedades físicas do solo		
B	Parâmetro de umidade do solo	-
ϕ	Potencial de saturação de água no solo	m
K_s	Condutividade hidráulica de saturação	$m\ s^{-1}$
θ	Porosidade do solo	$m^3\ m^{-3}$
F_{areia}	Fração de areia	%
F_{argila}	Fração de argila	%

† Λ = visível (1), infravermelho (2); a = vivo (1), morto (2)

Fonte: Adaptação de Sellers et al. (1996b).

2.5.1.3 Variáveis prognósticas e suas equações de governo

O modelo SiB2 possui onze variáveis prognósticas do estado físico: Temperatura da vegetação (T_c), temperatura da superfície do solo (T_g), temperatura do solo profundo (T_d); interceptação da água pela vegetação (M_{cw}) e pela superfície do solo (M_{gw}), interceptação de neve pela vegetação (M_{cs}) e pela superfície do solo (M_{gs}); grau de saturação para cada uma das três camadas do solo (W_1 , W_2 e W_3) do modelo SiB2; e condutância da vegetação (g_s). Devido o modelo SiB3 possuir dez camadas de perfis do solo e a fração de raízes estar presente em todas, as três variáveis prognósticas do grau de saturação foram substituídas por uma única variável do conteúdo de água líquida no solo $w_{liq(i)}$, calculada para as i 's camadas.

- Temperatura da vegetação:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - LE_c - \xi_{cs}, \quad (2.10)$$

- Temperatura da superfície do solo:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - LE_g - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) - \xi_{gs}, \quad (2.11)$$

- Temperatura do solo profundo:

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{1}{2(365\pi)^{1/2}} (Rn_g - H_g - LE_g), \quad (2.12)$$

onde, T_c , T_g e T_d são as temperaturas (K); C_c , C_g e C_d são as capacidades caloríficas efetivas ($J m^{-2} K^{-1}$); Rn_c , Rn_g , Rn_d são os saldos de radiação ($W m^{-2}$); H_c , H_g são os fluxos de calor sensível ($W m^{-2}$); LE_c , LE_g são as evapotranspirações ($kg m^{-2} s^{-1}$); τ_d é o comprimento do dia (s); e ξ_{cs} e ξ_{gs} são as energias de transferências devido às trocas de fases em M_c e M_g ($W m^{-2}$), respectivamente. O sub índice "c" refere-se à vegetação, o "g" à superfície do solo e o "d" ao solo profundo.

- Interceptação de água/neve pela vegetação:

$$\frac{\partial M_{cw,s}}{\partial t} = P - D_d - D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w}, \quad (2.13)$$

- Interceptação de água/neve pela superfície do solo:

$$\frac{\partial M_{gw,s}}{\partial t} = D_d + D_c - \frac{E_{ci}}{\rho_w}, \quad (2.14)$$

onde, $M_{cw,s}$ e $M_{gw,s}$ são os armazenamentos de água/neve (m); P é a taxa de precipitação a cima da vegetação ($m s^{-1}$); D_d é a taxa de precipitação de "queda" na vegetação ($m s^{-1}$);

D_c é a taxa de drenagem na vegetação ($m s^{-1}$); E_{ci} e E_{gi} são as taxas evaporativas da água armazenada na vegetação ($kg m^{-2} s^{-1}$); e ρ_w é a densidade da água ($kg m^{-3}$). O sub índice "s" refere-se à neve.

- Taxa de umidade em cada camada do solo:

SiB2:

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_{w1} - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} E_{gs} \right] \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{1}{\rho_w} E_{ct} \right] \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3] \quad (2.17)$$

onde, $W_i (= \frac{\theta_i}{\theta_s})$ é o grau de saturação; θ_i e θ_s são a umidade volumétrica e a porosidade, respectivamente ($m^3 m^{-3}$); D_i é a espessura da camada (m); $Q_{i,i+1}$ é o fluxo entre a camada i e $i+1$ (m^{-1}); Q_3 é a drenagem gravitacional (m^{-1}); P_{w1} é a infiltração da precipitação (m^{-1}); o índice i indica as três camadas de solo $i = 1, 2, 3$ no modelo SiB2.

SiB3:

$$\frac{\partial w_{liq(i)}}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - (f_r L E_{ct}) \quad (2.18)$$

onde, $w_{liq(i)}$ é a de massa de água no solo por unidade de área ($kg m^{-2}$ ou mm), q é o fluxo de água ($kg m^{-2} s^{-1}$) integrado para cada camada "i's" com profundidade "z" (m), f_r é a fração de raízes em cada camada e $L E_{ct}$ é a transpiração das raízes (seção 2.5.1.7). o índice i equivale as dez camadas de solo no modelo SiB3 (MEDINA et al., 2014)

- Condutância da vegetação:

$$\frac{\partial g_c}{\partial t} = -k_g (g_c - g_{cinf}) \quad (2.19)$$

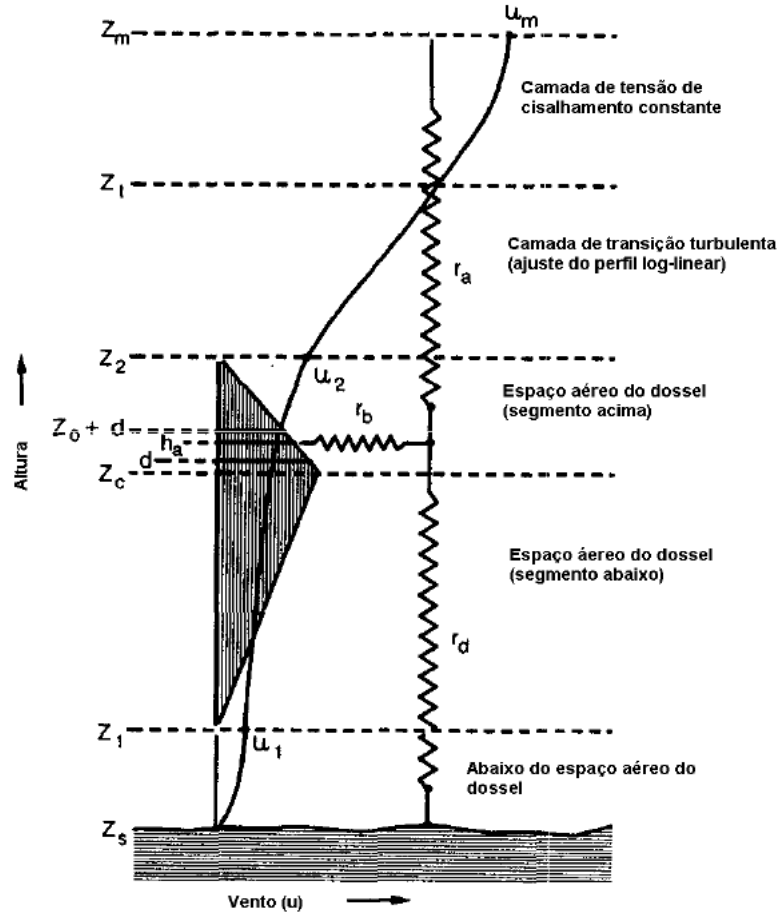
onde, g_c é a condutância da vegetação (m^{-1}); k_g é a constante de tempo (s^{-1}); g_{cinf} é a estimativa de g_c em $t \rightarrow \infty$ (s^{-1});

2.5.1.4 Módulo aerodinâmico

Os processos de transferências turbulentas de energia, *momentum* e gases são descritos no modelo SiB via resistências aerodinâmicas r_b , r_d e r_a . A Figura 4 apresenta os diferentes regimes de transferência turbulenta dos fluxos ao sair do solo, atravessar o dossel e chegar à uma altura específica (z_t). Na altura z_t e a cima desta, bem como a baixo do dossel, o perfil do vento é logarítmico, enquanto que, dentro do dossel o perfil do vento é linear. A densidade de área foliar aumenta linearmente da altura da base da vegetação (z_1) até a altura de inflexão z_c e diminui

linearmente a partir desta até a altura do topo da vegetação z_1 . Esse perfil resulta em um esquema triangular da densidade de área foliar, a qual, é estimada a partir do índice de área foliar.

Figura 4 – Representação do esquema de transferência turbulenta no modelo SiB.



Fonte: Llopart (2009), adaptação de Sellers et al. (1996a).

A resistência da camada limite da vegetação (r_b) (s m^{-1}), é expressa pela seguinte equação:

$$r_b = \frac{cc_1}{(u_2)^{1/2}} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{L_d(u)^{1/2}}{p_s 90(l_w)^{1/2}} dz \quad (2.20)$$

onde, cc_1 é o coeficiente da resistência r_b (m s^{-1})^{-1/2}, u_2 é a velocidade do vento na altura z_2 (m s^{-1}), l_w é a largura da folha (m) e p_s é o fator de sombra da folha.

A resistência do solo até o espaço aéreo da vegetação (r_d) (s m^{-1}), é dada por:

$$r_d = \frac{cc_2}{u_2} = \int_{z_s}^{h_a} \frac{1}{K_s} dz \quad (2.21)$$

onde, cc_2 é o coeficiente da resistência r_d , K_s é o coeficiente de transferência de energia e vapor d'água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

A resistência aerodinâmica (r_a) da atmosfera até a altura de referência ($s\ m^{-1}$), é dada por:

$$r_a = \frac{cc_3}{u_m} = \int_{z_m}^{h_a} \frac{1}{K_s} dz \quad (2.22)$$

onde, cc_3 é o coeficiente da resistência r_a e z_m a altura de referência.

2.5.1.5 Módulo de transferência radiativa

A interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação pelas plantas e/ou solo são representadas no modelo SiB através da aproximação *two-stream* (SELLERS et al., 1986), a qual, é uma aproximação simplificada das equações da transferência radiativa. Nessa aproximação, a radiação se propaga em duas direções discretizadas. Essas equações dependem de parâmetros que são funções das propriedades geométricas e óticas da vegetação. A radiação incidente é particionada em: absorvida pela vegetação (sub índice c), no comprimento de onda do visível (difusa ou direta) ou infravermelho (difusa ou direta) e térmico (somente difusa); e absorvida pelo solo (sub índice g), no comprimento de onda do visível (difusa ou direta) ou infravermelho (difusa ou direta) e térmico (somente difusa). Esse somatório resulta em cinco equações para vegetação e cinco equações para o solo, conforme descrito em Sellers et al. (1996b):

- Vegetação:

$$F_{\Lambda,\mu(c)} = V_c [1 - I \uparrow_c - I \downarrow_g (1 - \alpha_{\Lambda,d}) - \exp^{-KIAF/V} (1 - \alpha_{s,\Lambda,b})] F_{\Lambda,\mu(0)} \quad (2.23)$$

$$F_{T,d(c)} = F_{T,d(0)} V_c \delta_T - 2\sigma_s T_c^4 V_c \delta_T + \sigma_s T_g^4 V_c \delta_T \quad (2.24)$$

- Solo:

$$F_{\Lambda,\mu(g)} = [(1 - V_c)(1 - \alpha_{s,\Lambda,\mu}) + V_c [I \downarrow_g (1 - \alpha_{s,\Lambda,d}) + \exp^{-KIAF/V} (1 - \alpha_{s,\Lambda,b})]] F_{\Lambda,\mu(0)} \quad (2.25)$$

$$F_{T,d(g)} = F_{T,d(0)} (1 - V_c \delta_T) - \sigma_s T_c^4 V_c \delta_T + \sigma_s T_g^4 \quad (2.26)$$

onde, $F_{\Lambda,\mu(0)}$ é a radiação solar incidente com comprimento de onda Λ (V=visível ou N=infravermelho próximo) e direção μ (d=difusa ou b=direta) ($W\ m^{-2}$); $F_{\Lambda,\mu(g)}$ e $F_{\Lambda,\mu(c)}$ são a radiação absorvida pelo solo e pela vegetação, respectivamente ($W\ m^{-2}$); $I \downarrow_c$ e $I \downarrow_g$ são os fluxos de radiação difusa que deixa o topo da vegetação e a base, respectivamente ($W\ m^{-2}$); $\exp^{-KIAF/V}$ é o fluxo de radiação direta que penetra na vegetação ($W\ m^{-2}$) (=0, para fluxo de radiação difusa); $I A F$ é o índice de área foliar, V_c é a fração de cobertura vegetal e $\alpha_{s,\Lambda,\mu}$ é a refletância do solo; $F_{T,d(c)}$ é a radiação absorvida no termal ($W\ m^{-2}$); $F_{T,d(0)}$ é a radiação térmica no comprimento de

onda do infravermelho (TIR) (W m^{-2}); $V_c \delta_T$ é a fração do TIR absorvida pela vegetação; σ_s é a constante de Stefan- Boltzmann ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$); e T_c e T_g são as temperaturas da vegetação e do solo, respectivamente (K).

Dessa forma, o saldo de radiação é obtido da diferença das cinco equação da vegetação e do solo, calculadas a cima, dada pela seguinte relação:

$$Rn_c = \sum_{\substack{\Lambda=V,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(c)} \quad (2.27)$$

$$Rn_g = \sum_{\substack{\Lambda=V,N,T \\ \mu=b,d}} F_{\Lambda,\mu(g)} \quad (2.28)$$

2.5.1.6 Módulo hidráulico

O transporte vertical de água nas camadas de solo é governado pela infiltração, escoamento de superfície e sub-superfície, gradiente de difusão, gravidade, transpiração da vegetação através da extração de água pelas raízes e interações com a água do solo (OLESON et al., 2010). O modelo SiB estima o movimento vertical de água no solo (q) através da lei de Darcy:

$$q = -K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.29)$$

onde K é a condutividade hidráulica de saturação (mm s^{-1}) e representa a rapidez com que determinado líquido atravessa um meio, $\frac{\partial \psi}{\partial z}$ é o gradiente do potencial total da solução na direção vertical, o sinal negativo indica o sentido oposto de q e $K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$, (LIBARDI, 2005).

No modelo SiB2 e SiB3, a umidade do solo é estimada em uma operação simples através da qual, a água removida pelas raízes, infiltrada, escoada e deslocada no solo são aplicadas simultaneamente para determinar o conteúdo de umidade em cada camada do solo (BAKER et al., 2017). Dessa forma, o esquema hidrológico do modelo SiB3 consiste da interceptação da água pelo dossel, da superfície e das 10 camadas subsuperficiais do solo (HARPER et al., 2014). No modelo SiB2 o esquema hidrológico é discretizado em 3 camadas do solo.

O potencial de de água no solo (ψ) é modelado como uma curva potencial combinada com uma pequena seção parabólica perto da saturação para representar a entrada gradual de ar na infiltração (CLAPP; HORNBERGER, 1978), tal como:

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (2.30)$$

onde, W é o grau de saturação (θ_i/θ_s) e B é um coeficiente empírico baseado no tipo de solo.

2.5.1.7 Módulo de fotossíntese e condutância estomática

A assimilação de carbono pela vegetação (A_c) e a condutância estomática das folhas (g_s) são resolvidas analiticamente no modelo SiB2 através da Lei de Beer, pela absorção e interceptação da radiação fotossinteticamente ativa (PAR). Essas variáveis podem ser calculadas pelo parâmetro Π , expresso pela seguinte relação:

$$\Pi = \frac{V_c N (1 - \exp^{-\bar{k} I_{AF}/V_c})}{\bar{k}} \quad (2.31)$$

$$\Pi \approx \frac{FPAR}{\bar{k}} \quad (2.32)$$

onde $FPAR$ é a fração da PAR absorvida pela vegetação e \bar{k} é coeficiente médio de extinção do PAR. Dessa forma, a assimilação de CO_2 ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) estimada pelo modelo SiB, é dada por:

$$A_c = A_{n0} \Pi B_5 \quad (2.33)$$

$$A_c = f(w_C, w_E, w_S) - R_a \quad (2.34)$$

onde, w_C , w_E , w_S são funções limitantes, as quais, descrevem as taxas de assimilação limitadas pelo sistema de enzima fotossintético da planta, definidas como, eficiência da enzima fotossintética Rubisco, quantidade de PAR capturada pela clorofila e capacidade da folha exportar os produtos da fotossíntese, respectivamente (LLOPART, 2009); R_a é a taxa de respiração da folha ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$); A_{n0} é o saldo de assimilação para o topo das folhas verdes ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$); e B_5 é um parâmetro empírico. w_C , w_E , w_S e R_a são tais que:

$$w_C = V_{m0} \Pi B_1 \quad (2.35)$$

$$w_E = F_{\pi 0} \Pi B_2 \quad (2.36)$$

$$w_S = V_{m0} \Pi B_3 \quad (2.37)$$

$$R_a = V_{m0} \Pi B_4 \quad (2.38)$$

onde, B_1 , B_2 , B_3 e B_4 são parâmetros empíricos (SELLERS et al., 1996b); e $F_{\pi 0}$ é o fluxo PAR no topo da vegetação (W m^{-2}).

A condutância estomática da folha é dada por:

$$g_c = m \frac{A_n}{c_s} h_s P + b \quad (2.39)$$

onde, m é o coeficiente de absorção, c_s é a pressão parcial de CO_2 da folha (Pa), P é a pressão atmosférica (Pa), h_s é a umidade relativa da folha e b é o coeficiente de absorção ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

Os processos fisiológicos que determinam A_c e g_c não possuem uma resposta instantânea para as perturbações nas variáveis que os dirigem. O tempo de resposta para a estabilidade da fotossíntese é geralmente um minuto, enquanto que, para a condutância estomática são vários minutos (SELLERS et al., 1996b). Devido a isso, foi proposta uma solução no espaço de tempo, dado pela equação prognóstica 2.19, que tem como solução:

$$g_c = \exp^{-k_g t} g_{c0} + (1 - \exp^{-k_g t}) g_{c\infty} \quad (2.40)$$

$$g_{c\infty} = g_c; \quad \text{para } t \rightarrow \infty \quad (2.41)$$

$$g_{c0} = g_c; \quad \text{para } t = 0 \quad (2.42)$$

onde, k_g é a constante de tempo para a resposta estomática e vale $0,00113 \text{ s}^{-1}$ e t é o tempo (s).

Dessa forma, a variação de g_c no espaço de tempo é tal que:

$$\Delta g_c = g_c - g_0 = (1 - \exp^{-k_g \Delta t})(g_{c\infty} - g_{c0}) \quad (2.43)$$

2.5.1.8 Estimativa do Fluxos

O H , LE e NEE são estimados nos modelos SiB2 e SiB3 de forma análoga a lei de Ohm, através da seguinte equação:

$$\text{Fluxo} = \frac{\text{Diferença de Potencial}}{\text{resistência}} \quad (2.44)$$

Para os fluxos de H , LE e NEE as diferenças de potencial são representadas pelas diferenças de temperatura, pressão de vapor e pressão parcial de CO_2 , respectivamente. Os fluxos são calculados como segue.

- Fluxo de calor sensível

O H é particionado em fluxo de calor sensível que atravessa a superfície do solo (H_g) e o fluxo de calor sensível que atravessa a vegetação (H_c), podendo ser expresso da seguinte forma:

$$H = H_g + H_c \quad (2.45)$$

$$H_g = \frac{(T_g - T)\rho c_p}{r_d} \quad (2.46)$$

$$H_c = \frac{(T_c - T)\rho c_p}{r_b} \quad (2.47)$$

onde, ρ é a densidade do ar (kg m^{-3}), c_p é o calor específico ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), r_d é a resistência entre o solo e o espaço aéreo da vegetação (CAS, do inglês *Canopy air space*) (s m^{-1}) e r_b é a resistência de massa da vegetação (s m^{-1}).

- Fluxo de calor latente

O LE é particionado em evaporação de água interceptada pela vegetação (E_{ci}), transpiração da água extraída pelo sistema de raízes E_{ct} , evaporação da água da superfície do solo (E_{gi}) e evaporação da umidade dentro da camada do topo do solo (E_{gs}). Dessa forma, o LE pode ser escrito como:

$$LE = LE_{ci} + LE_{ct} + LE_{gi} + LE_{gs} \quad (2.48)$$

$$LE_{ci} = \frac{(e * (T_c) - e_a)\rho c_p W_c}{\gamma(2r_b)} \quad (2.49)$$

$$LE_{ct} = \frac{(e * (T_c) - e_a)\rho c_p(1 - W_c)}{\gamma(r_c + 2r_b)} \quad (2.50)$$

$$LE_{gi} = \frac{(e * (T_g) - e_a)\rho c_p W_g}{\gamma(r_d)} \quad (2.51)$$

$$LE_{gs} = \frac{(h_{solo}e * (T_g) - e_a)\rho c_p(1 - W_g)}{\gamma(r_{solo} + 2r_d)} \quad (2.52)$$

onde, e_a é a pressão de vapor no CAS (Pa), γ é a constante psicrométrica (Pa K^{-1}), r_c é a resistência estomática da folha (s m^{-1}), r_{solo} é a resistência do solo nu, h_{solo} é a umidade relativa dentro do espaço poroso do solo, $e * (T_c)$ é a pressão de vapor de saturação à temperatura T (Pa), W_c e W_g são as frações de cobertura de umidade da vegetação e do solo, respectivamente.

- Fluxo de CO_2

O NEE é particionado em absorção de CO_2 pela vegetação (A_c ou GPP) e emissão de CO_2 pela respiração autotrófica (R_a) e pela respiração heterotrófica (R_{solo}) conforme descrito na seção 3.4, Equação 2.6. Dessa forma, o NEE é calculado no modelo SiB através da seguinte equação:

$$NEE = GPP - R_a - R_{solo} \quad (2.53)$$

$$GPP - R_a = \frac{(c_a - c_l)}{P(1, 6r_c + 2, 8r_b)} \quad (2.54)$$

$$R_{solo} = \frac{(c_{solo} - c_a)}{P1,4r_d} \quad (2.55)$$

onde, c_a , c_l e c_{solo} são as pressões parciais de CO₂ no CAS, na parte interna da folha e na superfície do solo, respectivamente (Pa) e P é a pressão atmosférica (Pa).

3 METODOLOGIA

3.1 SÍTIO EXPERIMENTAL

O sítio experimental está localizado no município de Santa Maria na região fisiográfica denominada Depressão Central do Rio Grande do Sul (Figura 5) nas coordenadas geográficas de 29°43'27,5"S e 53°45'36,1"W à 88 m de altitude. O tipo de solo encontrado no município é Argissolo Vermelho e Vermelho - Amarelo. A área possui 24 ha e pertence ao Departamento de Zootecnia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM). Neste local, uma torre micrometeorológica está instalada em meio a vegetação do bioma Pampa e pertence ao laboratório de micrometeorológica da UFSM (L μ met)

Figura 5 – Sítio Experimental localizado no município de Santa Maria no estado do Rio Grande do Sul - Brasil.



Fonte: (IBGE, 2017; Google Maps, 2017).

3.1.1 Instrumentação

A instrumentação foi fixada em uma torre metálica de 30m de altura, com início das operações dia 20 de novembro de 2013 e sistema de energia movido à luz solar. São efetuadas medidas contínuas, em alta (10 Hz) e baixa (1 min) frequências de variáveis meteorológicas, utilizadas como forçantes de inicialização dos modelos e variáveis micrometeorológicas, utilizadas para o cálculo dos fluxos observados de calor sensível, latente e CO₂. Na Tabela 4 estão descritos os sensores utilizados para as medidas das variáveis.

Tabela 4 – Variáveis medidas na torre micrometeorológica de Santa Maria, unidade da medida, sensor de medição, altura do sensor e período de permanência.

Variável medida	Unidade	Sensor	Altura do sensor	Período do sensor
Concentração de CO ₂	m mol m ⁻³	LI7200/LI-COR	3 m	20/11/13-15/12/14
		LI7500A/LI-COR		15/12-14-11/12/15
		IRGASON/CS		11/12-15-31/12/16
Concentração de H ₂ O	m mol m ⁻³	LI7200/LI-COR	3 m	20/11/13-15/12/14
		LI7500A/LI-COR		15/12/14-11/12/15
		IRGASON/CS		11/12/15-31/12/16
Temperatura virtual	° C	Wind Master Pro/GI	3 m	20/11/13-11/12/15
		IRGASON/CS		11/12/15-31/12/16
Componentes do vento	m s ⁻¹	Wind Master Pro/GI	3 m	20/11/13-11/12/15
		IRGASON/CS		11/12/15-31/12/16
Pressão atmosférica	mb	LI7200/LI-COR	3 m	20/11/13-15/12/14
		LI7500A/LI-COR		15/12/14-11/12/15
		IRGASON/CS		11/12/15-31/12/16
Temperatura do ar	° C	HMP155/Vaisala	3 m	20/11/13-11/12/14
		CS215/CS		15/11/14-31/12/16
Umidade relativa	%	HMP155/Vaisala	3 m	20/11/13-11/12/14
		CS215/CS		15/11/14-31/12/16
Precipitação	mm	TR525USW/Vaisala	6 m	20/11/13-21/05/15
		T525MM/TE		21/05/15-31/12/16
Fluxo de calor no solo	W m ⁻²	HSP011/HF HFP01/HF	-0,05 m	20/11/13-17/06/16
Temperatura do solo	° C	T108/CS	-0,05 m	20/11/13-17/06/16
Umidade do solo	m ³ m ⁻³	ML2X/DT	-0,05 m	20/11/13-17/06/16
		CS616/CS		
Componentes da radiação solar	W m ⁻²	CNR4/KZ	3 m	20/11/13-31/12/16

CS - Campbell Scientific, GI - GILL Instruments, TE - Texas Eletronics, Inc., HF - Hukseflux, KZ - Kipp&Zonen e DT - Delta-T

Fonte: Autora.

3.1.2 Forçantes atmosféricas

Nesse trabalho, foram utilizados 3 anos (de 2014 à 2016) de dados atmosféricos e de solo do sítio experimental de Santa Maria (Figura 5). As variáveis atmosféricas utilizadas como forçantes de inicialização estão detalhadas na seção 2.5.1.1 (Tabela 1) e foram utilizadas em frequência de uma hora. A umidade específica do ar e a pressão de vapor d'água não são medidas diretamente pelos sensores da torre, porém, são calculadas a partir de variáveis medidas. A seguir, serão apresentados os cálculos de ambas variáveis.

- Umidade específica do ar

A umidade específica do ar (U_e) é definida como a massa de vapor d'água pela massa total de ar úmido (ROGERS, 1991), dada por:

$$U_e = \frac{0.622 \left[6,112 \exp \left(\frac{17,67T}{T+243,5} \right) \right]}{P - \left[6,112 \exp \left(\frac{17,67T}{T+243,5} \right) \right]} \quad (3.1)$$

onde, T é a temperatura do ar ($^{\circ}$) e P é a pressão atmosférica (hPa). A expressão entre colchetes é denominada pressão de vapor de saturação (PV_s) e também está contida na Equação 3.2 seguinte.

- Pressão de vapor d'água

A pressão de vapor d'água (PV) é definida como a pressão que o vapor exerce quando está em equilíbrio termodinâmico com a água líquida que lhe deu origem (ROGERS, 1991). A PV representa a taxa de evaporação da água líquida e pode ser estimada pela seguinte equação:

$$PV = \left[6,112 \exp \left(\frac{17,67T}{T+243,5} \right) \right] \left(\frac{RH}{100} \right) \quad (3.2)$$

onde, RH é a umidade relativa do ar (%).

