

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ANDRÉ LUÍS DINIZ DOS SANTOS

APRIMORAMENTOS DE PROCESSOS FISIOLÓGICOS
DA VEGETAÇÃO EM MODELAGEM DE
TRANSFERÊNCIAS SUPERFÍCIE-ATMOSFERA

CURITIBA

2020

ANDRÉ LUÍS DINIZ DOS SANTOS

APRIMORAMENTOS DE PROCESSOS FISIOLÓGICOS
DA VEGETAÇÃO EM MODELAGEM DE
TRANSFERÊNCIAS SUPERFÍCIE-ATMOSFERA

Tese apresentada ao Programa
de Pós-Graduação em Engenharia
Ambiental, do Setor de Tecnologia,
da Universidade Federal do Paraná,
como requisito à obtenção do título
de Doutor em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Maurício Felga Gobbi

CURITIBA

2020

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

S237a Santos, André Luís Diniz dos
Aprimoramentos de processos fisiológicos da vegetação em modelagem de transferências
superfície-atmosfera [recurso eletrônico] / André Luís Diniz dos Santos. – Curitiba, 2020.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Ambiental, 2020.

Orientador: Maurício Felga Gobbi.

1. Gases de efeito estufa. 2. Dinâmica da vegetação. 3. Vegetação e clima. I. Universidade Federal
do Paraná. II. Gobbi, Maurício Felga. III. Título.

CDD: 363.73874

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **ANDRÉ LUÍS DINIZ DOS SANTOS** intitulada: **Aprimoramentos de processos fisiológicos da vegetação em modelagem de transferências superfície-atmosfera**, sob orientação do Prof. Dr. MAURÍCIO FELGA GOBBI, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 21 de Dezembro de 2020.

Assinatura Eletrônica

22/12/2020 08:57:46.0

MAURÍCIO FELGA GOBBI

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

22/12/2020 07:47:39.0

FERNANDO AUGUSTO SILVEIRA ARMANI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

22/12/2020 09:04:35.0

EMILIO GRACILIANO FERREIRA MERCURI

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

22/12/2020 09:17:08.0

LIVIA SOUZA FREIRE GRION

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

Assinatura Eletrônica

22/12/2020 10:23:28.0

NELSON LUÍS DA COSTA DIAS

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese ao meu avô, Antonio Alcântara Diniz (★ 1926 † 1998), médico pediatra e pesquisador do Instituto Oswaldo Cruz; e a minha avó, Adelaide Annita Eschholz Diniz (★ 1930), professora. Não sei se foi pela genética ou pela criação, quem sabe ambos, mas esta tese é definitivamente fruto da união desse casal que exerceu com dedicação e amor suas atividades.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha esposa Caroline Marchini e ao meu filho Andrew Santos, por sempre estarem ao meu lado, mesmo nos momentos mais difíceis. Quando fui levado a exaustão, quando o estresse chegou próximo ao limite suportável, quando o sono drenou minhas energias, etc., eles preencheram meu coração com amor e carinho, de maneira que eu encontrasse forças para continuar.

Agradeço a minha família, minha mãe Ana Badin, meu pai Djalma Santos, meus irmãos Bruno Santos, Lucas Santos, Michel Badin e Tatiana Badin. Vocês fazem parte da minha vida e mesmo que fisicamente afastados, nossas almas sempre estarão conectadas.

Agradeço a todos os professores que passaram pela minha vida. Com certeza todos contribuíram de alguma maneira com a minha formação acadêmica e pessoal. Gostaria de citar alguns nomes muito especiais, aos quais estimo muito carinho: Maurício Gobbi, Nelson Dias, Ricardo Almeida, Cynara Cunha, Marcelo Errera, Alexandre Guetter, Dornelles Junior, Ricardo Godoi, Ana Godoi, Sandro Froehner, Eduardo Gobbi, Michael Mannich, Emílio Mercuri, Tobias Bleninger, Fernando Armani e Lívia Grion. Aos professores Maurício Gobbi e Nelson Dias, expresso gratidão em especial, por serem também meu orientador/tutor e tutor, respectivamente, sempre acreditando no meu potencial e me guiando nessa jornada acadêmica.

Não poderia esquecer de agradecer os amigos, Lucas Hoeltgbaum, Rafael Bueno, Rodrigo Rodakoviski, Nathan Streisky e Angelo Breda, bem como muitos outros que não caberiam nesta página. Quando a pesquisa se tornava difícil, as vezes impossível, sempre pude contar com a ajuda de vocês. Mesmo na falta de café, quando meu humor se tornava insuportável, vocês estavam ali para compartilhar da minha agonia.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior — Brasil (Fundação Araucária/CAPES).

EPÍGRAFE

“I am a free spirit. Some don't like that but that's who I am.”

Diana, Princess of Wales (People's Princess)

“Sou um espírito livre. Alguns não gostam disso, mas esse é o jeito que eu sou.”

Diana, Princesa de Gales (Princesa do Povo)

RESUMO

Um modelo de interação entre superfície-vegetação-atmosfera foi implementado, com diferentes formulações para os cálculos das respirações dos componentes da vegetação (folhas e outras estruturas acima e abaixo do solo). Para testar todas as implementações, inclusive as diferentes maneiras de se calcular as respirações, o modelo foi aplicado a três plantações de soja, sendo duas delas na Argentina, e uma nos Estados Unidos. Nos três casos, os resultados das modelagens foram comparados com dados experimentais. Comparações com dados medidos de fluxos de CO_2 na Argentina tornaram possível a inclusão de diferentes compartimentalizações da biomassa para os cálculos das respectivas respirações, e análises das diferenças resultantes das formulações matemáticas. Essas comparações foram feitas na escala temporal de horas/dias. O modelo foi então testado em comparação com a evolução de toda uma safra de soja nos EUA (escala de semanas/meses), para a qual medições diretas de biomassa foram realizadas. Em todos os casos, o modelo se mostrou capaz de realizar simulações com sucesso, considerando que a calibração foi restrita a um processo manual.

Palavras-chave: Interação superfície-atmosfera, modelo numérico, dinâmica da vegetação, gases de efeito estufa.

ABSTRACT

A surface-vegetation-atmosphere interaction model was implemented, with different formulations for calculating the vegetation component's respirations (leaves and other structures above and below ground). The model was applied to three soybean plantations to test all implementations, including the different respirations calculations methods. Two sites were in Argentina, and one in the United States. In the three cases, the results of the modeling were compared with experimental data. Comparisons with CO₂ flux measured data in Argentina made it possible to include different biomass compartments for calculations of the respective respirations and analyze the differences resulting from mathematical formulations. These comparisons were made on the time scale of hours/days. The model was then tested against the evolution of an entire soybean crop in the USA (weeks/months scale), for which direct biomass measurements were made. In all cases, the model proved to be capable of successfully performing simulations, considering that the calibration was restricted to a manual process.

Keywords: Surface-atmosphere interaction, numerical modeling, vegetation dynamics, greenhouse gases.

LISTA DE FIGURAS

4.1	Esquema do domínio espacial e variáveis do modelo de TSVA (camadas de solo e vegetação). As variáveis são: temperatura superficial T_s , temperatura da camada de raízes T_2 , umidade na camada superficial w_g , umidade na camada de raízes w_2 , umidade na camada de sub-raízes w_3 , umidade retida na superfície da vegetação w_r , profundidade das camadas de solo (d_1 , d_2 e d_3), altura da vegetação d_r e fração da superfície coberta pela vegetação veg	65
4.2	Esquema geral de processos e variáveis do modelo de TSVA. As variáveis são: radiações solares incidente e refletida (R_{si} , R_{sr}), fluxo de calor sensível na superfície H , transpiração da vegetação E_{tr} , evaporação da água retida na superfície da vegetação E_r , evaporação do solo E_g , precipitação P , fluxo de calor sensível para o solo G , difusões verticais de água entre as camadas do solo (D_1 , D_2), drenagens gravitacionais (K_2 , K_3).	66
5.1	Estimativa do coeficiente Q_{10} e da respiração de referência $R_{d,ref}$ pelo método dos mínimos quadrados (equações 5.10 e 5.11).	77
5.2	Fluxos temporais de CO_2 total e somente no escuro calculados com os modelos M–ME em comparação com dados medidos D em CMAYO. 78	
5.3	Fluxos de CO_2 total (quadro da esquerda) e somente no escuro (quadro da direita) calculados com os modelos M–ME, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.	81
5.4	Fluxos de CO_2 total calculados com os modelos M–ME e suas regressões lineares, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.	82
5.5	Fluxos de CO_2 somente no escuro calculados com os modelos M–ME e suas regressões lineares, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.	83
5.6	R_d 's calculadas com os modelos M–ME em CMAYO.	85

5.7	Fluxos de calor sensível H (quadros a esquerda) e calor latente LE (quadros a direita) calculados com os modelos M's e medidos D em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.	89
5.8	Fluxos de CO_2 calculados com os modelos M's e medidos D em MER, durante o período de crescimento da vegetação.	91
5.9	Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos M's em MER, durante o período de crescimento da vegetação.	92
5.10	Fluxos de CO_2 calculados com os modelos M's e medidos D em MER, durante o período de senescência da vegetação.	93
5.11	Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos M's em MER, durante o período de senescência da vegetação.	94
5.12	Ajustes potenciais com os dados medidos em campo (NEB), para as estimativas dos coeficientes α_v e α_r	99
5.13	Crescimento da planta (biomassa), índice de área foliar ativa IAF_v e altura da vegetação d_r , modelados e medidos (NEB).	101
A.1	Fluxos de CO_2 calculados com os modelos e medidos em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.	123
A.2	Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.	124
A.3	T_s 's e T_2 's calculadas com os modelos em MER.	125
A.4	w_g 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.	125
A.5	w_3 's e w_r 's calculadas com os modelos em MER.	126
A.6	Fluxos de H e LE calculados com os modelos e medidos em MER.	127
A.7	T_s 's e T_2 's calculadas com os modelos em MER.	128
A.8	w_g 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.	128
A.9	w_3 's e w_r 's calculadas com os modelos em MER.	129
A.10	Fluxos de H e LE calculados com os modelos e medidos em MER.	130
A.11	T_s 's e T_2 's calculadas com os modelos em MER.	131
A.12	w_g 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.	131
A.13	w_3 's e w_r 's calculadas com os modelos em MER.	132

B.1	Quantidade e tamanho de falhas nos dados do experimento NEB. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.	136
B.2	Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.	136
B.3	Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.	137
B.4	Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.	138
B.5	Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.	138

LISTA DE TABELAS

3.1	Coefficientes da regressão para obtenção de C_{4ref} a partir da equação (3.52).	53
4.1	Valores dos parâmetros utilizados no módulo fisiológico.	69
5.1	Equações para o cálculo da respiração R_d nos modelos M–ME.	77
5.2	Dados estatísticos dos fluxos de CO_2 calculados com os modelos M–ME em relação aos dados medidos em CMAYO.	79
5.3	Valores máximos, mínimos e médios dos fluxos de CO_2 total e no escuro calculados com os modelos M–ME e dados medidos D em CMAYO.	80
5.4	Coefficientes das regressões lineares dos fluxos de CO_2 total e no escuro, calculados pelos modelos M–ME.	84
5.5	Equações para os cálculos dos fluxos de CO_2 da respiração R_d	86
5.6	Equações para os cálculos dos fluxos de CO_2 da respiração do solo R_{solo}	88
5.7	Dados estatísticos dos fluxos de CO_2 calculados com os modelos em relação aos dados medidos em MER, nos períodos de crescimento e senescência da vegetação.	96

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Abreviatura	Significado
A-gs	Modelo fotossintético fisiológico de Jacobs
ALMIP	<i>AMMA Land Surface Model Intercomparison Project</i>
AMMA	<i>African Monsoon Multidisciplinary Analysis</i>
BATS	<i>Biosphere Atmosphere Transfer Scheme</i>
BETHY	<i>Biosphere Energy-Transfer Hydrology Model</i>
BIOME3	<i>Equilibrium Terrestrial Biosphere Model</i>
CABLE	<i>Community Atmosphere Biosphere Land Exchange Model</i>
CABLE-SLI	<i>CABLE Model coupled with Soil-Litter-Iso Model</i>
CARAIB	<i>Global Model of Terrestrial Biological Productivity</i>
CH ₄	Molécula de metano
CHTESSEL	<i>Carbon-Hydrology TESSEL Model</i>
CLA	Camada Limite Atmosférica
CMAYO	Experimento em Campo de Mayo — Argentina
CMEM	<i>Comprehensive Modal Emission Model</i>
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
CO ₂	Molécula de dióxido de carbono
COLASSiB	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies Simplified SiB</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EOS AM-1	Satélite Terra
EOS PM-1	Satélite Água
EUA	Estados Unidos da América
FORTTRAN	<i>IBM Mathematical FORMula TRANslation System</i>
GLACE	<i>Global Land-Atmosphere Coupling Experiment</i>
GSWP	<i>Global Soil Wetness Project</i>
Hybrid	Modelos paramétricos combinados com inteligência artificial
IBIS	<i>Integrated Biosphere Simulator</i>
ISBA	<i>Interactions between Soil-Biosphere-Atmosphere Scheme</i>
ISBA-3L	<i>ISBA with three layers</i>
ISBA-A-gs	Modelo ISBA com módulo fotossintético A-gs

ISBA_DIF	<i>ISBA with Multilayer Scheme</i>
JULES	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i>
JULES_altP	<i>JULES with Alternative (Sub) Surface Parameterizations</i>
LEMMA	Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental
LP-DAAC	<i>Land Processes Distributed Active Archive Center</i>
MAC	Metabolismo Ácido das Crassuláceas
MBT	Modelo da Biosfera Terrestre
MCG	Modelo de Circulação Global
MER	Experimento em Mercedes na Argentina
MESOLIT	Estudos de Mesoescala para o Lago de Itaipu
MM4/5	<i>Forth-Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model</i>
MODIS	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
Mosaic	<i>NLDAS Land Surface Model</i>
MOSES	<i>Met Office Surface Exchange Scheme</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NEB	Experimento no Nebraska — EUA
NLDAS	<i>North American Land Data Assimilation System</i>
Noah	<i>Community Noah Land Surface Model</i>
ORCHIDEE	<i>Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems</i>
PILPS	<i>Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes</i>
PLUMBER	<i>Land Surface Model Benchmarking Evaluation Project</i>
PMM	<i>Purdue Mesoscale Model</i>
SATVeg	Sistema de Análise Temporal da Vegetação
SiB	<i>Simple Biosphere Model</i>
SiB2	<i>Simple Biosphere Model Revised</i>
SLOU	Experimento de São Lourenço no oeste do Paraná — Brasil
SURFEX	<i>Surface Externalisée Modelling Platform</i>
TESSEL	<i>Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges Over Land</i>
TOPMODEL	Modelo de chuva-escoamento superficial
TSVA	Modelos de Transferência entre Solo-Vegetação-Atmosfera
USA	<i>United States of America</i>
US-Ne	Código AmeriFlux para estação no Nebraska — EUA
VIC	<i>Variable Infiltration Capacity Scheme</i>

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
A	Área representativa das folhas projetada na superfície
a_f	Fração de área sobre o solo coberta por água
A_t	Área da seção transversal
a_{eq}	Coefficiente adimensional
AF	Área unilateral de uma folha
A_m	Assimilação fotossintética na saturação de luz
A_{min}	Taxa residual de fotossíntese
$A_{m,max}$	Capacidade máxima de fotossíntese
A_n	Assimilação líquida de CO ₂
$A_{nfm}(t)$	Assimilação líquida máxima alcançada no dia anterior
$A_{n,max}$	Assimilação líquida máxima em condições ideais
a_w	Coefficiente dependente da temperatura
$A(i)$	Fração com capacidade de infiltração menor que i
B	Biomassa ativa da planta
b	Inclinação da curva de retenção
b_a	Coefficiente função do albedo da folha
B_s	Biomassa estrutural da planta
B_{sa}	Biomassa estrutural da planta acima do solo
B_{sb}	Biomassa estrutural da planta abaixo do solo
B_t	Biomassa total da planta
B_v	Biomassa de folhas verdes
b_w	Coefficiente dependente da temperatura
c	Velocidade da luz no vácuo
C_{dh}	Coefficiente de transferência turbulenta de calor
C_{dm}	Coefficiente de transferência turbulenta de momento
C_{DN}	Coefficiente de arrasto para condições neutras
C_{dq}	Coefficiente de transferência turbulenta de umidade
C_G	Capacidade térmica do solo
C_{Gsat}	Capacidade térmica do solo saturado
C_h	Ajuste para calor em condições instáveis

C_h^*	Coeficiente da razão da rugosidade para calor
C_i	Concentração interna à folha de CO_2
C_m	Ajuste para momento em condições instáveis
C_m^*	Coeficiente da razão da rugosidade para momento
c_p	Calor específico do ar a pressão constante
C_s	Concentração atmosférica CO_2
C_T	Capacidade térmica da superfície
C_V	Capacidade térmica da vegetação
C_W	Coeficiente de arrasto
C_1	Coeficiente das propriedades hidráulicas do solo
C_{1sat}	Coeficiente dependente do tipo de solo
C_2	Velocidade que perfil de umidade é repostado
C_{2ref}	Coeficiente dependente do tipo de solo
C_3	Termo para drenagem gravitacional
C_4	Coeficiente de equilíbrio na interface
C_{4b}	Coeficiente dependente do conteúdo de argila do solo
C_{4ref}	Coeficiente da disposição das camadas de solo
C'_{4ref}	Coeficiente de referência de grade
D_{max}	Máximo déficit de umidade específica
d_r	Altura média da vegetação
D_s	Déficit de umidade específica
D_1	Difusão vertical entre as camadas d_1 e d_2
D_2	Difusão vertical entre as camadas d_2 e d_3
d_1	Profundidade da camada superficial do solo
d_2	Profundidade da zona de raízes
d_3	Altura da zona de sub-raízes
E	Fluxo de massa devido a evaporação
e_a	Pressão de vapor
E_f	Energia do fóton
E_g	Evaporação do solo
EQM	Erro Quadrático Médio
EM	Erro médio
ENS	Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe
E_p	Evaporação potencial

E_r	Evaporação sobre a superfície da planta
e_{sat}	Pressão de vapor na saturação
e_t	Erro no período t
E_{tr}	Transpiração da vegetação
E_v	Evapotranspiração da vegetação
E_0	Fluxo de umidade superficial
f	Fator de conexão
f_c	Infiltrabilidade
f_e	Fator de excentricidade da órbita da Terra
F_h	Curva de estabilidade para calor
f_i	Taxa de infiltração vertical na superfície
F_m	Curva de estabilidade para momento
f_{min}	Fator de conexão mínimo
$f(V_a)$	Função da velocidade do vento
f_T	Função da temperatura do ar
F_W	Fluxo de água no solo
f_0	Fator de conexão para $D_s = 0$
f_1	Coefficiente para cálculo de F_1
F_1	Coefficiente da influência da fotossíntese
F_2	Coefficiente da pressão hidráulica
F_3	Coefficiente da pressão de vapor na atmosfera
F_4	Coefficiente da temperatura do ar
G	Fluxo de calor sensível na interface inferior com o solo
g	Aceleração gravitacional
g_3	Coefficiente para cálculo de F_3
g_c	Condutância cuticular
g_m	Condutância do mesófilo
g_m^*	condutância do mesófilo sem estresse hídrico
g_s	Condutância do estômato para vapor de água
$G(\theta_s)$	Fator de projeção da folha
$G(\theta, \alpha_f)$	Fração da folhagem projetada no plano normal à direção do zênite
H	Fluxo de calor sensível
h	Constante de Planck
h_e	Profundidade efetiva da zona de raízes em unidade de precipitação

h_m	Profundidade média
h_s	Elevação solar
h_u	Umidade relativa do ar na superfície do solo
h_v	Coefficiente de Halstead
I	Taxa de infiltração
i	Capacidade de infiltração
IAF	Índice de área foliar
IAF _V	Índice de área foliar das folhas verdes
I_d	Radiação medida abaixo do dossel
I_u	Radiação medida acima do dossel
IDNV	Índice de diferença normalizada da vegetação
i_m	Capacidade de infiltração máxima
IVA	Índice de vegetação aprimorado
k	Coefficiente de extinção da radiação
K	Condutividade hidráulica
k_n	Perfil da capacidade fotossintética no dossel
K_{sat}	Condutividade hidráulica na saturação
K_2	Drenagem gravitacional para a camada d_3
K_3	Drenagem gravitacional pela base de d_3
L	Calor latente de evaporação da água
LE	Fluxo de calor latente
LF	Largura da folha
L_0	Comprimento de Obukhov
m	Razão de mistura
m_a	Coefficiente de relações de atrito
M_C	Peso do átomo de carbono
M_{CO_2}	Peso molecular do CO ₂
m_{sat}	Razão de mistura na saturação
M_t	Valor medido no período t
m_2	Coefficiente da equação de van Genuchten
n	Quantidade de períodos t
n_m	Coefficiente de rugosidade de Manning
n_2	Coefficiente da equação de van Genuchten
P	Precipitação

p_{atm}	Pressão atmosférica
P_C	Proporção de carbono na biomassa seca da planta
p_{eq}	Coefficiente adimensional
P_f	Fração de abertura da vegetação
$P_f(\theta)$	Fração de abertura do dossel
P_g	Precipitação que atinge o solo
p_h	Potência da razão de rugosidade para calor
p_m	Potência da razão de rugosidade para momento
p_q	Coefficiente de restauração do fluxo
P_r	Precipitação que é interceptada pela vegetação
P_{ref}	Precipitação de referência
P_t	Valor calculado pelo modelo no período t
q	Umidade específica
Q	Energia na forma de calor
q_a	Umidade específica do ar
q'_a	Flutuação da umidade específica do ar
Q_d	Descarga por unidade de comprimento
q_i	Umidade específica na planta
Q_r	Escoamento superficial
q_{sat}	Umidade específica de saturação
q_0	Umidade específica superficial
q_4	Coefficiente para cálculo de $\bar{w}_{2,3}$
R_u	Constante universal dos gases
R	Razão entre os coeficientes de arrasto
R_a	Resistência aerodinâmica
R_{av}	Resistência aerodinâmica ao fluxo de vapor d'água
R_d	Respiração
R_{dif}	Radiação difusa
R_{dir}	Radiação direta
$R_{d,ref}$	Respiração de referência
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
RET	Radiação extraterrestre
RFA	Radiação Fotossinteticamente Ativa
R_G	Radiação global

R_{GL}	Limite de radiação de ondas curtas incidentes
Ri	Número de Richardson
R_n	Radiação líquida
R_r	Escorrimento de água sobre os componentes da vegetação
R_s	Resistência estomática
R_{sa}	Respiração da biomassa estrutural da planta acima do solo
R_{sb}	Respiração da biomassa estrutural da planta abaixo do solo
R_{solo}	Respiração do solo
$R_{solo,25}$	Respiração do solo a 25°C
R_{sf}	Resistência estomática de uma folha individual
R_{sg}	Resistência superficial geral
R_{si}	Radiação solar de onda curta incidente
R_{smax}	Resistência máxima do estômato
R_{smin}	Resistência superficial mínima
R_{sr}	Radiação solar de onda curta refletida
R_0	Coefficiente utilizado nos cálculos das respirações de Gibelin
S_0	Declividade
S_c	Constante solar
S_f	Perda de carga
t	Tempo
T_a	Temperatura do ar
T_f	Temperatura da folha
T_{i1}	Temperatura mínima inibitiva da vegetação
T_{i2}	Temperatura máxima inibitiva da vegetação
T_{ref}	Temperatura de referência
T_s	Temperatura superficial
T_{sf}	Temperatura na folha
t_0	Tempo inicial
T_0^{eff}	Temperatura superficial efetiva
T_2	Temperatura média da zona de raízes
u	Velocidade do escoamento
V_a	Velocidade do vento
veg	Fração da vegetação
V_m	Capacidade catalítica da enzima Rubisco

V_{max}	Capacidade catalítica máxima da enzima Rubisco
x	Variável de distância
X_{are}	Porcentagem de areia do solo
X_{arg}	Porcentagem de argila do solo
z_d	Profundidade
w	Comprimento do escoamento
w'	Flutuação da velocidade vertical do vento
w_{cr}	Umidade crítica do solo
w_{fc}	Umidade da capacidade de campo
w_g	Umidade na camada superficial do solo
w_{geq}	Umidade equilíbrio das forças gravitacionais e capilares
w_l	Coefficiente de pequeno valor
$(\overline{w'q'})_0$	Média da covariância entre as flutuações da velocidade
w_r	Umidade retida na superfície da planta
w_{rmax}	Umidade máxima retida na superfície da planta
w_{sat}	Umidade de saturação do solo
W_{UE}	Eficiência de uso da água
W_{UEn}	Valor mínimo da eficiência do uso da água
w_{wilt}	Umidade no ponto de murchamento
w_2	Umidade média da zona de raízes
$\overline{w}_{2,3}$	Umidade média na interface entre as camadas 2 e 3
w_3	Umidade do solo para a terceira camada
y_a	Umidade relativa do ar
z	Altura das medições
z_0	Altura de rugosidade
z_{0h}	Comprimento de rugosidade para calor
z_{0q}	Comprimento de rugosidade para umidade
$z_{0\tau}$	Comprimento de rugosidade para momento
α	Comprimento de onda
α_a	Coefficiente de relações de atrito
α_f	Ângulo de distribuição das folhas
α_r	Coefficiente para cálculo da altura da vegetação
α_s	Albedo da superfície
α_{s2}	Coefficiente da equação de van Genuchten

α_{s4}	Coeficiente de regressão para cálculo de C_{4ref}
α_V	Coeficiente para cálculo do IAF da folhas verdes
β	Coeficiente para cálculo de funções de estabilidade
β_k	Coeficiente utilizado nos cálculos das respirações de Kucharik
β_v	Razão de secamento da água interceptada pela vegetação
β_4	Coeficiente de regressão para cálculo de C_{4ref}
δ	Fração de precipitação interceptada pela vegetação
$\Delta H_{a,R}$	Energia de ativação
Δ_t	Passo de tempo da simulação
ΔT	Variação de temperatura
η	Coeficiente utilizado nos cálculos das respirações de Gibelin
ϵ_a	Emissividade atmosférica
ϵ_s	Emissividade da superfície
Γ	Ponto de compensação
γ_m	Coeficiente para cálculo da função de estabilidade para momento
γ_h	Coeficiente para cálculo da função de estabilidade para calor
κ	Constante de Von Karman
λ	Comprimento de onda eletromagnética
μ	Coeficiente para cálculo de p_m , p_h , C_m^* e C_h^*
ν	Frequência de onda eletromagnética
Ω	Fator de aglomeração das folhas
ψ	
ψ_m	Função de estabilidade para momento
ψ_h	Função de estabilidade para calor
ρ_a	Massa específica do ar
ρ_d	Massa específica do ar seco
ρ_v	Massa específica do vapor d'água
ρ_w	Massa específica da água líquida
σ	Constante de Stefan-Boltzman
τ	Mortalidade da planta
τ_w	Constante de restauração da umidade do solo para um dia
τ_d	Período do ciclo diurno do solo
τ_M	Expectativa de vida efetiva máxima da planta
Θ	Coeficiente de estresse hídrico da equação de van Genuchten

θ	Ângulo zenital
θ'_p	Flutuação da temperatura potencial
ε	Eficiência da conversão da luz
ε_a	Emissividade do ar
ε_g	Emissividade do solo
ε_0	Eficiência máxima de conversão da luz
ξ	Quantidade de água disponível para fotossíntese
ζ	Variável de estabilidade

SUMÁRIO

1	Introdução	28
1.1	Objetivos	30
2	Revisão Bibliográfica	32
2.1	Modelos de interações na superfície da biosfera	32
3	Conceitos preliminares	37
3.1	Radiação líquida na superfície	37
3.2	Radiação fotossinteticamente ativa	39
3.3	Índice de área foliar	40
3.4	Capacidade térmica da superfície	45
3.5	Precipitação	46
3.6	Escoamento superficial	48
3.7	Umidade relativa do ar na superfície do solo	49
3.8	Umidade do solo	51
3.9	Coefficientes de difusão turbulenta	53
3.10	Resistência aerodinâmica	55
3.11	Resistência/condutância estomática	56
3.12	Fluxo de calor sensível	59
3.13	Fluxo de calor latente	60
3.14	Diferenciação metabólica de vegetações	61
4	Modelo matemático de transferências superfície-atmosfera	63
4.1	Módulo fotossintético	66
4.1.1	Parâmetros do módulo fotossintético	67
4.1.2	Fotossíntese	69
4.1.3	Resposta Estomática	71
4.2	Estresse hídrico	72

5	Aplicações dos modelos	73
5.1	Experimento em Campo de Mayo	73
5.1.1	Métodos	73
5.1.2	Resultados e Análises	77
5.2	Experimento em Mercedes	85
5.2.1	Métodos	85
5.2.2	Resultados e Análises	88
5.3	Experimento no Nebraska	97
5.3.1	Métodos	97
5.3.2	Resultados	99
6	Conclusões e recomendações	102
	Referências Bibliográficas	102
A	MER	122
A.1	Calibração no período de pleno desenvolvimento da vegetação	123
A.1.1	Temperaturas e umidades das camadas de solo	125
A.1.2	Simulação no período de crescimento da vegetação	127
A.1.3	Simulação no período de senescência da vegetação	130
B	NEB	133
B.1	Apresentação dos dados	133
B.2	Lista de variáveis	134
B.3	Análise e classificação de falhas	135
B.4	Análise de falhas: variáveis forçantes	136
B.5	Análise de falhas: variáveis para calibração e validação	137
B.6	Análise de falhas: variáveis para outras comparações e inicialização	138
B.6.1	Temperatura do solo	138
B.6.2	Umidade do solo	138

Capítulo 1

Introdução

Uma questão científica importante hoje em dia é a intensificação do efeito estufa. Um esforço significativo vem sendo feito para quantificar o fluxo de CO₂ entre a superfície e a atmosfera. Há interesse em se entender a dinâmica dos fluxos de carbono em florestas e plantações, e como esses ecossistemas podem contribuir ou não com a assimilação ou liberação de CO₂ atmosférico. Algumas espécies podem migrar, se adaptar ou morrer em resposta à intensificação do efeito estufa e suas possíveis consequências (USGCRP, 2018).

Segundo Cox et al. (2020), os impactos das mudanças climáticas no mundo biológico variam espacialmente. Sendo o índice de área foliar IAF decorrente, da fotossíntese que ocorre durante o dia e é sensível às temperaturas máximas diurnas, e da respiração que ocorre ao longo do ciclo diário e é influenciada pelas temperaturas máximas diurnas e mínimas noturnas. Verificaram que como as atividades biológicas dos organismos são mais intensas em momentos específicos do dia, qualquer assimetria na taxa de mudança da temperatura entre o dia e a noite, pode alterar a cobertura de nuvens, a umidade específica e a precipitação, levando a mudanças na dinâmica do índice de área foliar IAF.

Muitos estudos vêm sendo realizados em florestas tropicais e temperadas (McGowan et al., 2020; Green et al., 2020; Sullivan et al., 2020; Brienen et al., 2020; Bertrand et al., 2020; Zellweger et al., 2020), porém outra questão importante que vem sendo tratada é a perda de produtividade em plantações (Labbé et al., 2019; Gahlot et al., 2020; Moat et al., 2017; Davis et al., 2019; Zhu e Burney, 2021; Wolski et al., 2020; Koh et al., 2020; Zhao et al., 2017), ou até mesmo a necessidade forçada de se trocar cultivos tradicionalmente estabelecidos por outros de maior resiliência climática (Acevedo et al., 2020). Essa perda de produtividade pode ocorrer tanto

por causa de longos períodos de estiagem, quanto pelo excesso de precipitações. A faixa de temperatura diurna, que é a diferença entre a temperatura máxima e mínima em um dia, é outro importante parâmetro climático que vem sendo monitorado, e que também pode ser afetado pelo aumento de gases de efeito estufa na atmosfera. A fotossíntese e a respiração compõem o processo primário que leva ao crescimento da planta e ao rendimento das colheitas. Melhorando a eficiência da fotossíntese pode-se alcançar maiores rendimentos e/ou aumentar a eficiência no uso de recursos.

O aumento da taxa de fotossíntese leva ao crescimento mais rápido da planta, o que proporciona um menor tempo de vida efetivo. O tempo de vida efetivo é o período de tempo em que a planta faz fotossíntese, porém ela pode se manter viva através apenas da respiração. O aumento da fotossíntese proporciona o aumento da biomassa e matéria orgânica do solo. Segundo [Walker et al. \(2020\)](#), as respostas das plantas ao aumento de CO₂ são complexas, mas evidências sugerem um aumento substancial na fotossíntese global desde os tempos pré-industriais. O estudo indicou através de teorias estabelecidas, apoiadas por experimentos, que o aumento da concentração de CO₂ atmosférico é provavelmente responsável por cerca da metade desse aumento. Essas evidências foram baseadas no balanço global de carbono, em dados atmosféricos e em inventários florestais, que indicaram um sumidouro de carbono histórico. Por outro lado, [Wang et al. \(2020\)](#) afirmam que a dinâmica temporal dos efeitos do aumento do CO₂ atmosférico na fotossíntese permanece obscura. Usando vários conjuntos de dados de longo prazo, com medições de satélite e no solo, eles mostraram que o aumento da fotossíntese em relação ao aumento da concentração de dióxido de carbono livre vêm diminuindo na maioria das regiões terrestres do globo de 1982 a 2015.

[Walker et al. \(2020\)](#) também concluíram que as relações entre a morte das plantas e o carbono do solo, com o aumento de CO₂ atmosférico, são incertas. Nessa linha de pesquisa, os processos respiratórios autotróficos (respiração da planta) e heterotróficos (respiração de outras componentes do solo, exceto partes da planta como raízes) vêm recebendo atenção, principalmente pela sua possível relação com o aumento da temperatura do ar. Outra questão de interesse científico, é a remoção de dióxido de carbono da atmosfera via armazenamento na matéria orgânica do solo, restaurando a fertilidade do solo ([Walker et al., 2020](#)). Visando reduzir as incertezas das futuras respostas globais de carbono do solo às mudanças climáticas e de uso da terra, [Xu et al. \(2020\)](#) analisaram alterações no carbono orgânico do solo, regional e

global de 1861 a 2099, com base em simulações de um modelo demográfico dinâmico global de vegetação denominado Modelo da Biosfera Terrestre (MBT). Concluíram que a incerteza na alteração do carbono orgânico do solo é devida à incertezas numéricas do modelo e não às forçantes climáticas, sendo que mudanças nas variáveis de entrada explicaram a maioria das variações. Destaca-se então a necessidade de refinamento da modelagem do carbono no solo, sendo para esse fim, de fundamental importância que haja um melhor entendimento da dinâmica da respiração no solo. Segundo [Varney et al. \(2020\)](#), previsões de carbono no solo dependem da dinâmica da matéria orgânica do solo e do desenvolvimento das raízes das plantas, e especialmente de reduções no tempo de renovação do carbono do solo pelo aumento de temperatura. Assim sendo, o particionamento da respiração do solo em compartimentos heterotrófico e autotrófico é importante para se compreender a dinâmica do fluxo de CO_2 do solo, visto que podem responder de forma diferente às mudanças nas condições ambientais.

Para melhor entender o desenvolvimento das raízes, [Cabal et al. \(2020\)](#) propuseram um modelo para prever o seu crescimento, com e sem competição com outra planta. Para validar o modelo e melhor entender os processos competitivos em um experimento de campo, injetaram tinta vermelha em uma planta e tinta azul na outra. Assim, facilitaram a visualização e distinção das raízes e puderam verificar suas distribuições no solo durante o crescimento. Verificaram que uma planta sozinha produz raízes em torno de sua base e estende seu alcance em todas as direções. Mas com outra planta por perto, elas mudam o padrão de crescimento das raízes, indo uma na direção da outra, concentrando suas raízes. Destacaram que as raízes das plantas determinam a absorção de carbono, sobrevivência e rendimento agrícola e representam uma grande proporção do reservatório de carbono da vegetação mundial. Assim sendo, ressalta-se a importância de uma base teórica para a alocação subterrânea de carbono pela vegetação.

1.1 Objetivos

A respiração de uma planta é fundamental para seu crescimento e manutenção. Parte do produto da respiração direcionado ao crescimento é necessário para a síntese de novos tecidos, enquanto a parcela utilizada para manutenção fornece energia necessária para manter os tecidos existentes saudáveis. A proporção da respiração de crescimento ou manutenção em relação à respiração total varia entre espécies

e estágios de desenvolvimento das vegetações. Nesse contexto, este trabalho tem como objetivo na seção 5.1 explorar questões fisiológicas da respiração autotrófica R_d através da aplicação de diferentes formulações, em uma plantação de soja localizada em Buenos Aires na Argentina, visando a melhoria do cálculo do fluxo de CO_2 . Serão testadas seis formulações para o cálculo da respiração R_d e através dos dados medidos, analisados os resultados.

O desenvolvimento das plantas ocorre pelo acúmulo e perda de carbono nos processos de fotossíntese e respiração, respectivamente. Neste trabalho, na seção 5.2, buscou-se entender em mais detalhes o fluxo de CO_2 da vegetação com especial interesse nos processos que ocorrem no solo, implementando um módulo de desenvolvimento da biomassa em diferentes compartimentos da planta, e calculando então a respiração autotrófica de cada compartimento, tanto acima quanto abaixo da superfície. Foram testadas algumas combinações entre diferentes módulos de cálculo da respiração, dependentes ou não da fotossíntese, para os diversos compartimentos da planta. Para isso, o modelo foi aplicado em uma plantação de soja em Mercedes na Argentina.

Modelar o crescimento e a morte das plantas no médio e longo prazo de forma dinâmica é essencial para simulações de cenários futuros ou monitoramento ambiental. Uma melhor compreensão das retroações biofísicas e ambientais é fundamental para se entender como os ecossistemas respondem a mudanças meteorológicas de curto e longo prazo. Essas condições podem alterar os ciclos de balanço de carbono e água, e alterar os processos intrínsecos das plantas (fotossíntese e respiração). A seção 5.3 explora o potencial do modelo de transferência entre solo, vegetação e atmosfera (TSVA) em prever o crescimento da planta e, conseqüentemente, o índice de área foliar IAF e a altura média da vegetação d_r , com retroalimentação dinâmica, aplicando-o em uma plantação de soja em Nebraska, EUA. Com o objetivo de compreender os processos fotossintéticos e respiratórios e feedbacks entre fatores que determinam a distribuição e estrutura da vegetação que é essencial para se estimar respostas às mudanças climáticas e ambientais, o modelo dinâmico da vegetação visa simular as respostas dinâmicas da vegetação às condições ambientais, através da representação mais realista de processos naturais, representando assim o papel ativo da biosfera no sistema terrestre. O objetivo das simulações desta seção é estudar o desenvolvimento da vegetação e sua influência no modelo de transferência entre solo-vegetação-atmosfera (TSVA) proposto. Busca-se também eliminar a necessidade de utilização de imagens de satélite como forçantes do modelo.

Capítulo 2

Revisão Bibliográfica

Estudos relacionados à umidade do solo levaram ao desenvolvimento dos modelos de “balde” (*bucket models*) para cálculo da evaporação e escoamento superficial. Após os desenvolvimentos de [Deardorff \(1978\)](#), que estudou a previsão da temperatura e da umidade do solo incluindo uma camada de vegetação ao modelo de balde de [Bhumralkar \(1975\)](#) e [Blackadar \(1976\)](#), as atenções se voltaram ao papel da vegetação nos processos de evapotranspiração. Surgiram então vários esquemas de interações entre solo-vegetação-atmosfera como, por exemplo, o esquema de transferência biosfera/atmosfera (BATS) ([Dickinson et al., 1986](#)), o modelo simples da biosfera (SiB) ([Sellers et al., 1986](#)) e o modelo de interações entre solo-biosfera-atmosfera (ISBA) ([Noilhan e Planton, 1989](#)).

2.1 Modelos de interações na superfície da biosfera

Nesta pesquisa foi utilizado um modelo similar ao ISBA. Em suas várias versões o modelo ISBA vem sendo amplamente utilizado na modelagem de processos na biosfera. O modelo ISBA é usado atualmente nos cálculos dos processos que ocorrem no solo e na vegetação, do modelo de superfície SURFEX ([Barbu et al., 2014](#); [Napoly et al., 2017](#)). O SURFEX é uma plataforma de modelagem desenvolvida pela Météo-France em cooperação com a comunidade científica. É composto por vários modelos físicos de superfície natural do solo, áreas urbanizadas, lagos e oceanos, e pode ser usado no modo autônomo ou acoplado a modelos atmosféricos.

Desde sua proposição original até hoje em dia, muitas foram as modificações que vieram a aperfeiçoar o modelo ISBA, como por exemplo: uma adaptação de parâ-

metros para clima tropical chuvoso (Manzi e Planton, 1994), a adição de drenagem gravitacional (Mahfouf e Noilhan, 1996), o aprimoramento dos coeficientes de transporte vertical (Louis, 1979; Mascart et al., 1995), a implementação do esquema VIC (*Variable Infiltration Capacity*) para inclusão de escoamento superficial (Habets e Saulnier, 2001; Habets et al., 1999; Wood et al., 1992) e a inclusão de uma terceira camada de solo para a zona de sub-raízes (Boone et al., 1999).

Betts et al. (1997) avaliaram as relações fisiológicas e estruturais da vegetação em simulações de mudanças climáticas com um modelo de circulação geral, utilizando o ISBA e outros modelos de superfície. Niyogi e Raman (1997) compararam diferentes parametrizações de resistência estomática entre os principais modelos de transferência entre solo-vegetação-atmosfera (TSVA), incluindo o ISBA, acoplados a modelos atmosféricos. Calvet et al. (1998) introduziram o módulo fisiológico de Jacobs (1994) no modelo ISBA visando a melhoria no cálculo da transpiração da vegetação e possibilitando o cálculo do fluxo de CO₂. Calvet et al. (2004) estudaram com o modelo ISBA respostas fisiológicas da vegetação nos fluxos de CO₂ e H₂O devido ao estresse hídrico do solo. Utilizando o modelo ISBA, Calvet et al. (2008) verificaram que um aumento na concentração de CO₂ atmosférico induz uma resposta fisiológica das plantas através de uma redução na condutância estomática para vapor de água. Esse efeito de fechamento dos estômatos pode influenciar os balanços de energia e hidrológico. A assimilação líquida de CO₂ estimada pelo modelo ISBA vem sendo utilizada para simular o desenvolvimento de plantas, diagnosticando o índice de área foliar consistentemente com o clima e concentração atmosférica de CO₂ (Gibelin et al., 2006, 2008a; Brut et al., 2009).

Sarrat et al. (2009) estudaram os fluxos de CO₂ entre a superfície e a atmosfera com um modelo de mesoescala acoplado ao ISBA. Concluíram que áreas de cultivo de inverno assimilaram mais CO₂ do que áreas de floresta de pinheiros, especificamente nesse estudo de caso e nessa estação do ano. De Rosnay et al. (2009) compararam as implementações de duas versões do ISBA e seis outros modelos de TSVA acoplados a doze configurações do Modelo Comunitário de Emissão de Microondas (CMEM). A configuração de opacidade Kirdyashev foi a mais adequada para simular a temperatura de brilho, e quando essa modelagem de microondas é usada, todos os modelos de TSVA foram capazes de reproduzir a variabilidade temporal e espacial da temperatura de brilho medida. Barbu et al. (2011) estudaram a assimilação de dados de satélite no ISBA para o caso de uma vegetação gramínea. Verificaram que a transferência de umidade da superfície para a zona da raiz não

foi precisa e que a assimilação de dados de IAF medidos em campo podem corrigir deficiências da modelagem.

Calvet et al. (2012) utilizaram o ISBA para estudar a variabilidade interanual da biomassa acima do solo em relação a dados agrícolas medidos na França entre 1994–2008. Os autores obtiveram boas correlações para pastagens, mas não para culturas agrícolas. Lafont et al. (2013) usaram o ISBA para estudar a influência do aumento na quantidade de culturas, na capacidade de simulação do índice de área foliar na França. Carrer et al. (2013) estudaram efeitos do dossel na penetração da radiação usando o modelo ISBA. Canal et al. (2014) procuraram relacionar o módulo de captura de água pelas raízes do modelo ISBA, com dados de produção agrícola na França. Garrigues et al. (2014, 2015) estudaram a sensibilidade de modificações no uso do solo, nas previsões de longo termo da evapotranspiração calculada pelo ISBA em um estudo de caso na França mediterrânea. Os autores acreditam que os principais desafios para o monitoramento do balanço hídrico de áreas de cultivo em escala regional devem-se às diferentes práticas de irrigação, às dinâmicas sazonais e interanuais das vegetações, ao perfil da raiz, e às heterogeneidades espaço-temporal da precipitação e espacial dos parâmetros hidrodinâmicos do solo.

Getirana et al. (2014) usaram o ISBA com outros 13 modelos de TSVa para formar um conjunto de cálculo do balanço de massa na floresta Amazônica. Joetzjer et al. (2015a) aprimoraram o ISBA para prever o balanço de carbono na floresta Amazônica. Morel et al. (2017) testaram a aplicação do ISBA para prever fluxos de gases de efeito estufa, incluindo CO₂ e CH₄, advindos da decomposição de matéria orgânica em solos do Ártico. Concluíram que a sensibilidade do modelo às variáveis climáticas forçantes mostrou que o modelo é genérico o suficiente para modelar razoavelmente o comportamento das emissões de metano e dióxido de carbono de diferentes tipos de ecossistemas boreais.

O modelo ISBA tem sido utilizado em estudos de integração com a assimilação de dados de sensoriamento remoto, espacial e temporalmente. Esses acoplamentos vêm demonstrando melhorias nas previsões por propiciarem melhores condições iniciais. Pesquisas vêm validando essa técnica em estudos envolvendo produtos de imagens de satélites de processos na biosfera: fluorescência induzida pela radiação solar (Leroux et al., 2018), produção primária bruta (Tall et al., 2019), umidade do solo e evapotranspiração (Albergel et al., 2018).

Dias et al. (2013) descreveram uma campanha de 5 dias de medições de covariâncias turbulentas no reservatório de Itaipu, no sul do Brasil, e as compararam

com estimativas de fluxos de CO₂ sobre uma plantação na mesma região, com uma adaptação do ISBA. Santos et al. (2019) compararam o acoplamento dos módulos estomáticos, meteorológico de Jarvis e fisiológico de Jacobs para a descrição dos processos estomáticos no ISBA, em uma plantação de soja no oeste do estado do Paraná, na cidade de Santa Terezinha do Itaipu. Após os modelos serem calibrados independentemente, as análises estatísticas mostraram que os fluxos de calor sensível e latente calculados com os modelos em comparação com dados medidos, tiveram desempenhos similares. Porém o mesmo não ocorreu para o fluxo de CO₂. Para simulações onde os parâmetros de calibração foram mantidos idênticos nos dois modelos, um com o módulo meteorológico e o outro com o módulo fisiológico, os resultados dos fluxos de calor sensível, calor latente e CO₂ apresentaram grandes diferenças. Uma grande diferença entre os módulos é o fato do módulo de Jarvis não contemplar a respiração da vegetação, ou seja, nesse caso não é calculada a liberação de CO₂ da vegetação para atmosfera.

Em Santos (2016) foi realizada outra comparação entre os modelos ISBA com módulos estomáticos, meteorológico e fisiológico, também sobre uma plantação de soja em um experimento próximo a Buenos Aires, na Argentina. Nesse experimento, devido ao estresse hídrico, a colheita não atingiu condições ótimas. Segundo Posse et al. (2010), quando a plantação atingiu seu pleno desenvolvimento, os picos do fluxo de CO₂ foram em torno de $-1,0 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de dia, e $0,2 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ à noite. As análises estatísticas compararam os fluxos de CO₂ modelado e medido, e mostraram que o modelo com módulo fisiológico teve melhor desempenho.