Os dados experimentais possuem falhas, ou seja, períodos em que não há dados (a percentagem de falhas de cada variável está apresentada na seção seguinte 4.1 do Capítulo 4). Isso ocorre devido à quedas de energia, falhas no armazenamento dos dados, problemas técnicos entre outras intempéries. Para inicialização de ambos modelos, é necessário que todas as falhas nos dados de inicialização sejam preenchidas, para isso, foram utilizadas técnicas de preenchimentos de dados. Na sequência abaixo, estão os passos do preenchimento das falhas dos dados:

- 1) Interpolação linear quando a falha era de até 2 horas;
- 2) Preenchimento direto com dados obtidos de uma estação pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (INMET, 2015). Esta estação está, em linha reta, à 4 km da

torre micrometeorológica. O INMET não disponibiliza dados de concentração de CO_2 (CCO_2) e radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}), portanto, esse item não foi utilizado para o preenchimento destes;

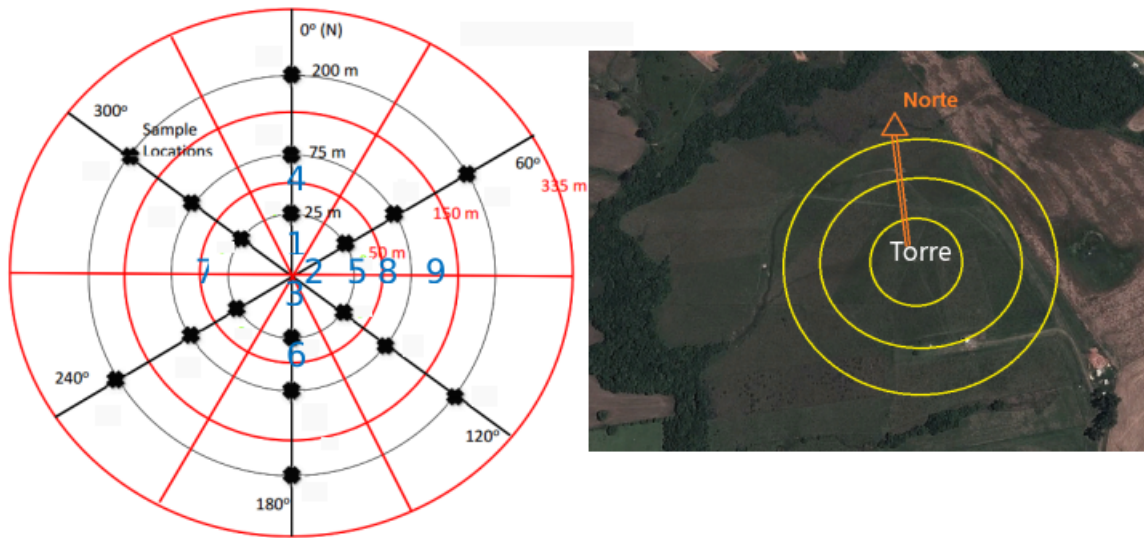
- 3) Preenchimento direto com dados de estações meteorológicas fixadas ao redor da torre micrometeorológica. Estas estações também não disponibilizam a CCO_2 e a L_{\downarrow} ;
- 4) Preenchimento com a média de todo período de observação para aquele horário específico. Neste item foram preenchidas a V e a CCO_2 , as outras variáveis haviam sido preenchidas nos itens anteriores, com exceção da L_{\downarrow} ;
- 5) A L_{\downarrow} foi preenchida utilizando a equação de Stefan Boltzmann;

A precipitação foi utilizada para todo período da estação do INMET, pois a cada ida na torre experimental, o sensor de precipitação (Tabela 4) estava em mau funcionamento devido a obstrução do medidor de chuva.

3.1.3 Parâmetros Físicos do solo experimentais

As propriedades físicas do solo, como condutividade hidráulica (K_s), porosidade (θ) e frações de argila (F_{argila}) e areia (F_{areia}), são utilizados para inicialização dos modelos SiB2 e SiB3. Essas propriedades do solo experimentais foram obtidas pelo laboratório de física do solo da Universidade Federal de Santa Maria e as amostras para análise foram coletas em torno da torre micrometeorológica. A Figura 6 apresenta a distribuição das linhas circulares, delimitadas para precisão da coleta das amostras de solo ao redor da torre micrometeorológica, em diferentes profundidades (5, 10, 25, 45, 75, 100, 110, 125, 145 e 175 cm). Após a análise laboratorial de cada ponto a cada profundidade, foi feita uma média de todos os pontos para representar um único ponto central. Aqui estão apresentados apenas os parâmetros que foram utilizados nesse estudo. Os procedimentos realizados para estimativa desses parâmetros foram os métodos da mesa de tensão, da câmara de Richards, do psicrômetro (WP4) e do permeâmetro de carga constante.

Figura 6 – Área ao redor da torre micrometeorológica de Santa Maria, a qual, foram coletadas as amostras de solo para análise.



Fonte: Autora.

A Tabela 5 apresenta os dados das propriedades físicas do solo obtidas experimentalmente. O modelo SiB2 possui três entradas de K_s e de θ , portanto foi utilizado o valor dessas variáveis correspondentes a cada profundidade do solo (0,05 m, 0,45 m e 1,45 m). No SiB2 esses valores são mantidos constantes para todo período e as frações de argila e areia não são consideradas. O modelo SiB3 possui apenas uma entrada de K_s , de θ , de F_{argila} e de F_{areia} , portanto, foi feita a média de todas as profundidades. No modelo SiB3 K_s , θ , F_{argila} e F_{areia} são estimados através de equações parametrizadas, então, diferentemente do SiB2, o SiB3 estima esses valores para cada profundidade e horário.

Tabela 5 – Parâmetros físicos do solo obtidos experimentalmente e utilizados como entrada dos modelos SiB2 e SiB3.

Profundidade (m)	K_s ($m\ s^{-1}$)	θ ($m^3\ m^{-3}$)	F_{areia} (%)	F_{argila} (%)
SiB2				
0,05	$1,54 \times 10^{-05}$	0,36	-	-
0,45	$5,58 \times 10^{-06}$	0,37	-	-
1,5	$2,39 \times 10^{-05}$	0,42	-	-
SiB3				
-	$1,23 \times 10^{-05}$	0,38	29,45	29,19

Fonte: Autora.

Por consequência dos valores terem sido obtidos a partir de médias de diferentes pontos e

profundidades ao redor da torre, a calibração dessas variáveis mostrou-se necessária em face da sensibilidade do modelo.

3.2 ANÁLISE ESTATÍSTICA

Moriasi et al. (2007) analisaram diversas técnicas para avaliação da acurácia na calibração e validação de modelos hidrológicos e classificaram a avaliação de cada estatística. Estes autores, recomendaram três métodos para avaliação quantitativa de modelos baseado nas suas análises, são eles: Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), percentagem da tendência (Pbias) e a relação entre a raiz do erro quadrático médio (RMSE) e o desvio padrão (RSR). McCuen, Knight e Cutter (2006), interpretaram os valores de NSE e identificaram os fatores que influenciavam os resultados a partir deste. Esses mesmos autores identificaram o NSE como uma estatística confiável de ajuste quando devidamente interpretado e apresentaram diversos estudos com este coeficiente, mostrando a ampla utilização deste para análise de modelos. Mieres (2012), utilizou o NSE para avaliação da calibração do modelo SiB2 em módulos sequencias, o mesmo utilizado nesse estudo.

Com base nesses estudos, optou-se por utilizar o NSE para avaliação da calibração dos parâmetros de solo e vegetação nos modelos SiB2 e SiB3. A validação dos modelos foi realizada analisando, além do NSE, outros coeficientes, como RMSE, RSR e Pbias. A “escolha” da equação da respiração do solo que melhor represente a respiração do solo observada foi realizada através da RMSE. A seguir serão apresentados todos os coeficientes estatísticos utilizados nesse trabalho.

- Eficiência de *Nash-Sutcliffe* (NSE)

O NSE determina a magnitude relativa da variância residual comparado com a variância das medidas observadas, dado pela seguinte equação:

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{simu})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - \overline{Y^{obs}})^2} \right] \quad (3.3)$$

onde, Y_i^{obs} são os i 's valores observados, Y_i^{simu} são os i 's valores simulados e $\overline{Y^{obs}}$ é a média de todo período dos dados observados. O coeficiente NSE varia de $-\infty$ até 1, este último compreende uma simulação ótima.

- Percentagem da tendência (Pbias)

O Pbias mede a tendência da média (desvio) dos dados simulados em relação aos observados, analisado em percentagem. Valores positivos de Pbias indicam subestimativa dos resultados modelados em relação aos observados, valores negativos indicam superestimativa dos

mesmos, $Pbias = 0$ a simulação é ótima (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1999). O $Pbias$ é dado pela seguinte equação:

$$Pbias = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{simu}) 100}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} \right] \quad (3.4)$$

- Raíz do erro quadrático médio (RMSE)

A RMSE indica a percentagem do erro na mesma unidade da medida analisada. Quanto menor o RMSE, ou seja, mais próximo a zero, melhores serão os resultados simulados em relação aos observados.

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{simu})^2} \quad (3.5)$$

- Relação entre o RMSE e o desvio padrão (RSR)

O RSR é a razão entre o RMSE e o desvio padrão dos dados observados. O melhor valor de RMSE é zero, portanto o melhor valor de RSR será zero. O RSR varia de 0 até 1, quanto mais próximo a zero, melhores os resultados e 1 equivale à uma baixa performance.

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{simu})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - \bar{Y})^2}} \quad (3.6)$$

- Coeficiente de correlação de Pearson (R)

O R mede o grau da correlação linear entre duas variáveis e varia de $-1 < R < 1$. Para $R=1$ e/ou $R=-1$ a correlação entre duas variáveis é perfeita, o sinal negativo indica que quando uma variável aumenta a outra diminui. Para $R=0$ as variáveis não dependem linearmente uma da outra. Valores entre $0,9 < R < 1$ a correlação é muito alta, entre $0,7 < R < 0,9$ possuem correlação alta, entre $0,5 < R < 0,7$ a correlação moderada, entre $0,3 < R < 0,5$ a correlação é baixa e $R < 0,3$ a correlação negligenciável (MUKAKA, 2012). O R é calculado da seguinte maneira:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right]}} \quad (3.7)$$

onde, X e Y são variáveis quaisquer que serão relacionadas.

Com base nos estudos de Moriasi et al. (2007), a performance de cada coeficiente está listado na Tabela 6. O RMSE não foi apresentado pois depende do desvio padrão dos dados observados. Segundo Singh et al. (2005), valores menores que a metade do desvio padrão são considerados baixos.

Tabela 6 – Performance dos coeficientes estatísticos NSE, RSR e Pbias.

Performance	NSE	RSR	Pbias
Muito boa	$0,75 < NSE \leq 1,0$	$0,0 \leq RSR \leq 0,50$	$< \pm 25$
Boa	$0,65 < NSE \leq 0,75$	$0,50 < RSR \leq 0,60$	$\pm 25 \leq Pbias < \pm 40$
Satisfatória	$0,50 < NSE \leq 0,65$	$0,60 < RSR \leq 0,70$	$\pm 40 \leq Pbias < \pm 70$
Insatisfatória	$NSE \leq 0,50$	$RSR > 0,70$	$Pbias \geq \pm 70$

Fonte: (Moriassi et al., 2007).

3.3 SPIN-UP

O spin-up é o tempo necessário para um modelo de superfície atingir o estado de equilíbrio após anomalias iniciais no teor de umidade do solo ou após algumas forçantes ambientais anormais (YANG et al., 1995). A inicialização inadequada de um modelo de superfície, pode trazer interpretações errôneas e ou tendências espúrias (RODELL et al., 2005). Portanto, uma inicialização adequada é fundamental para se obter resultados realistas. Segundo Rodell et al. (2005), o método mais comumente usado para realização do spin-up é a repetição de um único ano (*loops*) para vários anos. Esse procedimento é realizado até o modelo entrar em equilíbrio e foi o método utilizado nesse trabalho. Porém, esses autores também destacam a desvantagem dessa técnica quando aplicada a escala continental e global, nesses casos, anomalias regionais se acumulam e os resultados podem não ser verossímeis. Nesse estudo o spin-up dos modelos foi realizado da seguinte forma:

- Inicialização do grau de saturação do solo seco ($W = 0,20$), correspondendo ao mesmo valor para as três camadas do solo no modelo SiB2, o modelo SiB3 possui apenas um valor de inicialização da porosidade do solo (foi feito esse procedimento para as três inicializações);
- Inicialização do grau de saturação do solo intermediária ($W = 0,42$);
- Inicialização do grau de saturação do solo úmido ($W = 0,95$).

Após essas inicializações verificou-se a porcentagem de variação de um ano para o outro nos fluxos superficiais. O modelo entra em equilíbrio quando, à medida que as simulações progredirem, o W de cada rodada converge gradualmente para uma única solução (COSGROVE et al., 2003).

Nesse trabalho, o ano de referência para o spin-up foi o ano de 2014, correspondente ao mesmo ano da calibração. Esse ano foi repetido durante 30 anos e então, foi rodado o modelo para cada inicialização citada acima.

3.4 RESPIRAÇÃO HETEROTRÓFICA

O modelo SiB2 estima a R_{solo} e a R_a que somadas resultam na R_{eco} , como descrito na seção 2.5.1.8 (Capítulo 2). Foi introduzido no modelo SiB2 uma equação para representar a R_{solo} calibrada a partir de dados observados da área de estudo. Essa equação é obtida a partir de parametrizações que são resultantes do comportamento entre a R_{solo} e variáveis ambientais. Esse comportamento será, por exemplo, exponencial, linear, potencial, entre outros. Jia et al. (2006) apresentou diversas parametrizações de R_{solo} em relação as variáveis atmosféricas (T) e as variáveis de solo (T_d e θ_i) encontradas na literatura. Essas equações possuem coeficientes constantes que descrevem essas relações e devem ser calibrados a partir de dados observados dessas variáveis. No entanto, o sítio experimental deste trabalho não possui medidas de R_{solo} , sendo disponibilizada apenas a R_{eco} que pode ser considerada a partir dos dados de NEE noturno, pois durante esse período não há assimilação de CO_2 , havendo apenas a respiração do ecossistema. Portanto, essas constantes foram calibradas a partir da R_{eco} e não da R_{solo} . Porém, como no modelo SiB2 a R_a é praticamente desprezível, foi utilizada as equações calibradas para a R_{eco} na representação da R_{solo} no modelo SiB2. Com isso, a partir desse momento, assumi-se que as equações obtidas são para representar a R_{solo} .

As equações que representam a R_{solo} foram obtidas de Jia et al. (2006). A autora apresenta diversas equações representativas de diversos ecossistemas e todas as equações foram testadas, porém, aqui serão apresentadas apenas as equações coerentes com os dados observados de R_{eco} e são as seguintes:

- Exponencial - Vegetação de origem: floresta, pantanal, eucaliptos.

$$R_{solo} = ae^{bT_d} \quad (3.8)$$

- Arrhenius - Vegetação de origem: diferentes ecossistemas.

$$R_{solo} = ae^{\frac{-E_0}{T_d - T_0}} \quad (3.9)$$

- Linear - Vegetação de origem: floresta de pinus, arbustos e estepes.

$$R_{solo} = a + bT_d\theta_i \quad (3.10)$$

$$R_{solo} = a + bT_d + c\theta_i \quad (3.11)$$

$$R_{solo} = a + bT_d + c\theta_i + dT_d\theta_i \quad (3.12)$$

$$R_{solo} = a + bT\theta_i \quad (3.13)$$

onde, a , b , c e d são constantes calibradas para cada equação. E_0 e T_0 valem, 308,56 K e 227,13 K, respectivamente (LLOYD; TAYLOR, 1994).

Para a calibração das equações foram feitas regressões não lineares de um ano de dados observados noturnos de T_d , θ_i , T e NEE. As regressões não lineares foram feitas em janelas de uma semana, obtendo-se assim, um valor de a , b , c e d por semana para cada equação. Após, foi feita a média das constantes, a , b , c e d semanais para representar um único valor anual de cada equação. O modelo foi inicializado para cada equação de R_{solo} . Para comparação com o NEE noturno observado, foram somados a R_{solo} e a R_a , para representar a respiração do ecossistema. Por fim, foi comparado a observação (NEE noturno) e a modelagem da R_{eco} para estimar o coeficiente estatístico RMSE e então, obter a equação que melhor represente a área de estudo.

3.5 CALIBRAÇÃO

Os modelos SiB2 e SiB3 dividem cada tipo de vegetação, como descrito na seção 2.5.1.3, Capítulo 2 (Tabela 2). O bioma Pampa é representado predominantemente por vegetação de pastagem mais comumente conhecido como *grassland*, considerado nas classes de vegetação dos modelos como “vegetação baixa/C4 pastagem” (SELLERS et al., 1996a). Os parâmetros da literatura para este tipo de vegetação foram obtidos de Sellers et al. (1996b) e a fração verde (N) foi obtida do *Land Data Assimilation System* (LDAS, 2017). O IAF foi obtido do sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (MODIS, 2016) a bordo do satélite Terra. O sensor mede o IAF a cada 8 dias e possui uma resolução espacial de 1 Km em uma grade senoidal (LIANG et al., 2014). Por ter essa resolução, os dados de satélite podem cobrir áreas que não possuem o mesmo tipo de vegetação e que estão além da área da função *footprint* da torre de fluxo. Por este motivo, o IAF será calibrado nos modelos. Para simplificação, neste estudo o IAF, o N e os demais parâmetros da literatura (LI) serão chamados de parâmetros da LI.

A calibração dos modelos SiB2 e SiB3 foi realizada pelo método dos módulos sequenciais. Para a calibração foram utilizados os dados das variáveis atmosféricas referentes ao ano de 2014 do sítio experimental de Santa Maria. Os modelos seguem uma hierarquia na sequência dos cálculos para estimativa dos fluxos superficiais. Portanto, optou-se por seguir este método para análise da influência dos parâmetros do solo e da vegetação na estimativa dos fluxos. A sequência dos módulos e os parâmetros utilizados por eles são as seguintes:

- 1) Módulo aerodinâmico: Propriedades morfológicas da vegetação (Tabela 3), com exceção da fração verde da vegetação (N) que optou-se pela calibração no módulo de fotossíntese.
- 2) Módulo de transferência radiativa: Propriedades óticas da vegetação e do solo;
- 3) Módulo hidráulico: Propriedades físicas do solo;
- 4) Módulo de fotossíntese e condutância estomática: Propriedades fisiológicas da vegetação.

Todos os parâmetros dos modelos foram testados (teste de sensibilidade), os parâmetros que não constam na seção dos resultados foram mantidos com os valores encontrados na literatura para o tipo de vegetação da área de estudo.

As variações dos parâmetros na calibração foram em torno dos valores obtidos na literatura, esse critério foi realizado para não haver valores fisicamente não aceitáveis dos parâmetros calibrados. A otimização dos fluxos superficiais precisa estar em uma faixa coerente de valores dos parâmetros de solo e vegetação, pois, se esse preceito não for estabelecido as equações necessitam de parametrizações para área de estudo.

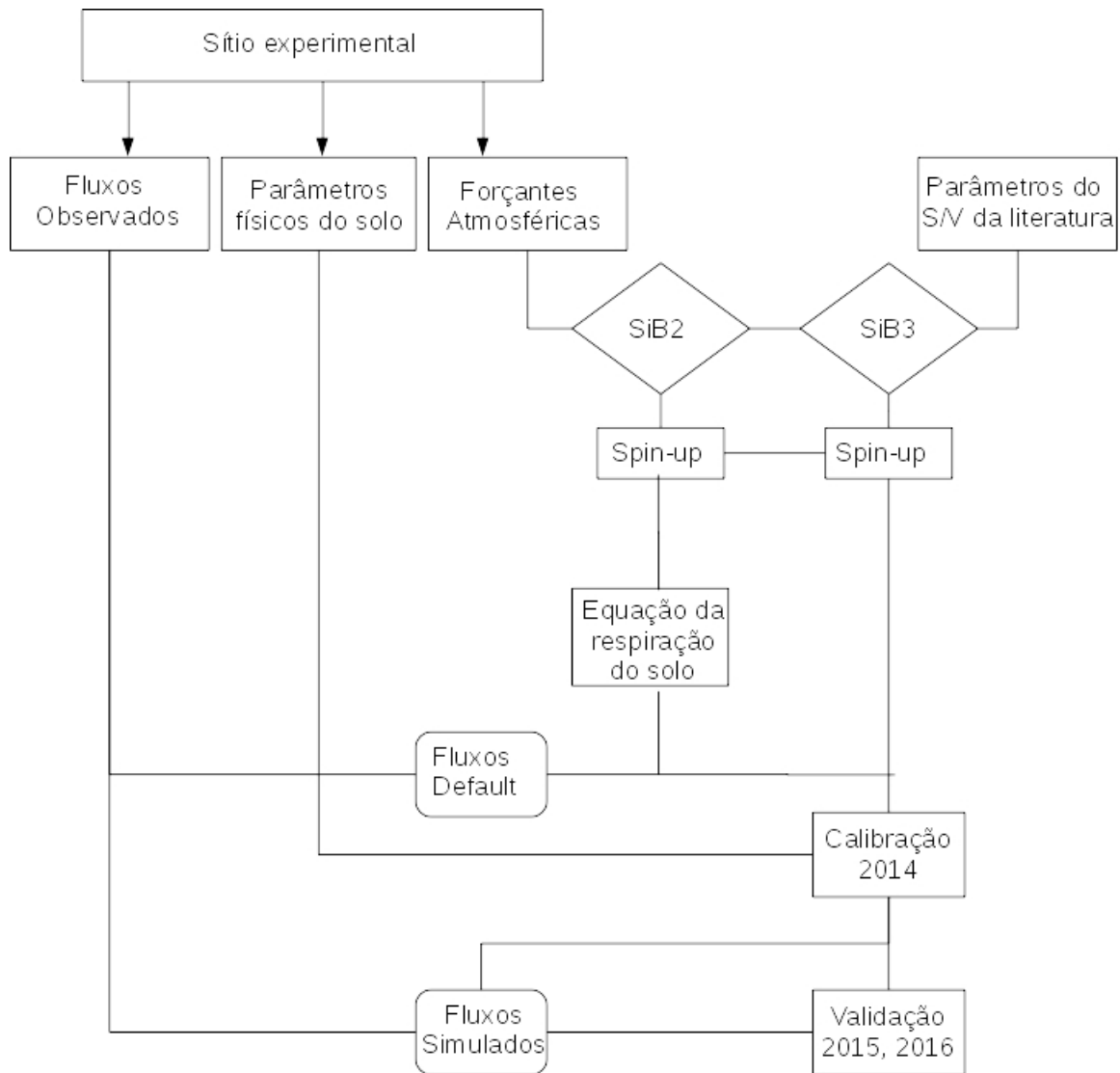
Os parâmetros físicos do solo obtidos experimentalmente foram calibrados juntamente com os outros parâmetros. Optou-se por este modo, em consequência dos parâmetros serem resultantes de médias de diversos pontos ao redor da torre micrometeorológica, o qual visou representar um ponto central. No modelo SiB3 θ , F_{areia} , F_{argila} e K_s são representados por um único valor, então foram feitas médias de todos valores para cada profundidade. No modelo SiB2, é um valor para cada uma das três profundidades, então foi usado o valor respectivo a profundidade experimental.

3.6 ESQUEMA METODOLÓGICO

A Figura 7 apresenta o fluxograma da metodologia seguida nesse estudo. Primeiramente, adquiriu-se do sítio experimental: os fluxos superficiais H, LE, G e NEE, as variáveis de solo T_d e θ_i , as forçantes atmosféricas (Tabela 1) e os parâmetros físicos do solo (Tabela 3). Após, os parâmetros de solo e vegetação que representam o bioma da área de estudo foram adquiridos da literatura. A partir das forçantes atmosféricas e dos parâmetros do bioma e do solo, os modelos SiB2 e SiB3 foram inicializados. O spin-up foi o primeiro procedimento realizado nos modelos, para se obter o equilíbrio destes. Na sequência, foi introduzida no modelo SiB2 a equação da respiração do solo calibrada com os dados experimentais para o ano de 2014. Por fim, os modelos foram calibrados para o ano de 2014 e validados para os anos de 2015 e 2016.

Apesar da realização da calibração do modelo SiB3, não foi alterado nenhuma equação no interior deste e foram utilizadas apenas as variáveis que já estavam na saída do modelo (não constando o fluxo de calor no solo). Essa circunstância ocorreu devido ao pouco tempo de uso do modelo SiB3, em vista à complexidade deste.

Figura 7 – Esquema da metodologia empregada nesse estudo. A sigla S/V expressa solo e vegetação.



Fonte: Autora.

4 RESULTADOS

4.1 VARIÁVEIS EXPERIMENTAIS

4.1.1 Forçantes Atmosféricas

As variáveis atmosféricas que representam o estado físico da atmosfera no período do experimento e são utilizadas como forçantes atmosféricas para inicialização dos modelos SiB2 e SiB3 foram descritas na seção 3.1.2 (Capítulo 3) e apresentadas na Tabela 7. As variáveis atmosféricas correspondentes aos três anos de estudo foram preenchidas com as técnicas utilizadas na seção 3.1.2 e estão apresentadas na Figura 8. A percentagem de falhas nos dados observados foi de 5,4 % para T, RH, K↓ e L↓, 19,8 % para CCO₂, 6,3 % para V e 51,4 % para P. A precipitação foi utilizada da estação do INMET para todo período (Figura 9). As variáveis U_e e PV foram calculadas a partir dos dados observados como descrito na seção 3.1.2 e estão apresentadas na Figura 10.

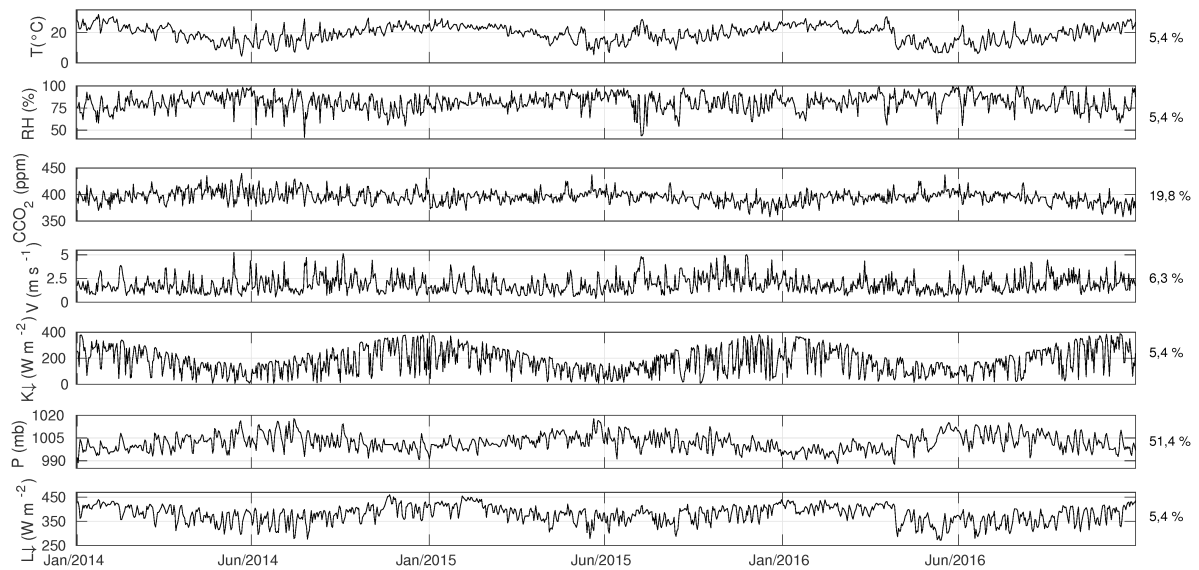
Tabela 7 – Variáveis atmosféricas de inicialização dos modelos SiB2 e SiB3. Média diária dos três anos, média diária do ano de 2014, 2015 e 2016 e valores máximos e mínimos dos três anos. T, RH, CO₂ V, K↓, P, Pr, L↓, U_e e PV.