Além do modelo ISBA usado nesta pesquisa, existem outros modelos de interações solo-vegetação-atmosfera que vêm sendo desenvolvidos pela comunidade científica. Uma parametrização dos processos na superfície terrestre de Blondin (1991) que era utilizada no modelo meteorológico do centro europeu de previsões do tempo de médio prazo (ECMWF), foi aperfeiçoada posteriormente por Viterbo e Beljaars (1995). Bosilovich e Sun (1995) desenvolveram uma parametrização de superfície com três camadas de solo e uma distribuição homogênea da vegetação, para uso no modelo de mesoescala Purdue (PMM). Os autores apontaram que essa parametrização, destinada ao uso em um modelo tridimensional de mesoescala (onde podem existir grandes variações nas condições de superfície e atmosférica), pode ser afetada significativamente por variações no valor da resistência estomática mínima. Pleim e Xiu (1995) estavam interessados em estudar o desenvolvimento da camada limite atmosférica (CLA), que é dependente da partição da radiação líquida em fluxos de

calor sensível e latente. Desenvolveram, então, um modelo de superfície baseado em um algoritmo de força-restauração simples com umidade do solo e evapotranspiração explícitas acoplado ao modelo da CLA para o tratamento das propriedades da superfície, como umidade do solo e características da vegetação. Esse modelo de superfície acoplado ao modelo da CLA foram incorporados então ao modelo de mesoescala do Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica da Universidade Estadual da Pensilvânia (MM4/5). [Alapaty et al. \(1997\)](#) desenvolveram outro modelo acoplado de camada limite e solo-vegetação-atmosfera para uso em modelos meteorológicos e de qualidade do ar. Nesses modelos a resposta estomática é função de variáveis físicas da atmosfera e do solo.

Além dos módulos físicos-meteorológicos para estudos de interações entre biosfera-atmosfera terrestre, esforços vêm sendo realizados no desenvolvimento de módulos fisiológicos ([Farquhar et al., 1980](#); [Ball et al., 1987](#); [Meyers e U Paw, 1987](#); [Lynn e Carlson, 1990](#); [Raupach, 1991](#); [Collatz et al., 1991](#); [Kim e Verma, 1991](#); [Baldocchi, 1992, 1994](#); [Dougherty et al., 1994](#); [Jacobs, 1994](#); [Sellers et al., 1996](#); [Cox et al., 1998](#); [Foley et al., 1996](#)). Com tantos modelos de superfície sendo desenvolvidos, surgiu a necessidade de intercompará-los. Com esse anseio, [Henderson-Sellers et al. \(1993\)](#) propuseram o Projeto de Intercomparação de Esquemas de Parametrização da Superfície (PILPS). Esse experimento utilizou vários métodos para examinar como e porque os modelos diferem uns dos outros e das observações. Nessa mesma linha de pesquisa, foram realizados outros experimentos de intercomparações, como por exemplo o projeto ALMIP de Análise Multidisciplinar da Monção Africana (AMMA) em escala regional ([Boone et al., 2009](#)), o Projeto Global de Umidade do Solo (GSWP) ([Dirmeyer, 2011](#)) e o projeto do Experimento Global de Acoplamento Superfície-Atmosfera (GLACE) cuja metodologia foi usada no Projeto de Intercomparação de Modelo Acoplado (CMIP) ([Seneviratne et al., 2013](#)).

Surgiram então distinções dos métodos de análises entre, avaliação, comparação e *benchmarking*. O projeto PLUMBER ([Best et al., 2015](#)) de avaliação de modelos de superfície do solo por intercomparação de *benchmarking*, analisou a performance dos principais modelos de interação entre biosfera-atmosfera. Os modelos avaliados foram: CABLE, CABLE-SLI, TESSEL, CHTESSEL, COLASSiB, ISBA-3L, ISBA_DIF, JULES, JULES_altP, Mosaic, Noah2.7.1, Noah3.2, Noah3.3 e ORCHIDEE. Todas as referências aos modelos podem ser consultadas em [Best et al. \(2015\)](#).

Capítulo 3

Conceitos preliminares

Este capítulo apresenta definições importantes para o entendimento e desenvolvimento da proposta de modelagem. Os conceitos apresentados neste capítulo fazem parte do modelo de interações na superfície da biosfera utilizado na presente pesquisa, que foi desenvolvido baseando-se nos princípios fundamentais do modelo ISBA.

3.1 Radiação líquida na superfície

A radiação solar consiste de radiação eletromagnética emitida pelo Sol em regiões espectrais variando de raios X a ondas de rádio. No vácuo, todas essas formas de energia radiante viajam com a velocidade da luz c . O comprimento de onda λ que caracteriza uma onda eletromagnética está relacionado com a sua frequência ν pela equação:

$$\lambda = \frac{c}{\nu}, \quad (3.1)$$

onde $c = 2,988 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$. Para alguns propósitos é conveniente pensar do ponto de vista corpuscular, associando uma onda eletromagnética de frequência ν a um fóton, que é uma partícula de carga zero e massa zero, com uma energia dada por,

$$E_f = h \nu, \quad (3.2)$$

onde $h = 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$ é a constante de Planck.

O Sol age como uma fonte pontual, iluminando a Terra com uma radiação de raios quase paralela, sendo esse feixe antes de adentrar na atmosfera denominado

radiação extraterrestre RET,

$$\text{RET} = S_c f_e \cos\theta, \quad (3.3)$$

onde S_c é a constante solar, f_e um fator de correção para a excentricidade da órbita da Terra e θ o ângulo zenital (Incropera et al., 2007). À medida que o feixe atravessa a atmosfera, a interação entre os fótons no feixe e a atmosfera resulta em dispersão e absorção em caminhos aleatórios na atmosfera.

Fótons dispersos, em comprimentos de onda curtos, produzem radiação difusa R_{dif} . Os fótons remanescentes, que não foram absorvidos nem dispersados constituem a radiação direta R_{dir} . O fluxo total de radiação em uma superfície horizontal na presença de radiação difusa e direta é denominado total ou global R_G . A diferença entre R_G no nível do solo e seu valor correspondente no topo da atmosfera é o que foi absorvido ou refletido na atmosfera (Badescu, 2014).

Os raios solares, em combinação com a altitude e o azimute do Sol ao longo do dia produzem um ângulo de incidência do feixe direto em constante mudança na superfície. O ângulo de incidência do feixe solar direto sobre uma superfície horizontal é igual ao ângulo zenital solar θ , isso é, o complemento da elevação solar h_s . Assim, a relação básica entre a radiação total global R_G , a radiação de feixe direto R_{dir} e a radiação difusa R_{dif} em uma superfície horizontal, pode ser descrita pela seguinte equação:

$$R_G = R_{dir} \cos(\theta) + R_{dif} = R_{dir} \sin(h_s) + R_{dif}. \quad (3.4)$$

Átomos e moléculas emitem radiação de onda longa de acordo com suas temperaturas. Assim, a radiação líquida na superfície R_n pode ser estimada como a soma da radiação global incidente e de onda longa absorvida, subtraídas da radiação global refletida e da radiação de onda longa emitida,

$$R_n = R_G(1 - \alpha_s) + \sigma(\epsilon_a T_a^4 - \epsilon_s T_s^4), \quad (3.5)$$

onde T_a é a temperatura do ar, T_s é a temperatura da superfície e α_s é o albedo da superfície, que é o coeficiente de refletividade da radiação. $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ é a constante de Stefan-Boltzmann, ϵ_a ($0,725 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) é a emissividade atmosférica e ϵ_s é a emissividade da superfície (em uma plantação de soja, $0,970 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) (Vissotto, 2003).

Uma formulação para o cálculo da radiação líquida compatível com medições de radiação incidente R_{si} e refletida R_{sr} é,

$$R_n = (R_{si} - R_{sr}) + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_s^4, \quad (3.6)$$

$$\alpha_s = \frac{R_{sr}}{R_{si}}. \quad (3.7)$$

Para deduzir uma equação simplificada para o balanço de energia em uma superfície ideal, supõe-se que ela é uma película muito fina entre os dois meios, o ar e a superfície real, não tendo capacidade de armazenar massa e calor. O princípio da conservação de energia nesta camada infinitesimal é o balanço entre os fluxos presentes:

$$R_n = H + LE + G, \quad (3.8)$$

onde H e LE são os fluxos de calor sensível e latente (evaporação), na interface com a atmosfera, e G é o fluxo de calor sensível na interface inferior com o solo (Liou, 2002).

Nas seções 5.1 e 5.2 de aplicações do modelo, a radiação líquida R_n será calculada através do albedo da plantação de soja (equação 3.5). De acordo com medições realizadas em uma plantação de soja (de Souza et al., 2010), o comportamento do albedo ao longo do ciclo da soja será suposto variável, de acordo com o desenvolvimento da vegetação. Já na seção 5.3, o albedo da superfície e as emissividades da superfície e da atmosfera não serão utilizados, pois o experimento daquela seção dispõe de medições das R_{si} e R_{sr} , e também das radiações de onda longa emitida e absorvida pela superfície.

3.2 Radiação fotossinteticamente ativa

A radiação fotossinteticamente ativa RFA é a fração do espectro da radiação solar global entre os comprimentos de onda utilizados no processo de fotossíntese. Diferentes autores estudam a densidade de fluxo global de fótons fotossintéticos sob diversos aspectos. Meek et al. (1984) afirmam que a obtenção de equações empíricas para a estimativa da radiação fotossinteticamente ativa RFA é de grande importância para inúmeras regiões do mundo onde não existem sensores disponíveis para medição. Ting e Giacomelli (1987) sugeriram equações empíricas para estimar as componentes direta e difusa da RFA a partir de valores da radiação solar.

A RFA atravessa a atmosfera praticamente sem sofrer redução por absorção, sendo essa a maior componente da radiação solar global incidente, podendo chegar a aproximadamente 50% de todo o espectro segundo [Pereira et al. \(2002\)](#). É comum estimar a RFA através da radiação global R_G medida rotineiramente em estações meteorológicas. Segundo [GOMES et al. \(2000\)](#), a razão RFA/R_G não é constante. Para [McCree \(1972\)](#), a razão RFA/R_G precisa de calibrações locais pelas diferenças existentes entre distintas regiões.

Para cálculos de eficiência fotossintética, a RFA é normalmente considerada uma fração constante da radiação solar global. [Szeicz \(1974\)](#) e [Monteith e Unsworth \(2013\)](#) consideraram a fração RFA/R_G da ordem de 50%, porém outros resultados foram reportados por outros autores, com razões variando na ordem de 44%–69% ([Britton e Dodd, 1976](#); [Pereira et al., 1982](#); [de Assis e Mendez, 1989](#); [Papaioannou et al., 1996](#)). [Moon \(1940\)](#) apresentou a RFA como 44% da R_G dentro da faixa espectral de 0,4–0,7 μm . [de Assis e Mendez \(1989\)](#), em Pelotas no Rio Grande do Sul, estimaram 47%. [Gallegos et al. \(2004\)](#) registraram em San Miguel, na província de Buenos Aires, 51% para condições nubladas, 47% para céu parcialmente nublado e 45% em condições de céu aberto, mostrando diferenças dependendo das condições atmosféricas.

Nas seções [5.1](#) e [5.2](#) de aplicações do modelo, a RFA será calculada através da radiação solar incidente R_{si} ($RFA = 0,48 R_{si}$). Essa relação foi estimada nesta pesquisa via calibração manual do modelo. Já na seção [5.3](#) a RFA foi medida diretamente com sensores específicos para essa finalidade.

3.3 Índice de área foliar

O índice de área foliar IAF é uma variável de grande importância na ecofisiologia, especialmente em relações para o escalonamento das trocas gasosas do nível da folha para o dossel, sendo uma variável determinante neste trabalho e por isso será abordada nesta seção em maiores detalhes. Ele caracteriza a área efetiva da interface entre o dossel e a atmosfera, onde ocorrem a maioria dos fluxos de energia. O conceito de IAF é definido como a razão entre a área unilateral média das folhas e a área do solo projetada pelo dossel. O IAF é uma variável que explica a capacidade da vegetação de captar energia luminosa, tendo grande importância na interceptação de luz, crescimento do dossel, uso de água, entre outros fenômenos. O IAF pode influenciar o microclima dentro e abaixo do dossel, determinando e

controlando a interceptação da água da chuva no dossel, a absorção da radiação, a troca de vapor d'água e gás carbônico, sendo, portanto, uma variável de fundamental importância no entendimento dos ciclos biogeoquímicos. O IAF é difícil de se quantificar adequadamente devido à sua grande variabilidade espacial (horizontal e vertical) e temporal, com ciclos anuais e interanual, que interagem com a estrutura, estratificação e heterogeneidade da vegetação (Bréda, 2003).

A medição do IAF pode consumir muito tempo e geralmente ser destrutiva, pois corta-se as plantas para depois separar as folhas de suas outras partes. A área de uma folha AF é a área unilateral ou projetada de uma folha individual. Medem-se então as áreas individuais das folhas para se obter uma área foliar média da planta. A variação interespecífica na AF está relacionada à variação climática, geológica, e à altitude e latitude. O índice de área foliar IAF pode ser calculado por,

$$\text{IAF} = \frac{\sum_1^n \text{AF}_i}{A}, \quad (3.9)$$

onde A é a área representativa das folhas projetada na superfície.

O IAF pode ser estimado também como uma combinação de variáveis, comprimento e largura das folhas, utilizadas para o cálculo das áreas individuais das folhas. A largura da folha LF, por exemplo, pode ser estimada como o diâmetro máximo de um círculo imaginário que pode ser colocado dentro da folha. Folhas estreitas ou divididas com lóbulos estreitos, tendem a ter uma superfície menor e uma perda de calor mais efetiva do que as folhas largas com uma mesma área. Considera-se que isso é uma adaptação a ambientes quentes expostos ao sol. É importante ressaltar nesse ponto que existem controvérsias a respeito de qual variável, AF ou LF, é mais efetiva na estimativa do IAF.

Os métodos para estimativa do IAF apresentados até aqui são denominados diretos e fornecem uma referência para a calibração ou avaliação dos chamados métodos indiretos. Por se referirem apenas à folhagem, suas estimativas são as mais próximas da realidade, permitindo considerações em separado com relação a forma, tamanho e número de folhas.

Outro método utilizado é a análise da fração de abertura da vegetação, que usa a relação entre a radiação interceptada e não interceptada pela estrutura do dossel para estimar o IAF, utilizando sensores para medir a radiação acima e abaixo do dossel. Esse método é considerado não destrutivo, pois dispensa a coleta de amostras da vegetação para posterior seleção e medição. Segundo Wilhelm et al.

(2000) a aplicação desse conceito varia muito entre os fabricantes dos dispositivos e portanto os procedimentos para uso dos sensores também variam. A variação nos procedimentos torna cada sensor mais ou menos conveniente de usar, dependendo da vegetação, localização, objetivos do experimento, tamanho da parcela do dossel e condições climáticas. Estimativas do IAF baseadas em medições no solo são ainda sempre limitadas devido à dificuldade de acesso a algumas regiões.

Esses métodos são baseados em uma abordagem estatística e probabilística da distribuição e disposição do elemento foliar, ou de seu complemento, a fração de abertura do dossel. O IAF é calculado pela inversão da expressão exponencial da fração de abertura do dossel,

$$P_f(\theta) = \exp \left[-\frac{G(\theta, \alpha_f) \text{IAF}}{\cos(\theta)} \right], \quad (3.10)$$

onde θ é o ângulo zenital, α_f é o ângulo da folha, $P_f(\theta)$ é a fração de abertura do dossel, $G(\theta, \alpha_f)$ é a fração da folhagem projetada no plano normal à direção do zênite. Métodos de medição da radiação e fração de abertura do dossel devem ser distinguidos. O método de medição da radiação usa analogia a um meio turbido, supondo que as folhas são distribuídas aleatoriamente dentro do dossel e que o tamanho individual das folhas é pequeno em relação ao dossel. Com essas suposições, a fração de abertura do dossel é equivalente à transmitância. Invertendo então a equação (3.10), a expressão para o IAF torna-se,

$$\text{IAF} = \frac{\ln[P_f(\theta)] \cos(\theta)}{G(\theta)}, \quad (3.11)$$

sendo agora a função G independente da distribuição do ângulo da folha α_f . Esses métodos indiretos não medem o índice de área foliar literalmente, já que todos os elementos do dossel que interceptam a radiação estão incluídos. Portanto, nesse caso, o termo índice de área do dossel é mais apropriado se nenhuma correção para remover os efeitos dos galhos e caules for feita.

Um método para se estimar o IAF através de medições de radiação é expandir a lei de Beer-Lambert (Swinehart, 1962), que relaciona a radiação eletromagnética, no caso a luz, com o comprimento do caminho a ser atravessado em um meio turbido e a respectiva concentração do meio absorvedor. A lei de Beer-Lambert expressa a atenuação da radiação em um meio turbido homogêneo, sendo o fluxo absorvido proporcionalmente à distância ótica. O método de estimativa do IAF pela inversão

da equação de Beer-Lambert requer a medição da radiação incidente acima I_u e abaixo I_d do dossel. Supondo uma distribuição aleatória das folhas dentro do dossel,

$$I_d = I_u e^{-k \text{IAF}}, \quad (3.12)$$

$$\text{IAF} = \frac{-1}{k \ln(I_d/I_u)}, \quad (3.13)$$

onde k é coeficiente de extinção da radiação calculado através de,

$$k(\theta, \alpha_f) = \frac{G(\theta, \alpha_f)}{\cos(\theta)}. \quad (3.14)$$

A radiação incidente pode ser medida acima do dossel ou em uma área aberta próxima, no caso de vegetações altas que dificultem a instalação de estruturas físicas. A equação (3.13) pode ser utilizada para se calcular k , com base em uma medida direta independente do IAF e das medições de transmitância.

Utilizam-se então a transmitância e k , sazonais, para se estimar o IAF. [Nel e Wessman \(1993\)](#) discutiram sobre diferentes maneiras de se estimar k e suas respectivas precisões, dentro da faixa para valores de k entre 0,40–0,65 reportados em [Jarvis e Leverenz \(1983\)](#). [Smith et al. \(1991\)](#) sugerem que o coeficiente k seja estimado localmente para cada experimento.

O monitoramento da transmitância sazonal é uma das formas mais eficientes de monitorar diariamente os aumentos e diminuições do IAF ([Bréda, 2003](#)). Por exemplo, a evolução da transpiração à medida que o IAF aumenta durante a primavera tem que ser monitorada com uma resolução diária, assim como outras flutuações menores do IAF, induzidas por fertilizantes/adubos ou danos causados por pragas. No entanto, muitas vezes esse método pode ser limitado espacialmente pelo número de sensores utilizados abaixo dos dosséis.

Motivados pela necessidade de monitorar a vegetação global sob mudanças climáticas, muitos sistemas de observações espaciais foram lançados. Segundo [Chen et al. \(2002\)](#), os IAF's detectados através de sensoriamento remoto precisam de calibração específica contra medições do IAF no solo, e ainda não fornecem resultados adequados para dosséis complexos, como florestas com altos IAF's. Erros aleatórios vêm de muitas fontes, mas os píxeis com vegetações distintas são a principal causa. Como os sinais de radiação de diferentes tipos de vegetação são bastante diferentes em um mesmo IAF, é necessário uma melhor precisão na descrição dos vários tipos de coberturas vegetativas combinadas em uma floresta. Produtos de IAF baseados em

imagens de satélites de resoluções moderada e inferiores a 1 km têm também grandes incertezas devido à natureza heterogênea da superfície da Terra. O IAF pode ser calculado em função do índice de diferença normalizada da vegetação (IDNV), onde, por exemplo, para vegetação herbácea,

$$\text{IAF} = -\frac{\ln\left(\frac{1-\frac{\text{IDNV}}{0,915}}{0,83}\right)}{0,96}. \quad (3.15)$$

e para dossel de árvores,

$$\text{IAF} = 1,625 \exp\left(\frac{\text{IDNV}}{0,34}\right). \quad (3.16)$$

Em resumo, o IAF é uma variável de fundamental importância para a análise quantitativa de muitos processos físicos e biológicos relacionados à dinâmica da vegetação, e conseqüentemente sobre seus efeitos no ciclo global de carbono, água e no clima. Devido a sua grande importância frente o cenário atual de mudanças climáticas, muitos mapas regionais e globais do IAF estão sendo produzidos. A avaliação da precisão e a validação desses produtos são uma preocupação em potencial.

Nas seções 5.1 e 5.2 de aplicações do modelo, o índice de área foliar IAF, a fração do solo coberta pela vegetação veg e a altura da vegetação d_r serão provenientes de produtos de sensoriamento remoto, que após análise e processamento serão assimilados pela modelagem. Foram usados os índices de diferença normalizada da vegetação IDNV e o índice de vegetação aprimorado IVA, do sensor espectrorradiômetro de imagem de resolução moderada (MODIS) a bordo dos satélites Terra (EOS AM-1) e Água (EOS PM-1). Esses dados foram acessados através do sistema de análise temporal da vegetação (SATVeg) da empresa brasileira de pesquisa agropecuária (Embrapa), conforme disponibilidade do centro ativo distribuído de processos terrestres (LP-DAAC) da Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço (NASA) dos Estados Unidos da América. Pela disponibilidade das imagens serem de aproximadamente dezesseis dias para cada satélite, porém em dias distintos, optou-se pela utilização das imagens dos dois satélites para refinar a resolução temporal dos dados à um período em média de sete a oito dias.

Devido aos índices IDNV e IVA apresentarem ligeiras diferenças na descrição da evolução da planta como, por exemplo, alcançarem seus valores máximos em períodos distintos, optou-se por utilizar uma média das duas variáveis. Para isso, primeiramente os índices IDNV e IVA foram convertidos em IAF, e desses resultados

foi tirada a média. A série com as médias por fim foi interpolada obtendo-se dados de meia hora. O IAF foi calculado segundo [Nguy-Robertson et al. \(2012\)](#), com os ajustes em relação ao IDNV e IVA para soja, respectivamente:

$$\text{IAF} = \log_{0,37}(\text{IDNV}^{-0,526} - 1,03), \quad (3.17)$$

$$\text{IAF} = \exp\left(\frac{\text{IVA}}{0,472}\right) - 1,3. \quad (3.18)$$

A fração do solo coberta por vegetação *veg* foi calculada a partir do IAF segundo [Roujean e Lacaze \(2002\)](#) por

$$veg = 1 - \exp(-b_a G(\theta_s) \Omega \text{IAF}), \quad (3.19)$$

onde $b_a = -0,945$ é um coeficiente função do albedo da folha, $G(\theta_s) = 0,5$ é um fator de projeção da folha para orientação esférica e $\Omega = 3$ é o fator de aglomeração para plantas com arranjos regulares. Utilizando os valores da altura média da vegetação d_r e do IDNV medidos em uma plantação de soja por [Carneiro et al. \(2019\)](#), foi estimada a d_r nesta pesquisa empiricamente por interpolação dos dados.

Já na seção 5.3, o IAF e a altura média da vegetação d_r não serão prescritos como dados de entrada, mas sim calculados dinamicamente pelo modelo. A *veg* continuará sendo calculada pela equação 3.19.

3.4 Capacidade térmica da superfície

A capacidade térmica C_T da superfície é a constante de proporcionalidade entre o calor Q que um corpo absorve ou perde, e a mudança de temperatura resultante ΔT do corpo,

$$C_T = \frac{Q}{\Delta T}. \quad (3.20)$$

Na superfície terrestre pode ser calculada por,

$$C_T = \frac{1}{\frac{1-veg}{C_G} + \frac{veg}{C_V}}, \quad (3.21)$$

onde *veg* é a fração de área com cobertura vegetal projetada em planta, C_V é a capacidade térmica da vegetação e C_G a capacidade térmica do solo ([Noilhan e Planton, 1989](#)). A capacidade térmica da vegetação é dependente da fisiologia de cada espécie. [Noilhan e Planton \(1989\)](#) utilizaram um valor de $C_V = 10^{-3} \text{K m}^2 \text{J}^{-1}$ no ISBA

original, enquanto que, [Manzi e Planton \(1994\)](#) sugerem $C_V = 2,0 \cdot 10^{-5} \text{K m}^2 \text{J}^{-1}$ para vegetações tropicais em climas chuvosos.