Variável	Média do período	Média de 2014	Média de 2015	Média de 2016	Máximo do período	Mínimo do período
T	19,40	19,73	19,57	18,90	39,19	-1,31
RH	81,55	80,34	81,95	82,37	100	21,01
U _e	0,011	0,011	0,011	0,011	0,021	0,0031
PV	18,63	18,60	18,83	18,45	34,30	4,99
V	1,87	1,85	1,92	1,83	9,69	0 m s ⁻¹
P	1002,2	1002,0	1002,9	1001,7	1021,1	981,6
CCO ₂	383,01	382,51	383,00	383,51	417,39	335,38
K↓	181,04	183,14	173,94	186,03	1130,60	-
L↓	379,61	381,54	383,26	374,05	509,26	253,47
Pr *	6276,50	2284,80	2321,00	1670,70	45,20	-

* Os valores de precipitação são acumuladas.

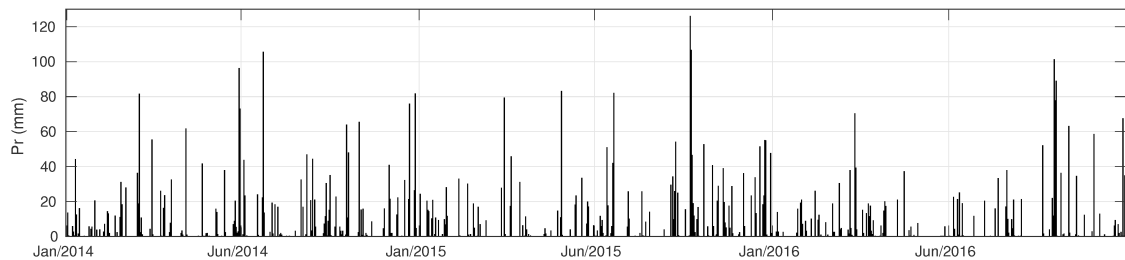
Fonte: Autora

Figura 8 – Média diária das variáveis atmosféricas de inicialização dos modelos que foram preenchidas, para os três anos de estudo. Ao lado dos gráficos está a porcentagem de dados faltantes de cada variável.



Fonte: Autora

Figura 9 – Acumulado mensal da precipitação para os três anos de estudo.

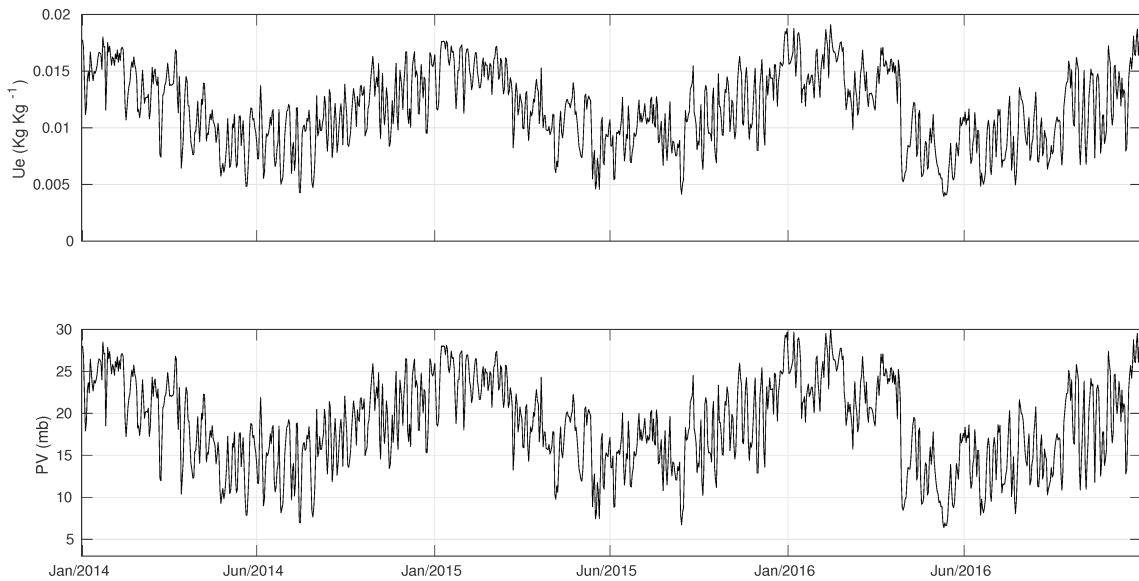


Fonte: Autora

Resultante da inclinação do eixo de rotação da Terra em relação ao plano da órbita e da sua translação em torno do Sol, a energia solar que chega no topo da atmosfera varia ao longo do ano de acordo com a latitude. Dessa forma, a K_{\downarrow} é bem definida sazonalmente e possui os valores máximos no período de verão no hemisfério Sul, correspondendo aos meses de dezembro a março e os valores mínimos nos meses de julho à setembro, período de inverno (valores apresentados na Tabela 7 e Figura 8). O K_{\downarrow} é atenuado na atmosfera pelo vapor d'água, então, quanto maior o acúmulo de nuvens menor será o K_{\downarrow} incidente na superfície.

Por consequência da máxima e mínima incidência da radiação solar na superfície, a T apresenta o mesmo comportamento sazonal que K_{\downarrow} . Porém, no Sul do Brasil, o fenômeno denominado vento norte, eleva a T no período do inverno. Esse fenômeno é caracterizado por ventos intensos provenientes do norte, noroeste e nordeste (REHBEIN et al., 2013). Na Figura 8 é possível observar esse fenômeno com clareza nas variáveis T , RH e V no inverno de 2015, com

Figura 10 – Média diária da umidade específica (U_e) e da pressão de vapor (PV) para todo período.



Fonte: Autora

pico de T equivalente aos meses de verão.

A V não apresenta sazonalidade bem caracterizada, com leve diferença nos meses de inverno e verão. No entanto, no período de inverno a V apresentou maiores valores em relação ao período de verão. Essa diferença pode ser aferida pois, na região Sul, predomina avanços de frentes frias e jatos de baixos níveis (por exemplo, vento norte) nesse período. No entanto, quando não há nenhum fenômeno estabelecido, a V é maior no período diurno devido a forçantes térmica K_{\downarrow} que gera aquecimento na superfície e por consequência movimentos ascendentes e descendentes, ocasionando turbulência. No período noturno, a forçante térmica cessa, então a atmosfera é estável e a turbulência é menos desenvolvida, há diversos estudos a cerca da turbulência noturna na atualidade e esta questão ainda não está bem resolvida.

A RH determina a taxa de evaporação da água e depende intimamente das condições da atmosfera, como, T e temperatura do ponto de orvalho (TPO), que governam, respectivamente, a PV e a pressão de vapor de saturação (PV_s). Sendo a RH a razão entre PV e PV_s , quanto maior for a diferença entre T e TPO, menor será RH. A U_e e a PV são funções exponenciais da T, portanto variam conforme T e apresentam a mesma sazonalidade desta variável.

O Rio Grande do Sul está localizado em uma região com elevada incidência de frente fria, devido a isso, a precipitação apresenta boa distribuição espacial e temporal (CERA; FERRAZ, 2015), com média anual de 1616 mm para a cidade de Santa Maria. Outro fenômeno meteorológico que comete a região é o *El niño*-Oscilação Sul (ENOS), responsável por chuvas intensas no sul do Brasil. Esse fenômeno foi caracterizado como intenso nos anos de 2015/16. No entanto, o ano de 2014 apresentou acúmulo da precipitação acima do normal, aproximadamente 40 %. Esta anomalia, não possui explicações bem estabelecidas, possíveis explicações são

fenômenos sinóticos e intrasazonais. A análise desse evento deve ser minuciosa e não foi realizada nesse estudo.

A $L\downarrow$ é a radiação incidente na superfície devido aos constituintes da atmosfera. A presença de nuvens deve interferir de maneira mais significativa nesse processo, porém, essa análise deve ser feita com mais minúcia e não é o que propõe este trabalho. O $L\downarrow$ (Figura 8) apresenta comportamento similar ao T, conforme previsto pela lei de Stefan- Boltzmann.

O CO_2 é influenciado diretamente pelas variáveis meteorológicas, como, T, $K\downarrow$, bem como, a disponibilidade de água para as plantas, principalmente no processo de fotossíntese. Dessa forma, a média diária de CCO_2 (Figura 8) apresentada para os três anos de estudo mostrou sazonalidade para a CCO_2 . Os maiores valores foram correspondentes aos menores valores de T e $K\downarrow$, respectivos ao inverno. Portanto, a fotossíntese é o processo chave na sazonalidade da CCO_2 . Quanto maior a fixação de carbono pelas plantas, menor a concentração de CO_2 na atmosfera. Júnior et al. (2004) investigou o ciclo diário da CCO_2 em uma área de pastagem na Amazônia e obteve que os maiores valores de CCO_2 foram para baixos valores de T e $K\downarrow$ e o comportamento de CCO_2 foi similar ao de RH. Neste estudo, foram encontrados resultados similares.

4.1.2 Fluxos superficiais

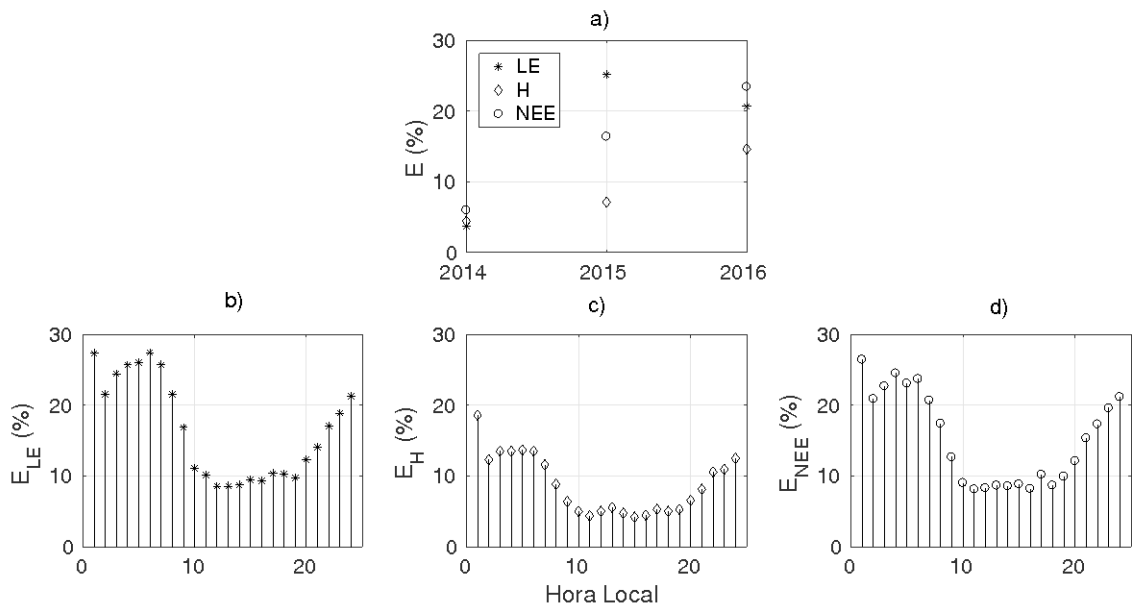
Os fluxos superficiais experimentais (H , LE e NEE), utilizados nessa pesquisa para validar os fluxos modelados pelo SiB2 e SiB3 foram estimados pelo método *eddy covariance* (EC). Este método, como descrito na seção 2.1 (Capítulo 2) possui falhas, tanto sistemáticas quanto aleatórias. A precipitação e a deposição de orvalho são fatores importantes que contribuem para o aumento das falhas nos fluxos superficiais, bem como, a pouca turbulência no período noturno. Devido a isso os fluxos observados podem apresentar dados considerados fisicamente não aceitáveis, tanto devido ao método quanto à coleta e/ou manutenção dos sensores. Esses dados são considerados espúrios e foram removidos da série (filtrados). Os filtros foram aplicados para H, LE e NEE, a baixo e a cima dos seguintes intervalos, $-100 < H > 300$, $-50 < LE > 700$ e $-30 < NEE > 20$.

A percentagem de falhas (E) para cada ano do estudo (2014 até 2016) nos fluxos superficiais está apresentada na Figura 11,a). No NEE houve um aumento na percentagem de falhas de $E=5,9\%$ (2014) para $E=23,4\%$ (2016) e no H houve um aumento de $E=4,4\%$ (2014) para $E=14,6\%$ (2016). No LE houve um aumento de 2014 ($E=3,7\%$) para 2015 ($E=25,1\%$) e uma diminuição de 2015 para 2016 ($E=20,7\%$).

O total de falhas (não apresentado) para os três anos de estudo foi de $E=16,5\%$, $E=8,7\%$ e $E=15,2\%$, para o LE, H e NEE, respectivamente. A partir destes valores, a percentagem de falhas devido à horários com precipitação (acima de 0,3 mm) foi de 3,5 %, 1,55 % e 3,6 % e devido à horários com velocidade de fricção do vento a baixo de $0,2\text{ m s}^{-1}$ foi de 11,81 %, 6,5 % e 10,11 % nos dados de LE, H e NEE, respectivamente.

A percentagem de falhas para cada horário dos três anos de medida de LE, H e NEE está apresentada na Figura 11, nos itens b), c) e d), respectivamente. Para este cálculo foram consideradas todas as falhas em cada horário e feito o somatório referente a cada horário para todo o período. Os horários com menores percentuais de falhas foram das 10h da manhã até, aproximadamente, às 18h da tarde. A percentagem de falhas no LE e no NEE foram aproximadamente 10 %, nesses horários. Nas primeiras horas da noite, esses fluxos tiveram, aproximadamente, 30 % de falhas. O H foi o fluxo que apresentou as menores falhas em relação ao LE e NEE, com percentagem máxima de 20 %.

Figura 11 – Percentagem de falhas (E) nos fluxos observados no sítio experimental de Santa Maria: a) separado para os anos de 2014, 2015 e 2016; b) acumulado de cada horário para o LE; c) acumulado de cada horário para o H; e d) acumulado de cada horário para o NEE. Os acumulados foram calculados para o total de três anos.



Fonte: Autora.

Nesse estudo, para a comparação entre os fluxos simulados e observados, os horários que apresentavam falhas nos fluxos observados foram descartados nos simulados.

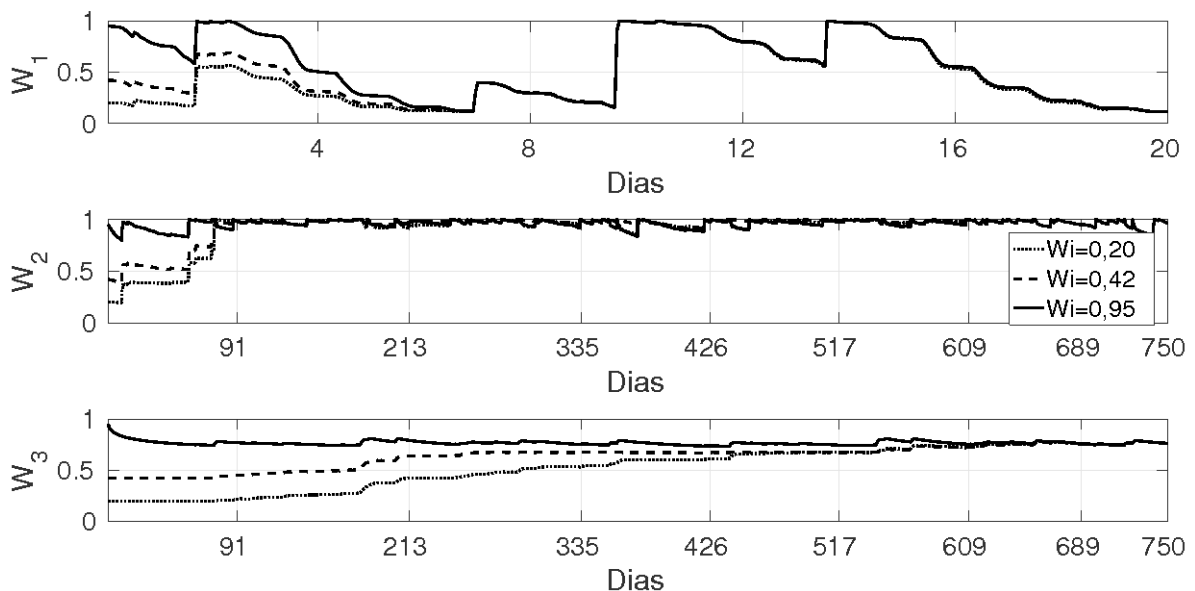
4.2 SPIN-UP

O spin-up nos modelos SiB2 e SiB3 foram realizados para trinta anos com *loops* de um ano. Esses *loops* são a repetição das forçantes atmosféricas respectivas do ano de 2014, como descrito na seção 3.3. Foram feitas três simulações com o modelo SiB2, uma para cada valor de inicialização do grau de saturação $W_1=0,2$, $W_1=0,42$ e $W_1=0,95$, foi mantido o mesmo valor nas três camadas de solo. Os prefixos 1, 2 e 3 indicam as camadas superficial, de raízes

e de drenagem, respectivamente. O modelo SiB3 possui apenas um valor de inicialização da porosidade do solo, e a partir deste, o modelo calcula o grau de saturação do solo em cada uma das dez camadas. No modelo SiB3 a porosidade foi inicializada com os mesmos valores do grau de saturação do modelo SiB2.

A Figura 12 apresenta o grau de saturação de saída do modelo SiB2 para cada profundidade do solo. Na camada mais superficial do modelo SiB2 o equilíbrio foi atingido em aproximadamente 7 dias. Na camada de raízes o equilíbrio foi atingido em aproximadamente 609 dias (por volta de 1 ano e 5 meses). Na camada de drenagem, o equilíbrio foi atingido em aproximadamente 689 dias (por volta de 1 ano e 11 meses). O tempo de spin-up varia com a profundidade de cada camada. Segundo Yang et al. (1995) o tempo de spin-up aumenta rapidamente com a profundidade do solo. Os valores finais do grau de saturação do solo após o equilíbrio foram, 0,27, 0,89 e 0,78, na primeira, segunda e terceira camadas, respectivamente. No modelo SiB3 não houve a convergência dos valores do grau de saturação, estes mantiveram-se constante para cada valor de inicialização da porosidade do solo, devido a isso não serão apresentadas as figuras do spin-up deste modelo.

Figura 12 – Grau de saturação do solo (W) em cada camada (de cima para baixo) para diferentes valores de inicialização (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). Os loops foram repetidos para 30 anos, porém as figuras ilustram apenas quando cada camada entra em equilíbrio.

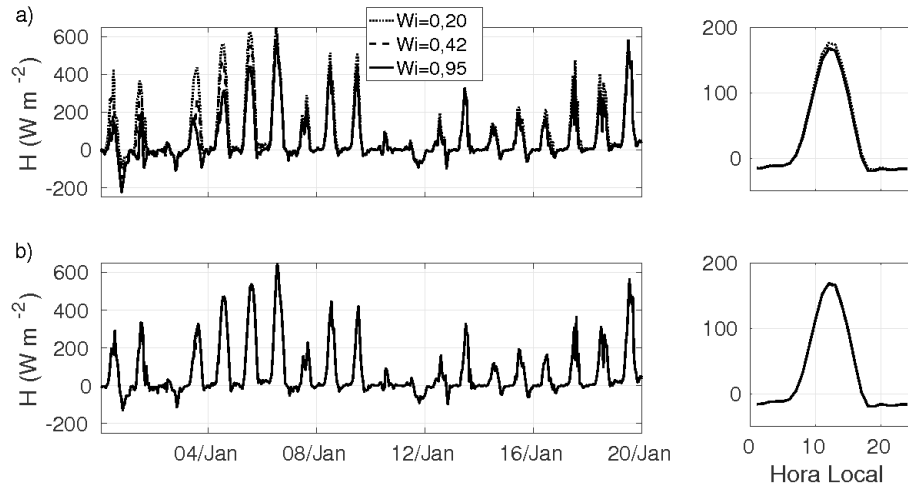


Fonte: Autora.

As Figuras 13 e 14 apresentam 20 dias de simulações de H e LE para cada valor de inicialização do grau de saturação do solo. No primeiro ano o modelo não entrou em equilíbrio, portanto, há uma diferença para cada valor de inicialização de W na estimativa de H e LE . Quando o modelo entra em equilíbrio os fluxos não variam independente do W de entrada. No

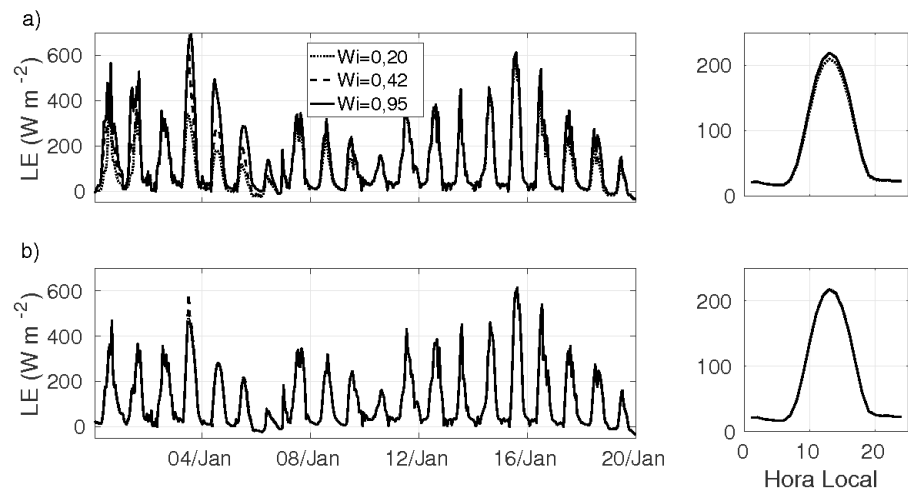
primeiro ano, o modelo SiB2 superestimou o H para o menor valor de W, enquanto que, o modelo subestimou o LE para esse mesmo valor.

Figura 13 – a) Fluxo de calor sensível (H) (esquerda) e seu ciclo médio diário para todo ano (direita), referentes ao primeiro *loop* (ano de 2014) para diferentes inicializações do grau de saturação do solo (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). b) mesmas variáveis porém referentes ao segundo *loop* (ano de 2014 repetido)



Fonte: Autora.

Figura 14 – a) Fluxo de calor latente (LE) (esquerda) e seu ciclo médio diário para todo ano (direita), referentes ao primeiro *loop* (ano de 2014) para diferentes inicializações do grau de saturação do solo (0,20 (linha pontilhada), 0,42 (linha tracejada) e 0,95 (linha contínua)). b) mesmas variáveis porém referentes ao segundo *loop* (ano de 2014 repetido)



Fonte: Autora.

A diferença nos valores máximos do ciclo médio diário de H e LE para as inicializações de $W=0,20$ e $W=0,95$ correspondem, respectivamente, a 5,26% e 4,08% no primeiro *loops* e 0,29

% e 0,36 % no segundo *loop*. Essas diferenças no primeiro e segundo *loops* indicam o equilíbrio no modelo. Houve uma diferença de aproximadamente 5 % nas simulações dos fluxos de H e LE para diferentes inicializações de W, isso mostra a importância de um valor apropriado do grau de saturação do solo, pois, esse parâmetro influencia diretamente as simulações de H e LE. Timm (2011) também enfatizou a importância de uma inicialização adequada da umidade do solo para estimativa dos fluxos superficiais.

4.3 RESPIRAÇÃO HETEROTRÓFICA

A equação introduzida no modelo SiB2 para representar a R_{solo} foi a que apresentou melhor RMSE e R dos valores simulados em relação aos observados de R_{eco} , como apresentado na Tabela 8. Os detalhes do procedimento estão descrito na seção 3.4 (Capítulo 3).

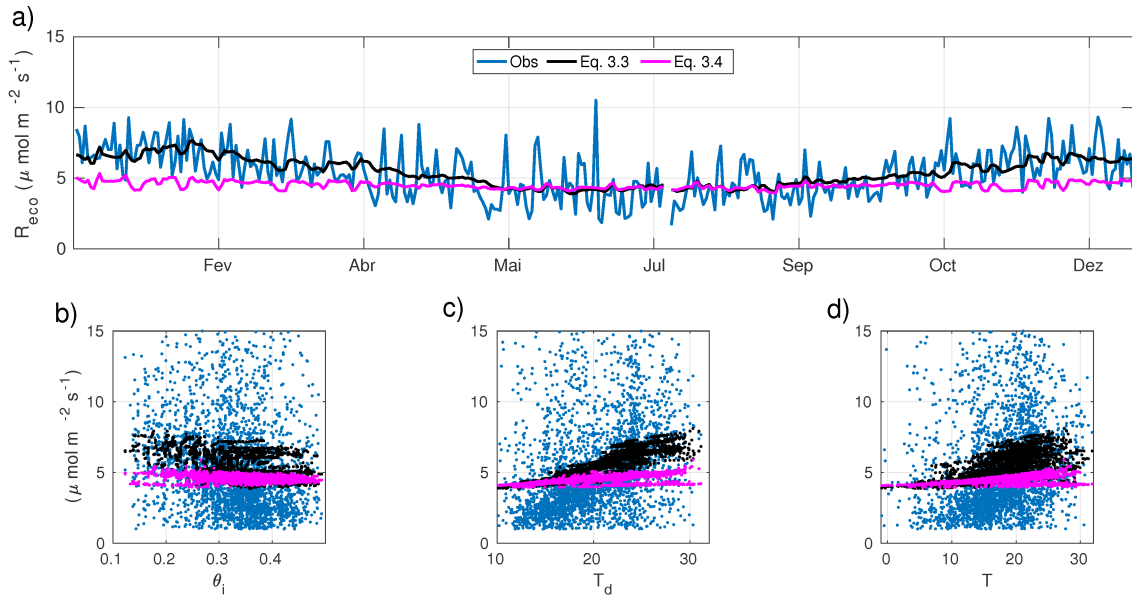
Tabela 8 – Equação da respiração do solo, número de referência, parâmetro calibrado para área de estudo, coeficiente de Pearson e raiz do erro quadrático médio.

Equação	Nº de referência	Parâmetro calibrado	R	RMSE ($\mu mol m^{-2} s^{-1}$)
$R_{solo} = ae^{bT_{solo}}$	3.3	a=1,8836 b=0,0387	0,3106	3,5756
$R_{solo} = ae^{\frac{-E_0}{T_{solo}-T_0}}$	3.4	a=3,34	0,1795	3,7656
$R_{solo} = a + bT_{solo}\theta_i$	3.5	a= 5,13 b= -0,00031	0,0651	3,9021
$R_{solo} = a + bT_{solo} + c\theta_i$	3.6	a= 0,656 b= 0,20 c= 0,002	0,3071	3,6851
$R_{solo} = a + bT_{solo} + c\theta_i + dT_{solo}\theta_i$	3.7	a= 5,19 b= 0,168 c= -0,010 d= -0,0026	0,1360	4,5202
$R_{solo} = a + bT\theta_i$	3.8	a=3,25 b= 0,072 c= 0,02	0,0490	4,3491

Fonte: Autora.