O coeficiente térmico do solo pode ser calculado por:

$$C_G = C_{Gsat} \left(\frac{w_{sat}}{w_2} \right)^{\frac{b}{2 \log 10}}, \quad (3.22)$$

onde w_2 é a umidade do solo na camada da zona de raízes. Os valores da capacidade térmica do solo saturado C_{Gsat} , umidade de saturação do solo w_{sat} e inclinação da curva de retenção b , para vários tipos de solo podem ser encontrados em [Clapp e Hornberger \(1978\)](#). No sudoeste do estado do Paraná, [Prevedello \(2003\)](#) obteve em laboratório, para um solo sob plantação de soja, os seguintes valores: $C_{Gsat} = 3,6 \times 10^{-6} \text{K m}^2 \text{J}^{-1}$, $w_{sat} = 0,48$ e $b = 8,8$.

3.5 Precipitação

O ciclo hidrológico é basicamente impulsionado pela precipitação, que pode ser considerada sua principal componente. A umidade do solo decorrente da precipitação ou irrigação altera drasticamente o balanço de energia superficial, o microclima próximo à superfície e reduz consideravelmente o albedo.

Para se obter uma melhor compreensão da ocorrência e distribuição da precipitação, bem como de suas escalas temporais e espaciais, é importante conhecer alguns aspectos dos seus mecanismos de geração. Vários processos ocorrem na formação da precipitação, como a supersaturação do ar e a condensação do vapor d'água em cristais de gelo ou gotículas. Dentre os principais sistemas meteorológicos de precipitação, pode-se citar: ciclones e frentes extratropicais, convecção extratropical, sistemas tropicais sazonais, sistemas convectivos tropicais em larga escala e efeitos orográficos.

A medição pontual da quantidade de água precipitada é realizada principalmente por pluviômetros. A leitura realizada por estes aparelhos corresponde a espessura da camada de água, geralmente expressa em milímetros, que incidiu sobre a superfície do solo, considerando o mesmo totalmente plano, não havendo evaporação, infiltração nem escoamento superficial. Denomina-se intensidade de precipitação, a espessura da camada de água por unidade de tempo (por exemplo mm h^{-1}). Para análises hidrológicas em maiores escalas, utilizam-se diferentes métodos de ponderação para estimar médias a partir da rede de medição de precipitação disponível. Os

métodos de cálculo mais simples são bastante arbitrários. Avanços em técnicas de análise objetiva e geoestatística levaram a métodos de interpolação mais sofisticados (McCray, 2007).

A precipitação que atinge uma certa área do solo P_g em $\text{mm}0,5\text{h}^{-1}$ é o valor da precipitação total na área, subtraída da parte que é interceptada pela vegetação $((1 - veg)P)$. A precipitação interceptada pela vegetação pode ainda chegar ao solo após o dossel atingir sua saturação na forma de escoamento sobre os componentes da vegetação (folhas, galhos, tronco/caule) R_r ,

$$P_g = (1 - veg)P + R_r, \quad (3.23)$$

onde a precipitação interceptada pela vegetação é denotada por

$$P_r = veg P. \quad (3.24)$$

Quando a umidade retida na vegetação w_r ultrapassa seu valor de saturação $w_r > w_{rmax}$, ocorre o escoamento superficial sobre a vegetação para o solo,

$$R_r = (w_r - w_{rmax}) \frac{\rho_w d_r}{\Delta t}, \quad (3.25)$$

onde a capacidade máxima de retenção da umidade na vegetação w_{rmax} depende da densidade do dossel e pode ser calculada de acordo com Dickinson (1984),

$$w_{rmax} = 0,2 veg IAF, \quad (3.26)$$

sendo ρ_w é a massa específica da água e Δt o passo de tempo da simulação.

A capacidade de armazenamento de água pelos componentes da vegetação é geralmente definida como a quantidade de água no dossel após uma tempestade, sob condições de evaporação zero e após todo o gotejamento cessar. A precipitação que atinge a vegetação e atravessa o dossel passando diretamente ou fluindo ao longo dos ramos principais originando o fluxo de caule, tende a se concentrar sobre as raízes. Porém, parte da água retida nas folhas pode evaporar antes de atingir o solo e não estar mais disponível para infiltração. A interceptação da precipitação por um dossel pode afetar significativamente o balanço hidrológico na superfície do solo.

Segundo Deardorff (1978), a função de potência da chuva interceptada (δ) pode

ser descrita da seguinte forma:

$$\delta = \left(\frac{w_r}{w_{rmax}} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (3.27)$$

onde w_r é a umidade retida na vegetação, e w_{rmax} é a máxima quantidade possível de umidade que a vegetação consegue reter.

Muitos estudos de interceptação têm sido realizados em florestas, onde maiores valores ocorrem. Tanto o tipo de vegetação como o tipo de precipitação parecem desempenhar papéis importantes na interceptação. Vegetações altas ou densas tendem a interceptar mais água da chuva do que as vegetações curtas ou esparsas. As perdas por interceptação, como uma fração da precipitação, são geralmente maiores quando os eventos de chuva têm intensidade moderada e duração mais longa, do que quando ocorrem na forma de rajadas. [Manzi e Planton \(1994\)](#) incluíram um parâmetro para controlar a razão de secamento (β_v) após eventos de chuva em regiões de clima tropical, de maneira que, a medida que o valor de β_v aumenta, torna-se mais difícil esvaziar o reservatório de água da chuva interceptada pela vegetação devido ao fato de que a água retida nas camadas mais baixas das folhas evapora lentamente, e assim sendo, δ diminui menos quando β_v for menor,

$$\delta = \frac{w_r}{(1 - \beta_v)w_r + \beta_v w_{rmax}}. \quad (3.28)$$

3.6 Escoamento superficial

A água da chuva não infiltrada pela superfície do solo é um fenômeno complexo, com direções preferenciais de fluxo. O escoamento, no entanto, é normalmente tratado em escala maior (~ 1 m) como um processo hidráulico de superfície livre.

Em aplicações onde há interesse em se conhecer o escoamento superficial Q_r gerado pontualmente, que é o caso de acoplamento de TSVA's como o ISBA a modelos hidrológicos, é necessária a previsão deste escoamento superficial a partir das soluções das equações prognósticas do modelo.

Esta abordagem foi apresentada por [Habets et al. \(1999\)](#), onde os autores acoplaram o modelo ISBA a um modelo de circulação global (MCG) utilizando um esquema denominado *Variable Infiltration Capacity* (VIC) ([Wood et al., 1992](#)) e em [Habets e Saulnier \(2001\)](#), onde foi utilizado para a parametrização do escoamento superficial o modelo hidrológico TOPMODEL ([Beven e Kirkby, 1979](#)). [Vissotto](#)

(2003) adaptou este modelo para casos em que a superfície é aproximadamente horizontal e homogênea. Segundo esta abordagem, o escoamento superficial é:

$$Q_r = \begin{cases} P - (w_{sat} - w_2)h_e, & \text{se } P > P_{ref}, \\ P - (w_{sat} - w_{wilt})h_e + \left(\frac{P_{ref} - P}{w_{sat} - w_{wilt}} \right), & \text{se } 0 < P \leq P_{ref}, \\ 0, & \text{se } P = 0, \end{cases} \quad (3.29)$$

onde

$$P_{ref} = (w_{sat} - w_2)h_e, \quad (3.30)$$

h_e é a profundidade da segunda camada do solo (d_2) em unidade de precipitação, w_2 é a umidade na camada do solo que compreende a zona de raízes, w_{wilt} é a umidade no ponto de murchamento e w_{sat} é a umidade de saturação.

3.7 Umidade relativa do ar na superfície do solo

Dependendo da quantidade de vapor d'água na atmosfera e das condições meteorológicas, pode haver condensação formando nuvens. A atmosfera só consegue reter vapor d'água até um certo limite que depende da temperatura e da pressão. Acima desse limite considera-se o ar como saturado, sendo que, quanto mais quente o ar, maior será sua capacidade de reter vapor d'água sem saturar. Na maior parte do tempo a quantidade de vapor d'água na atmosfera é menor do que o limite de saturação. Com a umidade do ar e a umidade de saturação do ar, pode-se traçar uma relação percentual e se determinar a umidade relativa do ar.

O ar da atmosfera mais baixa pode ser considerado como uma mistura de gases perfeitos. O teor de vapor d'água no ar pode ser expresso em termos da razão de mistura m ,

$$m = \frac{\rho_v}{\rho_d}, \quad (3.31)$$

onde ρ_v e ρ_d são as massas específicas de vapor de água e do ar seco, respectivamente. A umidade específica q é definida como a razão entre massa específica de vapor d'água e a massa específica do ar úmido,

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_a}, \quad (3.32)$$

$$\rho_a = \rho_v + \rho_d. \quad (3.33)$$

A umidade relativa y_a pode ser calculada através da equação:

$$y_a = \frac{m}{m_{sat}}, \quad (3.34)$$

com as razões de mistura m e razão de mistura na saturação m_{sat} nas mesmas condições de temperatura e pressão. A umidade relativa calculada pela equação (3.34) é próxima a

$$y_a = \frac{e_a}{e_{sat}} \quad (3.35)$$

que é a relação entre a pressão de vapor real e_a e a pressão de vapor de saturação e_{sat} (Brutsaert, 2005).

A umidade relativa do ar na superfície do solo representa a umidade relativa da porção de ar presente na camada de solo superficial de altura d_1 . Segundo Noilhan e Planton (1989), a evaporação na superfície ocorre a uma taxa potencial quando a umidade do solo atinge o valor da capacidade de campo (w_{fc}), usualmente tomada como igual a $0,75 w_{sat}$. Assim sendo, supuseram a seguinte equação para o cálculo da umidade relativa na interface entre a atmosfera e o solo h_u :

$$h_u = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{w_g}{w_{fl}} \pi \right) \right], & \text{se } w_g < w_{fc}, \\ 1, & \text{se } w_g \geq w_{fc}. \end{cases} \quad (3.36)$$

Alternativamente, Vissotto (2003), baseado em observações no Estado do Paraná, propôs uma formulação empírica para h_u que melhorou a estimativa de fluxos superficiais em uma versão do ISBA em relação ao valores obtidos com a equação (3.36). Utilizando a equação,

$$h_u = \frac{1}{q_{sat}(T_s)} \left(\frac{E_g}{(1 - veg)\rho_a C_{dq} V_a} + q_a \right), \quad (3.37)$$

para estimar a umidade relativa na superfície do solo, Vissotto (2003), verificou que a dependência de h_u com a umidade do solo não se comportou como descrito pela equação (3.36) do modelo ISBA. Ao comparar a umidade relativa superficial do solo calculada pelo modelo ISBA com os valores estimados pela equação (3.37), percebeu-se um equilíbrio de h_u com a umidade relativa do ar. Ajustou-se então, curvas de regressão polinomial de h_u com a umidade relativa do ar y_a para a camada

superficial do solo de 2 cm através da série,

$$h_u = a_n y_a^n + a_{n-1} y_a^{n-1} + \dots + a_{n-(n-1)} y_a^{n-(n-1)} + a_0, \quad (3.38)$$

onde n é o grau do polinômio, realizando ajustes para $n = 1$, $n = 2$, $n = 3$, $n = 4$ e calculando as estimativas dos erros de viés e raiz quadrada da média. Esse método é empírico, sendo necessário sempre realizar novos ajustes para simulações em outras regiões, e por isso foi utilizado nesta pesquisa a equação (3.36).

3.8 Umidade do solo

O modelo ISBA calcula as umidades de 3 camadas do solo, sendo w_g a umidade da camada de solo superficial com profundidade d_1 , w_2 a umidade da camada de solo que envolve a zona de raízes com a umidade d_2 e w_3 a umidade da camada de solo da zona de sub-raízes de profundidade d_3 . d_3 é a profundidade total de solo abrangida na modelagem e pode ser considerada como a localização em que a variação da umidade do solo no tempo pode ser desprezada. Essa informação geralmente é determinada através do perfil de umidade do solo, que nem sempre está disponível. Outra maneira de se ajustar a profundidade d_3 é através de testes de sensibilidade do modelo. O conteúdo de água em cada reservatório deve ser menor que seu valor na saturação w_{sat} , que é função das propriedades granulométricas do solo. A transpiração da vegetação pode ocorrer enquanto a umidade na zona de raízes for superior à do ponto de murchamento w_{wilt} .

A taxa de infiltração I é dada pela precipitação que atinge o solo P_g menos o escoamento superficial Q_r ,

$$I = P_g - Q_r, \quad (3.39)$$

e os coeficientes de drenagem (K 's) e de difusão vertical (D 's) são escritos como:

$$K_2 = \frac{C_3 d_3}{\tau_w d_2} \max[0, (w_2 - w_{fc})], \quad (3.40)$$

$$K_3 = \frac{C_3 d_3}{\tau_w (d_3 - d_2)} \max[0, (w_3 - w_{fc})], \quad (3.41)$$

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau_w} (w_g - w_{geq}), \quad (3.42)$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau_w} (w_2 - w_3), \quad (3.43)$$

onde τ_w representa a constante de restauração para um dia. O conteúdo volumétrico superficial de água no balanço entre as forças gravitacionais e capilares é representado por w_{geq} , e w_{fc} é a capacidade de campo.

Os parâmetros adimensionais do método de força–restauração C_1 , C_2 , C_3 e C_4 , e os parâmetros w_{geq} , w_{wilt} e w_{fc} estão relacionados com as propriedades hidráulicas/granulométricas e com a umidade do solo, através das expressões e valores apresentados em [Clapp e Hornberger \(1978\)](#), [Prevedello \(1996\)](#), [van Genuchten \(1980\)](#) e [Vissotto \(2003\)](#):

$$C_1 = C_{1sat} \left(\frac{w_{sat}}{w_g} \right)^{\frac{b}{2}+1}, \quad (3.44)$$

$$C_2 \approx \frac{\tau_d(1-m_2)K_{sat}}{d_1^2 \alpha_{s2} m_2 (w_{sat} - w_{wilt})} \Theta^{\frac{1}{2}-\frac{1}{m_2}} \left[\left(1 - \Theta^{\frac{1}{m_2}} \right)^{-m_2} + \left(1 - \Theta^{\frac{1}{m_2}} \right)^{m_2} - 2 \right]. \quad (3.45)$$

$$m_2 = 1 - \frac{1}{n_2}, \quad (3.46)$$

$$\Theta = \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}}. \quad (3.47)$$

O parâmetro C_3 é calculado com:

$$C_3 = \frac{5,32 X_{arg}^{-1,042}}{d_2}, \quad (3.48)$$

onde X_{arg} é a fração de argila na camada.

C_4 é calculado com:

$$C_4 = C_{4ref} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}}, \quad (3.49)$$

onde

$$C_{4b} = 5.14 + 0.115 X_{arg}, \quad (3.50)$$

$$\bar{w}_{2,3} = \left[w_2^{q_4} \left(\frac{d_2}{d_3} \right) + w_3^{q_4} \frac{(d_3 - d_2)}{d_3} \right]^{\frac{1}{q_4}}, \quad (3.51)$$

com a potência q definida experimentalmente igual a 6 por [Boone et al. \(1999\)](#);

$$C_{4ref} = \frac{2(d_3 - d_2)}{(d_2 d_3^2)} \log_{10}^{-1} \left[\beta_0 + \sum_{j=1}^3 (\beta_j X_{are}^j + \alpha_s X_{arg}^j) \right], \quad (3.52)$$

onde β e α_s são os coeficientes determinados por regressão e mostrados na tabela 3.1.

j	β_j	$\alpha_{s,j}$
0	$4,42 \times 10^{-0}$	
1	$4,88 \times 10^{-3}$	$-2,57 \times 10^{-1}$
2	$5,93 \times 10^{-4}$	$8,86 \times 10^{-3}$
3	$-6,09 \times 10^{-6}$	$-8,13 \times 10^{-5}$

Tabela 3.1: Coeficientes da regressão para obtenção de C_{4ref} a partir da equação (3.52).

Do ponto de vista do balanço hídrico, um aumento no CO_2 atmosférico tem dois efeitos conflitantes imediatos. Primeiro o IAF pode aumentar devido ao aumento da fotossíntese, pelo menos para plantas do tipo C3 (ver seção 3.14), segundo a condutância foliar pode diminuir. O primeiro efeito tende a aumentar a transpiração e o segundo tende a diminuir a transpiração. Portanto, alterações na evapotranspiração e na umidade do solo podem diferir de uma planta para outra. Além disso, há um terceiro efeito relacionado ao à retroalimentação entre a transpiração e a umidade na camada de raízes. Mudanças nas taxas de transpiração afetam a disponibilidade de água no solo. Esse efeito ocorre durante períodos mais longos e pode desencadear diferenças sazonais no balanço hídrico.

3.9 Coeficientes de difusão turbulenta

Os coeficientes de difusão turbulenta utilizados nos cálculos dos fluxos superficiais foram implementados de acordo com a versão modificada do ISBA original por [Noi-lhan e Mahfouf \(1996\)](#), baseados na formulação de [Louis \(1979\)](#) com as modificações propostas por [Mascart et al. \(1995\)](#):

$$C_{dm} = C_{DN} F_m, \quad (3.53)$$

$$C_{dh} = C_{DN} F_h, \quad (3.54)$$

sendo,

$$C_{DN} = \frac{\kappa^2}{\left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \right]^2}, \quad (3.55)$$

onde κ é a constante de von Kármán e z_0 é a altura de rugosidade.

Para quantidade de movimento:

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{10Ri}{1 + C_m\sqrt{|Ri|}}, & \text{se } Ri \leq 0, \\ \frac{1}{1 + \frac{10Ri}{\sqrt{1+5Ri}}}, & \text{se } Ri > 0. \end{cases} \quad (3.56)$$

E para calor/umidade:

$$F_h = \begin{cases} \left[1 - \frac{15Ri}{1 + C_h\sqrt{|Ri|}} \right] \times \left[\frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right)} \right], & \text{se } Ri \leq 0, \\ \frac{1}{1 + 15Ri\sqrt{1 + 5Ri}} \times \left[\frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right)} \right], & \text{se } Ri > 0. \end{cases} \quad (3.57)$$

Ri é o número de Richardson, calculado em termos da variável de estabilidade de Obukov $\zeta = z/L_0$ como:

$$Ri = \zeta \text{ para o caso estável, e } Ri = \frac{\zeta(0,74 + 4,7\zeta)}{(1 + 4,7\zeta)^2} \text{ para o caso instável.}$$

O comprimento de Obukhov L_0 é calculado com:

$$L = \frac{z}{Ri} \frac{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L_0}\right) + \psi_h\left(\frac{z_0}{L_0}\right) \right]}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z}{L_0}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L_0}\right) \right]^2}. \quad (3.58)$$

As funções de estabilidade para quantidade de movimento ψ_m e calor/umidade ψ_h são:

$$\psi_m(\zeta) = \ln \left[\left(\frac{1 + (1 - \gamma_m\zeta)^{\frac{1}{4}}}{2} \right)^2 \left(\frac{1 + (1 - \gamma_m\zeta)^{\frac{1}{2}}}{2} \right) \right] - 2 \arctan(1 - \gamma_m\zeta)^{\frac{1}{4}} + \frac{\pi}{2}, \quad (3.59)$$

para condições instáveis, e

$$\psi_m(\zeta) = -\beta\zeta. \quad (3.60)$$

para condições estáveis.

$$\psi_h(\zeta) = \ln \left[\left(\frac{1 + (1 - \gamma_h\zeta)^{\frac{1}{2}}}{2} \right)^2 \right], \quad (3.61)$$

para condições instáveis, e

$$\psi_h(\zeta) = -\frac{\beta\zeta}{R} \quad (3.62)$$

para condições estáveis. Os valores das constantes são $\beta = 4,7$, $R = 0,74$, $\gamma_m = 15$ e $\gamma_h = 9$.

Os coeficientes C_m e C_h para o caso instável são dados por:

$$C_m = 10C_m^*C_{DN} \left(\frac{z}{z_0}\right)^{p_m}, \quad (3.63)$$

$$C_h = 15C_h^*C_{DN} \left(\frac{z}{z_{0h}}\right)^{p_h} \times \left[\frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z}{z_{0h}}\right)} \right]. \quad (3.64)$$

Onde C_m^* , C_h^* , p_m e p_h são funções apenas de,

$$\mu = \ln\left(\frac{z_0}{z_{0h}}\right), \quad (3.65)$$

da seguinte maneira:

$$C_h^* = 3.2165 + 4.3431 \times \mu + 0.5360 \times \mu^2 - 0.0781 \times \mu^3, \quad (3.66)$$

$$C_m^* = 6.8741 + 2.6933 \times \mu - 0.3601 \times \mu^2 + 0.0154 \times \mu^3, \quad (3.67)$$

$$p_h = 0.5802 - 0.1571 \times \mu + 0.0327 \times \mu^2 - 0.0026 \times \mu^3, \quad (3.68)$$

$$p_m = 0.5233 - 0.0815 \times \mu + 0.0135 \times \mu^2 - 0.0010 \times \mu^3. \quad (3.69)$$

Os detalhes da dedução e cálculos acima foram omitidos e podem ser encontrados em [Businger et al. \(1971\)](#), [Noilhan e Mahfouf \(1996\)](#) e [Vissotto \(2003\)](#).

3.10 Resistência aerodinâmica

A abordagem de resistência aerodinâmica R_a é usada em aplicações micrometeorológicas em regiões com vegetação. Pode se somar resistências em série para expressar a resistência aerodinâmica total em termos de resistências de seus componentes (superfície do solo, folhas, galhos e caules). As resistências aerodinâmicas são propriedades dimensionais que não dependem apenas da estrutura do dossel, mas também da velocidade do vento na altura adequada e da estabilidade atmosférica. Não é trivial determinar as resistências dos componentes para estimar a resistência aerodinâmica total do dossel. Os métodos de transferência em massa e de resistência aerodinâmica

estão inter-relacionados da seguinte maneira,

$$R_a = \frac{1}{C_W V_a}, \quad (3.70)$$

onde C_W é o coeficiente de arrasto e V_a é a velocidade do vento na altura a . Para um determinado dossel, a resistência aerodinâmica é inversamente relacionada com a velocidade do vento.

3.11 Resistência/condutância estomática

Uma resistência superficial geral R_{sg} para uma superfície parcialmente ou totalmente coberta por vegetação pode ser definida por

$$R_{sg} = \frac{\rho_a [q_{sat}(T_0^{eff}) - q_0]}{E_0}, \quad (3.71)$$

onde q_0 é a umidade específica superficial, T_0^{eff} é a temperatura superficial efetiva e E_0 é o fluxo de umidade superficial (evapotranspiração/condensação). Combinando a equação (3.71) com a relação de transferência de massa,

$$\frac{E_0}{\rho_a} = (\overline{w'q'})_0 = \frac{q_0 - q_a}{R_{av}}, \quad (3.72)$$

onde $(\overline{w'q'})_0$ é a média da covariância entre as flutuações da velocidade vertical e umidade específica próximo à superfície, e R_{av} é a resistência aerodinâmica ao fluxo de vapor d'água, chega-se em

$$LE = \frac{\rho_a L [q_{sat}(T_0^{eff}) - q_a]}{R_{av} + R_{sg}}. \quad (3.73)$$

O fluxo de calor sensível H pode ser originado também na superfície das folhas com temperatura média T_f . Já o fluxo de calor latente, na fração do solo coberta por vegetação, é essencialmente da evaporação da água líquida de dentro das folhas, nos muitos espaços intercelulares cuja ligação com a superfície é através dos estômatos. Dentro dos espaços intercelulares, a umidade pode ser tomada como $q_{sat}(T_f)$. A diferença $\delta q_0 = q_{sat}(T_f) - q_0$ está relacionada ao fluxo evaporativo e é proporcional ao efeito da resistência fisiológica de todas as folhas. Essa resistência fisiológica da

planta é determinada pela resistência estomática das folhas dada por,

$$R_s = \frac{\rho_a \delta q_0}{E_0}. \quad (3.74)$$

Essa equação é conhecida como modelo da grande folha, visto que representa basicamente todo o dossel como uma única folha com resistência R_s . Se definirmos R_{sf} como a resistência individual de uma única folha, então R_s será a soma delas,

$$\frac{1}{R_s} = A^{-1} \sum_1^n \frac{AF_i}{R_{sf,i}}, \quad (3.75)$$

onde AF é a área de cada folha e A é uma área sobre o solo representativa de todas as folhas contabilizadas no somatório.