As equações exponencial e exponencial-Arrhenius (Equações 3.3 e 3.4, respectivamente) foram as que obtiveram melhores resultados na estimativa de R_{eco} e conseqüentemente do NEE, segundo os coeficientes estatísticos R e RMSE. A equação exponencial (R=0,31 e RMSE=3,57 $\mu mol m^{-2} s^{-1}$) otimizou a R_{eco} em 5 % em relação a equação exponencial-Arrhenius (R=0,17 e RMSE=3,76 $\mu mol m^{-2} s^{-1}$). Porém, a equação exponencial-Arrhenius (R=0,59 e RMSE=7,14 $\mu mol m^{-2} s^{-1}$) otimizou em 3 % o NEE em relação a equação exponencial (R=0,59 e RMSE=6,86 $\mu mol m^{-2} s^{-1}$). A equação exponencial-Arrhenius, apesar de ter otimizado o NEE em 3 % em relação à exponencial, não apresentou sazonalidade e teve um baixo coeficiente de correlação em relação à observação da R_{eco} . Considerando o baixo percentual do NEE estimado com a equação exponencial-Arrhenius, optou-se em utilizar a equação exponencial para modelagem da respiração do solo.

Figura 15 – a) Média diária para o ano de 2014 da R_{eco} observada (NEE noturno) e utilizando as Equações 3.3 e 3.4. b) Relação dessas variáveis (frequência de 1h para o ano de 2014) com a umidade do solo (θ_i), c) com a temperatura do solo (T_d) e d) com a temperatura do ar (T). O azul representa a observação, o preto a Equação 3.3 e o rosa a Equação 3.4.



Fonte: Autora.

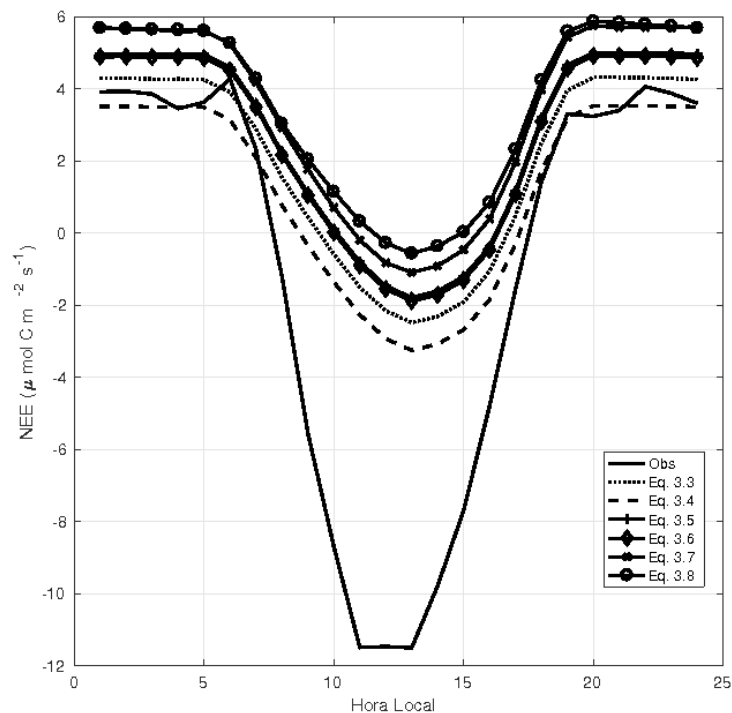
A Figura 15,a) apresenta a média diária da R_{eco} observada e simulada pelo modelo SiB2 a partir das equações de R_{solo} exponencial (Eq. 3.3) e exponencial de Arrhenius (Eq. 3.4). Na média, a equação utilizada superestimou a observação. O valor médio da R_{eco} simulada pelo SiB2 foi de $5,34 \mu mol m^{-2} s^{-1}$, enquanto que a média da observação foi de $3,5 \mu mol m^{-2} s^{-1}$. A simulação da R_{eco} subestimou em 60 % nos valores máximos e superestimou em 70 % em relação a observação. Essa discrepância é devido a alta variabilidade da R_{eco} observada, que o modelo não consegue representar (Figura 16). No entanto, o modelo representou a sazonalidade da R_{eco} conforme os dados observados, com as taxas mais elevadas no período mais quente e menos elevadas no período mais frio. Essa sazonalidade não foi representada na simulação da R_{eco} quando utilizada a Equação 3.4, mantendo-se constante ao longo do ano, isso também contribuiu para que não fosse utilizada esta equação. A diferença entre os resultados das equações de R_{solo} variou entre 8 % a 16 % (dados não apresentados).

Na Figura 15,b,c,d estão apresentadas as relações da R_{eco} observada e simulada pelo SiB2 utilizando as Equações 3.3 e 3.4 com a θ_i , T_d e T. A R_{eco} tanto observada quanto simulada por ambas equações possuem relação inversa (negativa) com a θ_i , significando que quando uma aumenta a outra diminui. Com a T e a T_d essa relação é positiva, aumentando simultaneamente. A R_{eco} observada possui baixa correlação ($R=0,35$) com a T_d e correlação insuficiente com a T (0,24) e a θ_i (-0,22). A R_{eco} obtida a partir da Equação 3.3 apresenta correlação muito alta com a T_d ($R=0,92$), e correlação moderada com a T ($R=0,64$) e a θ_i ($R=-0,50$). A R_{eco} obtida a partir

da Equação 3.4 apresenta correlação moderada (T e T_d) e insuficiente (θ_i) com essas variáveis.

A Figura 16 apresenta o impacto das diferentes equações para a respiração do solo na estimativa do NEE simulado pelo modelo SiB2. Durante o dia, todas as simulações apresentaram grande discrepância entre os resultados observados e simulados. As diferenças dos NEE's utilizando cada equação de R_{solo} foi em torno de 83 %. No período noturno, as diferenças entre os NEE's para cada equação de R_{solo} foi de 40 %. Portanto, esses resultados mostram a necessidade da utilização de uma equação de R_{solo} correta para representar a área de estudo. Pois o uso de uma equação indevida ou calibrada para outro tipo de vegetação pode interferir na estimativa do NEE.

Figura 16 – Ciclo médio diário do NEE observado e simulado pelo modelo SiB2 para o ano de 2014 utilizando as equação de R_{solo} da Tabela 8. Simulação obtidas sem a calibração dos parâmetros de solo e vegetação do modelo para a área de estudo.



Fonte: Autora.

4.4 CALIBRAÇÃO DO MODELO SIB2

Após o spin-up e a introdução da equação da respiração do solo, iniciou-se a calibração do modelo SiB2 conforme descrito na seção 3.5 (Capítulo 3). A Tabela 9 apresenta apenas os parâmetros que foram calibrados no modelo SiB2.

Os parâmetros foram calibrados na seguinte sequência, a partir dos parâmetros da literatura (LI): IAF , z_2 , χ_L , z_0d , cc_2 , $\sigma_{1,1}$, $\alpha_{1,1}$, B , K_s , ψ_c , ϵ , m , b , f_d , a_θ , b_θ , s_4 , s_2 e N . Na calibração de cada

Tabela 9 – Parâmetro de solo e vegetação calibrado no modelo SiB2, seus respectivos valores encontrados na literatura referente ao bioma de estudo, limites das variações dos parâmetros (máximo e mínimo) e o valor otimizado de cada parâmetro (calibrado).

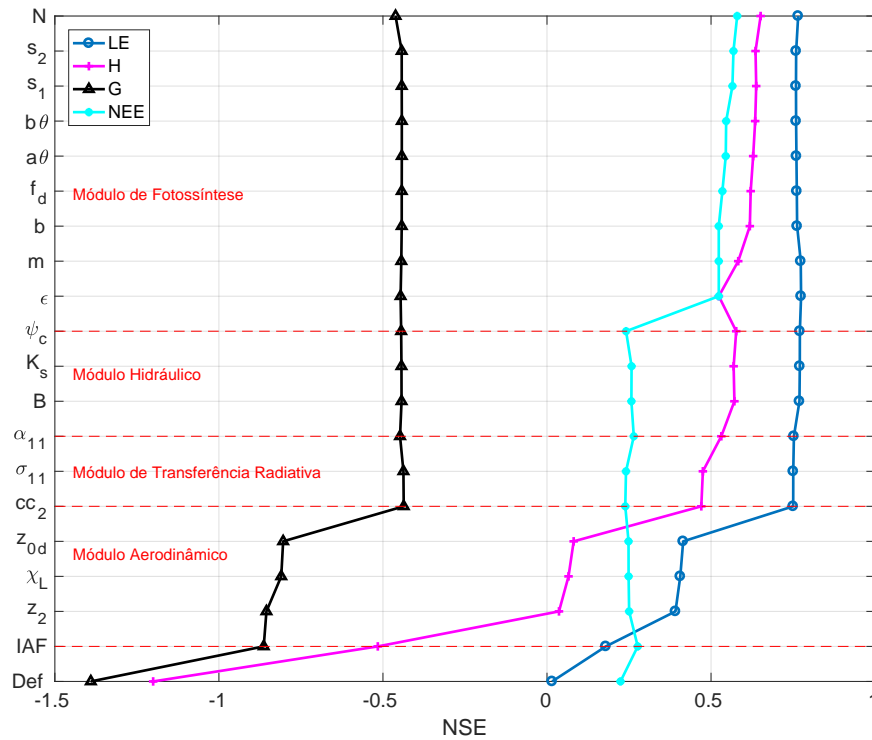
Parâmetro	literatura	Mínimo	Máximo	Calibrado
Módulo aerodinâmico				
I_{AF}	1,10/1,08/1,06/0,70/0,60/0,58 0,55/0,59/0,70/0,80/0,85/1,10	0,5	5,0	4,0/4,0/2,5/2,5/2,75/2,75 2,0/2,0/2,25/2,25/4,0/4,0
z_2	1,0	0,5	1,0	0,5
χ_L	-0,3	-0,3	0,1	0,1
z_{0d}	0,07	0,05	0,08	0,08
cc_2	25,97	5,0	300	110,0
Módulo de transferência radiativa				
$\sigma_{1,1}$	0,105	0,09	0,305	0,205
$\alpha_{1,1}$	0,07	0,04	0,09	0,08
Módulo hidráulico				
	5,39			3,0
B	7,12	2,0	10,0	3,0
	7,12			3,0
	$7,0 \times 10^{-6}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$1,5 \times 10^{-5}$
K_s	$6,1 \times 10^{-6}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$5,5 \times 10^{-6}$
	$6,1 \times 10^{-6}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$7,0 \times 10^{-4}$	$2,3 \times 10^{-6}$
Módulo de fotossíntese e condutância estomática				
ψ_c	-200	-100	-600	- 500
ϵ	0,05	0,01	0,10	0,02
m	4,0	2,0	10,0	7,0
b	0,04	0,02	0,06	0,046
f_d	0,025	0,010	0,03	0,012
a_θ	-	0,5	1,5	0,9
b_θ	-	1	4	3,95
s_4	288	240	300	250
s_2	313	300	315	310
N	0,81/0,39/0,44/0,54/0,55/0,49 0,56/ 0,62/ 0,66/0,69/0,81/0,90	0,2	1,0	0,61/0,59/0,54/0,44/ 0,45/0,45 0,46/ 0,52/ 0,56/0,59/0,51/0,60

Fonte: Autora.

parâmetro, variados conforme os limites expostos na Tabela 9, foi realizada uma avaliação através da eficiência de *Nash-Sutcliffe* (NSE) em relação ao H, LE, G e NEE observado e simulado. Portanto, foi selecionado o valor ótimo de cada parâmetro conforme a NSE. Foi utilizado somente esse coeficiente para otimização dos fluxos e buscou-se selecionar os parâmetros que otimizassem

todos os fluxos simultaneamente ou que não interferissem significativamente em algum deles.

Figura 17 – Variação da NSE para cada parâmetro calibrado no modelo SiB2. Os parâmetros estão na ordem de calibração (de baixo para cima).



Fonte: Autora.

A Figura 17 apresenta o aumento da NSE correspondente a otimização de cada parâmetro na modelagem de H, LE, G e NEE. Onde a linha pontilhada horizontal delimita os parâmetros de acordo com cada módulo, partindo dos parâmetros da LI. A NSE, como descrito na seção 3.2 (Capítulo 3), varia de $-\infty$ até 1,0 (ajuste perfeito). Relembrando, valores da NSE compreendidos entre 0,75 e 1,0 são muito bons, entre 0,65 e 0,75 são bons, entre 0,50 e 0,65 são satisfatórios e menores que 0,50 são insatisfatórios (Tabela 6).

A variação percentual da NSE para cada parâmetro calibrado foi calculada conforme a equação:

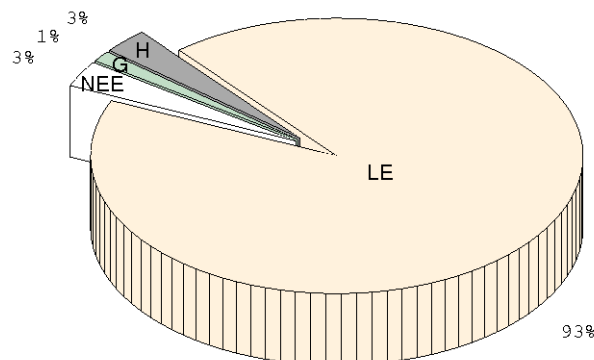
$$F = \left(\frac{F_f - F_i}{F_i} \right) 100 \quad (4.1)$$

onde, F é a porcentagem de variação da NSE de cada parâmetro, F_f é a NSE do parâmetro posterior, por exemplo, o IAF e F_i é a NSE do parâmetro anterior, por exemplo, o parâmetros da LI. Essa variação fornece a influência de cada parâmetro na estimativa dos fluxos. Foram desconsiderados das análises a seguir os parâmetros em que F era abaixo de 5%. Nas Figuras das variações percentuais desta seção e da próxima, o percentual exposto foi obtido considerando

a soma de F dos parâmetros envolvidos como 100 %, obtendo-se, dessa forma, a proporção de cada parâmetro. Portanto, os percentuais que estão apresentados nas Figuras não são os percentuais reais obtidos da equação 4.1.

A NSE de H, LE, G e NEE estimados pelo modelo SiB2 com os parâmetros da LI foi, respectivamente, -1,2, 0,015, -1,39 e 0,22 correspondendo à uma simulação “insatisfatória” para todos os fluxos. A simulação com os parâmetros calibrados foi, respectivamente, 0,65, 0,76, -0,46 e 0,58, correspondendo à uma simulação “muito boa” para LE, “boa” para H, “insatisfatória” para G e “satisfatória” para NEE. Houve uma variação percentual (F) de aproximadamente 154 %, 4785 %, 66 % e 158 % nos fluxos simulados de H, LE, G e NEE, respectivamente. Esses resultados mostram a eficiência do método adotado para realizar a calibração do modelo SiB2 e além disso, é possível verificar a influência de cada parâmetro na estimativa dos fluxos superficiais. A Figura 18 mostra o percentual de otimização de cada fluxo. O LE foi o fluxo mais otimizado (93 %), seguido do H e NEE, aproximadamente a mesma variação (3 %) e por último o G (1 %).

Figura 18 – Proporção da calibração dos fluxos superficiais (LE, H e NEE) calculada a partir dos valores de F no aumento da NSE com os parâmetros da LI em relação aos parâmetros calibrados no modelo SiB2.



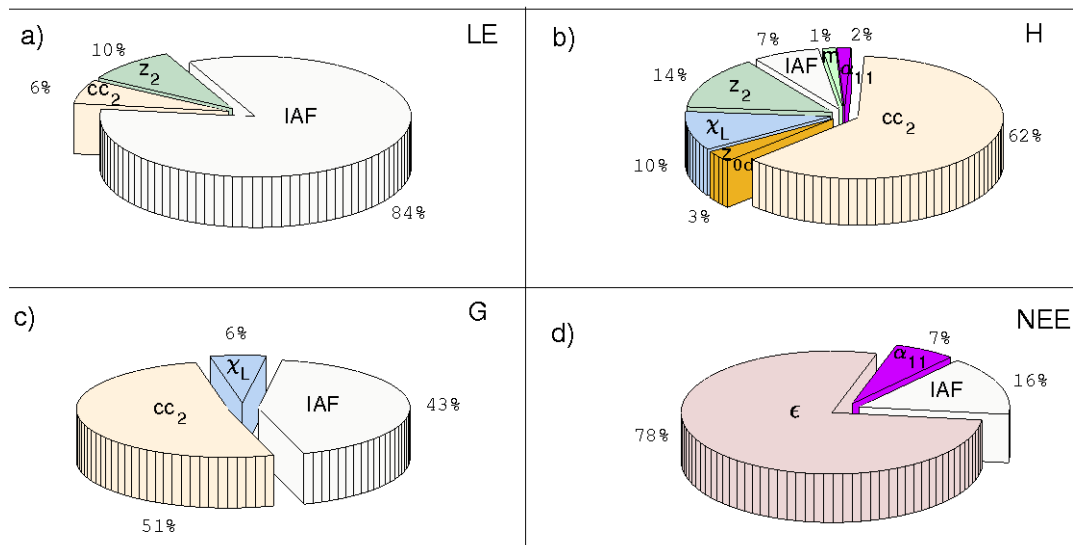
Fonte: Autora.

O diagrama da Figura 19 apresenta a influência de cada parâmetro na calibração do LE, H, G e NEE pelo modelo SiB2.

- Fluxo de calor latente

O LE foi influenciado substancialmente pelos parâmetros do módulo aerodinâmico, partindo da $NSE=0,015$ (insatisfatório) para $NSE=0,75$ (muito bom) correspondendo a $F=4688,76$ % (variação percentual do último parâmetro do módulo aerodinâmico em relação ao parâmetro da LI) (Figura 19,a). Somente o parâmetro IAF otimizou a modelagem do LE em $F=1045,5$ % em relação ao parâmetro da LI, os parâmetros cc_2 e z_2 variaram em aproximadamente $F=80$ % e $F=118$ %. Os parâmetros dos outros módulos influenciaram o LE a baixo de 5 %.

Figura 19 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.



Fonte: Autora.

- Fluxo de calor sensível

O H, assim como o LE, foi influenciado significativamente pelos parâmetros do módulo aerodinâmico e teve um aumento na NSE de -1,2 para 0,47 (NSE do último parâmetro calibrado do módulo aerodinâmico) correspondendo um crescimento de aproximadamente $F=139,1\%$. Os parâmetros que mais contribuíram para a otimização de H no módulo aerodinâmico foram o z_2 e o cc_2 , correspondendo a um aumento de $F=107,08\%$ e $F=478,2\%$ (Figura 19,b). Apesar do considerável crescimento da NSE referente a calibração dos parâmetros do módulo aerodinâmico, a simulação de H ainda permanece “insatisfatória”, segundo a NSE.

Os parâmetros do módulo de transferência radiativa não influenciaram substancialmente a simulação de H. Em relação ao módulo aerodinâmico (NSE=0,47), o módulo de transferência radiativa aumentou para NSE= 0,53, correspondendo a $F=5,08\%$ em relação aos parâmetros da LI. O parâmetro que mais influenciou esse módulo foi o $\alpha_{1,1}$, com $F=11,2\%$. A simulação de H aumentou para “satisfatória” nesse módulo.

Os parâmetros do módulo hidráulico, assim como os do módulo de transferência radiativa, não resultaram em significativo aumento na simulação do H, impactando em apenas 3,7 % em relação aos parâmetros da LI.

O módulo de fotossíntese foi o segundo que mais influenciou a estimativa de H, em aproximadamente $F=6,2\%$ em relação aos parâmetros da LI. O parâmetro que mais contribuiu foi o m em $F=11,2\%$.

- Fluxo de calor no solo

O G, assim como o LE e o H, foi influenciado principalmente pelos parâmetros do módulo aerodinâmico, com aumento da NSE de -1,39 para -0,43 (relação do último parâmetro do módulo aerodinâmico com os parâmetros da LI), correspondendo uma variação percentual de $F=68\%$. Conforme a Figura 19,c os parâmetros que mais influenciaram esse módulo foram o IAF e o cc_2 , em $F=45,7\%$ e $F=37,9\%$, respectivamente.

O módulo de transferência radiativa e o módulo de fotossíntese influenciaram negativamente o G, em -0,81 % e -1,23 %. Esse resultado não influenciou significativamente o G, considerando que a modelagem deste pelo modelo SiB2 foi “insatisfatória”, e nenhum dos parâmetros de solo e vegetação alteraram esse resultado de forma substancial.

- Fluxo de CO_2

No módulo aerodinâmico, o IAF foi o parâmetro que mais influenciou a estimativa de NEE, com $F=23,4\%$. Esse módulo impactou a modelagem do NEE em $F=6,51\%$, em relação aos parâmetros da LI (Figura 19,d).

Os parâmetros do módulo de transferência radiativa aumentaram a estimativa de NEE em $F=11,6\%$, em relação aos parâmetros da LI. O parâmetro α_{11} otimizou em $F=9,8\%$. O módulo hidráulico diminuiu o NSE na calibração dos parâmetros da simulação do NEE em -10 %, em relação aos parâmetros da LI.

O módulo que mais influenciou a simulação de NEE foi o módulo de fotossíntese e condutância estomática, em aproximadamente $F=151,2\%$ em relação ao parâmetro da LI. O parâmetro que mais favoreceu o aumento do NEE foi o ϵ em $F=117,2\%$. Através desse parâmetro a modelagem de NEE passou de “insatisfatória” para “satisfatória”. A calibração dos parâmetros na modelagem do NEE, apesar de “satisfatória”, não atingiu bons resultados na NSE.

4.5 CALIBRAÇÃO DO MODELO SiB3

A calibração do modelo SiB3 foi realizada da mesma forma do modelo SiB2 (seção 3.5, Capítulo 3). Todos os procedimentos realizados para a calibração do modelo SiB2 (seção 4.4, Capítulo 4) foram reproduzidos na calibração do modelo SiB3. A Tabela 10 apresenta apenas os parâmetros que foram calibrados no modelo SiB3. Os parâmetros foram calibrados na seguinte sequência, z_{0d} , dp_0 , cc_1 , β_1 , β_2 , B , ϕ , θ , s_3 , w_{sat} , $G_{\mu\mu}$. Na calibração de cada parâmetro, variados conforme os limites expostos na Tabela 10, a avaliação foi realizada pelo coeficiente NSE, relacionando as simulações de H, LE e NEE com as mesmas variáveis observadas. O G não foi considerado na calibração do modelo SiB3 e não será apresentado para este modelo.

Tabela 10 – Parâmetro de solo e vegetação calibrado no modelo SiB3, seus respectivos valores encontrados na literatura referente ao bioma de estudo, limites das variações dos parâmetros (máximo e mínimo) e o valor otimizado de cada parâmetro (calibrado).

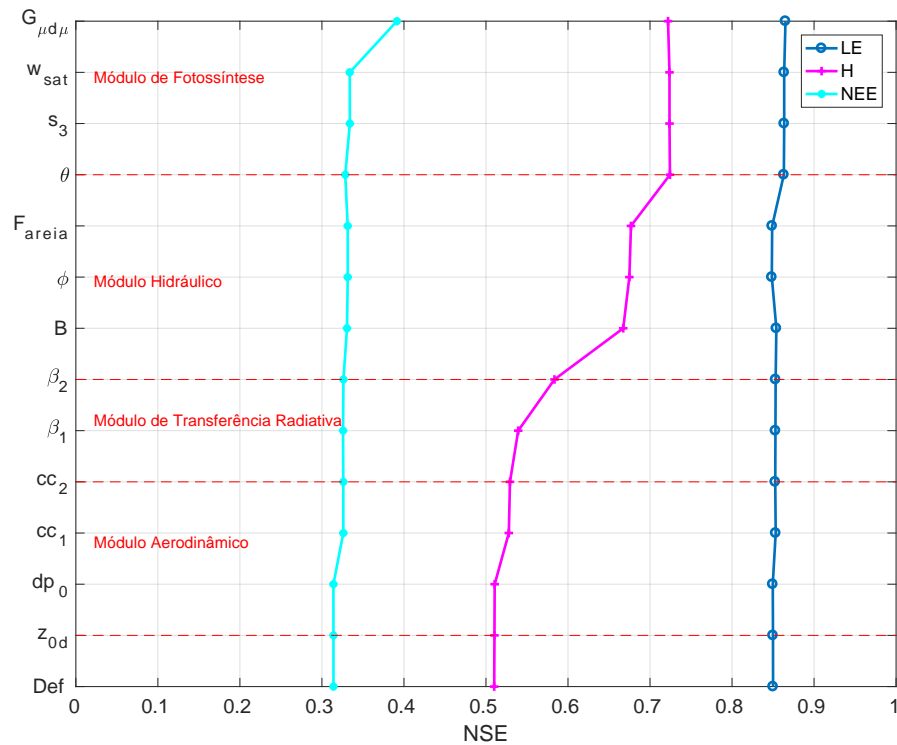
Parâmetro	literatura	Mínimo	Máximo	Calibrado
Módulo aerodinâmico				
z_{0d}	0,07	0,05	0,08	0,08
dp_0	0,3	0,1	0,4	0,2
cc_1	6,12	5,0	200	50
cc_2	25,97	5,0	300	20
Módulo de transferência radiativa				
β_1	0,1	0,04	0,3	0,05
β_2	0,2	0,04	0,3	0,05
Módulo hidráulico				
B	7,12	2,0	10,0	3,12
ϕ	-0,12	-0,2	-0,05	-0,05
F_{areia}	0,33	0,19	0,49	0,29
θ	0,42	0,22	0,62	0,62
Módulo de fotossíntese e condutância estomática				
s_3	0,2	0,1	0,4	0,35
w_{sat}	0,6	0,01	0,9	0,01
$G_{\mu\mu}$	0,76	0,26	0,96	0,46

Fonte: Autora.

A Figura 20 apresenta o aumento da NSE correspondente a otimização de cada parâmetro na modelagem de H, LE e NEE, a linha pontilhada horizontal delimita os módulos, iniciando pela NSE dos parâmetros da LI. A variação percentual F foi calculada a partir da Equação 4.1 da mesma forma que no modelo SiB2. Na calibração do modelo SiB3 foram desconsiderados dos diagramas $F < 1\%$.