A resistência estomática R_s do ISBA original é calculada através da parametrização simplificada proposta por [Jarvis \(1976\)](#):

$$R_s = \frac{R_{smin}}{IAF} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1}, \quad (3.76)$$

onde R_{smin} é a resistência mínima do estômato e F_1, F_2, F_3, F_4 são os coeficientes que parametrizam a resposta do estômato à radiação, ao estresse hídrico do solo, ao déficit na pressão de vapor da atmosfera e à temperatura do ar. A partir de R_s calculado acima, as perdas de água e a evapotranspiração são diagnosticadas. Ou seja, esta parametrização utiliza em sua maioria, forçantes meteorológicos para obter a condutância estomática e consequente transpiração.

O coeficiente F_1 mensura a influência da radiação fotossinteticamente ativa que é suposta igual a $0,55 R_G$ ([Sellers et al., 1986](#)). [Noilhan e Planton \(1989\)](#) realizaram seu cálculo segundo [Dickinson \(1984\)](#) da seguinte maneira:

$$F_1 = \frac{1 + f_1}{f_1 + \frac{R_{smin}}{R_{smax}}}, \quad (3.77)$$

$$f_1 = 0,55 \frac{R_G}{R_{GL}} \frac{2}{IAF}, \quad (3.78)$$

onde R_{GL} é um valor limite de 30 W m^{-2} para florestas e 100 W m^{-2} para culturas agrícolas. R_{smax} é a resistência máxima do estômato.

O coeficiente F_2 leva em conta o efeito do estresse hídrico do solo variando entre $0-1$, quando a umidade na segunda camada de solo w_2 de profundidade d_2 varia entre os valores de $w_{wilt} - w_{cr}$, sendo w_{cr} o valor da umidade do solo definida

como crítica igual $0,75 w_{sat}$ (Thompson et al., 1981) e w_{wilt} a umidade do ponto de murchamento que inviabiliza a extração de água do solo pelas raízes:

$$F_2 = \begin{cases} 1, & \text{se } w_2 > w_{cr}, \\ \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{cr} - w_{wilt}}, & \text{se } w_{wilt} \leq w_2 \leq w_{cr}, \\ 0, & \text{se } w_2 < w_{wilt}. \end{cases} \quad (3.79)$$

O coeficiente F_3 representa o efeito do déficit de pressão de vapor da atmosfera sobre a abertura estomática. Seu cálculo foi proposto por Jarvis (1976) para coníferas e reproduzido por Sellers et al. (1986) da seguinte forma:

$$F_3 = 1 - g_3[e_{sat}(T_s) - e_a], \quad (3.80)$$

onde g_3 é um parâmetro empírico dependendo da espécie de planta. Noilhan e Planton (1989) encontraram o valor de $0,025 \text{ H Pa}^{-1}$ para uma floresta de coníferas.

O coeficiente F_4 introduz a dependência estomática com relação à temperatura do ar, onde, seguindo a abordagem de Dickinson (1984):

$$F_4 = 1 - 0,0016(298 - T_a)^2. \quad (3.81)$$

A condutância estomática é o inverso da resistência estomática. A abertura dos estômatos é influenciada pelas condições ambientais e por propriedades das plantas: luz, CO_2 disponível, temperatura, umidade do ar, idade da folha e umidade do solo. Baseando-se no fato de que a difusão do vapor de água para fora da folha e a absorção do CO_2 utilizado para a fotossíntese ocorrem pelo mesmo caminho em sentidos contrários, pode-se calcular a condutância estomática g_s a partir da assimilação fotossintética por:

$$g_s = \frac{1,6A_n}{C_s - C_i}, \quad (3.82)$$

sendo A_n a taxa líquida de fotossíntese, e C_i e C_s as concentrações de CO_2 dentro e fora da folha, respectivamente. O fator 1,6 na eq. (3.82) é devido à diferença entre a difusividade do CO_2 e do vapor d'água no estômato, de modo que o fator de conversão entre a condutância de vapor de água e a condutância de CO_2 torna-se igual à razão dos coeficientes de difusividade de CO_2 e H_2O no ar. Assim, uma vez calculado A_n , chega-se aos valores de g_s . A condutância de vapor de água nos estômatos é um parâmetro de fundamental importância na maioria dos modelos

desenvolvidos para calcular a evapotranspiração. Com a condutância estomática g_s calculada, é possível se estimar a transpiração que acopla o módulo fotossintético ao balanço de massa do TSVA:

$$g_s = \frac{E_{tr}}{\rho_a(q_i - q_a)}, \quad (3.83)$$

onde E_{tr} é a taxa de transpiração, ρ_a a densidade do ar, q_i a umidade específica nas plantas e q_a é a umidade específica do ar próxima à superfície da folha. Portanto, g_s controla a troca de vapor d'água entre as plantas e o meio ambiente.

3.12 Fluxo de calor sensível

O fluxo turbulento de calor calculado pelas fórmulas clássicas de transferência aerodinâmica levam à seguinte formulação para o fluxo de calor sensível,

$$H = \rho_a c_p C_{dh} V_a (T_s - T_a), \quad (3.84)$$

onde V_a é a velocidade do vento na altura a e C_{dh} é o coeficiente de transferência turbulenta de calor.

As medições mais confiáveis e diretas de trocas turbulentas de calor na atmosfera geralmente são feitas com sofisticados instrumentos de resposta rápida. Se todas as flutuações de velocidade e temperatura que contribuem para o fluxo de calor sensível forem registradas, pode-se determinar sua covariância pela média dos produtos das flutuações (Brutsaert, 1982). O fluxo vertical de calor sobre uma superfície homogênea pode então ser descrito por,

$$H = \rho_a c_p \overline{\theta'_p w'} \quad (3.85)$$

onde w' é a flutuação da velocidade vertical e θ'_p a flutuação da temperatura potencial.

3.13 Fluxo de calor latente

A transferência de massa por evaporação é proporcional à diferença entre a pressão de vapor saturado e a pressão de vapor atmosférica e pode ser expressa como,

$$E = \rho_v f'(V_a)(e_{sat} - e_a), \quad (3.86)$$

onde onde E é o fluxo de massa de vapor, ρ_v é a densidade de vapor, e_{sat} é a pressão de vapor saturado, e_a é a pressão atmosférica de vapor, e $f'(V_a)$ é uma função da velocidade do vento que deve levar em consideração os efeitos da convecção livre e forçada.

O fluxo de calor associado a E é,

$$LE = f(V_a)(e_{sat} - e_a), \quad (3.87)$$

onde L é o calor latente de vaporização e $f(V_a)$ é uma função da velocidade do vento que incorpora ρ_v e L em $f'(V_a)$ (Rubin e Atkinson, 2001). Muitas formas da função de velocidade do vento foram propostas geralmente como uma constante, polinômio de primeira ordem ou de segunda ordem.

O fluxo de vapor de água E é a soma da evaporação do solo E_g e evapotranspiração E_v , que no ISBA são calculadas pelas equações:

$$E_g = (1 - veg)\rho_a C_W V_a [h_u q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (3.88)$$

$$E_v = veg \rho_a C_W V_a h_v [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (3.89)$$

onde $q_{sat}(T_s)$ é a umidade específica saturada na temperatura T_s e q_a a umidade específica na altura z_a . A umidade relativa h_u na superfície está relacionada com a umidade superficial do solo w_g , h_v é o chamado coeficiente de Halstead e C_W é o coeficiente de transferência de vapor d'água.

A evapotranspiração pode ser um fluxo positivo ou negativo. Quando o fluxo é negativo, da atmosfera para a vegetação $E < 0$ ocorre deposição de orvalho e o coeficiente de Halstead é tomado como $h_v = 1$,

$$E_v = veg \rho_a C_W V_a [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (3.90)$$

porém quando o fluxo é positivo, da vegetação para a atmosfera, o coeficiente de

Halstead h_v leva em conta a evaporação direta E_r da vegetação, além da transpiração que deixa de ser igual a zero:

$$E_v = E_{tr} + E_r, \quad (3.91)$$

$$E_{tr} = veg \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (3.92)$$

$$E_r = veg \frac{\delta}{R_a} [q_{sat}(T_s) - q_a], \quad (3.93)$$

$$h_v = \frac{(1 - \delta)R_a}{R_a + R_s} + \delta, \quad (3.94)$$

onde R_a , R_s e δ são, respectivamente, a resistência aerodinâmica, a resistência estomática e uma função de potência da chuva interceptada.

Outra maneira para se estimar o fluxo de vapor d'água sobre uma superfície homogênea ou não, é medir simultaneamente a velocidade turbulenta e as flutuações da umidade específica (Brutsaert, 1982). Pelo método de covariâncias turbulentas,

$$E = \rho_a \overline{w'q'_a}, \quad (3.95)$$

onde w' é a flutuação da velocidade vertical e q'_a a flutuação da umidade específica.

Contabilizado o fluxo de vapor de água, pode-se então calcular o fluxo de calor latente LE :

$$LE = L(E_g + E_v), \quad (3.96)$$

onde L é o calor latente de evaporação da água.

3.14 Diferenciação metabólica de vegetações

Um aspecto importante dos modelos fisiológicos é a diferenciação metabólica entre tipos de vegetação (Jacobs, 1994). As plantas podem ser divididas em três grandes grupos conforme o seu metabolismo fotossintético: plantas C3, plantas C4 e plantas MAC (metabolismo ácido das crassuláceas). As plantas do grupo C3 têm como primeiro produto da fixação de CO_2 um composto com três carbonos, abrangendo as plantas que possuem somente a enzima Rubisco pertencente ao Ciclo de Calvin como alternativa para a fixação do carbono. A reação de carboxilação da enzima Rubisco resulta na produção de duas moléculas idênticas do mesmo composto de três carbonos, o ácido 3-fosfo-glicérico. O grupo C3 é composto pela maior parte

das plantas conhecidas atualmente. As plantas pertencentes aos grupos C4 e MAC diferem basicamente das plantas do grupo C3 por possuírem duas reações de carboxilação: a já citada carboxilação promovida pela enzima Rubisco e a carboxilação promovida pela enzima Fosfoenolpiruvato Carboxilase (PEPcase). As plantas do grupo C4 são assim denominadas por possuírem um ciclo de fixação de carbono apresentando uma primeira reação de carboxilação que resulta em um composto de quatro carbonos – o ácido oxaloacético – produto da reação da enzima PEPcase. As plantas do grupo MAC (metabolismo ácido das crassuláceas) possuem um ciclo de fixação muito semelhante ao das plantas do grupo C4, sendo assim denominadas devido a este ciclo metabólico ter sido descoberto primeiramente na família das Crassuláceas.

Acredita-se que as plantas dos grupos C4 e MAC foram derivadas das plantas do grupo C3, e surgiram no final do período Cretáceo quando ocorreu um drástico declínio na concentração de CO₂ atmosférico. As plantas do grupo MAC possuem maior eficiência no uso da água, necessitando menor quantidade deste recurso para acumular matéria seca. As plantas do grupo C4 apresentam um comportamento intermediário em relação as plantas dos grupos MAC e C3. Muitas plantas aquáticas são do grupo MAC, o que pode ser explicado pelo fato destas plantas necessitarem de menores concentrações de CO₂ para realizarem fotossíntese líquida positiva. Nos recentes modelos, é de fundamental importância calcular valores realistas da condutância dos estômatos de folhas das plantas dos grupos C3, C4 e MAC, para que assim sejam obtidas melhores estimativas dos balanços de energia, água e carbono.

Niyogi e Raman (1997) apontam para o fato de que devido à abundância em nível mundial de vegetação do tipo C3 que melhor se desenvolve em regiões de clima úmido, grande quantidade de pesquisas tem sido realizada para esse tipo de vegetação, e ressalta a importância de novas pesquisas com vegetação do tipo C4 predominante em regiões de clima árido (Collatz et al., 1992; Knapp, 1993; Henderson et al., 1994).

Capítulo 4

Modelo matemático de transferências superfície-atmosfera

O modelo de TSVA utilizado nesta pesquisa é baseado nas formulações matemáticas do ISBA, mas não é a versão original e foi codificado inteiramente em linguagem computacional FORTRAN com suas especificidades próprias por pesquisadores do Laboratório de Estudos em Monitoramento e Modelagem Ambiental (LEMMA) da Universidade Federal do Paraná (UFPR), incluindo o presente autor. O orientador deste trabalho foi pesquisador que codificou a primeira versão do modelo de TSVA desenvolvido no LEMMA, para pesquisas do projeto MESOLIT que estudou a influência do lago de Itaipu sobre o clima regional (Dias et al., 1999).

O modelo implementado no presente trabalho consiste em um sistema acoplado de equações diferenciais ordinárias. As equações são prognósticas para as temperaturas e umidade das camadas de solo, e também para a biomassa da vegetação quando esse módulo está implementado. A partir dos forçantes atmosféricos/radiativos (temperatura do ar, precipitação, umidade relativa do ar, radiação solar, pressão atmosférica e concentração de dióxido de carbono atmosférico), fluxos de calor, massa de vapor, e, principalmente, fluxo de dióxido de carbono, podem ser

diagnosticados. As equações formando o sistema são as seguintes:

$$\frac{dT_s}{dt} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.1)$$

$$\frac{dT_2}{dt} = \frac{1}{\tau_d}(T_s - T_2), \quad (4.2)$$

$$\frac{dw_g}{dt} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau_d}(w_g - w_{geq}), \quad (4.3)$$

$$\frac{dw_2}{dt} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) - D_2 - K_2, \quad (4.4)$$

$$\frac{dw_3}{dt} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 - D_2) - K_3, \quad (4.5)$$

$$\frac{dw_r}{dt} = \frac{1}{\rho_w d_r}(P_r - E_r - R_r). \quad (4.6)$$

Nas equações 4.1–4.6 identificam-se: a temperatura superficial T_s , a capacidade térmica da superfície C_T , a radiação líquida R_n , o fluxo de calor sensível H , o fluxo de calor latente LE , o período do ciclo diurno do solo τ_d , a temperatura da camada de raízes T_2 , a umidade na camada superficial w_g , a massa específica da água ρ_w , os coeficientes hidráulicos do solo (C_1 e C_2), a precipitação que atinge o solo P_g , a evaporação do solo E_g , umidade de equilíbrio entre as forças gravitacionais e capilares w_{geq} , a umidade da camada de raízes, a transpiração da vegetação E_{tr} , a umidade retida na superfície das plantas w_r , a altura média da vegetação d_r , a precipitação interceptada pela vegetação P_r , a evaporação da água sobre a vegetação $E_r = E_v - E_{tr}$, a evapotranspiração da vegetação E_v , o escoamento superficial da água sobre a vegetação para o solo R_r , umidade na camada de sub-raízes w_3 , difusões verticais de água entre as camadas do solo (D_1 , D_2), drenagens gravitacionais (K_2 , K_3) e profundidade das camadas de solo (d_1 , d_2 e d_3). Na figura 4.1 são mostradas as principais variáveis. Na figura 4.2 é apresentado um esquema dos fluxos do modelo. Para a solução numérica do modelo, as equações (4.1–4.6) são integradas pelo método Runge Kutta de quarta ordem, programado em linguagem computacional FORTRAN segundo Press et al. (1996), no livro *FORTRAN Numerical Recipes: Numerical recipes in FORTRAN 90*.

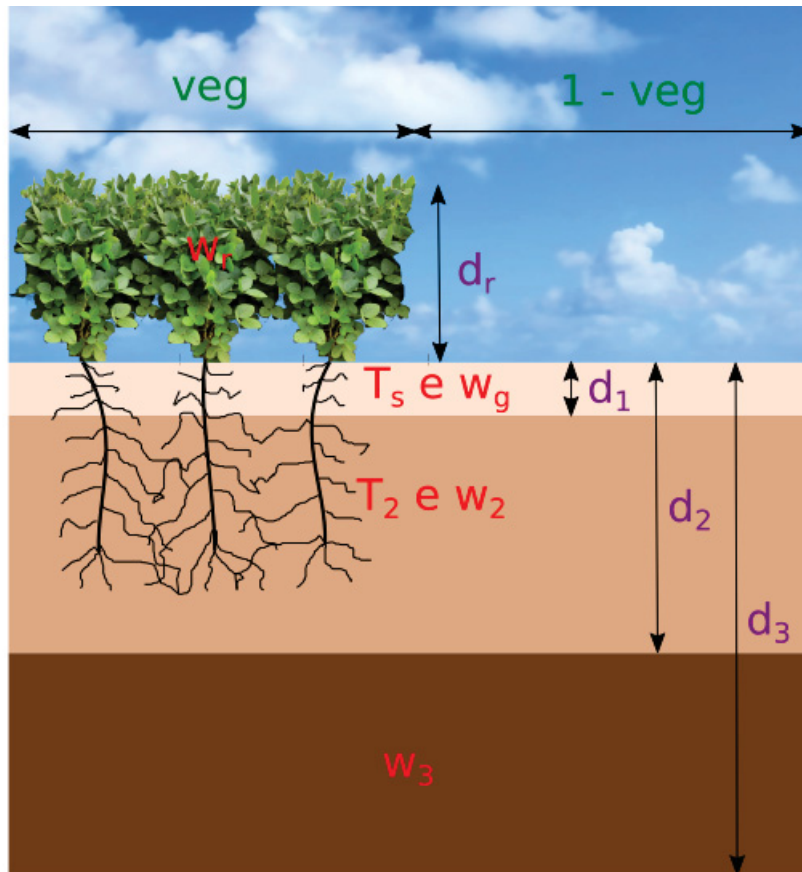


Figura 4.1: Esquema do domínio espacial e variáveis do modelo de TSVA (camadas de solo e vegetação). As variáveis são: temperatura superficial T_s , temperatura da camada de raízes T_2 , umidade na camada superficial w_g , umidade na camada de raízes w_2 , umidade na camada de sub-raízes w_3 , umidade retida na superfície da vegetação w_r , profundidade das camadas de solo (d_1 , d_2 e d_3), altura da vegetação d_r e fração da superfície coberta pela vegetação veg .

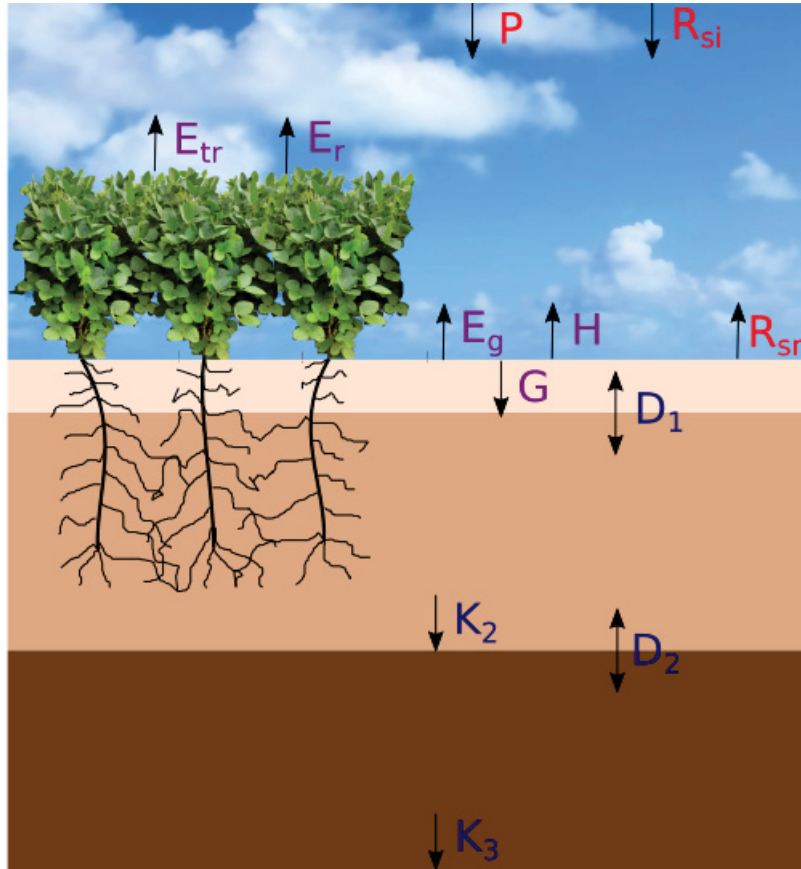


Figura 4.2: Esquema geral de processos e variáveis do modelo de TSVA. As variáveis são: radiações solares incidente e refletida (R_{si} , R_{sr}), fluxo de calor sensível na superfície H , transpiração da vegetação E_{tr} , evaporação da água retida na superfície da vegetação E_r , evaporação do solo E_g , precipitação P , fluxo de calor sensível para o solo G , difusões verticais de água entre as camadas do solo (D_1 , D_2), drenagens gravitacionais (K_2 , K_3).

Na seção seguinte 4.1 será apresentado em detalhes o módulo fisiológico implementado nesta tese. Os métodos de cálculos das respirações e do desenvolvimento da vegetação serão apresentados no capítulo 5, em suas respectivas seções de aplicações.

4.1 Módulo fotossintético

Toda a parte fotossintética do modelo TSVA desenvolvido no LEMMA foi implementada exclusivamente pelo presente autor. A abertura estomática (e os fluxos decorrentes) é acoplada ao modelo de TSVA através de um módulo de fotossíntese. O módulo fisiológico implementado é baseado nos desenvolvimentos de [Jacobs et al. \(1996a\)](#). Nesse módulo, a assimilação fotossintética líquida de CO_2 A_n é modelada

como resposta a fatores ambientais, e através do seu valor é calculada a condutância estomática de vapor de água g_s e conseqüentemente a transpiração da vegetação. As principais variáveis forçantes desse módulo são: a densidade do ar, concentração de CO₂ atmosférico, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor atmosférico e radiação global. A condutância estomática de vapor d'água é estimada utilizando uma relação de fluxo-gradiente modificada para contabilizar o efeito do déficit de umidade específica D_s na abertura dos estômatos. A resposta ao estresse hídrico no solo é aplicada à condutância de água do mesófilo da planta g_m .

A condutância estomática de vapor d'água g_s e a assimilação fotossintética líquida de CO₂ A_n não são homogêneas no dossel, pois a radiação fotossinteticamente ativa RFA é atenuada pela cobertura vegetal. Além disso, a temperatura do ar, a concentração de CO₂ atmosférico C_s e o déficit de umidade específica D_s , também podem variar no dossel. Nessa pesquisa, supõe-se que a temperatura do ar, C_s e D_s não variam no dossel, estando quase toda a planta (caule, folhas, flores, vagens, exceto raízes) sujeita as mesmas condições forçantes à fotossíntese e respiração.

A variável que caracteriza o efeito da umidade do ar nos estômatos é o déficit de umidade específica D_s ,

$$D_s = q_{sat}(T_s) - q_a, \quad (4.7)$$

onde q_a é a umidade específica do ar e $q_{sat}(T_s)$ é a umidade específica de saturação.

4.1.1 Parâmetros do módulo fotossintético

No módulo fisiológico do modelo de TSVa, a temperatura do ar na superfície da folha será a T_s calculada pela equação (4.1). A atenuação da radiação fotossinteticamente ativa RFA através da cobertura vegetal será considerada explicitamente no módulo, assim sendo, o valor da RFA diminui à medida que atravessa as camadas do dossel. Um efeito importante do módulo fisiológico é a sensibilidade à concentração de CO₂ na atmosfera.

A condutância g_s e a assimilação A_n dependem das concentrações interna e externa de CO₂ nas folhas. Van Wijk et al. (2000) alegaram que a utilização da umidade relativa do ar y_a não é adequada para a modelagem dos fluxos gasosos foliares, e usaram o déficit de umidade específica D_s para caracterizar o efeito da umidade do ar na condutância estomática. Outras variáveis que governam a abertura do estômato são: a condutância do mesófilo g_m , o máximo déficit de umidade específica D_{max} e o fator de conexão $f_0 = f(D_s = 0)$. A variável f é uma função

linear de D_s ,

$$f = f_0 \left(1 - \frac{D_s}{D_{max}}\right) + f_{min} \left(\frac{D_s}{D_{max}}\right), \quad (4.8)$$

onde $f_{min} = f(D_{max})$ é calculada através da equação,

$$f_{min} = \frac{g_c}{g_c + g_m}, \quad (4.9)$$

onde g_c é a condutância cuticular de H_2O .