Os coeficientes NSE do H, LE e NEE, simulados com o modelo SiB3 utilizando os parâmetros da LI foram, respectivamente, 0,51, 0,85 e 0,31, correspondendo à simulação satisfatória, muito boa e “insatisfatória”, segundo a análise da NSE. Após a calibração de todos os parâmetros, a NSE aumentou para 0,72 e 0,86 na simulação de H e LE, respectivamente, correspondendo à simulação “muito boa” e aumentou para 0,40 na simulação do NEE, representando ainda, uma simulação “insatisfatória”. A Figura 21 apresenta o diagrama da variação percentual dos fluxos estimados com os parâmetros calibrados em relação aos parâmetros da LI, utilizando os coeficientes NSE a partir da Equação 4.1. Houve um aumento de 41,5 %, 1,7 % e 24,0 % na simulação de H, LE e NEE, respectivamente. A NSE referente a simulação do LE não apresentou mudanças significativas, ou seja, o modelo SiB3 continuou estimando o LE de forma adequada (“muito boa”). A estimativa de H avançou de “satisfatória” (NSE=0,51) para “muito

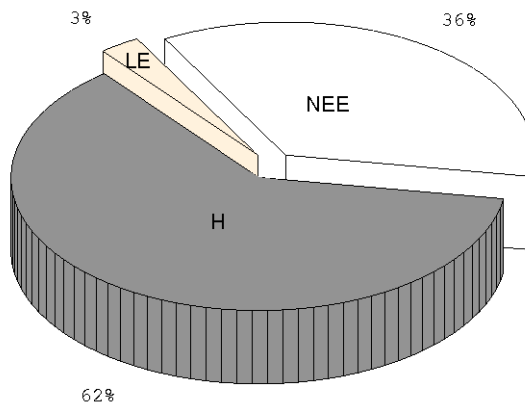
Figura 20 – Variação da NSE para cada parâmetro calibrado no modelo SiB3. Os parâmetros estão na ordem de calibração (de baixo para cima).



Fonte: Autora.

boa” (NSE=0,72), mostrando a eficiência da calibração pelo método dos módulos sequenciais. Entretanto, a estimativa de NEE permaneceu “insatisfatória”.

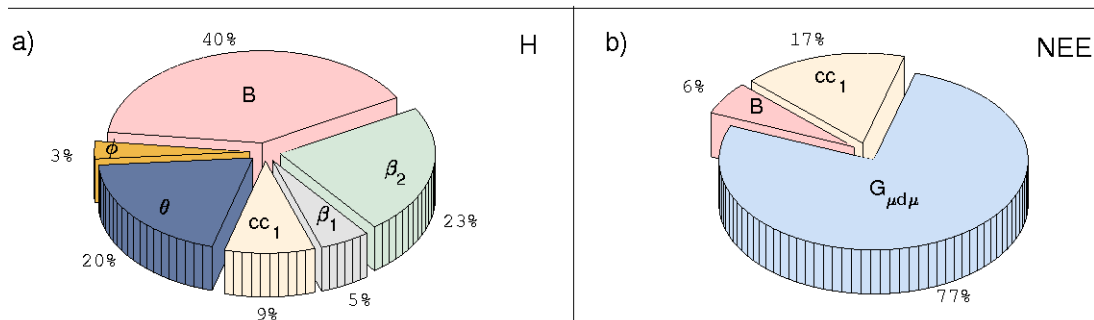
Figura 21 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.



Fonte: Autora.

O diagrama da Figura 22 apresenta a influência de cada parâmetro na calibração do H e NEE pelo modelo SiB3. No diagrama, foram desconsiderados os parâmetros que influenciaram abaixo de 1 %, portanto, os parâmetros do LE não estão apresentados.

Figura 22 – Proporção calculada a partir dos valores de F para estimar a influência de cada parâmetro envolvido (somente parâmetros com F a cima de 5 % foram contabilizados) na calibração do modelo SiB3.



Fonte: Autora.

- Fluxo de calor latente

A variação percentual da NSE na calibração dos parâmetros de solo e vegetação na estimativa do LE não foi significativa. Como mencionado anteriormente, o LE partiu de uma modelagem muito boa ($NSE=0,85$) com os parâmetros da LI. Portanto houve apenas um acréscimo de $F=1,78$ % com os parâmetros calibrados ($NSE=0,86$). Os parâmetros do módulo hidráulico foram os que mais contribuíram para este resultado ($F=1,18$ %). Nesse sentido, o parâmetro θ foi o mais sensível, porém, não mais relevante na modelagem de LE.

- Fluxo de calor sensível

Os parâmetros do módulo aerodinâmico influenciaram, em relação aos parâmetros da LI, em aproximadamente 4,0 % (Figura 22,a). Elevando a NSE de 0,51 para 0,53, neste módulo, a modelagem permaneceu “satisfatória”. O parâmetro que mais contribuiu para a elevação da NSE na estimativa de H foi o cc_1 , em $F=3,3$ %.

A segunda maior influência na estimativa do H pelo modelo SiB3 foram os parâmetros do módulo de transferência radiativa, em aproximadamente 10 %, em relação aos parâmetros da LI, elevando a NSE de 0,51 para 0,58 (“satisfatório”). O parâmetro β_2 (refletância do solo no comprimento de onda do infravermelho) contribuiu em $F=8,2$ %.

A modelagem do H através do modelo SiB3 aumentou de “satisfatória” ($NSE=0,51$) para “muito boa” (0,72) compreendendo uma variação percentual de aproximadamente $F=28$ %, em consequência dos parâmetros do módulo hidráulico. O parâmetro B foi o que mais contribuiu para a elevação da NSE desse módulo, com variação percentual de $F=14,3$ %.

Os parâmetros do módulo de fotossíntese e condutância estomática contribuíram em 0,45 % em relação aos parâmetros da LI, mostrando-se insignificante na modelagem de H.

- Fluxo de CO₂

A simulação de NEE não aumentou, em referência à NSE, permanecendo “insatisfatória”. Esta, variou de NSE=0,31 (parâmetros da LI) para NSE=0,39 (parâmetros calibrados), com variação percentual de aproximadamente $F=24$ % (Figura 22,b). Os parâmetros, em geral, contribuíram “insuficientemente” na estimativa de NEE. As maiores contribuições para o aumento da NSE foram, o cc_1 , o B e o $G_{\mu d\mu}$, do módulo aerodinâmico, do módulo hidráulico e do módulo de fotossíntese e condutância estomática, respectivamente. Este último, como presumível, aumentou a NSE em $F=20,41$ %, referente aos parâmetros da LI. Os demais parâmetros do módulo de fotossíntese e condutância estomática não impactaram de forma significativa a simulação da NEE.

4.6 ANÁLISE DA CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO

Os parâmetros do módulo aerodinâmico e hidráulico foram os que mais impactaram na calibração do modelo SiB2 e SiB3, respectivamente, para a estimativa de H e LE (Tabela 11). O NEE, como esperado, foi influenciado em ambos modelos pelo módulo de fotossíntese e condutância estomática. Porém, em cada modelo a maior influência no NEE se deu por diferentes parâmetros (ϵ para o SiB2 e $G_{\mu d\mu}$ para o SiB3).

Tabela 11 – Módulo e parâmetro que mais influenciaram na calibração do H, LE e NEE para os modelos SiB2 e SiB3, seus coeficientes NSE para os parâmetros da LI e calibrados e a variação percentual (F) destes. MA, MH e MFCE correspondem, respectivamente, a módulo aerodinâmico, módulo hidráulico e módulo de fotossíntese e condutância estomática.

	SiB2					SiB3				
	Módulo	Parâmetro	NSE		F	Módulo	Parâmetro	NSE		F
			literatura	calibrado				literatura	calibrado	
LE	MA	IAF	0,015	0,76	4785,70 %	MH	θ	0,85	0,86	1,76 %
H	MA	cc_2	-1,20	0,65	154,26 %	MH	B	0,51	0,72	41,56 %
NEE	MFCE	ϵ	0,22	0,58	158,80 %	MFCE	$G_{\mu d\mu}$	0,31	0,39	24,0 %

Fonte: Autora.

A calibração do modelo SiB3 não apresentou significativa melhora da NSE na simulação do LE. Porém, a calibração dos parâmetros na estimativa do LE pelo modelo SiB2 apresentou menor NSE (NSE=0,76) que com os parâmetros da LI do SiB3 (NSE=0,85). O módulo hidráulico do modelo SiB3 foi reformulado por (BAKER et al., 2008; HANAN et al., 2005), conforme

descrito na seção 2.5 (Capítulo 2), fato que pode ter sido ímpar na melhor estimativa do LE do SiB3 em relação ao SiB2.

O modelo SiB2 é expressivamente mais sensível aos parâmetros de vegetação que o modelo SiB3, visualizado na alta variação percentual da NSE (F), apresentado na Tabela 11. O parâmetro IAF influencia fortemente no modelo SiB2 ($F = 4785, 70\%$), porém, sua variação não é significativa no modelo SiB3, portanto no modelo SiB3 foram mantidos o IAF do satélite. Como descrito na seção 3.5 (Capítulo 3), o IAF foi calibrado por encobrir uma área além da função *footprint* da torre de fluxo.

A Tabela 12 apresenta os coeficientes estatísticos da calibração e validação do SiB2 e do SiB3 para os fluxos de H, LE e NEE simulados em relação aos dados observados. A calibração dos parâmetros de solo e vegetação de ambos modelos foi realizada para o ano de 2014. Deste modo, foi escolhido o melhor NSE referente ao parâmetro representativo do ano inteiro. A validação foi feita para os anos de 2015 e 2016. Os fluxos observados foram comparados com os modelados para cada ano da validação.

Tabela 12 – Análise estatística utilizando os coeficientes RMSE, Pbias, NSE e RSR, separados por fluxos (H, LE e NEE), por modelos (SiB2 e SiB3) e para cada ano (2014, 2015 e 2016). O RMSE possui a mesma unidade das variáveis analisadas, para o LE e o H a unidade é $W m^{-2}$ e para o NEE é $\mu mol m^{-2} s^{-1}$.

	RMSE			Pbias			NSE			RSR		
	Calibração		Validação	Calibração		Validação	Calibração		Validação	Calibração		Validação
	2014	2015	2016	2014	2015	2016	2014	2015	2016	2014	2015	2016
LE-SiB2	48,39	52,27	46,04	-32,91	13,62	-2,17	0,76	0,75	0,77	0,48	0,49	0,47
LE-SiB3	37,19	61,44	47,05	3,38	34,16	28,39	0,86	0,66	0,76	0,36	0,57	0,48
H-SiB2	36,33	35,53	43,35	1,88	23,04	-5,18	0,65	0,77	0,61	0,58	0,47	0,62
H-SiB3	32,56	40,21	40,15	17,73	11,29	15,16	0,72	0,71	0,66	0,52	0,53	0,57
NEE-SiB2	5,26	5,91	5,84	125,14	118,92	86,09	0,58	0,56	0,54	0,64	0,65	0,67
NEE-SiB3	6,34	7,32	7,22	92,70	95,80	88,87	0,39	0,33	0,31	0,78	0,81	0,83

Fonte: Autora.

Comparando a calibração dos parâmetros na simulação do LE pelo modelo SiB2 com os anos de validação, o NSE foi muito similar (+/- 0,01). Portanto, a calibração mostrou-se “muito boa” na modelagem do LE pelo SiB2. Esse resultado pode ser ratificado nos outros coeficientes estatísticos representados por uma performance “muito boa”. O LE estimado pelo modelo SiB3 obteve melhores índices estatísticos para o ano da calibração. No entanto, apesar de serem menores para os anos de validação, os coeficientes estatísticos apresentam uma modelagem “boa” do LE para 2015 e “muito boa” para 2016.

O H estimado pelo modelo SiB2 obteve melhor resultado em 2015 com valor de NSE cerca de 15 % maior do que no ano da calibração sendo considerado uma modelagem “muito boa”. No ano de 2016 a NSE foi 6 % menor do que no ano da calibração, sendo considerada uma modelagem “satisfatória”. O coeficiente RSR apresentou a mesma classificação que a NSE e

o Pbias apresentou uma modelagem “muito boa” para os três anos. O H estimado pelo SiB3 obteve melhor resultado no ano da calibração, que também foi verificado na modelagem de LE. Porém, todos os anos foram considerados “bons” segundo a NSE, “satisfatórios” segundo o RSR e “muito bons” segundo o Pbias. O NSE não apresentou variação expressiva entre a calibração e a validação portanto, não houve significativa variação na eficiência do modelo SiB3 em estimar o H.

O NEE estimado pelo SiB2 teve uma NSE “satisfatória” no ano da calibração (NSE=0,58) e permaneceu com essa classificação também para os outros anos, (relação do maior e menor valor da NSE). O RSR confirmou esses resultados, apresentando também uma modelagem “satisfatória”. O NEE estimado pelo modelo SiB3 não apresentou resultados satisfatórios, podendo ser comprovado por todos coeficientes. A variação entre o maior e menor valor de NSE foi 18 %, referentes ao ano da calibração (NSE=0,39) e de 2016 (NSE=0,31).

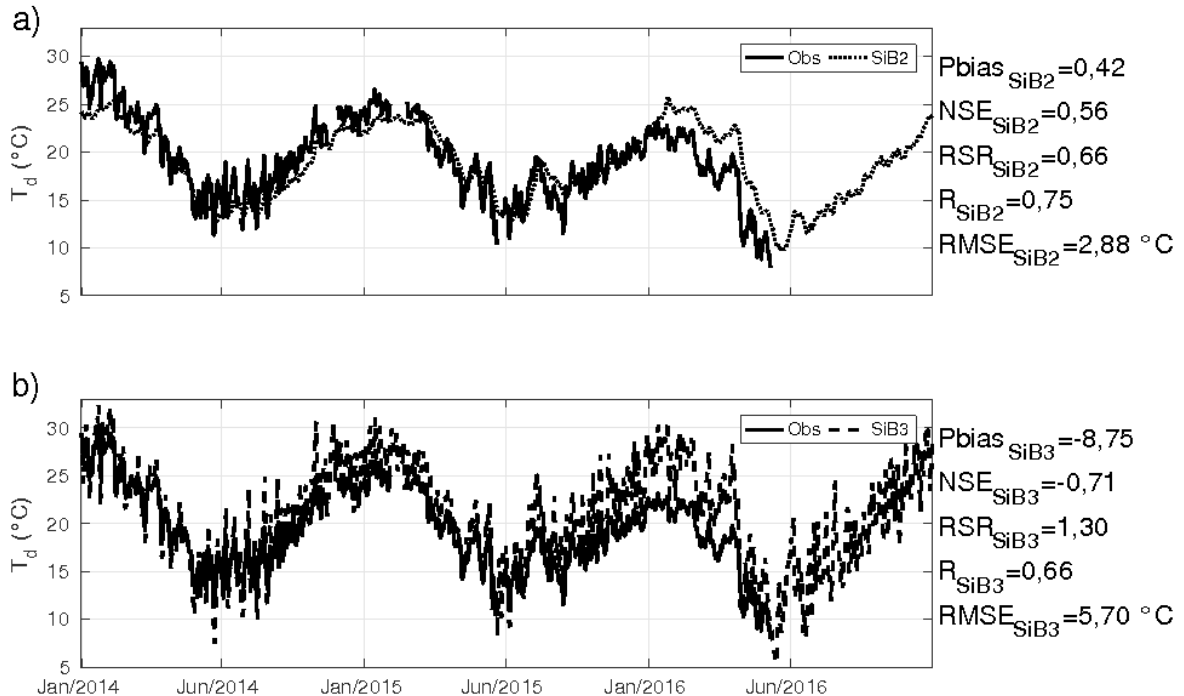
De um modo geral, o modelo SiB2 modela com mais eficiência os fluxos superficiais para a área de estudo. A inserção de uma equação para representar a R_{solo} pode ter sido fundamental na estimativa do NEE. Os anos de estudo apresentaram diversos fenômenos climáticos com distribuições anormais de chuva (2014 e 2015). O ano de 2014 foi considerado atípico com precipitação acima do normal, o ano de 2015 prevaleceu o fenômeno *El niño*-Oscilação Sul caracterizado por altos índices pluviométricos e o ano de 2016 apresentou normalidade em relação a essa variável. Porém, mesmo com esses eventos, a calibração apresentada para os modelos SiB2 e SiB3 foi válida para os outros anos. Assim, essas calibrações podem ser utilizadas para boas estimativas dos fluxos superficiais no bioma Pampa.

4.7 VARIÁVEIS DE SOLO

4.7.1 Temperatura do solo

A porcentagem de dados observados faltantes de T_d é de 22,89 %. A Figura 23 apresenta a média diária de T_d observada e simulada com os modelos SiB2 e SiB3. A T_d máxima observada ocorreu em janeiro de 2014, correspondendo a 33,37 °C e foi a mais elevada dos três anos. No ano de 2015 o valor máximo de T_d foi de 27,09 °C e no ano de 2016 foi de 24,94 °C, todos no mês de janeiro. Houve um declínio na temperatura máxima do solo observada de 8,0 °C do último ano em relação ao primeiro. Isso pode ser explicado por algum erro na medida do sensor de temperatura do solo, essas análises não foram realizadas para este trabalho. Na metade do ano de 2016 o sensor de T_d foi retirado, então a partir desse período até o final do ano não tem dados observados de T_d . No ciclo médio diário (não apresentado), a T_d observada varia em torno de 2 °C. Na média de todo o período T_d observada foi de 19,34 °C.

Figura 23 – a) Média diária da T_d observada com os dados disponíveis (linha contínua) e simulada pelo modelo SiB2 (linha pontilhada), ao lado os coeficientes estatísticos, referentes aos 3 anos de estudo. b) igual ao anterior porém simulada com o SiB3. A média diária dos modelos foi calculada para todos os dados simulados para o dia.



Fonte: Autora.

O modelo SiB2 (Figura 23,a) não teve significativa variação nos valores máximos de T_d de um ano para o outro, sendo esta variação aproximadamente $1,0 \text{ } ^\circ\text{C}$. A maior diferença dos resultados observados em relação aos simulados ocorreu para altas temperaturas do solo, com diferenças de aproximadamente $3,0 \text{ } ^\circ\text{C}$ nas temperaturas máximas. Para temperaturas baixas e intermediárias a diferença foi de aproximadamente $0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$. A temperatura do solo no modelo SiB2 praticamente não apresentou amplitude diária, no ciclo médio diário, variando cerca de $0,07 \text{ } ^\circ\text{C}$ (não apresentado). A média da T_d simulada para todo período pelo SiB2 foi de $19,26 \text{ } ^\circ\text{C}$, muito similar aos dados observados. A T_d apresenta sazonalidade bem definida, assim como a observação e mantém a mesma tendência no primeiro ano. A T_d e a θ_i (seção seguinte) apresentadas nesse trabalho, observadas e modeladas são resultantes da profundidade de $0,05 \text{ m}$. Estas variáveis para diferentes profundidades dos modelos, não foram apresentadas pois não haviam dados observados para comparação.

O modelo SiB3 (Figura 23,b) não teve uma variação significativa nos valores máximos de T_d do ano 2014 para o ano de 2015, com diferença de aproximadamente $1 \text{ } ^\circ\text{C}$, porém, do ano de 2015 para o ano de 2016 a diferença foi de $5 \text{ } ^\circ\text{C}$. Ao contrário do modelo SiB2, o modelo SiB3 possui amplitude diária da temperatura do solo cerca de $12 \text{ } ^\circ\text{C}$ (não apresentado). Na média de todo período, a T_d simulada pelo SiB3 foi de $21,03 \text{ } ^\circ\text{C}$, diferindo em 8% da observação.

Analisando os coeficientes estatísticos (Figura 23), o modelo SiB2 foi o que melhor representou a observação da T_d apesar de não apresentar amplitude diária, representando uma modelagem “boa” segundo a NSE. No entanto, o modelo SiB3 apresentou modelagem “insatisfatória” com referência à NSE. Os outros coeficientes estatísticos também confirmaram esses resultados.

4.7.2 Umidade do solo

A umidade volumétrica do solo (θ_i) expressa o volume de água contido no volume de solo, o grau de saturação (W) expressa o volume de água pelo volume de vazios e a porosidade (θ) é a razão entre o volume de poros e o volume total. Tanto os dados observados quanto a saída do modelo SiB3 disponibilizam a umidade volumétrica do solo. No modelo SiB2 é disponibilizado o grau de saturação, que para se obter a umidade volumétrica do solo, multiplicou-se o grau de saturação pela porosidade do solo.

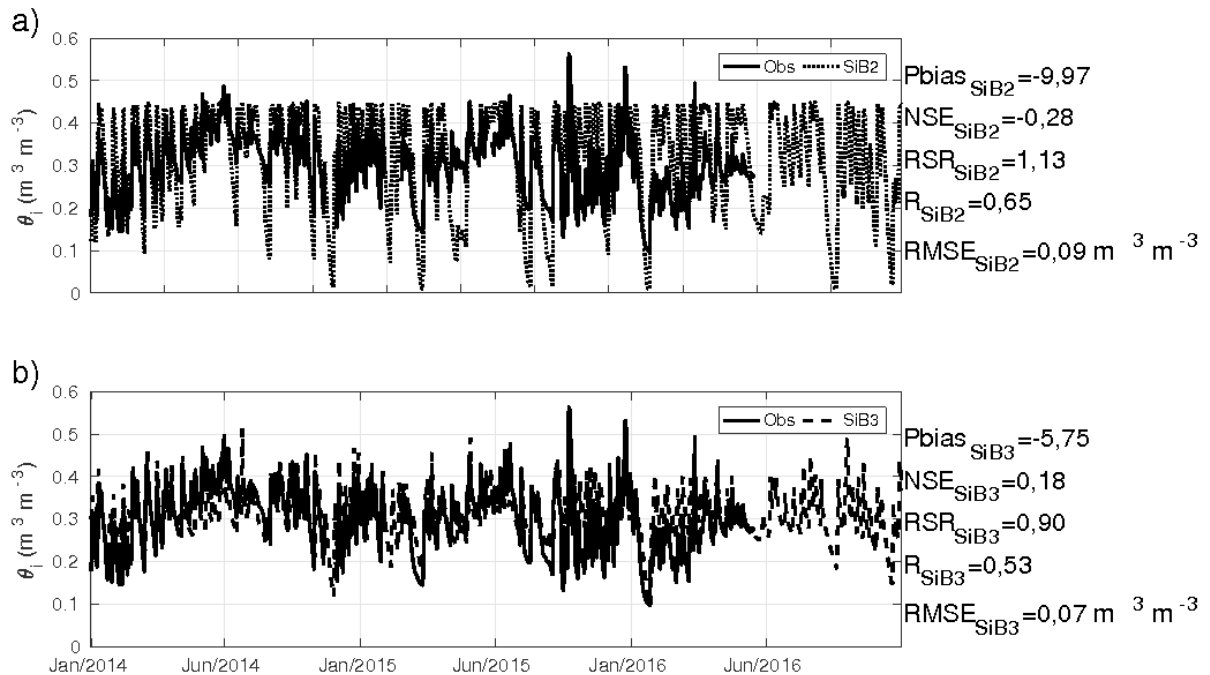
A percentagem de dados observados faltantes da θ_i é de 22,89 %. O sensor de umidade do solo, também foi retirado no mesmo período que o sensor de temperatura do solo, portanto, da metade do ano de 2016 até o final não têm os dados observados de θ_i . A θ_i observada (Figura 24) apresentou maiores valores no inverno e menores no verão. O máximo ocorreu na metade do ano de 2015 com $0,59 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. A mínima de θ_i observada foi de $0,09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ referente a janeiro de 2016. Os valores máximos e mínimos são referentes a todo período.

No modelo SiB2 observou-se maior amplitude diária de θ_i (Figura 24,a), os valores mínimos subestimaram o observado e os valores máximos superestimaram este (em sua totalidade). Para os três anos, o valor máximo da simulação de θ_i foi de $0,44 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e o valor mínimo foi de $0,008 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, correspondendo a 25 % e 90 % do observado, respectivamente.

A simulação de θ_i com o modelo SiB3, variou conforme a observação (Figura 24,b), com valor máximo, para os três anos, de $0,62 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e mínimo de $0,08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, correspondendo a 5 % e 11 % do observado, respectivamente.

Os coeficientes estatísticos para análise de cada modelo estão presentes na Figura 24. O modelo SiB3 representou adequadamente θ_i em relação a observação, seguindo a mesma tendência diária e sazonal. No entanto, o modelo SiB2 subestima θ_i quando o solo está seco e quando o solo está saturado o W atinge aproximadamente 100 %. O modelo SiB2 apresenta a mesma tendência da observação, porém, nos extremos (seco e saturado) ele converge para os valores máximos e mínimos. Como mencionado anteriormente, a melhora do modelo SiB3 devido a reformulação por Baker et al. (2008), Hanan et al. (2005) do módulo hidráulico está evidente também no ciclo médio diário de θ_i . Com essa reformulação o modelo SiB3 conseguiu representar devidamente esses extremos (analisando apenas essa camada do solo).

Figura 24 – a) Média diária da θ_i observada com os dados disponíveis (linha contínua) e simulada pelo modelo SiB2 (linha pontilhada), ao lado os coeficientes estatísticos, referentes aos 3 anos de estudo. b) igual ao anterior porém simulada com o SiB3.



Fonte: Autora.

4.8 FLUXO DE CALOR LATENTE

O LE é a energia responsável pela mudança de estado da água. Na transformação da água líquida para gasosa (evaporação), o LE é definido como positivo. Esse processo ocorre tanto no período noturno como no diurno, dependendo da disponibilidade de água e energia para evaporação. No processo inverso, transformação da água no estado de gás para água líquida (condensação), o LE é definido como negativo. Este último processo, na atmosfera, pode ser denominado orvalho e transcorre de condições específicas desta.

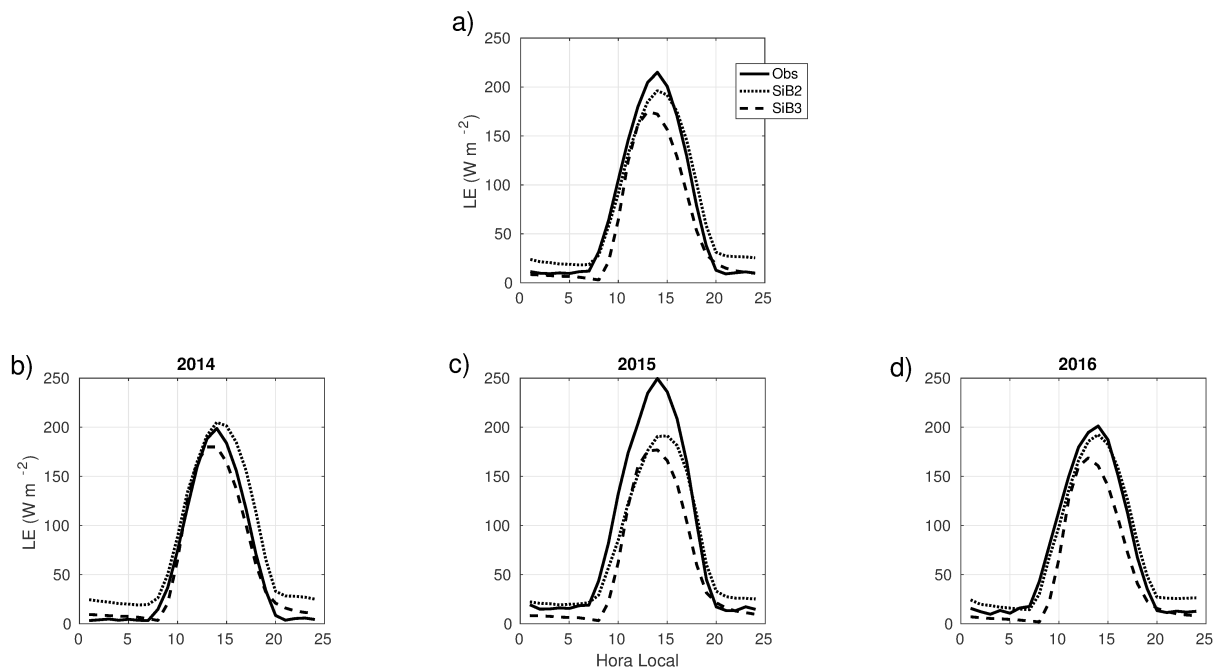
O ciclo médio diário do LE para os três anos é apresentado na Figura 25. No período noturno, o LE observado é aproximadamente constante, com valor de $12 W m^{-2}$ (Figura 25,a). No amanhecer, quando inicia a incidência de radiação solar, mais energia é disponibilizada para os processos de transformação do estado da água, portanto, o LE começa a aumentar (por volta das 7 h). O pico máximo do LE observado ($215 W m^{-2}$) acontece por volta das 14 h.

No período noturno (Figura 25,a), em média, o LE do modelo SiB2 superestima em 50 % e o LE do modelo SiB3 subestima em 66 % o LE observado. O LE simulado pelo modelo SiB2 começa a aumentar no mesmo horário que o observado. Entretanto, o LE simulado pelo SiB3 possui uma defasagem de 1 hora, começando a aumentar mais tarde (às 8 h). Neste horário, os valores de LE, tanto observado quanto simulado pelo SiB2, são aproximadamente $30 W m^{-2}$ e

do simulado pelo SiB3 é 3 W m^{-2} (10 % do valor observado). Essa defasagem na simulação do SiB3 ocorreu para todos os anos, porém, para 2014 (ano da calibração do modelo) os valores não diferiram significativamente.

No período diurno (Figura 25,a), os valores máximos do LE simulado para ambos modelos diferenciaram em 18 % (SiB3) e 10 % (SiB2) do observado, subestimando-o. Em 2014 (Figura 25,b) o LE simulado pelo SiB2 superestimou em 3 % e pelo SiB3 subestimou em 10 %. A maior diferença ocorreu no ano de 2015 (Figura 25,c), o SiB3 subestimou o LE em 30 % e o SiB2 subestimou em 24 %, em relação a observação. No entanto, no ano de 2016 (Figura 25,d) a diferença do LE observado e simulado pelo SiB2 foi de 4 % e pelo SiB3 foi de 16 % (valores máximos do ciclo médio diário). A média do LE para todo período, foi de $75,2 \text{ W m}^{-2}$, $71,1 \text{ W m}^{-2}$ (diferença de 5 %) e $55,3 \text{ W m}^{-2}$ (diferença de 26 %) para o observado e modelado pelo SiB2 e pelo SiB3, respectivamente.

Figura 25 – a) Ciclo médio diário dos 3 anos de estudo de LE observado (linha contínua), LE simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada); b) somente o ano de 2014; c) somente o ano de 2015; e c) somente o ano de 2016.

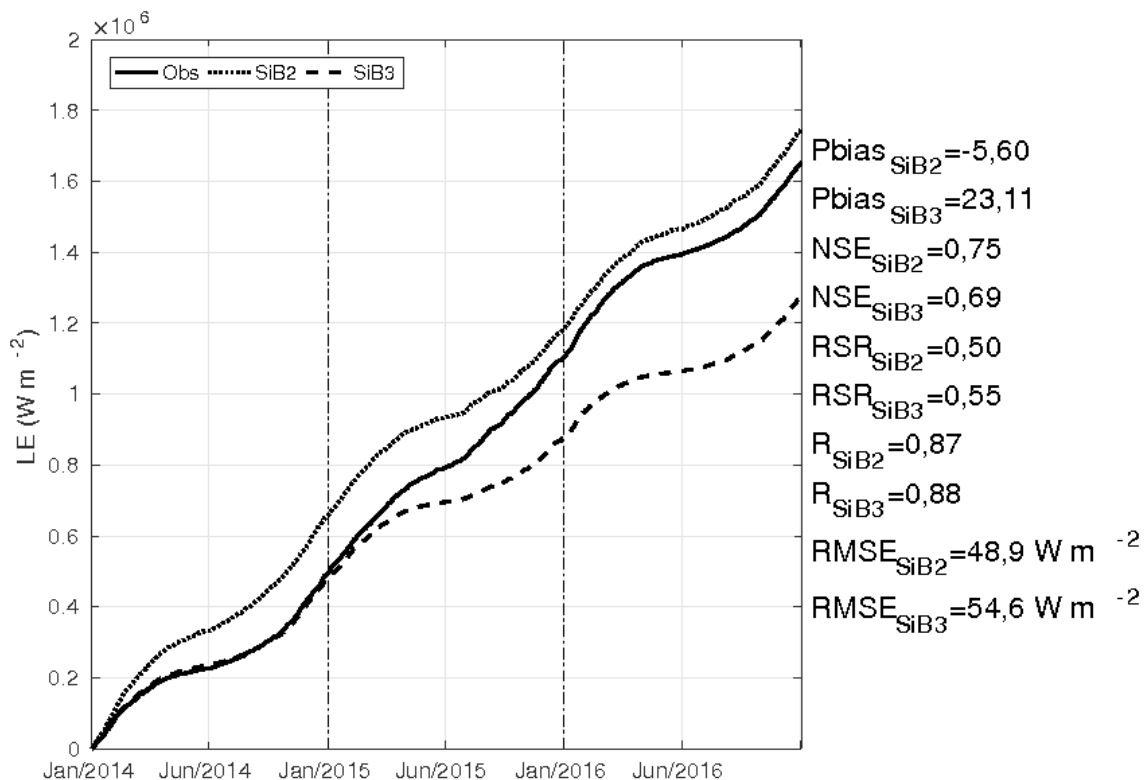


Fonte: Autora.

O LE foi o fluxo melhor simulado pelos modelos. No SiB3 o LE partiu de um NSE “muito bom” já com os parâmetros da LI. Este resultado é ratificado no começo da soma cumulativa (Figura 26) e no ciclo médio diário, analisado acima. Até o final de 2014, o LE simulado pelo SiB3 e o LE observado praticamente sobrepuseram-se na soma acumulada. A partir de 2015 até o final, o SiB3 subestimou o LE em relação ao observado. Por outro lado, o modelo SiB2

superestimou o LE em todo período. A diferença na soma acumulada do SiB3 em relação ao total observado foi de 33 % e do SiB2 foi de 5 %. O modelo SiB3 representou muito bem a observação de LE somente no ano da calibração. Se for analisado os três anos juntamente, o SiB2 foi o modelo que melhor representou a observação. Esse resultado está confirmado nas estatísticas (Figura 26), com exceção do R. A modelagem de LE através do modelo SiB2 apresentou $NSE=0,75$ para todo período, no ano da calibração (2014) esse valor foi $NSE=0,76$, esse resultado mostra que a calibração do modelo SiB2 foi eficiente para mais anos, além do ano da calibração. O mesmo não acontece com o SiB3, este representou muito bem o LE no ano da calibração e no ano seguinte (2015) houve uma queda na eficiência do modelo com os parâmetros calibrados ($NSE=0,66$).

Figura 26 – Soma acumulada do LE observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatísticos referentes a cada modelo para o mesmo período.



Fonte: Autora.

O LE estimado pelos modelos, é resultante do conjunto da evaporação da água (solo, subsolo, superfície das plantas) e da transpiração das plantas, e também pode ser denominado como evapotranspiração (ET). A ET é estabelecida na unidade de milímetros de água por dia ($mm dia^{-1}$), então, é necessário fazer uma conversão de LE ($W m^{-2}$) para ET, através da seguinte

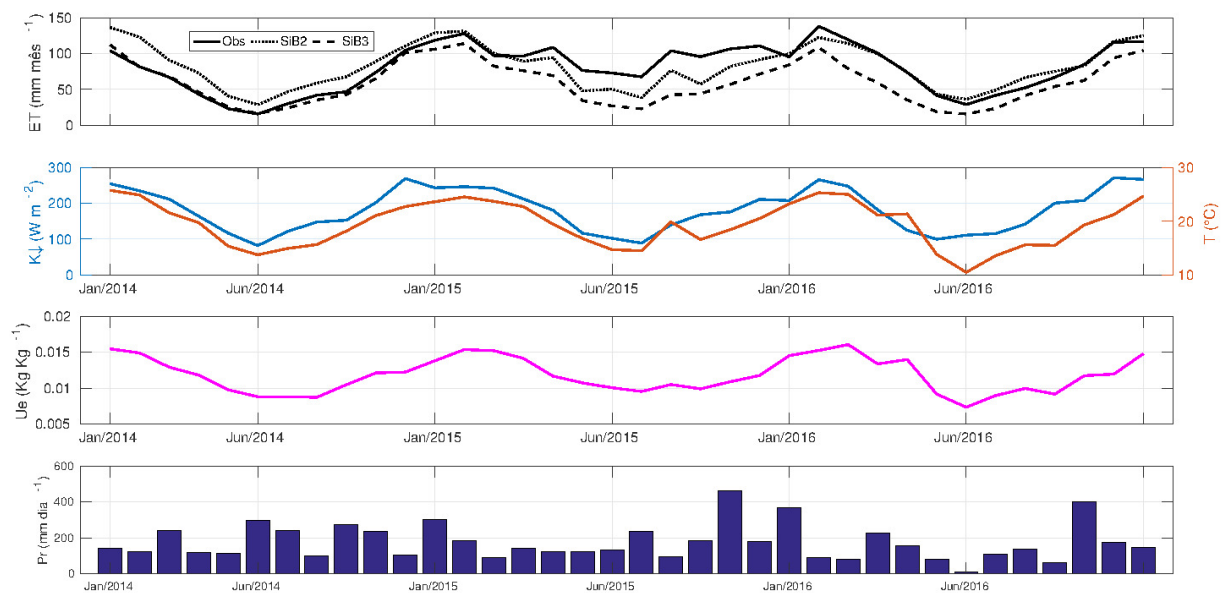
relação:

$$ET = b * LE \quad (4.2)$$

onde $b = 0.0352512$ é o fator de conversão, descrito em Allen et al. (1998)

A Figura 27 apresenta o acumulado mensal da ET e da Pr e as médias mensais da T, da $K\downarrow$ e da Ue. A Ue é utilizada somente como entrada do modelo SiB3, porém seu comportamento é similar ao da PV (entrada do SiB2), já que foi calculada a partir desta. Na média mensal, a ET apresenta uma sazonalidade bem acentuada, da mesma forma que a $K\downarrow$, a T e a Ue e não apresenta significativa relação com a precipitação (bem distribuída ao longo do ano).

Figura 27 – Acumulados mensais da ET observada (linha contínua), simulada pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulada pelo SiB3 (linha tracejada), da T (linha laranja), da $K\downarrow$, da Ue (linha vermelha), e da precipitação (barras); Acumulados apenas dos dados disponíveis.



Fonte: Autora.

O valor máximo mensal da ET observada foi de $138,2 \text{ mm mês}^{-1}$ (fevereiro/16), correspondendo ao mesmo mês de maior valor na T média mensal. A ET simulada pelo SiB2 obteve valor máximo de $136,5 \text{ mm mês}^{-1}$ (janeiro/14) e a simulada pelo SiB3 de $114,1 \text{ mm mês}^{-1}$ (fevereiro/15).

O ano de 2015 teve aproximadamente o mesmo acumulado anual de precipitação do que o ano de 2014, diferindo em 100 mm. No entanto, o menor valor da ET observada na média mensal correspondente ao ano de 2015 foi em torno de 75 % maior em relação ao ano de 2014. Os modelos também apresentaram esse comportamento. O valor mínimo na média mensal na simulação da ET pelo SiB2 foi 26 % maior e pelo SiB3 foi 28 % maior em 2015 em relação

a 2014. Nesse ano de 2015 as três variáveis atmosféricas apresentaram os valores mínimos elevados, inferindo os valores elevados da ET neste ano devido a estas variáveis.

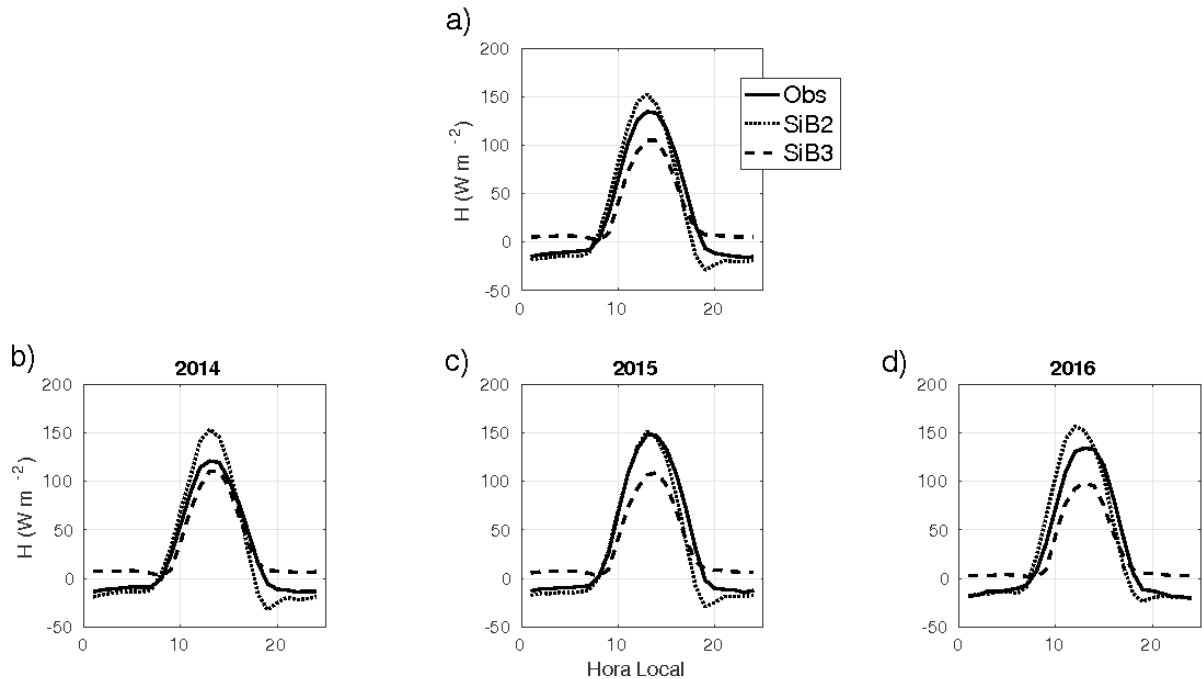
O acumulado total da ET para os três anos de estudo foi de 2890 mm, 2959 mm e 2143 mm, para o observado, simulado pelo SiB2 e simulado pelo SiB3, respectivamente. A ET simulada pelo SiB2 superestimou em 2,3 % o observado, enquanto que a simulação com o SiB3 subestimou em 25,8 % o observado. Os acumulados totais correspondem a 46 %, 47 % e 34 % da precipitação acumulada total (6276,5 mm), para o observado, SiB2 e SiB3, respectivamente. O modelo SiB3 apresentou altos coeficientes estatísticos na estimativa do LE para o ano da calibração (2014), isso também pode ser visualizado na média mensal da ET (difere do LE pelo fator de conversão).

Como mencionado anteriormente (seção 4.1.2, Capítulo 4), os valores obtidos pelos modelos foram retirados quando os observados eram faltantes. Portanto, todos os gráficos desta e das próximas seções não estão com os dados dos fluxos preenchidos é apresentado apenas os valores disponíveis. Dessa forma, os valores não caracterizam a área de estudo pois não estão completos. Os resultados mostram apenas a comparação dos fluxos estimados pelos modelos quando os fluxos observados eram disponíveis.

4.9 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

O H, responsável pelo aquecimento da atmosfera e da superfície foi estimado pelos modelos SiB2 e SiB3 e comparados com o H observado (Figuras 28 e 29). É possível observar pelo ciclo médio diário de todo período (Figura 28,a) que o H simulado pelo SiB2 superestimou durante o dia e subestimou durante a noite, o inverso ocorre na simulação com o SiB3. As médias de H dos três anos de estudo foram de $31,48 \text{ W m}^{-2}$, $29,09 \text{ W m}^{-2}$ (diferença de 8 %) e $30,18 \text{ W m}^{-2}$ (diferença de 4 %) para o observado, para o simulado pelo SiB2 e para o simulado pelo SiB3, respectivamente. De um modo geral, o coeficiente Pbias apresentou subestimativa de H simulado por ambos modelos referente a todo período, com valores de 7,57 e 4,22 para o SiB2 e para o SiB3, respectivamente. Esses valores de Pbias indicam uma modelagem “muito boa” (ver Tabela 6). Os valores máximos de H observado, simulado pelo SiB2 e pelo SiB3, no ciclo médio diário, foram, $134,5 \text{ W m}^{-2}$, $152,5 \text{ W m}^{-2}$ e $105,3 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. Os valores máximos tanto da observação quanto das simulações ocorreram às 13 h. A diferença entre o observado e o SiB2 foi 13 %, enquanto que, entre o observado e o SiB3 foi 44 %, correspondente a todo período. No entanto, ao analisar separadamente os anos, observa-se a menor diferença do observado em relação ao SiB3 em 2014 (9 %) e do observado em relação ao SiB2 em 2015 (2 %). Essas diferenças ocorreram devido a variação dos valores máximos do ciclo médio diário do H observado. Os modelos SiB2 e SiB3 variaram, respectivamente, em aproximadamente 3 %, e 10 %, enquanto que o observado variou 30 %, relacionando os valores máximos de um ano em relação ao outro.

Figura 28 – Ciclo médio diário de H observado (linha contínua), H simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada). No topo da figura está o ciclo dos 3 anos de estudo, da esquerda para direita está o ciclo de cada ano (2014 - 2016).



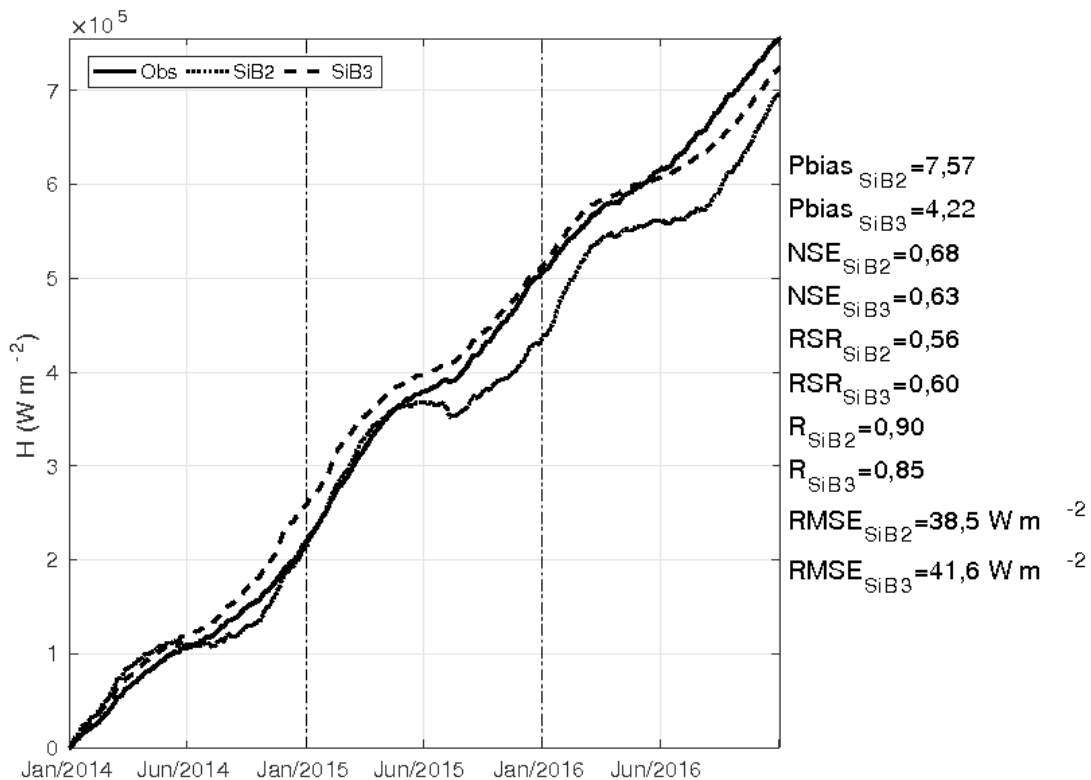
Fonte: Autora.

No período noturno devido à ausência da forçante térmica, a atmosfera aquece a superfície (H negativo). Esse processo, no ciclo médio diário, não é representado pelo modelo SiB3. O H simulado pelo modelo SiB2, assim como o observado, começa a ascender e inverte o sentido do fluxo, ou seja, a superfície aquece a atmosfera, por volta das 7 h da manhã. Todavia, no modelo SiB3 não há inversão do sentido do fluxo, pois ele permanece positivo durante a noite, além disso, o H estimado pelo SiB3 possui um atraso de uma hora em relação a observação. O mesmo foi verificado no LE modelado pelo SiB3.

A Figura 29 apresenta a soma acumulada de H observado e simulado para ambos modelos (SiB2 e SiB3). Os modelos SiB2 e SiB3 subestimaram em 8 % e 4 % o valor acumulado total em relação ao observado. A simulação de H através do modelo SiB3 superestimou a observação até aproximadamente a metade do mês de junho de 2016, após, começou a subestimar o observado, finalizando a soma acumulada com deficit em relação ao observado. Por outro lado, a simulação de H com o modelo SiB2 oscilou na perspectiva da observação, no sentido que superestimou e subestimou esta. Somente na metade do mês de maio de 2015 a simulação de H pelo SiB2 permaneceu subestimada até o final. O modelo SiB2 superestimou o modelo SiB3 até aproximadamente maio de 2014, após esse período e até o final, ocorreu o inverso. Esse resultado é consequência dos valores mínimos e máximos simulados pelos modelos. Os valores mínimos do H simulado pelo SiB2, atingem aproximadamente $-284,32 \text{ W m}^{-2}$ (mínima de todo

período), enquanto que, o H simulado pelo SiB3 atinge -31 W m^{-2} , compreendendo apenas 12 % do primeiro. Todavia, o valor máximo de H estimado pelo SiB3 é 60 % do valor máximo estimado pelo SiB2. Portanto, como a diferença mínima é maior que a diferença máxima, os valores de H simulados pelo SiB2 subestimam, embora o máximo superestime.

Figura 29 – Soma acumulada de H observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico referentes a cada modelo para o mesmo período.



Fonte: Autora.

Os coeficientes estatísticos respectivos aos três anos de simulação de H através dos modelos SiB2 e SiB3 estão apresentados na Figura 29. Analisando a resposta de cada coeficiente estatístico conforme a seção 3.2., o modelo SiB2 foi o que melhor simulou o H para o total de 3 anos.

4.10 FLUXO DE CO_2

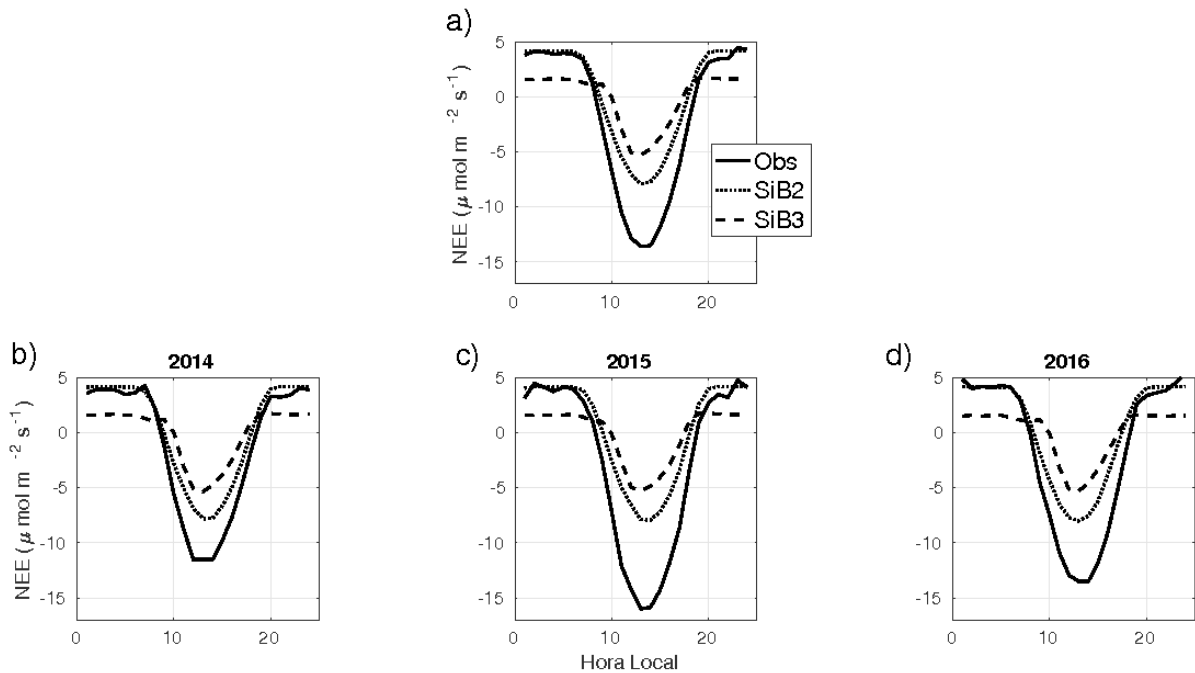
O NEE é a diferença entre o ganho e a perda de CO_2 na atmosfera, devido aos processos na superfície. O ganho é representado pela respiração do ecossistema (autotrófica e heterotrófica) e a perda é representada pela assimilação de CO_2 através da fotossíntese. Na seção 2.2 (Capítulo 2) está a descrição completa desses processos. Portanto, quando há absorção de CO_2 , o NEE é

definido com o sinal negativo e esse processo ocorre no período diurno. Quando há emissão de CO_2 pela respiração, o NEE é definido com o sinal positivo, esse processo ocorre durante o dia e a noite, porém, no período noturno, verifica-se apenas a respiração.

Como exposto na seção 4.3 (Capítulo 4), houve uma melhora significativa na R_{eco} com a inserção de uma equação para representar a R_{solo} da área de estudo, no modelo SiB2. No modelo SiB3 não houve essa alteração na R_{solo} e mesmo com a calibração, o modelo não representou de maneira satisfatória o NEE. A R_{eco} (NEE noturno) simulada pelo SiB2 ficou aproximadamente igual a observação nas primeiras horas da noite diferindo em apenas 4 %. No entardecer a diferença foi maior, em torno de 28 %. A diferença do NEE noturno observado e simulado pelo modelo SiB3 foi de 61 %. Esse resultado ratifica, mais uma vez, a necessidade da introdução de uma equação de R_{solo} representando a área de estudo nos modelos.

No ciclo médio diário para todo período (Figura30,a), o SiB2 superestimou em 42 % e o SiB3 superestimou em 60 % a absorção de CO_2 (NEE diurno) em relação a observação. No ano de 2014 (Figura30,b) a simulação do NEE com o SiB2 diferiu em 31 % e com o SiB3 diferiu 53 %, em relação a observação na absorção máxima, sendo este ano melhor representado pelos modelos. No ano de 2015 (Figura30,c) a diferença da modelagem do NEE através do SiB2 foi 50% maior em relação a observação (valor máximo da absorção). O mesmo aconteceu para a modelagem com o SiB3, 67 %. Este ano de 2015 teve a maior absorção observada ($16 \mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), esse fato que contribuiu para as maiores diferenças entre os valor observados e simulados, pois os modelos não variaram significativamente ao longo dos anos. A variação da absorção máxima de NEE dos modelos foi de aproximadamente $0,5 \mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Enquanto que, os dados observados do NEE variaram $4,3 \mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de um ano para o outro. No ano de 2016 (Figura30,d), a diferença no observado em relação ao SiB2 foi de 40 % e ao SiB3 foi de 60 %.