Um valor típico para D_{max} é 45 g kg^{-1} (Choudhury e Monteith, 1986). Foi definido nesta pesquisa $f_0 = 0,85$ para plantas C3, de acordo com os valores apresentados em Morison e Gifford (1983). Segundo Jacobs (1994), o valor da eficiência máxima de conversão da luz ε_0 , que é uma variável fundamental para a modelagem fotossintética, é baseado no requerimento teórico do ciclo de Calvin ($\approx 0,025 \text{ mg CO}_2 \text{ J}^{-1}$). Goudriaan et al. (1985) e Farquhar et al. (1980) acrescentaram que esse requerimento teórico deve ser corrigido por um fator de perda devido à absorção por tecidos que não fazem parte da fotossíntese. Goudriaan et al. (1985) sugeriram para plantas C3 o valor da eficiência máxima de conversão da luz $\varepsilon_0 \approx 0,017 \text{ mg J}^{-1}$.

Resposta dos parâmetros à temperatura

A dependência da condutância estomática à temperatura da folha é calculada através de uma potência Q_{10} , definida como a variação proporcional de um valor parâmetro em relação à variação de 10°C na temperatura, aplicada às variáveis do modelo fotossintético. A influência da temperatura na fotossíntese é calculada através das dependências em relação à temperatura do ponto de compensação Γ , à condutância do mesófilo g_m e à capacidade máxima de fotossíntese $A_{m,max}$. Berry e Raison (1981) propuseram para a variável Γ ,

$$\Gamma(T) = \Gamma(25^\circ\text{C})Q_{10}^{\frac{T-25}{10}}, \quad (4.10)$$

sendo T a temperatura em graus Celsius, $\Gamma(T)$ o valor da variável Γ à temperatura T e $\Gamma(25^\circ\text{C})$ o valor de Γ à $T = 25^\circ\text{C}$.

Para as variáveis g_m e $A_{m,max}$, a equação (4.10) é modificada acrescentando-se

Variável (X)	$X(25^\circ\text{C})$	Q_{10}	$T_{i1}(\text{°C})$	$T_{i2}(\text{°C})$
$\varepsilon_0(\text{mg J}^{-1})$	0,017			
$\Gamma(\text{mg m}^{-3})$	45	1,5		
$A_{m,max}(\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1})$	2,2	2	8	38
$g_m(\text{mm s}^{-1})$	1	2	5	36
f_0	0,95			
$D_{max}(\text{g kg}^{-1})$	50			
$g_c(\text{mm s}^{-1})$	0,00025			

Tabela 4.1: Valores dos parâmetros utilizados no módulo fisiológico.

temperaturas inibitivas (T_{i1} e T_{i2}) segundo Collatz et al. (1992):

$$g_m(T) = \frac{g_m(25^\circ\text{C})Q_{10}^{\frac{T-25}{10}}}{1 + \exp[0,3(T_{i1} - T)]1 + \exp[0,3(T - T_{i2})]}, \quad (4.11)$$

$$A_{m,max}(T) = \frac{A_{m,max}(25^\circ\text{C})Q_{10}^{\frac{T-25}{10}}}{1 + \exp[0,3(T_{i1} - T)]1 + \exp[0,3(T - T_{i2})]}, \quad (4.12)$$

onde T_{i1} e T_{i2} (tabela 4.1) são as temperaturas a partir das quais são verificadas características fisiológicas de inibição da condutância estomática.

É suposta, segundo Collatz et al. (1992), uma proporcionalidade com a capacidade catalítica da enzima Rubisco. Para temperaturas fora da faixa ideal de desenvolvimento para cada espécie, as plantas apresentam inibição da fotossíntese, translocação mais lenta de carboidratos, menor respiração, inibição do metabolismo de síntese de proteínas, crescimento lento e murcha foliar. Essas modificações são causadas por disfunções em processos metabólicos e inibição de reações enzimáticas. A tabela 4.1 apresenta os valores dos parâmetros utilizados nesta pesquisa.

4.1.2 Fotossíntese

A parte fotossintética do módulo fisiológico é baseada em Goudriaan et al. (1985), que descreveram as respostas essenciais da fotossíntese para plantas C3 e C4. A aproximação fotossintética pressupõe a distinção entre duas condições: radiação fotossinteticamente ativa RFA como fator limitante na saturação da concentração de CO_2 , e concentração de CO_2 como fator limitante na saturação de intensidade de luz.

Com RFA sendo o fator limitante na modelagem fotossintética, A_n é linearmente

relacionada com a quantidade absorvida,

$$A_n = \varepsilon \text{RFA} - R_d, \quad (4.13)$$

onde ε é a eficiência de conversão da luz e R_d é a respiração. A R_d original do modelo fisiológico de [Jacobs \(1994\)](#) é parametrizada da seguinte maneira segundo [Keulen et al. \(1986\)](#):

$$R_d = \frac{A_m}{9}, \quad (4.14)$$

onde A_m é a assimilação fotossintética em situações com saturação de luz.

Segundo [Bond-Lamberty et al. \(2020\)](#), o fluxo de CO_2 do solo para a atmosfera, comumente, embora imprecisamente denominado, respiração do solo, é um dos maiores fluxos de carbono no sistema terrestre. O fluxo de CO_2 da superfície para a atmosfera possui componentes de respiração autotrófica das plantas acima e abaixo do solo, e de respiração heterotrófica dos organismos do solo. Assim sendo, o estudo da variável R_d faz parte do escopo de investigação desta tese, e será melhor explorada no capítulo 5.

Segundo [Goudriaan et al. \(1985\)](#), a eficiência na conversão da luz é obtida por,

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \frac{C_i - \Gamma}{C_i - 2\Gamma}, \quad (4.15)$$

ou,

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \frac{C_s - \Gamma}{C_s + 2\Gamma}, \quad (4.16)$$

onde ε_0 é a eficiência máxima na conversão da luz, Γ é a concentração de compensação de CO_2 , e C_i e C_s são as concentrações de CO_2 dentro e fora da folha respectivamente.

Segundo [Thornley et al. \(1976\)](#), para concentrações limitadas de CO_2 , a assimilação de CO_2 A_m , é relacionada linearmente com a concentração interna de CO_2 C_i ,

$$A_m = g_m(C_i - \Gamma). \quad (4.17)$$

Assimilação fotossintética

[Goudriaan et al. \(1985\)](#) propuseram uma função resposta empírica para A_n combi-

nando os efeitos da concentração de CO₂ e disponibilidade de luz,

$$A_n = (A_m + R_d) \left[1 - \exp \left(\frac{-\varepsilon \text{RFA}}{A_m + R_d} \right) \right] - R_d. \quad (4.18)$$

As equações (4.13 e 4.16) predizem uma taxa ilimitada de fotossíntese para altas intensidades de luz e altas concentrações de CO₂. O processo de fotossíntese pode ser dividido em duas fases, fotoquímica e química, sendo a segunda denominada ciclo de Calvin não dependente da luz e composta de uma série de reações que sintetizam açúcares simples. A taxa de fotossíntese é limitada pelo valor máximo $A_{m,max}$ que, segundo [Stitt \(1991\)](#), está relacionado com a habilidade real das plantas em alocar os produtos do ciclo de Calvin.

Baseado em [Thornley et al. \(1976\)](#), a taxa de fotossíntese em condições de saturação de luz A_m é acessada utilizando uma resposta saturada similar à equação (4.18). Isso permite uma transição suave entre a equação e a $A_{m,max}$,

$$A_m = A_{m,max} \left\{ 1 - \exp \left[\frac{-g_m(C_i - \Gamma)}{A_{m,max}} \right] \right\}. \quad (4.19)$$

4.1.3 Resposta Estomática

A concentração interna de CO₂, C_i , pode ser calculada por

$$C_i = fC_s + (1 - f)\Gamma, \quad (4.20)$$

onde C_s é a concentração de CO₂ no ar e f é o fator de conexão. Segundo [Jacobs \(1994\)](#), no passado, $C_s - C_i$ era parametrizada tomando-se $C_i/C_s = f$, onde o valor de f era constante e cerca de 0,7 para plantas C3. Vários estudos da razão C_i/C_s foram realizados para condições onde o déficit de umidade específica D_s se encontra na faixa 7,5–12,5 g kg⁻¹, supondo-se que o valor de $f = 0,7$ para plantas C3 é válido quando o valor de D_s se encontra próximo de 10 g kg⁻¹. Nessa parametrização, A_n e g_s são correlacionados linearmente, porém para que f seja constante, o estímulo do meio ambiente deve afetar A_n e g_s da mesma maneira. [Goudriaan et al. \(1985\)](#) e [Mott \(1988\)](#) observaram que a umidade do solo é um fator que afeta A_n e g_s diferentemente. Com o aumento do déficit de umidade específica D_s , g_s pode ter seu valor reduzido antes que o valor de A_n seja reduzido. A taxa com que g_s diminui pode ser maior que a taxa com que A_n diminui, o que resulta em um decréscimo na razão C_i/C_s .

Ambos os efeitos são considerados pela equação:

$$f \equiv \frac{C_i - \Gamma}{C_s - \Gamma} = f_0 \left(\frac{1 - D_s}{D_{max}} \right), \quad (4.21)$$

que é utilizada para completar o conjunto de equações do módulo fisiológico.

A equação (4.21) descreve o efeito da concentração relativa de CO₂ dentro e fora da folha para se calcular o valor da concentração C_i utilizada na equação (4.19). A equação (4.21) permite reproduzir a resposta do estômato com relação à umidade do ar, gerando a solução simultânea da A_n e da razão C_i/C_s , permitindo iterações ou soluções analíticas. No entanto, os dois parâmetros D_{max} e f_0 devem ser prescritos (tabela 4.1).

4.2 Estresse hídrico

Biologicamente, a queda nos níveis de umidade do solo na zona de raízes afeta de maneira diferente a condutância estomática de diferentes espécies. Cada espécie possui uma defesa específica ao estresse hídrico, a exemplo das duas vegetações estudadas por Calvet et al. (2004), onde uma tolerou o secamento do solo, enquanto a outra utilizou uma estratégia para evitar o secamento do solo.

Se a camada de solo da zona de raízes não dispuser de água o suficiente para o pleno desenvolvimento da vegetação, a transpiração será reduzida mesmo que os estômatos estejam abertos por conta de condições atmosféricas favoráveis. O estresse hídrico no solo é incluído no módulo fisiológico segundo Calvet et al. (2004) na condutância do mesófilo g_m ,

$$g_m = \xi g_m^*, \quad (4.22)$$

sendo g_m^* a condutância do mesófilo potencial (sem estresse hídrico) e ξ a quantidade de água disponível na zona de raízes,

$$\xi = \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}}. \quad (4.23)$$

Capítulo 5

Aplicações dos modelos

5.1 Experimento em Campo de Mayo

Os dados utilizados nesta seção foram medidos em um experimento de campo (CMAYO) realizado na base militar de Campo de Mayo (Posse et al., 2010) durante uma safra de soja no verão de 2008–2009. A plantação ocorreu geograficamente na latitude $34^{\circ}31'34''$ S e longitude $58^{\circ}39'55''$ W, a uma distância de 30 km a oeste de Buenos Aires na Argentina. O clima nesta região é temperado, com temperatura média do ar de 24°C no verão e 10°C no inverno, e uma precipitação média anual de 1147 mm. O solo do local é classificado como Phaeozem, estando a 30 m acima do nível do mar. A precipitação acumulada entre outubro e dezembro de 2008 foi de 182,9 mm, e entre janeiro e março de 2009 foi de 233,6 mm. Para comparação, a média histórica de mais de trinta anos (1961–1990) do período de outubro a dezembro foi de 320 mm e do período de janeiro a março de 375 mm. Assim sendo, devido ao estresse hídrico do solo durante a safra experimental, a vegetação não atingiu um ápice de desenvolvimento como em condições normais.

5.1.1 Métodos

As simulações visaram testar seis formulações para o cálculo da respiração R_d . O cálculo do fluxo de CO_2 foi acoplado ao modelo de TSVA de duas maneiras diferentes. Na primeira, o módulo meteorológico de Jarvis (1976) é usado para se obter a condutância estomática de H_2O e em seguida o fluxo CO_2 é diagnosticado a partir desse resultado. Na segunda, foi utilizado o módulo fisiológico de Jacobs et al. (1996b), que calcula a assimilação líquida de CO_2 , e através dessa, a condutância

estomática de H₂O é diagnosticada. O modelo de TSVA foi calibrado previamente em outro experimento de campo realizado com dados medidos na fazenda São Lourenço (SLOU), localizada no município de Santa Terezinha do Itaipu, no oeste do estado do Paraná. O experimento de campo SLOU encontra-se detalhado em [Dias et al. \(2002\)](#); [Vissotto \(2003\)](#) e a calibração do modelo de TSVA em [Santos et al. \(2019\)](#).

[Santos \(2016\)](#) verificou que a R_d calculada com a metodologia de Jacobs diminui próximo ao meio-dia. Isso se deve ao fato da R_d ser calculada como uma fração de 1/9 da taxa de fotossíntese sob condições de saturação de luz A_m . De fato, A_m diminui devido às altas temperaturas, porém a respiração celular tende a aumentar com o aumento da temperatura devido ao aumento da velocidade das reações enzimáticas. A partir desse entendimento, muitos fisiologistas ambientais usam formulações exponenciais para prever a resposta da respiração às mudanças de temperatura. Uma vez que o ISBA original (que denominaremos modelo M) não calcula a respiração autotrófica, e que o modelo ISBA-A-gs original com $R_d = A_m/9$ (o qual chamaremos de modelo MA), apresentou problemas em prever R_d para plantações de soja, buscou-se nesta seção testar outros módulos para o cálculo da R_d (os quais chamaremos de modelos MB, MC, MD e ME), sendo o último baseado em uma correlação com a temperatura, utilizando os dados medidos em CMAYO.

O primeiro método de cálculo da R_d utilizado nos testes foi baseado em [Joetzjer et al. \(2015b\)](#), que visava uma redução nos valores da R_d original do ISBA-A-gs (modelo MB):

$$R_d = \frac{A_m}{9} \exp(-k_n \text{IAF}) \frac{1}{\text{IAF}}, \quad (5.1)$$

onde $k_n = 0,2$ representa o perfil da capacidade fotossintética no dossel.

Outro método de cálculo da R_d amplamente difundido em modelos de TSVA (SiB2, MOSES, IBIS, BATS e BETHY) e ecológicos (BIOME3, CARAIB e Hybrid) utiliza a capacidade catalítica da enzima Rubisco V_m . Segundo [Collatz et al. \(1991\)](#), para plantas C3 (modelo MC):

$$R_d = 0,015V_m, \quad (5.2)$$

onde, de acordo com [Arora \(2002\)](#),

$$V_m = \frac{V_{max} f_T(2,0)}{\{(1,0 + \exp[0,3(T_{i1} - T_a)])\} \{1,0 + \exp[0,3(T_a - T_{i2})]\}}, \quad (5.3)$$

com f_T sendo uma função da temperatura do ar,

$$f_T = Q_{10}^{0,1(T_a - 25)}. \quad (5.4)$$

As temperaturas inibitivas intrínsecas da vegetação usadas nesta seção foram $T_{i1} = 281,15 \text{ K}$ e $T_{i2} = 300,0 \text{ K}$, e a $V_{max} = 8,8019 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

O modelo MD utiliza o método de cálculo da R_d proposto por Wang (1996), onde a dependência com relação à temperatura durante a noite tem o mesmo padrão que durante o dia, porém com um coeficiente de correção (1,45) estimado a partir de medições em um cenário completamente escuro. As equações são: para o período diurno,

$$R_d = \exp \left[\frac{C_R - \Delta H_{a,R}}{R_u(T_a + 273,2)} \right], \quad (5.5)$$

e para o período noturno,

$$R_d = 1,45 \exp \left[\frac{C_R - \Delta H_{a,R}}{R_u(T_a + 273,2)} \right], \quad (5.6)$$

onde $\Delta H_{a,R} = 33,87 \text{ J mol}^{-1}$ é a energia de ativação, $C_R = 13,68$ é uma constante e $R_u = 8,314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ é a constante universal dos gases. Os valores da R_d obtidos com as equações (5.5) e (5.6) são em unidades de $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, sendo então multiplicados por 0,0440095 de modo a converter para unidades de $\text{mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Por fim, utilizou-se uma função de potência visando uma descrição da influência da temperatura de modo a melhorar as estimativas da R_d (modelo ME):

$$R_d = R_{d,ref} Q_{10}^{\frac{T - T_{ref}}{10}}, \quad (5.7)$$

onde T_{ref} é uma temperatura de referência, $R_{d,ref}$ é a respiração na temperatura T_{ref} e Q_{10} é a relação entre a respiração medida a uma dada temperatura e a 10°C abaixo. Embora o parâmetro Q_{10} seja bem-sucedido em muitos estudos, alguns pesquisadores argumentam que o mesmo é função da temperatura, geralmente diminuindo com o aumento da temperatura. Na equação (5.7) é necessário que pelo menos duas variáveis sejam prescritas através de medidas diretas (T_{ref} e $R_{d,ref}$). Em modelos de quimiossíntese, síntese de compostos orgânicos usando energia derivada de reações químicas na ausência de luz solar, geralmente são utilizados os valores de $Q_{10} = 2$ e $T_{ref} = 25^\circ\text{C}$.

Na tentativa de extrair a respiração fotossintética R_d do fluxo total de CO_2 me-

dido, foram descartados os dados medidos em períodos com radiação fotossinteticamente ativa $RFA > 0$, excluindo-se efeitos de processos provenientes da fotossíntese. Com apenas o fluxo de CO_2 quando $RFA = 0$, buscou-se então separar as parcelas correspondentes às respirações do solo e da vegetação acima do solo. Na ausência de medições auxiliares do fluxo de CO_2 do solo (R_{solo}), foi utilizado o método de cálculo dessa variável original do ISBA para estimá-la:

$$R_{solo} = R_{solo,25} Q_{10}^{\frac{T_a - 298,15}{10}}, \quad (5.8)$$

onde $Q_{10} = 2,0$ e a respiração do solo $R_{solo,25}$ a $25^\circ C$ é obtida pela equação

$$R_{solo,25} = (0,594 + 0,2376 IAF) w_g. \quad (5.9)$$

Essa série de R_{solo} foi então subtraída do fluxo total de CO_2 com $RFA = 0$, para se obter uma série de dados correspondente a R_d . Primeiramente, calculou-se a média de R_d a $25^\circ C$ ($R_{d,ref} = -0,0682 \text{ mg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Porém, para $T_{ref} = 25^\circ C$, quando $T_a \approx 25^\circ C$ o expoente de Q_{10} é ≈ 0 , levando-o para ≈ 1 . Assim, é possível usar temperaturas em torno de $25^\circ C$ para ajustar $R_{d,ref}$, mas não é viável para ajustar Q_{10} .

Assim, optou-se por ajustar T_a e R_d pelo método dos mínimos quadrados e ambos Q_{10} e $R_{d,ref}$ puderam ser estimados. Tomando-se então o logaritmo natural da equação (5.7):

$$10 \ln R_d = \ln Q_{10} (T_a - T_{ref}) + 10 \ln R_{d,ref}, \quad (5.10)$$

$$y = ax + b, \quad (5.11)$$

$Q_{10} = 1,0053$ e $R_{d,ref} = -0,0933$ (figura 5.1) são estimados a partir dos coeficientes, angular ($a = \ln Q_{10}$) e linear ($b = 10 \ln R_{d,ref}$) da equação da reta de regressão linear 5.11, respectivamente. Dessa forma, todos os pares de T_a e R_d disponíveis são usados, ao invés de apenas aqueles próximos a $25^\circ C$. Portanto, além de se poder estimar Q_{10} , a qualidade da estimativa de $R_{d,ref}$ também é melhorada. Esses foram então os coeficientes utilizados na equação (5.7) do modelo M2. As equações para o cálculo da R_d nos modelos M-ME são resumidas na tabela 5.1.

Equações para o cálculo de R_d	
M	$R_d = 0$
MA	$R_d = \frac{A_m}{9}$
MB	$R_d = \frac{A_m}{9} \exp(-k_n IAF) \frac{1}{IAF}$
MC	$R_d = 0,015 V_m$
MD	$R_{d,day} = \exp\left[\frac{C_R - \Delta H_{a,R}}{R(T_a + 273,2)}\right]$ and $R_{d,night} = 1,45 R_{d,day}$
ME	$R_d = R_{d,ref} Q_{10}^{\frac{T_a - T_{ref}}{10}}$

Tabela 5.1: Equações para o cálculo da respiração R_d nos modelos M–ME.

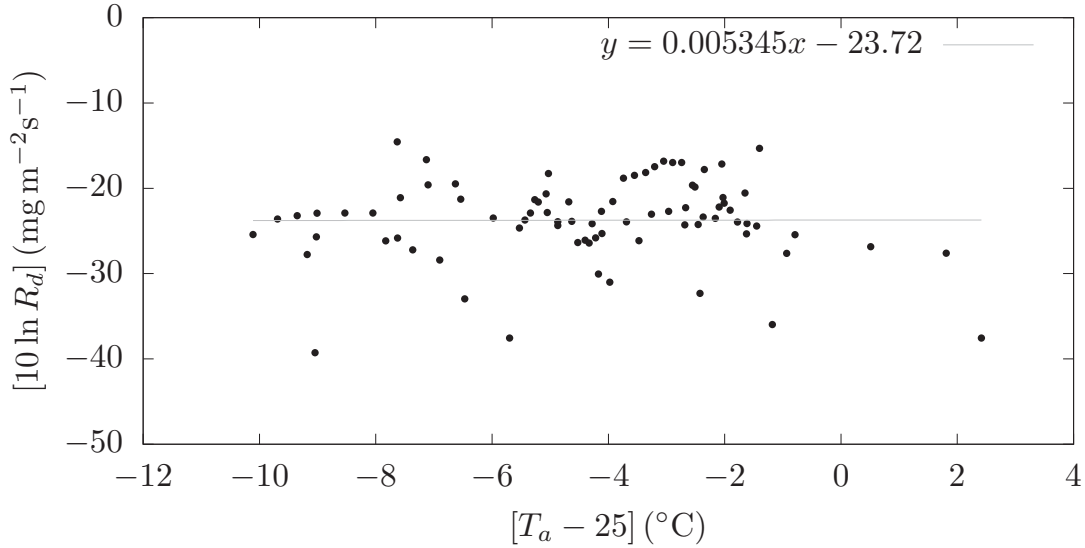


Figura 5.1: Estimativa do coeficiente Q_{10} e da respiração de referência $R_{d,ref}$ pelo método dos mínimos quadrados (equações 5.10 e 5.11).

5.1.2 Resultados e Análises

No quadro superior da figura 5.2 são mostrados os resultados dos fluxos de CO_2 calculados com os modelos M–ME e dados medidos D em CMAYO, convencionados como positivo o fluxo da atmosfera para a superfície e vice-versa. No quadro inferior da figura 5.2, são mostrados de forma ampliada, os resultados dos fluxos de CO_2 apenas em períodos com $\text{RFA} = 0$. Esse período será denominado neste texto de período no escuro, ainda que se possa ter alguma claridade em certos períodos com $\text{RFA} = 0$, e é de fundamental importância para o entendimento dos processos

relativos exclusivamente a respiração pela ausência da luz e seus efeitos. Assim, os efeitos da fotossíntese são evitados e na sua ausência supõe-se que todo o fluxo é proveniente da respiração (autotrófica e heterotrófica). No modelo M é clara a deficiência na previsão do fluxo de CO_2 , devido à especificidade do módulo de Jarvis em estimar a condutância de vapor d'água apenas. Assim sendo, o fluxo CO_2 negativo do modelo M é o menor devido apenas à R_{solo} com $R_d = 0$. Esse problema é superado nos modelos MA–ME que se mostraram promissores para previsões de fluxos de CO_2 .

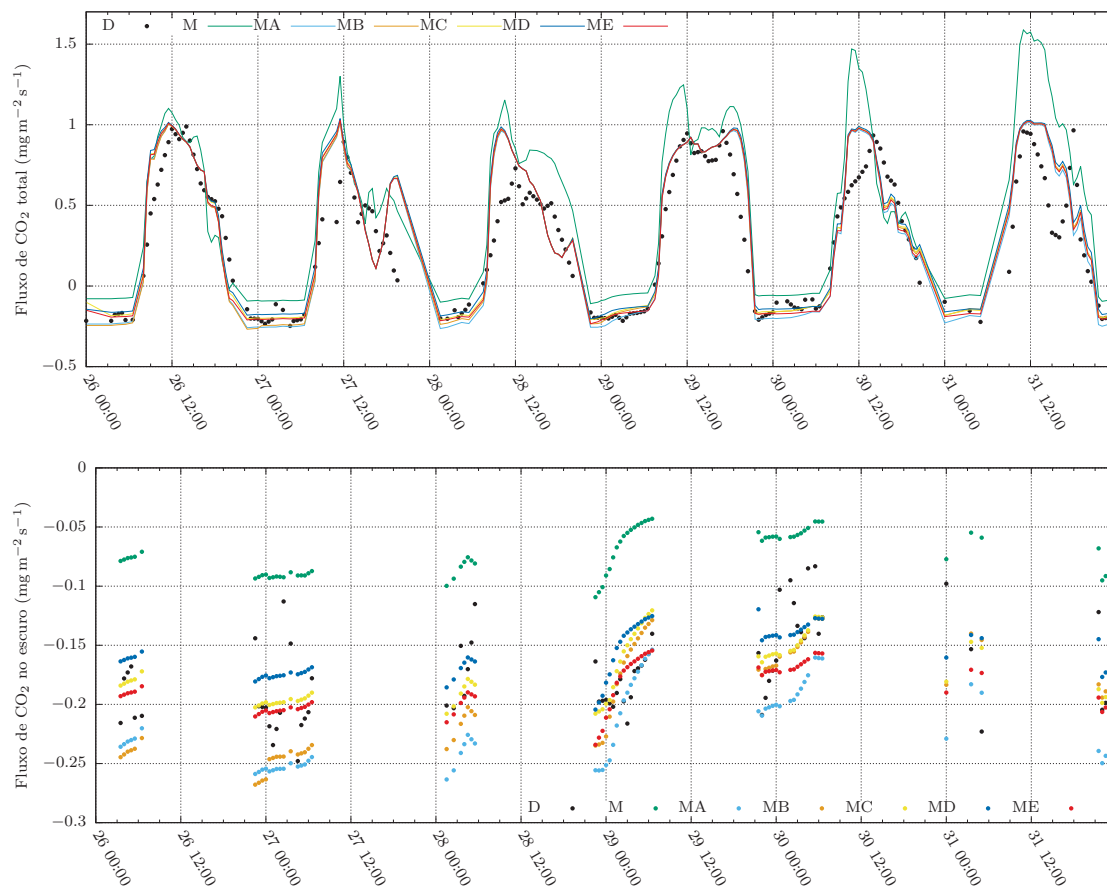


Figura 5.2: Fluxos temporais de CO_2 total e somente no escuro calculados com os modelos M–ME em comparação com dados medidos D em CMAYO.

Na tabela 5.2 são mostrados o erro médio EM, o erro quadrático médio EQM, a raiz do erro quadrático médio REQM e o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe ENS, dos fluxos de CO_2 total e somente no escuro calculados com os modelos M–ME em relação aos dados medidos em CMAYO. A eficiência ENS é definida como um menos a soma das diferenças quadradas absolutas entre os valores previstos e observados normalizados pela variância dos valores observados. Em ambos os casos

Fluxos totais de CO ₂ (mg m ⁻² s ⁻¹)						
	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>
EM	0.2132	0.0415	0.0565	0.0689	0.0813	0.0592
EQM	0.1047	0.0377	0.0385	0.0388	0.0410	0.0387
REQM	0.3236	0.1941	0.1962	0.1971	0.2025	0.1967
ENS	0.3421	0.7633	0.7582	0.7560	0.7424	0.7568
Fluxos de CO ₂ no escuro (mg m ⁻² s ⁻¹)						
	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>
EM	0.1010	-0.0459	-0.0217	0.0011	0.0170	-0.013
EQM	0.0113	0.0034	0.0022	0.0012	0.0014	0.0013
REQM	0.1065	0.0586	0.0464	0.0343	0.0377	0.0364
ENS	-6.8858	-1.3884	-0.4965	0.1820	0.0119	0.0795

Tabela 5.2: Dados estatísticos dos fluxos de CO₂ calculados com os modelos M–ME em relação aos dados medidos em CMAYO.

(fluxos totais e no escuro) as piores previsões foram realizadas com o modelo M, o que já era esperado pelo fato desse modelo não calcular a R_d . Embora M produza boas estimativas da condutância estomática de H₂O (Santos et al., 2019), o mesmo não ocorre para a condutância estomática de CO₂, o que sustenta a busca por novas abordagens.

Nas simulações com o modelo MA foi diagnosticado que apesar do bom resultado para o fluxo total de CO₂ (ENS = 0,7633), o mesmo não aconteceu para o fluxo de CO₂ no escuro (ENS = -1,3884), que é superestimado (EM < 0). O módulo MB que implementa uma evolução no cálculo da R_d implementada no modelo MA, busca em essência corrigir imperfeições anteriores. Da mesma forma que MA, MB fez boas previsões para o fluxo total de CO₂ (ENS = 0,7582), porém melhores resultados foram obtidos no período noturno (ENS = -0,4965) ainda que superestimados (EM < 0). Em suma, o módulo MB reduziu o valor da R_d calculada com modelo MA. O modelo MC fez uma boa previsão do fluxo total de CO₂ (ENS = 0,7560) como todos os modelos MA–ME, mas com o melhor resultado para o fluxo de CO₂ no escuro (ENS = 0,1820). O modelo MD procedeu como os modelos MB e MC, melhorando o fluxo de CO₂ no escuro (ENS = 0,0119), mas com os piores resultados para o fluxo de CO₂ total (ENS = 0,7424). O módulo baseado na correlação local com os dados medidos ME, melhorou os resultados do fluxo de CO₂ no escuro (ENS = 0,0795), apesar de uma ligeira piora nos resultados do fluxo total de CO₂ (ENS = 0,7568).

Fluxos de CO ₂ total (mg m ⁻² s ⁻¹)							
	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>	<i>D</i>
Máximo	1.5875	1.0156	1.0220	1.0282	1.0381	1.0266	0.9890
Mínimo	-0.1093	-0.2635	-0.2679	-0.2079	-0.2044	-0.2341	-0.2479
Média	0.5218	0.3502	0.3651	0.3775	0.3899	0.3678	0.3087
Fluxos de CO ₂ no escuro (mg m ⁻² s ⁻¹)							
	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>	<i>D</i>
Média	-0.0731	-0.2200	-0.1958	-0.1730	-0.1571	-0.1871	-0.1741

Tabela 5.3: Valores máximos, mínimos e médios dos fluxos de CO₂ total e no escuro calculados com os modelos M–ME e dados medidos D em CMAYO.

A ordem de eficiência dos modelos na previsão dos fluxos totais de CO₂, do melhor para o pior foi: MA, MB, ME, MC, MD e M. Mas a ordem de eficiência dos modelos para a previsão dos fluxos de CO₂ no escuro foi diferente, ficando do melhor para o pior: MC, ME, MD, MB, MA e M. Ao comparar os resultados dos modelos MA–ME com os dados medidos, percebe-se uma maior eficiência nos resultados do fluxo de CO₂ total em comparação com o cálculo do fluxo de CO₂ somente no escuro. Muitos fatores podem levar a essa diferença. Nos modelos MA, MB e MC o cálculo da R_d parametrizado a partir da assimilação fotossintética, ou seja, a respiração não é calculada explicitamente. Outro fator importante a ser considerado é o fato de haver mais dados medidos disponíveis durante o dia do que a noite, o que contribui para uma pior análise da modelagem em períodos escuros.

Na tabela 5.3 são mostrados os valores máximos, mínimos e médios dos fluxos de CO₂ total e no escuro, calculados com os modelos M–ME e medidos em CMAYO. Os valores máximo, mínimo e médio do fluxo de CO₂ total medido foram respectivamente, 0,9890, -0,2479 e 0,3087 mg m⁻² s⁻¹. Os valores máximo e médio do fluxo de CO₂ no escuro medido foram, respectivamente, -0,0832 e -0,1741 mg m⁻² s⁻¹. Note que os valores dos fluxos de CO₂ mínimos, totais e no escuro são os mesmos. Nas simulações, os valores máximo e mínimo dos fluxos de CO₂ total foram obtidos, respectivamente, com M= 1,5875 e MB= -0,2679 mg m⁻² s⁻¹. Todos os fluxos médios de CO₂ total foram maiores do que a média medida, sendo o valor mais próximo obtido com o modelo MA= 0,3502 mg m⁻² s⁻¹. O fluxo médio de CO₂ no escuro mais próximo da média medida foi obtido com o modelo MC= -0,1730 mg m⁻² s⁻¹.

A figura 5.3 mostra os resultados dos fluxos de CO₂ calculados com os modelos M–ME contra os dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro. O

quadro da direita é uma ampliação dos resultados para o período no escuro. Nas figuras 5.4 e 5.5 são mostrados os resultados dos fluxos de CO₂ total e no escuro, calculados por cada modelo e suas respectivas regressões lineares, contra os dados medidos.

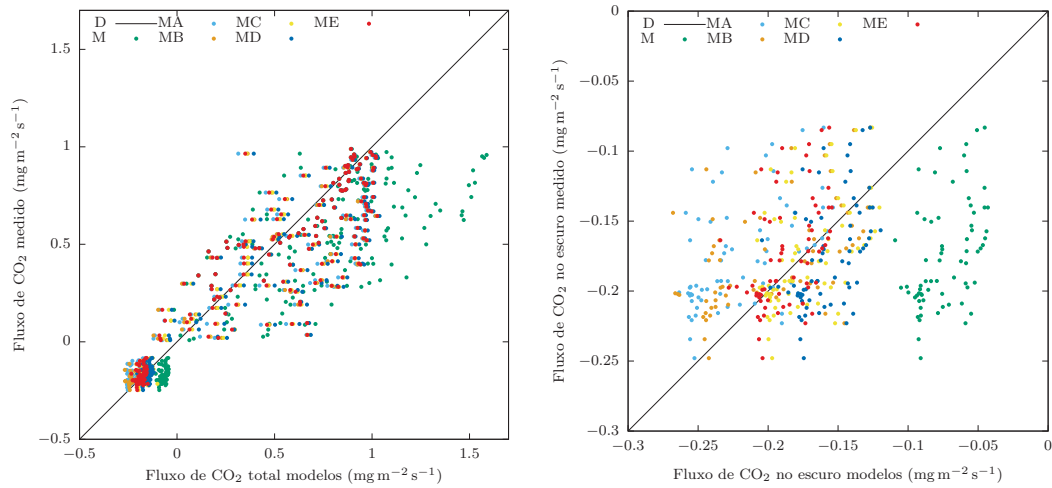


Figura 5.3: Fluxos de CO₂ total (quadro da esquerda) e somente no escuro (quadro da direita) calculados com os modelos M–ME, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.

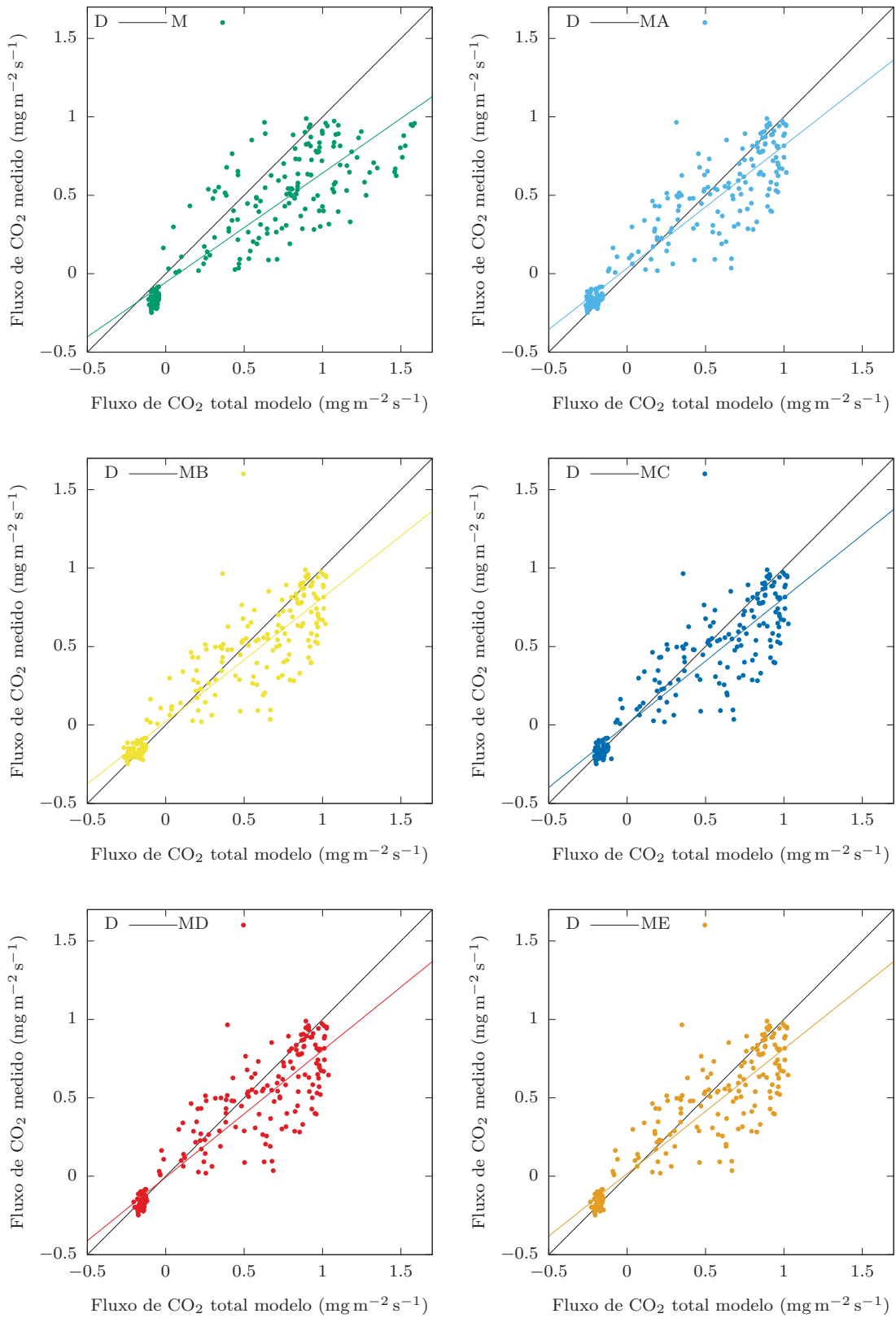


Figura 5.4: Fluxos de CO₂ total calculados com os modelos M–ME e suas regressões lineares, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.

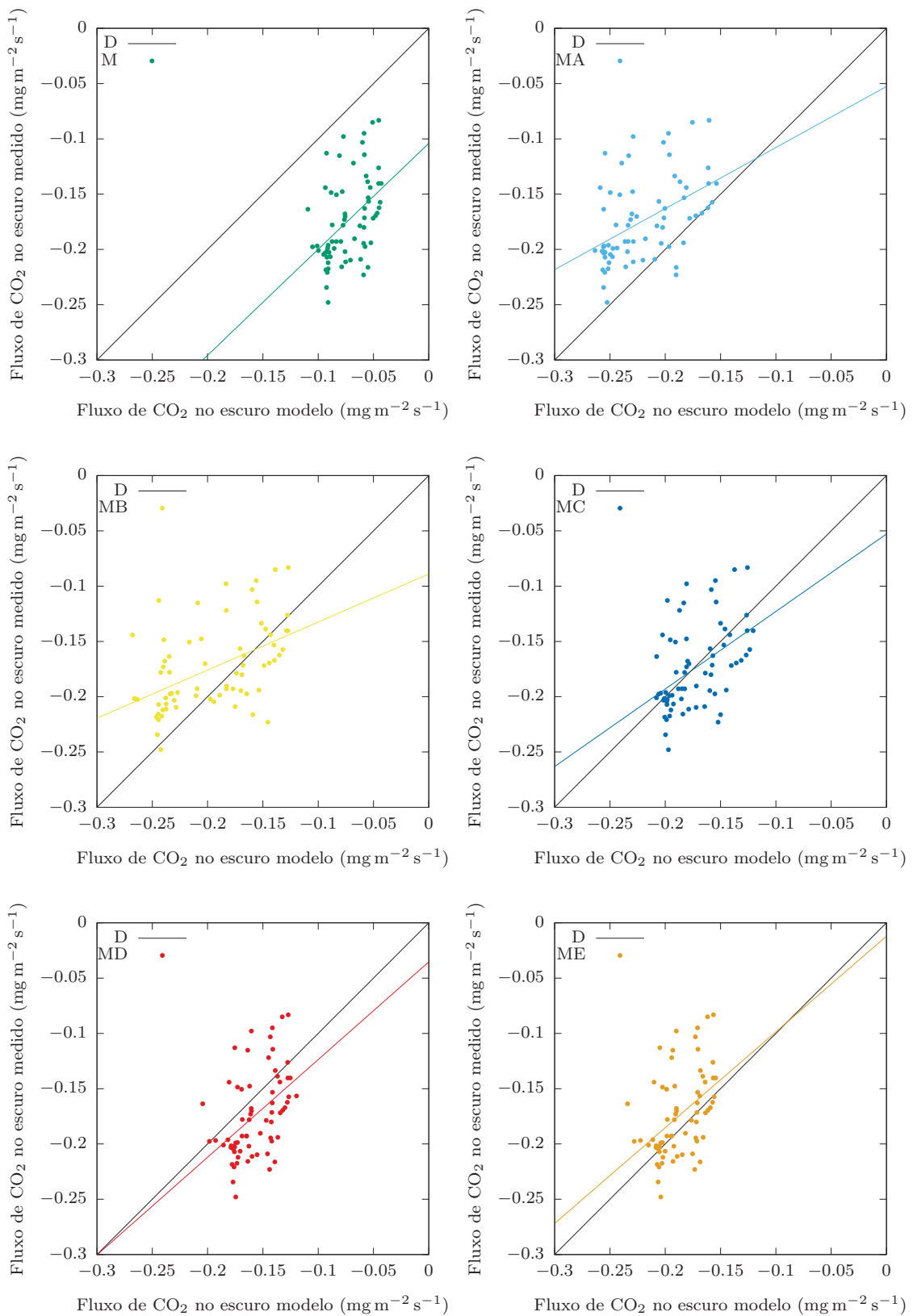


Figura 5.5: Fluxos de CO₂ somente no escuro calculados com os modelos M–ME e suas regressões lineares, em comparação com dados medidos D em CMAYO, plotados um contra o outro.

Fluxos de CO ₂ total (mg m ⁻² s ⁻¹)						
<i>Coeficiente</i>	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>
Angular	0.6964	0.7811	0.7906	0.8056	0.8090	0.7958
Linear	-0.0547	0.0351	0.0199	0.0045	-0.0068	0.0159
Correlação	0.8803	0.9166	0.9148	0.9135	0.9111	0.9131
Fluxos de CO ₂ no escuro (mg m ⁻² s ⁻¹)						
<i>Coeficiente</i>	<i>M</i>	<i>MA</i>	<i>MB</i>	<i>MC</i>	<i>MD</i>	<i>ME</i>
Angular	0.9587	0.5522	0.4346	0.7011	0.8835	0.8659
Linear	-0.1040	-0.05264	-0.08902	-0.05283	-0.0353	-0.01209
Correlação	0.4610	0.4718	0.4936	0.4727	0.4664	0.4494

Tabela 5.4: Coeficientes das regressões lineares dos fluxos de CO₂ total e no escuro, calculados pelos modelos M–ME.

Na tabela 5.4 nota-se uma maior dificuldade em ajustar os dados modelados a uma reta de regressão linear para o fluxo de CO₂ no escuro, com o coeficiente de correlação do fluxo de CO₂ total sendo praticamente o dobro do valor no escuro. Isso pode estar ocorrendo devido a vários fatores, tais como a noite o fluxo de CO₂ ser pequeno, a respiração ser menos compreendida e mais difícil de prever do que a fotossíntese, e as medições serem mais difíceis à noite devido às limitações da técnica de covariância turbulenta em períodos de baixa turbulência atmosférica.

A figura 5.6 mostra os fluxos de CO₂ das R_d 's. No modelo M $R_d = 0$ mg m⁻² s⁻¹. As R_d 's dos modelos MA, MB e MC têm comportamentos semelhantes pois os três parametrizam seus cálculos as funções da enzima Rubisco que atua sobre o oxigênio na fotorrespiração. O modelo MD, por outro lado, calcula a fotorrespiração e adiciona um fator de compensação para o período no escuro. No modelo ME a R_d não apresenta variações bruscas durante os períodos diurno e noturno, pois foi parametrizada de acordo com os dados medidos apenas na ausência da RFA.

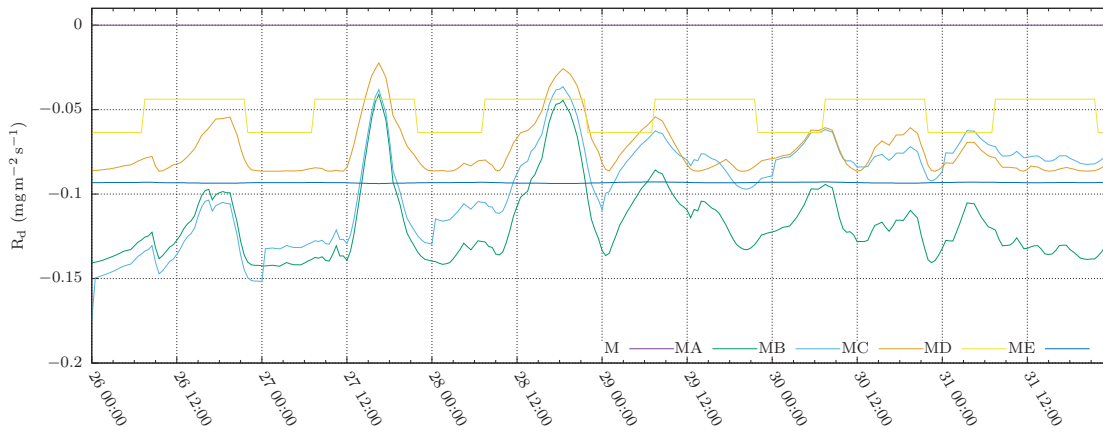


Figura 5.6: R_d 's calculadas com os modelos M–ME em CMAYO.

Verifica-se que diferentes métodos para o cálculo da R_d podem alterar o processo da modelagem de TSVA de diferentes maneiras. Para melhor entender essas implicações é necessário comparar os resultados calculados com dados medidos, porém é difícil identificar e separar as parcelas dos fluxos de CO_2 referentes à respiração autotrófica, respiração heterotrófica e fotossíntese sem outras medições auxiliares. Ao final dessa seção, conclui-se que existe uma influência da temperatura na respiração, que pode ser incorporada aos modelos.

5.2 Experimento em Mercedes

O fluxo de CO_2 foi medido em uma plantação de soja próximo à cidade de Mercedes, usando o método de covariância turbulenta. Os detalhes dessa campanha estão descritos em [Posse et al. \(2014\)](#), sendo esse experimento de campo referido neste texto como MER. MER ocorreu entre 15 de outubro de 2010 e 30 de junho de 2012, na latitude $34^\circ 38' 29,7''$ S e longitude $59^\circ 28' 31,7''$ W, a uma distância de cerca de 110 km a oeste da cidade de Buenos Aires, na Argentina. Entre os dias 1 de setembro e 30 de abril, a temperatura histórica média é de $19,8^\circ\text{C}$ e a precipitação total é 786 mm. O solo da região é classificado como Phaeozem e está localizado a 35 m acima do nível do mar, com $\text{pH} = 5,7$ e matéria orgânica média de 3,50%.