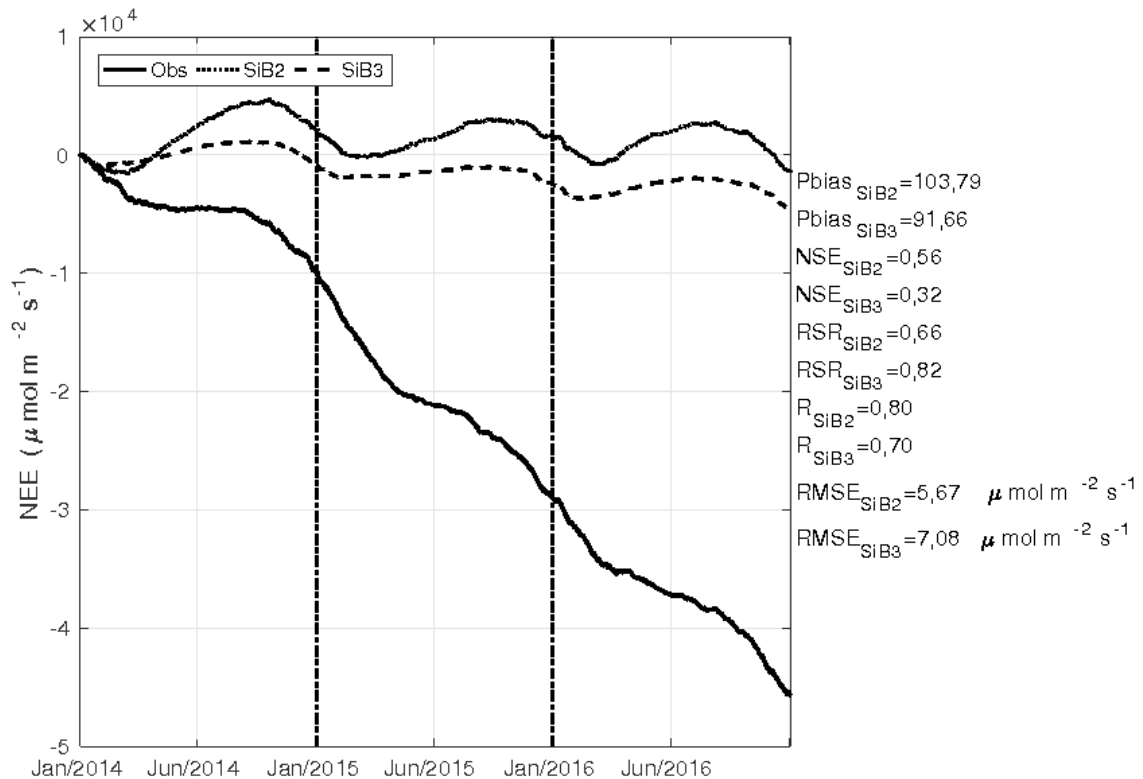
Figura 30 – Ciclo médio diário de NEE observado (linha contínua), NEE simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e pelo SiB3 (linha tracejada). No topo da figura está o ciclo dos 3 anos de estudo, da esquerda para direita está o ciclo de cada ano (2014 - 2016).



Fonte: Autora.

A soma acumulada do NEE observado e simulado pelos modelos SiB2 e SiB3 está apresentada na Figura 31 para os 3 anos de estudo. A diferença da observação e do simulado com ambos modelos foi discrepante. Os modelos apresentaram uma sazonalidade marcante, principalmente o modelo SiB2. O NEE do modelo SiB2 manteve-se negativo somente até metade de maio de 2014, após esse período, o NEE superestimou até o final. No entanto, o modelo SiB3 obteve resultados positivos no segundo semestre de 2014 e após manteve-se negativo até o final do acumulado para os três anos. Esse resultado do modelo SiB2 sugere que a R_{eco} prevaleceu em comparação com a assimilação (superestimou), entretanto, por mais que não houvesse sido inserida uma equação para R_{eco} no modelo SiB3, este apresentou resultados mais favoráveis em relação a soma acumulada. Esses resultados indicam que, além da R_{eco} , a assimilação de CO_2 também deve ser analisada. A calibração foi um fator importante nesses resultados (seção 4.3, Capítulo 3, Figura 16), mas, como nesse estudo optou-se por otimizar todos os fluxos, uma calibração mais apurada do NEE resultou em regresso na otimização de H e LE. Se fosse calibrado apenas o NEE, os modelos responderiam melhor na absorção de CO_2 . Em um modelo de superfície é necessário que todos os fluxos superficiais representem os dados observados, nesse caso, a inserção de uma parametrização da assimilação poderia resolver esta superestimativa do NEE diurno.

Figura 31 – Soma acumulada do NEE observado (linha contínua), simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulado pelo SiB3 (linha tracejada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico referentes a cada modelo para o mesmo período.



Fonte: Autora.

4.11 PARTIÇÃO DA ENERGIA

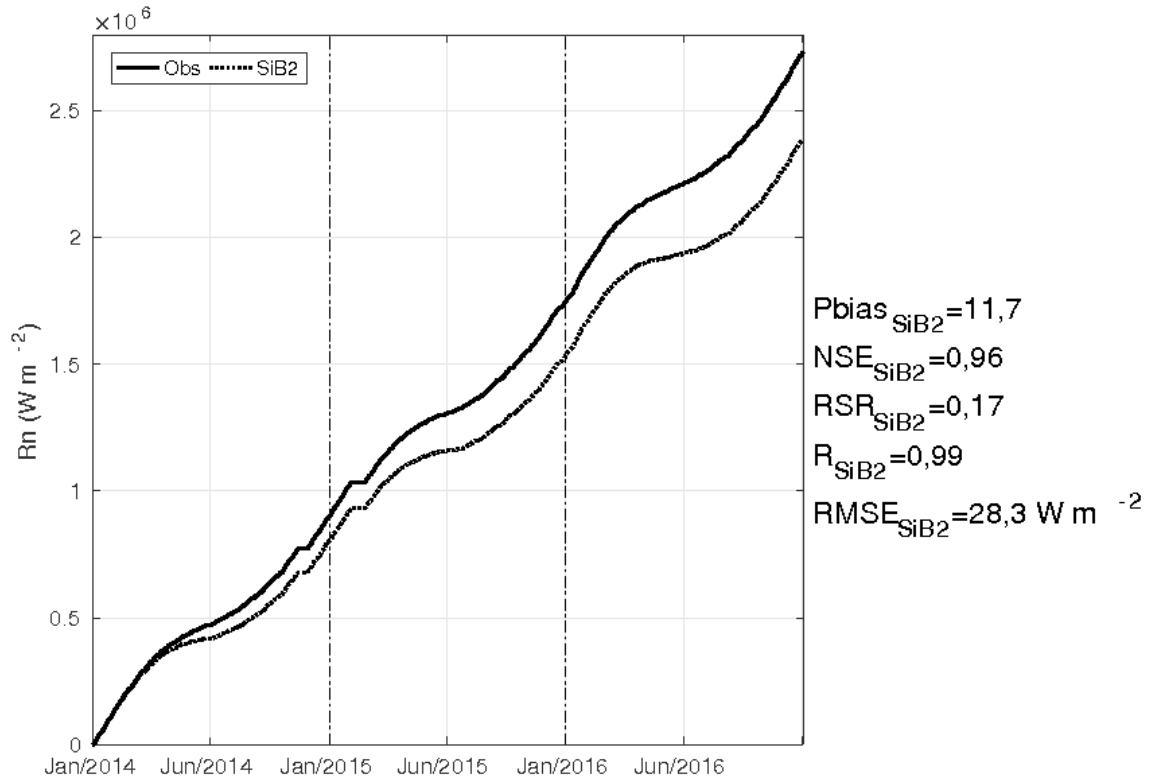
4.11.1 Saldo de radiação

O saldo de radiação (R_n) é a energia disponível para a realização dos processos de evaporação da água (LE), aquecimento da atmosfera (H) e aquecimento do subsolo (G), como descrito na seção 2.3 (Capítulo 2). Essa energia é proveniente do balanço radiativo (Equação 2.7, seção 2.3, Capítulo 2). Portanto, o R_n deve ser igual a energia utilizada para os processos de superfície ($H+LE+G$).

A Figura 32 apresenta a soma acumulada do R_n observado e simulado pelo SiB2. No início do ano até abril de 2014, o R_n simulado e observado sobrepuseram-se, a partir desse período a simulação subestimou até o final ($Pbias=11,7$). A soma acumulada total diferiu em 12 % o R_n simulado em relação ao observado. Os coeficientes estatístico (ao lado da Figura 32) mostraram uma ótima simulação do R_n pelo SiB2. O R_n do modelo SiB3 não foi apresentado, pois os dados de saída das componentes do saldo de onda curta e de onda longa não apresentaram coerência. Devido ao pouco tempo de estudo com o SiB3 não foi possível encontrar o problema,

portanto, optou-se em não apresentar este.

Figura 32 – Soma acumulada de Rn observado (linha contínua) e simulado pelo SiB2 (linha pontilhada) para os 3 anos de estudo e os coeficientes estatístico para o mesmo período.

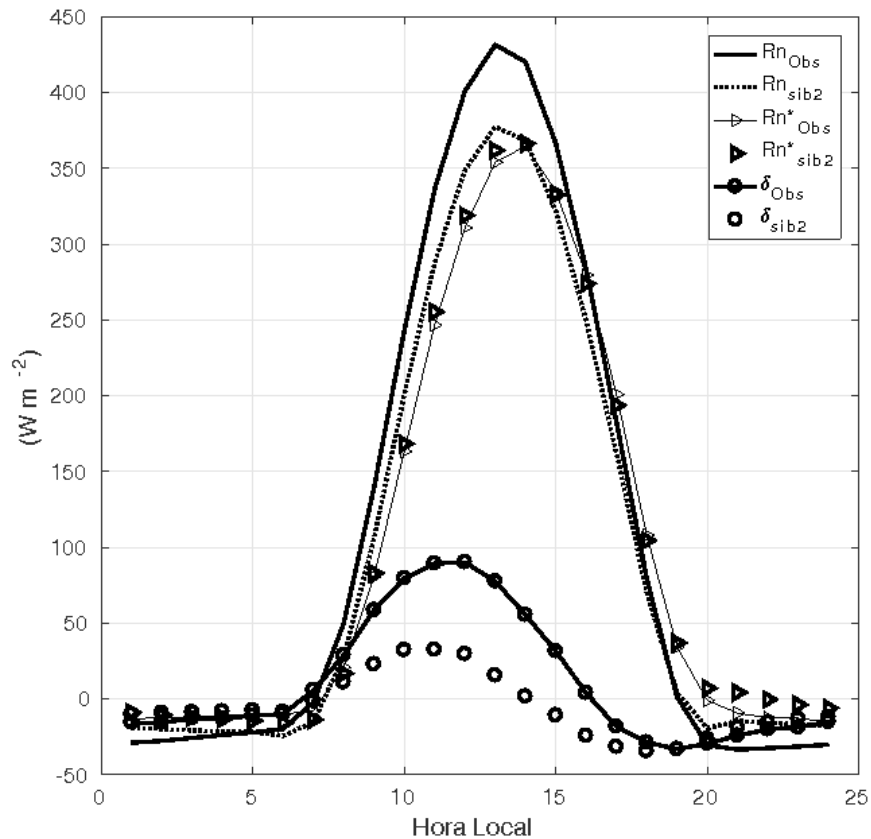


Fonte: Autora.

A Equação 2.9 (seção 2.3.2, Capítulo 2) é uma forma simplificada para apresentar os processos de energia que ocorrem no sistema superfície - atmosfera. A diferença entre saldo de radiação (Rn) e do saldo de energia (Rn*) não é zero, pois não está contabilizado no Rn* outros processos conforme descritos na seção 2.3.2 (definidos aqui com a letra grega gama (δ)). Conforme, Aubinet et al. (1999), δ representa predominantemente o armazenamento de energia entre a superfície e a posição de medida. Quando δ é maior que zero, a energia proveniente dos processos radiativos que entrou na superfície (Rn) é maior do que a energia que saiu da superfície (Rn*), portanto, houve um armazenamento de energia na superfície, $\delta > 0$ (Figura 33). Esse processo ocorre durante o dia, pois a forçante térmica K_{\downarrow} está atuando. No período noturno, a forçante cessa e a superfície inicializa o aquecimento da atmosfera, $\delta < 0$. O δ observado teve valor máximo de 90 W m^{-2} (20 % do valor máximo de Rn) e o simulado foi de 32 W m^{-2} (8 % do valor máximo de Rn). A diferença da observação e simulação de Rn* no valor máximo do ciclo médio diário foi de 0,3 %, praticamente desprezível. No ciclo médio diário, o valor máximo de Rn observado foi de $431,7 \text{ W m}^{-2}$ e do simulado foi de $377,5 \text{ W m}^{-2}$, correspondendo uma subestimativa de 12 % da simulação. O modelo SiB2 simula muito bem o Rn e o Rn* no ciclo

médio diário. O Rn^* modelado pelo SiB2 apresentou resultados similares com a observação, esse fato ocorreu, no ciclo médio diário, pois o H foi superestimado e o LE foi subestimado. Portanto, a superestimativa compensa a subestimativa no Rn^* .

Figura 33 – Ciclo médio diário do saldo de radiação (Rn) observado (linha contínua) e simulado pelo SiB2 (linha pontilhada), saldo de energia (Rn^*) observado (linha com triângulo) e simulado (triângulo) e δ observado (linha com círculo) e simulado (círculo)



Fonte: Autora.

4.11.2 Razão de Bowen e Fração evaporativa

O H e o LE interagem de maneira que ambos dependem da umidade disponível na superfície. A energia utilizada para evaporação da água e para a transpiração, esfria a superfície, reduzindo a diferença de temperatura entre a superfície e o ar adjacente que movimenta o H. Por outro lado, o aquecimento do ar pelo H aumenta a quantidade de vapor d'água que o ar consegue armazenar, causando movimento convectivo da umidade para longe da superfície evaporativa (CHAPIN; MATSON; VITOUSEK, 2011). Portanto, a umidade da superfície impacta a razão entre H e LE. Esta razão é denominada razão de Bowen (RB), quanto maior a RB, maior o H, então, mais energia é utilizada para aquecer a atmosfera e quanto menor a RB, maior o LE, mais

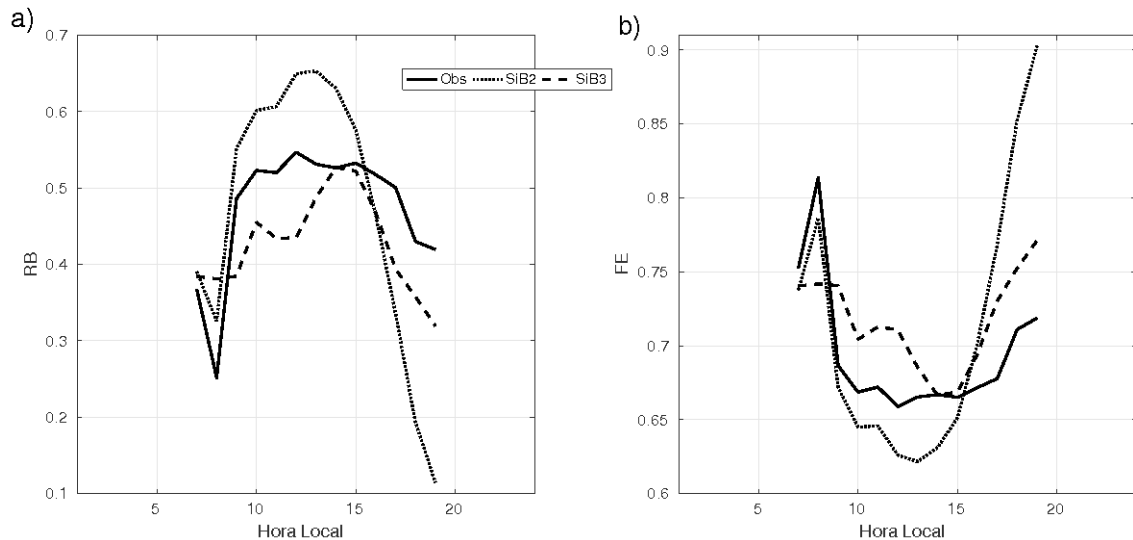
energia é utilizada para evaporar a água. A RB varia para cada ecossistema, geralmente, o valor médio da RB em oceanos tropicais é $RB < 0,1$, em florestas úmidas varia de $0,1 < RB < 0,3$ em florestas temperadas e pastagens (área de estudo desta dissertação) varia de $0,4 < RB < 0,8$, em áreas semi-áridas varia de $2 < RB < 6$ e em desertos é $RB > 10$ (OKE, 1987).

A razão entre o LE e o somatório dos fluxos turbulentos de energia ($H + LE$) resulta na fração evaporativa (FE), a qual, indica a proporção destes destinado à ET. Quanto maior o coeficiente FE mais energia é utilizada para a ET. Portanto a FE e a RB tem relação inversa, pois, quanto menor a RB e quanto maior a FE mais energia é disponibilizada para o ET.

A Figura 34a,b apresenta o ciclo médio diário da RB e da FE, respectivamente. A RB cresce nas primeiras horas do dia, mantêm-se aproximadamente constante ao longo da tarde e decresce novamente até o final do dia. É possível observar esse mesmo comportamento, porém inverso na FE (Figura 34,b). Nos modelos SiB2 e SiB3 o LE foi maior no começo do dia e final da tarde, do mesmo modo que o observado. As diferenças entre a RB observada e a simulada pelos modelos SiB2 e SiB3 foram de 7,7 % e de 5 % no começo da manhã, e de 73 % e 23 % no final da tarde, respectivamente. No meio do dia a diferença entre o observado e os modelos foi de 17 % e 1,8 %, na simulação pelo SiB2 e SiB3, respectivamente. Os valores médios da RB para todo período observado foi de 0,51, simulado pelo SiB2 foi de 0,51 e simulado pelo SiB3 foi de 0,45. As RB observada e estimada pelo SiB2 apresentaram o mesmo valor médio, devido a grande variação da RB no modelo SiB2 no ciclo médio diário. Esse valor da RB estimada pelo SiB2 e observada significa que os valores de H são aproximadamente a metade dos valores de LE, no ciclo médio diário para aquele horário (considerando somente os dados diurnos e desconsiderando as falhas). No modelo SiB3, o valor de RB correspondeu a valores de LE maiores que a metade dos valores de H. Na média, os resultados dos modelos foram satisfatórios em relação a observação e representaram, nos valores médios da RB, o ecossistema bioma Pampa.

Considerando o ciclo médio diário da FE, na primeira hora do dia, a diferença da FE observada e estimada pelo modelo SiB3 foi de 1,3 % e não houve diferença entre a FE observada e simulada pelo modelo SiB2. Nos valores máximos, a diferença foi de 1,5 % para o SiB3 e 4,6 % para o SiB2. A maior diferença, em comparação a FE observado foi no final da tarde, em 7,8 % para a estimativa com o modelo SiB3 e 21 % para a estimativa com o modelo SiB2. Os valores médios da FE, para todo período, observada foi de 0,67, da estimada pelo SiB2 foi de 0,68 e da estimada pelo SiB3 foi de 0,70. Esses valores são similares à RB, representando que os valores de LE são aproximadamente o dobro dos valores de H, para o SiB2 e observado e a FE estimada pelo SiB3 representou valores de LE maiores que a metade dos valores de H.

Figura 34 – a) Ciclo médio diário da RB observada (linha contínua), simulada pelo SiB2 (linha pontilhada) e simulada pelo SiB3 (linha tracejada). b) Ciclo médio diário da FE para as mesmas variáveis da RB.



Fonte: Autora.

4.12 MECANISMOS QUE CONTROLAM OS FLUXOS

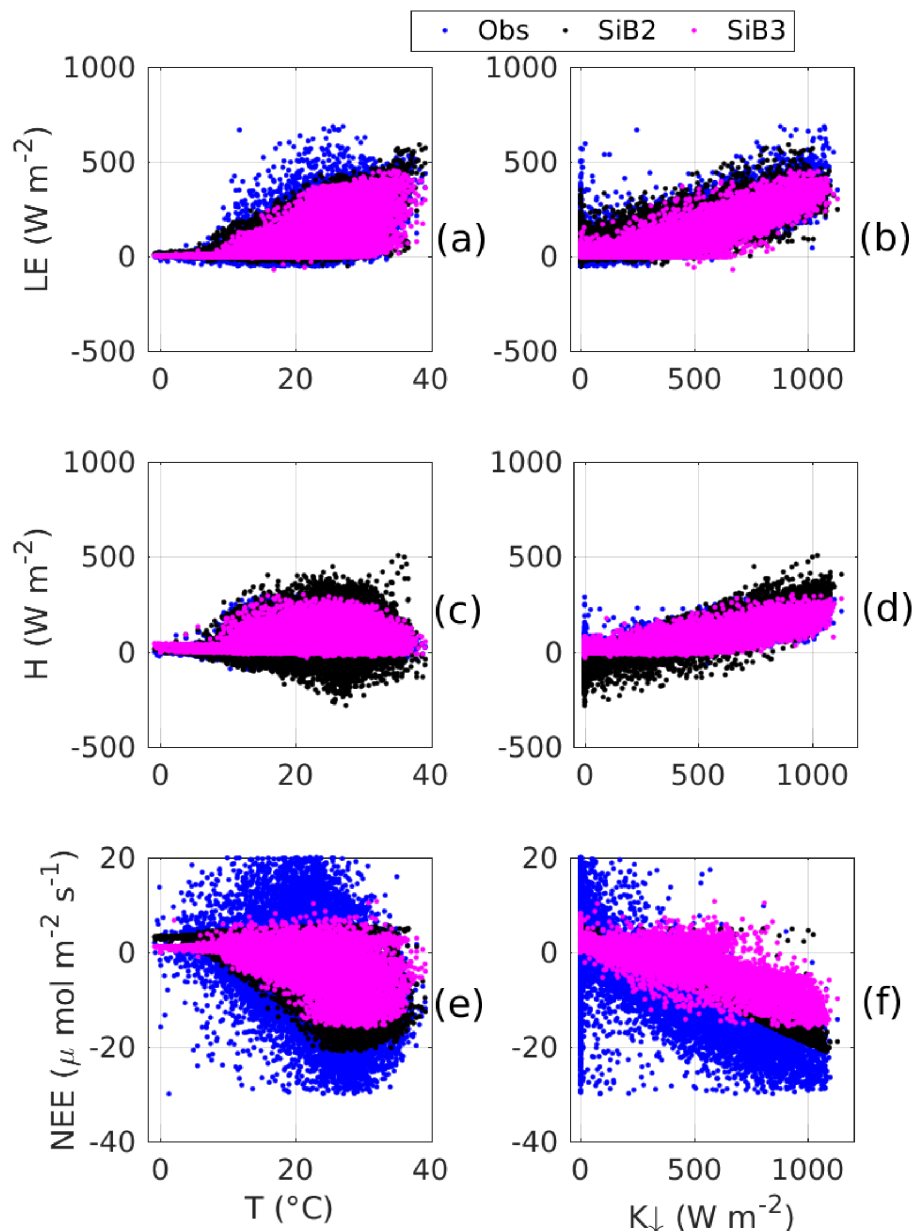
Os fluxos de energia e massa são governados por mecanismos que desencadeiam seus processos, nesse sentido, a Figura 35 apresenta as relações da T e da K_{\downarrow} nos fluxos de H , LE e NEE , observados e simulados por ambos modelos. A variável atmosférica que apresentou maior correlação tanto com os fluxos observados quanto com os fluxos simulados foi a K_{\downarrow} . Segundo os valores de R , a correlação foi “muito alta” ($R > 0,90$) na simulação de LE pelo modelo SiB3, nas simulações de H e NEE pelo modelo SiB2 e no H observado. Para o restante dos fluxos (observado e simulados) as correlações foram “altas” ($0,7 < R < 0,9$). Esses resultados mostram que a K_{\downarrow} é o mecanismo que controla os fluxos observados e simulados, estando linearmente correlacionada com estes. De modo geral, os fluxos de H e LE apresentaram a mesma variação da observação. Esses resultados são observados nos ciclos médios diários de cada fluxo, como descritos nas seções anteriores.

A T está menos correlacionada com os fluxos, e da mesma forma, apresenta a mesma variação e correlação tanto nos fluxos observados quanto nos fluxos simulados. O LE observado e modelado pelo SiB2 e SiB3 apresentou correlação “moderada” ($0,5 < R < 0,7$) com a T . O H apresentou correlação “baixa” ($0,3 < R < 0,5$) com os dados observados e simulados pelo SiB3 e o modelo SiB2 apresentou correlação “insuficiente” ($R < 0,3$). O NEE observado e simulado pelos modelos apresentou correlação “insuficiente” com a T . Outras variáveis atmosféricas foram testadas e não foram apresentadas aqui pois o R apresentava correlação “baixa” ou “insuficiente”.

Com isso, se as mesmas variáveis atmosféricas que controlam a observação também controlam as simulações, a diferença dos modelos e do observado está na representação da

vegetação. Essa representação está na parametrização de cada processo entre a superfície e a atmosfera e nas constantes envolvidas (parâmetros de solo e vegetação) em cada parametrização. A calibração é realizada para ajustar as constantes de acordo com a área de estudo. Porém, se isso não é suficiente, as parametrizações dos processos devem ser alterados para representar esta mesma área.

Figura 35 – Relações da T com os fluxos de a) LE, c) H e e) NEE e relações da K_{\downarrow} com os fluxos de b) LE, d) H e f) NEE, observados e simulados para todo período.

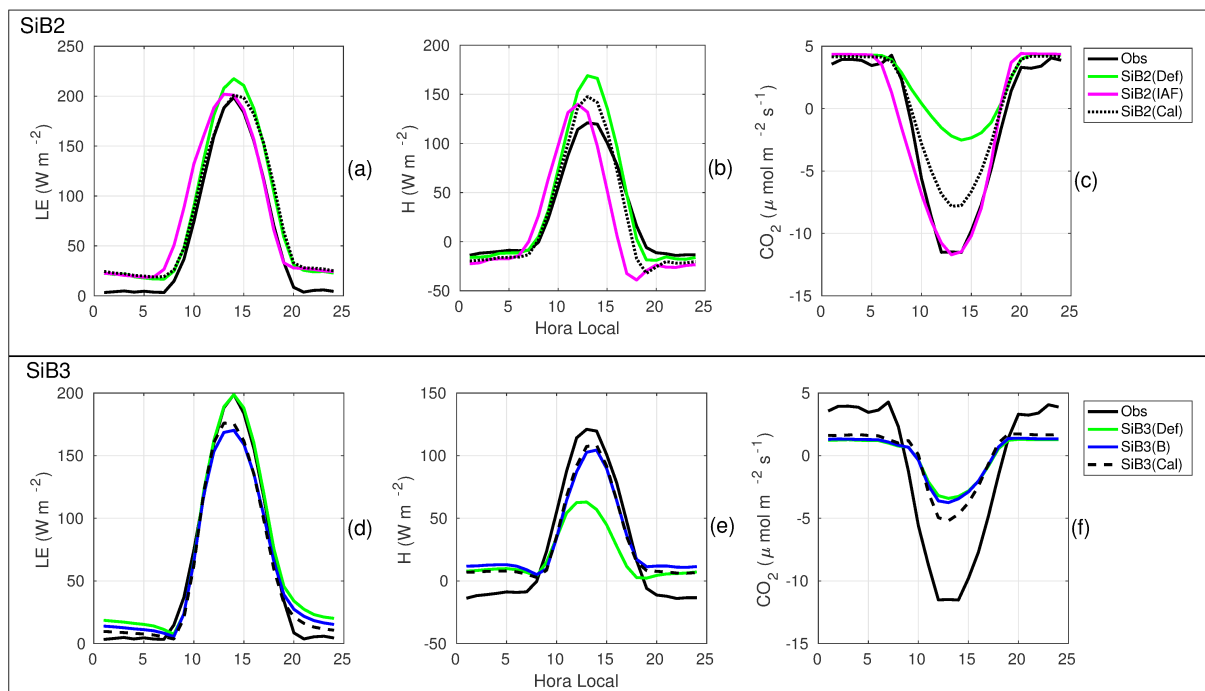


Fonte: Autora.

Na Figura 36 é possível observar a influência dos parâmetros de solo e vegetação nos fluxos simulados pelos modelos SiB2 e SiB3. Algumas análises do comportamento dos fluxos simulados

pelo modelo SiB2 podem ser explicadas pelos parâmetros de solo e vegetação calibrados, como: o deslocamento do LE no final da tarde foi devido ao parâmetro cc_2 do módulo aerodinâmico (Figura 36,(a)); a subestimativa no final da tarde do H foi devido ao IAF (Figura 36,(b)); a superestimativa do NEE diurno foi devido à calibração conjunta com os outros fluxos, que buscou otimizar os três simultaneamente (Figura 36,(b)). Já no modelo SiB3, no período diurno, as simulações dos fluxos se aproximaram gradativamente dos dados observado com a calibração de cada parâmetro (Figura 36,(d,e,f)).

Figura 36 – Ciclo médio diário para o ano da calibração de: (a) LE, (b) H e (c) NEE, observados e modelados pelo SiB2; (d) LE, (e) H e (f) NEE, observados e modelados pelo SiB3. Os fluxos observados (linha preta contínua) são comparados com os fluxos estimados pelos modelos com os parâmetros da literatura (linha verde), com o parâmetros de maior influência nos fluxos (linha rosa - parâmetro IAF no modelo SiB2 e linha azul - parâmetro B no modelo SiB3) e com os parâmetros calibrados (linha preta pontilhada - SiB2 e linha preta tracejada - SiB3).



Fonte: Autora.

A calibração com o foco na otimização de apenas um fluxo resultaria em ótimas simulações. No entanto, se a calibração não está sendo suficiente para melhorar o H, LE e NEE simultaneamente pelos modelos, algumas reformulações deveriam ser realizadas. Em geral, no período noturno a calibração não foi suficiente para a simulação dos fluxos pelos modelos. A inserção de uma equação da R_{solo} no modelo SiB2 foi ímpar na simulação, mostrando que este procedimento deveria ser feito para mais processos nos modelos.

4.13 COMPARAÇÃO COM A LITERATURA

O modelo SiB2, no ciclo médio diário referente aos três anos de estudo, superestimou o LE e o NEE e subestimou o H no período noturno, em relação ao observado. No período diurno, o modelo subestimou o LE e superestimou o H e o NEE, em relação ao observado. Na média de todo período, o modelo SiB2 subestimou o LE (5 %), o H (8 %) e o Rn (12 %) e superestimou o NEE.

Colello et al. (1998) calibraram o modelo SiB2 para a vegetação tipo 6 (pastagem/C4, Tabela 2) em uma área nos Estados Unidos, e obtiveram superestimativa do LE e do NEE e subestimativa do H, referentes ao período noturno. No período diurno, o modelo superestimou o LE e o H e subestimou o NEE. Os resultados do modelo SiB2 na estimativa do H, LE e NEE, foram semelhantes aos apresentados nesta dissertação, no período noturno (para os três fluxos) e no período diurno apenas para o H.

Yan et al. (2010) também utilizaram o modelo SiB2 em uma área de vegetação tipo 6 (pastagem/C4) na China e obtiveram no período noturno, superestimativa do LE e do H, e subestimativa do NEE pelo modelo SiB2. No período diurno, o modelo superestimou os três fluxos. A superestimativa do LE noturno e do H diurno pelo modelo SiB2 também foi obtido nessa dissertação.

Gao et al. (2004) estimaram os fluxos superficiais através do modelo SiB2 para uma área de vegetação tipo 9 (pastagem/C3) no Tibet. Estes autores encontraram subestimativa do Rn (11 %) e superestimativa do H (8 %) e do LE (3 %) na média de todo período. As percentagens dos erros nos valores médios de todo período foram similares às desta dissertação. No entanto, a modelagem do H e do LE foi oposta em relação a superestimar e subestimar a observação.

O modelo SiB3, no ciclo médio diário de todo período, subestimou o LE e o NEE e superestimou o H no período noturno, em relação ao observado. Esse resultado foi o oposto encontrado no SiB2. No período diurno, o modelo subestimou o LE e o H e superestimou o NEE, em relação ao observado. Na média de todo período, o modelo SiB3 subestimou o LE (26 %) e o H (%) e superestimou o NEE.

Rosolem et al. (2013) analisou oito diferentes sítios na região da Amazônia, alguns deles são, Savana (Cerrado), Floresta Tropical, pastagem/agricultura, e diferentes locais da Floresta Tropical. A comparação com os resultados desta dissertação, será feita para o ciclo médio diário dos parâmetros calibrados para todo período de estudo. Os oito sítios apresentaram subestimativa do LE no período diurno, e nenhum no período noturno. O Cerrado apresentou o mesmo comportamento para a estimativa do H, o modelo subestimou de dia e superestimou de noite (encontrado ambos resultados para quatro sítios). Com exceção do sítio pastagem/agricultura, o modelo SiB3 superestimou o NEE no período diurno (corresponde a menor absorção de CO₂) e subestimou no período noturno em cinco sítios. O Cerrado foi o sítio que apresentou maior similaridade com esta dissertação.

5 CONCLUSÃO

Este estudo teve como objetivo otimizar os fluxos de energia e massa, estimados a partir dos modelos SiB2 e SiB3 em uma área de pastagem no Sul do Brasil. A otimização foi realizada a partir da calibração pelo método dos módulos sequenciais a fim de verificar a influência de cada parâmetro na otimização. Portanto, este objetivo foi alcançado. Os fluxos calibrados foram comparados com os fluxos observados e esta relação resultou em bons coeficientes estatísticos.

O modelo SiB2 apresentou ineficiência na estimativa dos fluxos com os parâmetros da literatura (LI) e apresentou bons resultados com a calibração. Por outro lado, o modelo SiB3 obteve bons resultados na estimativa dos fluxos, também com os parâmetros da LI e estes melhoraram após a calibração. A validação foi satisfatória para ambos modelos em relação a observação. O modelo SiB2 apresentou aproximadamente os mesmos coeficientes estatísticos na estimativa dos fluxos no ano da calibração e nos anos da validação. No entanto, o modelo SiB3 obteve coeficientes estatísticos menores nos anos de validação. Esse resultado indica que as simulações através do modelo SiB3 necessitam de calibrações para cada ano de estudo.

A inserção de uma equação para representar a respiração do solo foi fundamental na modelagem do NEE através do modelo SiB2. Essa equação não foi introduzida no modelo SiB3 e este, mesmo com a calibração, não obteve resultados significantes, mantendo a modelagem “insuficiente”, segundo a performance da NSE. No período noturno, devido a inserção da R_{solo} , o modelo SiB2 obteve resultados similares ao da observação. Porém, no período diurno a absorção de CO_2 por este modelo foi menor que o observado. A alternativa seria inserir no modelo uma equação para representar a assimilação de carbono pelo ecossistema. No acumulado dos três anos, ambos modelos superestimaram o NEE.

O LE foi o fluxo melhor representado por ambos modelos. O modelo SiB3, com os parâmetros da LI, obteve uma eficiência “muito boa”, segundo a NSE, para o ano de calibração. O modelo SiB2 obteve esta mesma classificação somente após a calibração dos parâmetros. O modelo SiB2 superestimou o LE ($p_{bias}=-5,6$) e o modelo SiB3 subestimou do LE ($p_{bias}=23,1$), nos três anos de estudo em relação ao LE observado.

A estimativa de H por ambos modelos apresentou uma performance “boa” segundo a NSE. No entanto, o modelo SiB3 não apresentou eficiência em representar o H no período noturno, apresentando valores positivos no ciclo médio diário. Os modelos SiB2 e SiB3 subestimaram o H nos três anos de estudo em relação ao H observado, em 8 % e 4 %, respectivamente.

A calibração realizada buscou otimizar os três fluxos simultaneamente. Os resultados mostraram que os parâmetros de solo e vegetação são importantes e significativos na modelagem da superfície. As mesmas variáveis atmosféricas que influenciam altamente os fluxos observados, também influenciam em igual proporção, os fluxos modelados. Portanto, a representação da vegetação pelos modelos SiB2 e SiB3 pode estar influenciando negativamente a estimativa dos fluxos superficiais. Uma alternativa seria introduzir nos modelos novas parametrizações da superfície para representar a área, assim como foi feito com a respiração do solo. Outra

alternativa seria calibrar os parâmetros para apenas um fluxo pois, existem parâmetros que são mais sensíveis na estimativa de determinado fluxo e que alteram de forma negativa outros.

Os resultados obtidos nessa pesquisa foram satisfatórios. Dessa forma, os parâmetros calibrados neste trabalho poderão ser utilizados como parâmetros representativos do bioma Pampa em modelos de superfície que representam a baixa atmosfera nos modelos regionais de previsão do tempo e modelos climáticos, bem como, avaliar as mudanças do uso da terra no bioma Pampa.

5.1 TRABALHOS FUTUROS

A seguir estão apresentados algumas sugestões de trabalhos futuros referentes a calibração dos modelos:

- Calibrar os modelos SiB2 e SiB3 separadamente para os anos de 2015 e 2016 com o objetivo de verificar a influência nos fluxos superficiais. Se os parâmetros para cada ano fossem diferentes, a solução seria implementar na rotina um esquema que selecionasse um determinado conjunto de parâmetros para o ano otimizado. Esse procedimento também poderia ser implementado para cada estação do ano;
- Calibrar os modelos através de outros métodos como multi-objetivo para verificar os valores dos parâmetros calibrados, bem como, se os modelos responderão melhor à essa calibração;
- Utilizar os parâmetros calibrados nesse estudo para outras áreas de pastagem e para outros modelos de superfície na mesma área de estudo;
- Estimar os fluxos superficiais com os modelos SiB2 e SiB3 para um período maior de anos e verificar a influência das anomalias e fenômenos de precipitação, como o *El ninõ* e a *El ninã*;
- Revisar o G para ambos modelos e verificar sua influência nos fluxos convectivos de energia e massa, bem como verificar a causa da superestimativa deste no modelo SiB2;
- Calibrar nos dois modelos somente o NEE a fim de verificar a otimização separada deste;

Como mencionado anteriormente, a pouca experiência na utilização do modelo SiB3 antes da conclusão desse estudo, limitou a gama de procedimentos que poderiam ter sido realizados. Devido a isso, estão apresentados a seguir alguns estudos que podem ter sido feitos no modelo SiB3, porém, ficaram em aberto como trabalhos futuros na área de estudo:

- Introduzir no modelo SiB3 a mesma equação da R_{solo} utilizada no modelo SiB2 para a área de estudo;

- Rever a assimilação de CO₂ estimada pelo modelo SiB3 e propor novas parametrizações, bem como, a condutância estomática da folha;
- Revisar as componentes de Rn do modelo SiB3;
- Analisar e calibrar o G;
- Calibrar e/ou parametrizar equações do módulo hidráulico do modelo SiB3 para a área de estudo a partir de dados observados, como, a equação da porosidade, condutividade hidráulica e potencial matricial.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. et al. *Chapter 3 - Meteorological data*. 1998. 1–20 p. Disponível em: <<http://www.fao.org/docrep/x0490e/x0490e07.htm>>. 75
- ANDRADE, B. O. et al. Grassland degradation and restoration: a conceptual framework of stages and thresholds illustrated by southern brazilian grasslands. *Natureza & Conservação*, Elsevier, v. 13, n. 2, p. 95–104, 2015. 13, 21
- ARNETH, A. et al. *Historical carbon dioxide emissions caused by land-use changes are possibly larger than assumed*. 2017. 79–84 p. 16
- AUBINET, M. et al. Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of Forests: The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research*, v. 30, n. C, p. 113–175, 1999. ISSN 00652504. 15, 16, 17, 82
- BAKER, I. et al. Seasonal drought stress in the amazon: Reconciling models and observations. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 113, n. G1, 2008. 12, 22, 67, 71
- BAKER, I. T. et al. Closing the scale gap between land surface parameterizations and GCMs with a new scheme, SiB3-Bins. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 9, n. 1, p. 691–711, 2017. ISSN 19422466. 32
- BALDOCCHI, D. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. *Global Change Biology*, v. 20, n. 12, p. 3600–3609, 2014. ISSN 13652486. 15
- BARBIERI, C. W. et al. Sward structural characteristics and performance of beef heifers reared under rotational grazing management on campos grassland. *American Journal of Plant Sciences*, Scientific Research Publishing, v. 5, n. 07, p. 1020, 2014. 22
- BASC. *Berkeley Atmospheric Science Center*. 2018. Acesso em 05 fev. 2018. Disponível em: <<http://www.atmos.berkeley.edu/ids/SiB2/index.html>>. 23
- Biocycle. *Denning Research Group, Carbon, Climate, Water and Ecosystem*. 2018. Acesso em 05 fev. 2018. Disponível em: <<http://biocycle.atmos.colostate.edu/research/models/sib3/>>. 23
- BLANCO, C. C. et al. Feedbacks between vegetation and disturbance processes promote long-term persistence of forest–grassland mosaics in south brazil. *Ecological modelling*, Elsevier, v. 291, p. 224–232, 2014. 13
- BOLDRINI, I. A flora dos campos do Rio Grande do Sul. *Campos Sulinos: Conservação e Uso Sustentável da Biodiversidade*, p. 63–77, 2009. 13
- BONAN, G. B. et al. Improving canopy processes in the Community Land Model version 4 (CLM4) using global flux fields empirically inferred from FLUXNET data. *Journal of Geophysical Research*, v. 116, n. G2, p. G02014, 2011. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2010JG001593>>. 15
- BUSINGER, J. Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 25, n. 8, p. 1100–1124, 1986. 16

- CARBONE, M. S. et al. Constrained partitioning of autotrophic and heterotrophic respiration reduces model uncertainties of forest ecosystem carbon fluxes but not stocks. p. 2476–2492, 2016. 17
- CERA, J. C.; FERRAZ, S. E. T. Variações climáticas na precipitação no sul do Brasil no clima presente e futuro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, SciELO Brasil, v. 30, n. 1, 2015. 51
- CHAPIN, F. S.; MATSON, P. A.; VITOUSEK, P. *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2011. 83
- CHU, H. et al. Fluxes all of the time? A primer on the temporal representativeness of FLUXNET. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 122, n. 2, p. 289–307, 2017. ISSN 21698961. 15
- CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, Wiley Online Library, v. 14, n. 4, p. 601–604, 1978. 32
- COLELLO, G. et al. Modeling of energy, water, and CO₂ flux in a temperate grassland ecosystem with sib2: May–October 1987. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 55, n. 7, p. 1141–1169, 1998. 12, 13, 88
- CORDEIRO, J. L.; HASENACK, H. Cobertura vegetal atual do Rio Grande do Sul. *Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, p. 285–299, 2009. 13, 21
- COSGROVE, B. A. et al. Land surface model spin-up behavior in the North American land data assimilation system (NLDAS). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 108, n. D22, 2003. 44
- DUGAS, W. et al. Bowen ratio, eddy correlation, and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agricultural and forest meteorology*, Elsevier, v. 56, n. 1-2, p. 1–20, 1991. 15
- GAO, Z. et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature, and soil wetness in the Tibetan prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SIB2). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 109, n. D6, 2004. 13, 88
- Google Maps. *Universidade Federal de Santa Maria*. 2017. Acesso em 20 dez. 2017. Disponível em: <<https://www.google.com/maps/place/29%C2%B043%27.5%22S+53%C2%B045%27.36.1%22W/@-29.7236864,-53.7629238,834m/data=!3m1!1e3!4m5!3m4!1s0x0:0x0!8m2!3d-29.724306!4d-53.760027?hl=en>>. 37
- GUPTA, H. et al. Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 104, n. D16, p. 19491–19503, 1999. 12
- GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 4, n. 2, p. 135–143, 1999. 43
- HAFERKAMP, M. R. *Environmental factors affecting plant productivity*. 1988. 27–36 p. Disponível em: <<http://oregonstate.edu/dept/EOARC/sites/default/files/researchhome/documents/328.pdf>>. 18

- HANAN, N. P. et al. Testing a model of CO₂, water and energy exchange in great plains tallgrass prairie and wheat ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier, v. 131, n. 3, p. 162–179, 2005. 12, 22, 67, 71
- HARPER, A. et al. Impact of evapotranspiration on dry season climate in the Amazon forest. *Journal of Climate*, v. 27, n. 2, p. 574–591, 2014. ISSN 08948755. 32
- IBAMA. Monitoramento do bioma Pampa. *Projeto de Monitoramento do Desmatamento dos Biomas Brasileiros por Satélite*, p. 1–29, 2011. Disponível em: <http://www.mma.gov.br/estruturas/sbf_chm_rbbio/_arquivos/relatrio_tcnico_monitoramento_pampa_2008_2009_72.pdf>. 13, 21, 22
- IBGE. *Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística*. 2017. Acesso em 20 dez. 2017. Disponível em: <<https://ww2.ibge.gov.br/vamoscontar2010/mapas.htm>>. 37
- INMET. *INMET - Instituto Nacional de Meteorologia*. 2015. Acesso em 08 mar. 2015. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home2/index>>. 39
- JIA, B. et al. Effects of temperature and soil water-content on soil respiration of grazed and ungrazed *Leymus chinensis* steppes, Inner Mongolia. *Journal of Arid Environments*, v. 67, n. 1, p. 60–76, 2006. ISSN 01401963. 17, 45
- JÚNIOR, R. S. d. S. et al. Estudo da concentração do CO₂ atmosférico em área de pastagem na região amazônica. *Revista Brasileira de Geofísica*, SciELO Brasil, v. 22, n. 3, p. 259–270, 2004. 52
- LASSLOP, G. et al. Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: Critical issues and global evaluation. *Global Change Biology*, v. 16, n. 1, p. 187–208, 2010. ISSN 13541013. 17
- LAUNIAINEN, S. et al. Eddy covariance measurements of CO₂ and sensible and latent heat fluxes during a full year in a boreal pine forest trunk-space. *Boreal Environment Research*, v. 10, n. 6, p. 569–588, 2005. ISSN 12396095. 16
- LDAS. *LDAS - Land Data Assimilation Systems*. 2017. Acesso em 03 mar. 2017. Disponível em: <<https://ldas.gsfc.nasa.gov/nldas/NLDASmapveg.php>>. 46
- LEUNING, R. et al. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agricultural and Forest Meteorology*, Elsevier B.V., v. 156, p. 65–74, 2012. ISSN 01681923. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.12.002>>. 15, 20
- LIANG, S. et al. Global LAnd Surface Satellite (GLASS) Products. 2014. 46
- LIBARDI, P. L. *Dinâmica da água no Solo Vol. 61*. [S.l.]: Edusp, 2005. 32
- LIU, J. *Investigation of ecosystem drought stress and its impacts on carbon exchange at Tropical Forest*. 119 f. Dissertação (Mestre em Ciências) — Colorado State University, Fort Collins, 2004. 22
- LLOPART, M. *Calibração do Modelo SiB2 em módulos sequenciais para a Floresta Tropical Amazônica*. 106 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009. 12, 30, 33

- LLOYD, J.; TAYLOR, J. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional ecology*, JSTOR, p. 315–323, 1994. 46
- LOKUPITIYA, E. et al. Incorporation of crop phenology in simple biosphere model (sibcrop) to improve land-atmosphere carbon exchanges from croplands. *Biogeosciences*, Copernicus GmbH, v. 6, n. 6, p. 969–986, 2009. 12
- MCCUEN, R. H.; KNIGHT, Z.; CUTTER, A. G. Evaluation of the Nash–Sutcliffe efficiency index. *Journal of Hydrologic Engineering*, American Society of Civil Engineers, v. 11, n. 6, p. 597–602, 2006. 42
- MEDINA, I. D. et al. A sampling method for improving the representation of spatially varying precipitation and soil moisture using the Simple Biosphere Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 6, n. 1, p. 9–20, 2014. ISSN 19422466. 29
- MIERES, L. S. *Reanálise CFSR-NCEP aplicada ao modelo SiB2 na simulação de fluxos de CO2 sobre o cultivo de soja em Cruz Alta*. 121 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012. 24, 42
- MODIS. *MODIS Collection 5 Global Subsetting and Visualization Tool*. ORNL Distributed Active Archive Center, 2016. - p. Acesso em 20 jan. 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.3334/ornl daac/1241>>. 46
- Moriasi et al. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007. ISSN 2151-0040. Disponível em: <<http://elibrary.asabe.org/abstract.asp??JID=3{&}AID=23153{&}CID=t2007{&}v=5>>. 42, 43, 44
- MUKAKA, M. M. A guide to appropriate use of correlation coefficient in medical research. *Malawi Medical Journal*, Medical Association of Malawi, v. 24, n. 3, p. 69–71, 2012. 43
- OKE, T. *Boundary Layer Climates*. [s.n.], 1987. v. 27. 265 p. ISSN 00128252. ISBN 9780415043199. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/001282529090005G>>. 18, 19, 84
- OLESON, K. W. et al. Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). n. April, 2010. Disponível em: <<http://citeserx.ist.psu.edu/viewdoc/summary?doi=10.1.1.172.7769>>. 32
- OLIVEIRA, T. E. de et al. Agricultural land use change in the brazilian pampa biome: The reduction of natural grasslands. *Land Use Policy*, Elsevier, v. 63, p. 394–400, 2017. 13
- OVERBECK, G. et al. The south brazilian grasslands—a south american tallgrass prairie? parallels and implications of fire dependency. *Perspectives in Ecology and Conservation*, Elsevier, 2018. 13
- PARUELO, J. M. et al. *The grasslands and steppes of Patagonia and the Rio de la Plata plains*. [S.l.]: Oxford University Press: Oxford, England, 2007. 21
- RANDALL, D. A. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for GCMs. Part III: The greening of the Colorado State University general circulation model. *Journal of Climate*, v. 9, n. 4, p. 738–763, 1996. ISSN 08948755. 22

- REHBEIN, A. et al. Investigações sobre o vento norte na região central do rio grande do sul utilizando uma micro-rede de estações meteorológicas. *Ciência e Natura*, Universidade Federal de Santa Maria-Centro de Ciências Naturais e Exatas, v. 35, p. 4, 2013. 50
- RODELL, M. et al. Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, v. 6, n. 2, p. 146–155, 2005. 44
- ROESCH, L. F. W. et al. The brazilian pampa: a fragile biome. *Diversity*, Molecular Diversity Preservation International, v. 1, n. 2, p. 182–198, 2009. 13
- ROGERS, R. *A short course in cloud physics*. [S.l.: s.n.], 1991. v. 26. 181 p. ISSN 01698095. ISBN 978-0-7506-3215-7. 39
- ROSOLEM, R. et al. Towards a comprehensive approach to parameter estimation in land surface parameterization schemes. *Hydrological Processes*, Wiley Online Library, v. 27, n. 14, p. 2075–2097, 2013. 88
- SCHAEFER, K. et al. Combined simple biosphere/carnegie-ames-standford approach terrestrial carbon cycle model. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Wiley Online Library, v. 113, n. G3, 2008. 12
- SCHAEFER, K. et al. Improving simulated soil temperatures and soil freeze/thaw at high-latitude regions in the simple biosphere/carnegie-ames-standford approach model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Wiley Online Library, v. 114, n. F2, 2009. 12
- SCOTTÁ, F. C.; FONSECA, E. L. da. Multiscale trend analysis for pampa grasslands using ground data and vegetation sensor imagery. *Sensors*, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 15, n. 7, p. 17666–17692, 2015. 21
- SELLERS, P. J. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. *Journal of Climate*, v. 9, n. 4, p. 706–737, 1996b. ISSN 08948755. 12, 22, 27, 31, 33, 34, 46
- SELLERS, P. J. et al. *A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models*. 1986. 505–531 p. 12, 22, 31
- SELLERS, P. J. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal of Climate*, v. 9, n. 4, p. 676–705, 1996a. ISSN 08948755. 22, 24, 25, 30, 46
- SINGH, J. et al. Hydrological modeling of the iroquois river watershed using hspf and swat. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, Wiley Online Library, v. 41, n. 2, p. 343–360, 2005. 43
- STULL, R. B. *An introduction to boundary layer meteorology*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. v. 13. 15
- SULEIMAN, A. K. A.; PYLRO, V. S.; ROESCH, L. F. W. Replacement of native vegetation alters the soil microbial structure in the pampa biome. *Scientia Agricola*, SciELO Brasil, v. 74, n. 1, p. 77–84, 2017. 13
- SUTTIE, J.; REYNOLDS, S.; BATELLO, C. Grassland of the world. *Plant Production and Protection Series*, v. 34, 2005. 13

- TAIZ, L.; ZEIGER, E. Fisiologia vegetal. In: *Fisiologia vegetal*. [S.l.]: Artmed, 2009. 17, 18
- TIMM, A. *Estimativa dos fluxos de energia superficiais utilizando o modelo de superfície noah modificado para culturas alagadas*. 111 f. Dissertação (Doutorado em Física) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011. 56
- WANG, W.; FANG, J. Soil respiration and human effects on global grasslands. *Global and Planetary Change*, Elsevier, v. 67, n. 1-2, p. 20–28, 2009. 13
- WESELY, M. L.; HART, R. L. Variability of short term eddy-correlation estimates of mass exchange. In: *The forest-atmosphere interaction*. [S.l.]: Springer, 1985. p. 591–612. 16
- WILLIAMS, M. et al. Improving land surface models with FLUXNET data. *Biogeosciences*, v. 6, n. 7, p. 1341–1359, 2009. ISSN 1726-4189. Disponível em: <<http://www.biogeosciences.net/6/1341/2009/>>. 15
- WILSON, K. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 113, n. 1-4, p. 223–243, 2002. ISSN 01681923. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192302001090>>. 20
- XUE, Y. et al. A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. 12
- YAMASOE, M. A. Apostila da disciplina meteorologia física ii–aca 0326. *Relatório técnico, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo*, 2006. 20
- YAN, X.-d. et al. Modeling of surface flux in tongyu using the simple biosphere model 2 (sib2). *Journal of Forestry Research*, Springer, v. 21, n. 2, p. 183–188, 2010. 13, 88
- YANG, Z.-L. et al. Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 1 (a). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 100, n. D8, p. 16553–16578, 1995. 44, 54
- ZHAN, X.; XUE, Y.; COLLATZ, G. J. An analytical approach for estimating co₂ and heat fluxes over the amazonian region. *Ecological Modelling*, Elsevier, v. 162, n. 1, p. 97–117, 2003. 12