5.2.1 Métodos

Neste experimento, foram testadas combinações entre três módulos para o cálculo da respiração autotrófica da vegetação acima do solo R_d e três módulos para o

Equações para o cálculo da R_d	
A	$R_{d-A} = \frac{A_m}{9}$
B	$R_{d-B} = \frac{A_m}{9} \exp(-k_n \text{IAF}) \frac{1}{\text{IAF}}$
C	$R_{d-C} = 0,015V_m$

Tabela 5.5: Equações para os cálculos dos fluxos de CO_2 da respiração R_d .

cálculo da respiração no solo R_{solo} . Também foram testadas combinações sem os módulos para os cálculos de R_d e/ou R_{solo} . Os três módulos selecionados para o cálculo da R_d foram os mesmos utilizados na seção 5.1 representados pelas equações principais (4.14, 5.1 e 5.2), denominados nesta seção respectivamente como R_{d-A} , R_{d-B} e R_{d-C} , resumidos na tabela 5.5.

A respiração do solo R_{solo} original do modelo ISBA-A-gs é apresentada nesta seção com o subscrito 1 sendo calculada como uma função da temperatura do ar e da umidade do solo, de acordo com as equações (5.8) e (5.9).

O cálculo do desenvolvimento da biomassa B foi incorporado ao modelo de TSVA de acordo com o método proposto por Calvet et al. (1998), onde a evolução da B é obtido a partir da equação diferencial:

$$dB = \frac{M_C}{P_C M_{CO_2}} A_n dt - B d(t/\tau), \quad (5.12)$$

sendo que no termo de crescimento, P_C é a proporção de carbono na biomassa seca da planta (foi suposto aqui um valor constante de 40%). M_C e M_{CO_2} são os pesos do átomo de carbono e da molécula de CO_2 , com 12 e 44 g mol^{-1} , respectivamente. O termo de mortalidade representa uma extinção exponencial da B , caracterizada por uma expectativa de vida efetiva da planta:

$$\tau(t) = \tau_M \frac{A_{nfm}(t)}{A_{n,max}}, \quad (5.13)$$

onde τ_M é a expectativa de vida efetiva máxima, $A_{nfm}(t)$ é a assimilação líquida máxima da folha alcançada no dia anterior e $A_{n,max}$ é a assimilação líquida máxima da folha em condições ideais. $A_{n,max}$ corresponde à assimilação líquida da folha calculada pelo modelo fisiológico de Jacobs com valores ótimos para plantas C3: $D_s = 0 \text{ g kg}^{-1}$, $\text{RFA} = 500 \text{ W m}^{-2}$, $T_s = 25 \text{ }^\circ\text{C}$.

A evolução da biomassa foi implementada no compartimento da biomassa ativa

B através da assimilação de carbono (termo de crescimento da equação 5.12) menos sua mortalidade calculada por um fator de declínio exponencial dependente da fotossíntese (termo de mortalidade da equação 5.12), onde $dt = 1$ dia. A biomassa estrutural B_s é calculada como a realocação da mortalidade de B , sendo a biomassa total B_t a soma de B e B_s . B_s é dividida em dois compartimentos, novamente utilizando-se um fator de declínio exponencial, porém independente da fotossíntese (termo de mortalidade da equação 5.12 com τ_M em vez de τ). Assim é realocada parte da B_s como biomassa estrutural abaixo do solo B_{sb} , sendo o restante a biomassa estrutural acima do solo $B_{sa} = B_s - B_{sb}$. B_{sa} é tratada como um compartimento de biomassa que representa caules e B_{sb} como um compartimento de biomassa que representa as raízes. As respirações dos compartimentos B_{sa} e B_{sb} (R_{sa} e R_{sb}) foram calculadas utilizando métodos distintos.

De maneira semelhante aos desenvolvimentos de Gibelin et al. (2008b), nomeado aqui com o subscrito 2, a R_{sa-2} é calculada por

$$R_{sa-2} = B_{sa} \eta Q_{10}^{(T_s-25)/10} + B_{sa} R_0 (1 + 0,16 T_s), \quad (5.14)$$

onde $\eta = 0,01 \text{ g g}^{-1} \text{ dia}^{-1}$, $R_0 = 1,9 \cdot 10^{-4} \text{ g g}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ e $Q_{10} = 2$. A R_{sb-2} é calculada através de,

$$R_{sb-2} = B_{sb} R_0 (1 + 0,16 T_2). \quad (5.15)$$

Outro método para o cálculo da respiração do solo foi implementado de acordo com os desenvolvimentos de Kucharik et al. (2000), nomeado aqui com o subscrito 3. A R_{sa-3} é calculada por,

$$R_{sa-3} = B_{sa} \beta_k f(T_s), \quad (5.16)$$

onde $\beta_k = 1,25 \text{ ano}^{-1}$ e a função $f(T_s)$ é dada pela equação de dependência da temperatura de Arrhenius,

$$f(T_s) = \exp \left[\frac{1}{283,15 - T_{ref}} - \frac{1}{T_s - T_{ref}} \right], \quad (5.17)$$

onde T_{ref} é uma temperatura de referência definida como 227,13 K de acordo com os experimentos de Lloyd e Taylor (1994). A R_{sb-3} é calculada pela equação (5.16), porém com a B_{sb} e a T_2 ao invés da B_{sa} e da T_s , respectivamente.

As equações para o cálculo da R_{solo} estão resumidas na tabela 5.6. A R_{solo-1} ,

Equações para o cálculo da R_{solo}	
1	$R_{solo-1} = R_{solo,25} Q_{10}^{\frac{T_a-298,15}{10}}$
2	$R_{solo-2} = B_{sa} \eta Q_{10}^{(T_s-25)/10} + B_{sa} R_0 (1 + 0,16 T_s) + B_{sb} R_0 (1 + 0,16 T_2)$
3	$R_{solo-3} = B_{sa} \beta_k f(T_s) + B_{sb} \beta_k f(T_2)$

Tabela 5.6: Equações para os cálculos dos fluxos de CO_2 da respiração do solo R_{solo} .

equação (5.8), é a formulação original do modelo ISBA que foi utilizada no experimento da seção anterior 5.1. R_{solo-2} e R_{solo-3} , são as respirações autotróficas dos componentes estruturais da planta acima e abaixo do solo.

Nas seções 5.1 e 5.2, o índice de área foliar IAF, a fração do solo coberta pela vegetação veg e a altura da vegetação d_r foram prescritos por sensoriamento remoto, como descrito na seção 3.3.

5.2.2 Resultados e Análises

Período de pleno desenvolvimento da vegetação

Para a calibração do modelo, foram utilizados os fluxos de calor sensível e latente medidos em campo. O modelo foi calibrado para os dados no período entre os dias 14 e 17 de fevereiro, durante o pleno desenvolvimento da vegetação. Dessa maneira, devido ao alto índice de área foliar e altas taxas de transpiração, o fluxo de calor latente é predominante em relação ao fluxo de calor sensível. Assim sendo, melhores resultados foram obtidos para o fluxo de calor latente do que para o fluxo de calor sensível. Os resultados da calibração são apresentados na figura 5.7, onde os fluxos de calor sensível estão nos quadros a esquerda e o fluxo de calor latente nos quadros à direita.

Nota-se erros maiores no fluxo de calor sensível à noite para esse período do desenvolvimento da vegetação. Também notou-se que após eventos de chuva, a temperatura superficial do modelo diminui significativamente, levando a uma diminuição excessiva do fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente também mostrou problemas após eventos de chuva, porém com sobre-estimativa do seu valor, devido ao aumento da umidade na camada superficial do solo, que contribui para valores elevados da umidade relativa superficial, que eleva a evaporação do solo.

Não se sabe o quanto dessa dificuldade pode ser atribuída à qualidade dos dados

medidos e à representabilidade da medição de chuva. Além disso, toda a calibração foi feita manualmente, e restringiu-se a um número limitado de parâmetros, como altura das plantas e espessura das camadas de solo. Acredita-se que aumentando a abrangência dos parâmetros calibráveis, uma metodologia automática de otimização pode melhorar bastante essas previsões. No presente caso, os modelos com as diferentes implementações da respiração, tiveram respostas similares para as previsões dessas duas variáveis. Após serem calibrados para os fluxos, os modelos foram aplicados em outros dois períodos, um antes da vegetação atingir seu pleno desenvolvimento e outro após, durante sua senescência.

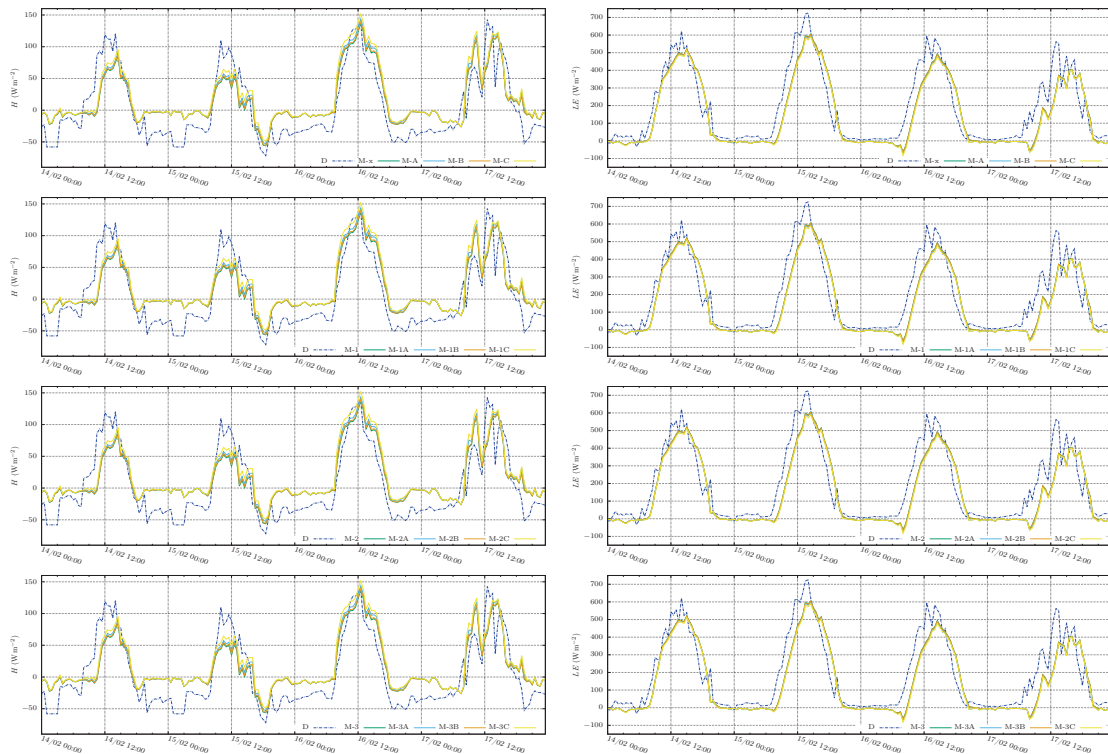


Figura 5.7: Fluxos de calor sensível H (quadros a esquerda) e calor latente LE (quadros a direita) calculados com os modelos M 's e medidos D em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.

Simulação nos períodos de crescimento e senescência da vegetação

Na figura 5.8 são apresentados os resultados do fluxo de CO_2 para um período durante o crescimento da vegetação. Os resultados da modelagem da respiração autotrófica R_d e do solo R_{solo} são apresentados na figura 5.9, onde os fluxos da R_d estão nos quadros à esquerda e da R_{solo} à direita.

Nota-se que as maiores diferenças ocorrem à noite, o que já era esperado, devido

ao fato de que as diferenças entre os modelos estão nos cálculos das respirações, e estas predominam à noite. Todas as estimativas de respiração do solo apresentaram respostas com tendências semelhantes, porém a R_{solo-1} é uma ordem de grandeza maior que as outras duas. As diferentes respirações R_d 's exercem certa influência na R_{solo-2} e na R_{solo-3} , o que não se nota na R_{solo-1} .

Das três R_d 's testadas, a R_{d-C} atinge os maiores valores com grande oscilação entre os períodos diurno e noturno, a R_{d-A} tem valores intermediários com alguma oscilação e R_{d-B} têm os menores valores, com a menor oscilação entre os períodos diurno e noturno.

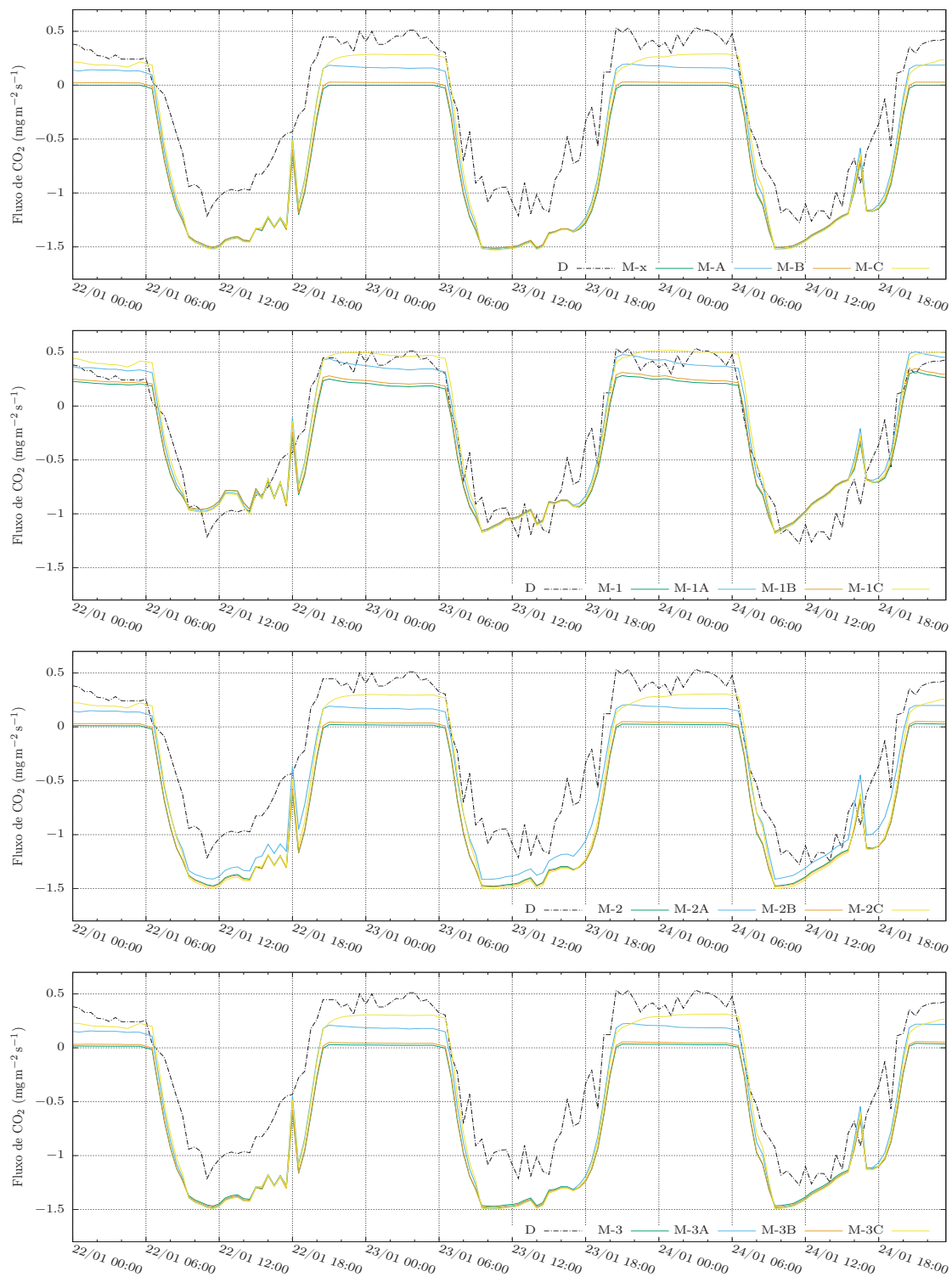


Figura 5.8: Fluxos de CO₂ calculados com os modelos M's e medidos D em MER, durante o período de crescimento da vegetação.

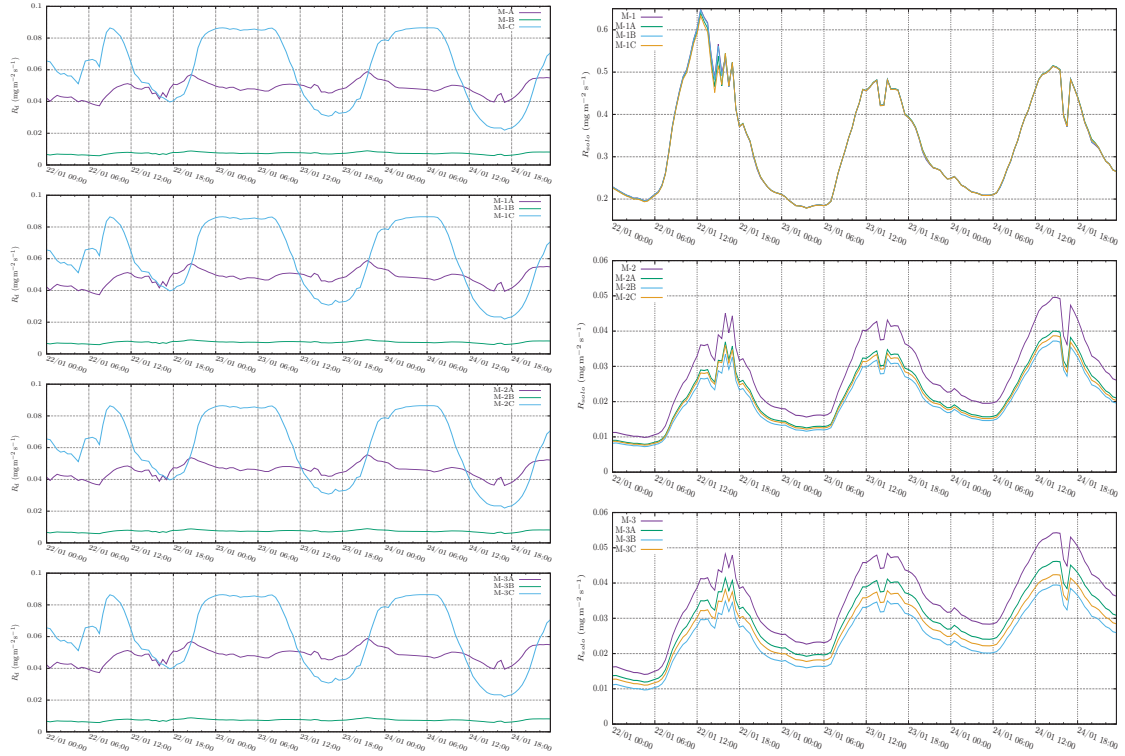


Figura 5.9: Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos M's em MER, durante o período de crescimento da vegetação.

Na figura 5.10 são apresentados os resultados do fluxo de CO_2 para um período durante a senescência (decaimento/morte) da vegetação. Os resultados da R_d e da R_{solo} são apresentados na figura 5.11, onde os fluxos da R_d estão nos quadros à esquerda e da R_{solo} à direita.

Da mesma maneira que para o período de crescimento da vegetação, as maiores diferenças ocorrem à noite. As respirações do solo apresentaram respostas com tendências semelhantes entre si, e também em relação ao período de crescimento. Nesse período também verificou-se comportamentos semelhantes ao caso anterior em relação às interações com a R_d . No entanto, a R_{solo-1} diminuiu em relação ao período de crescimento, enquanto a R_{solo-2} e a R_{solo-3} aumentaram. A R_{solo-2} e a R_{solo-3} aumentam na senescência devido ao aumento da fração de biomassa estrutural.

A R_{d-C} atingiu os maiores valores novamente, porém com menor oscilação entre os ciclos diurno e noturno em comparação com o período de crescimento. A R_{d-A} manteve valores intermediários com alguma oscilação e a R_{d-B} continuou com os menores valores, sendo que ambas diminuíram em relação ao período de crescimento.

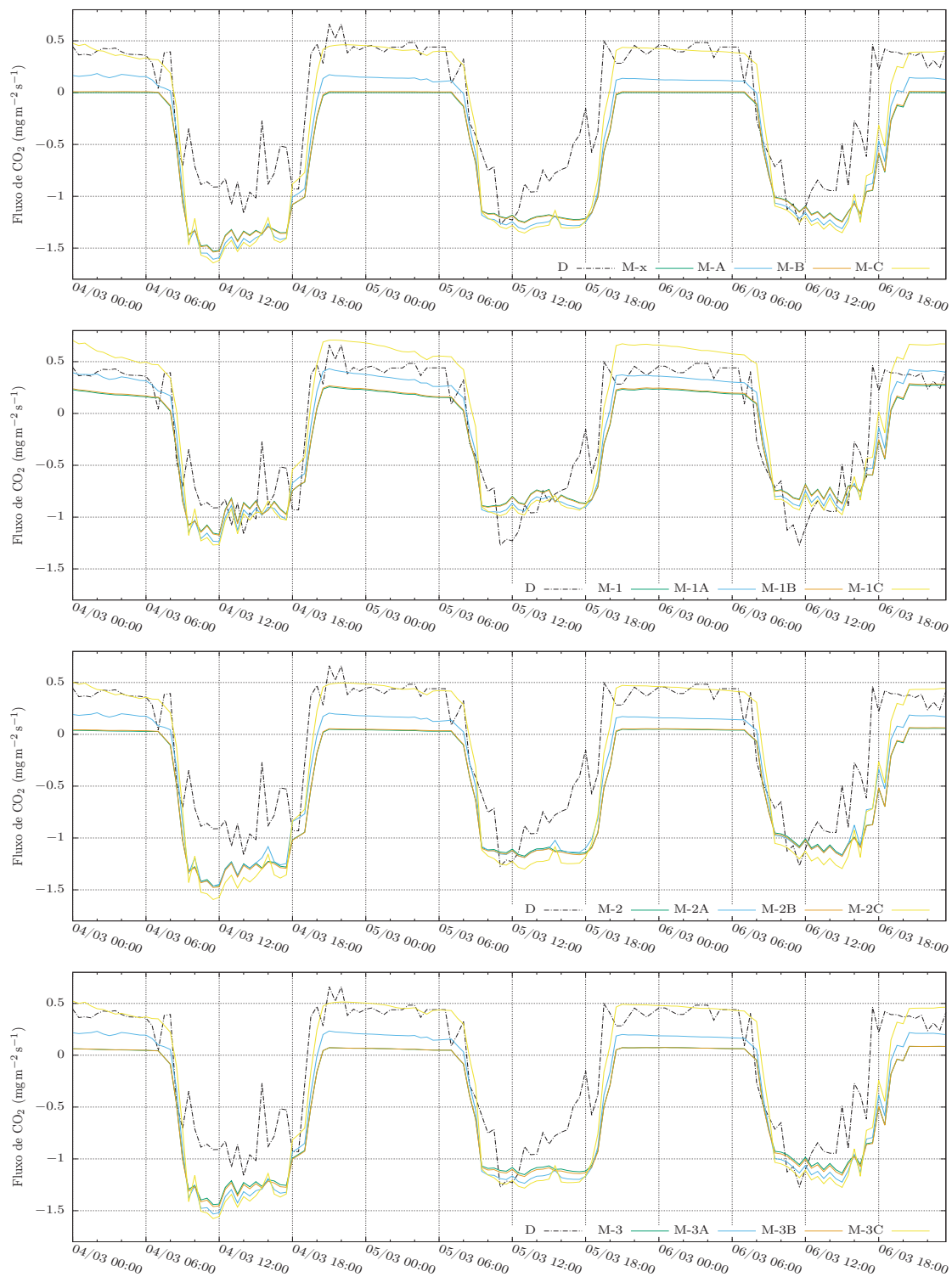


Figura 5.10: Fluxos de CO₂ calculados com os modelos M's e medidos D em MER, durante o período de senescência da vegetação.

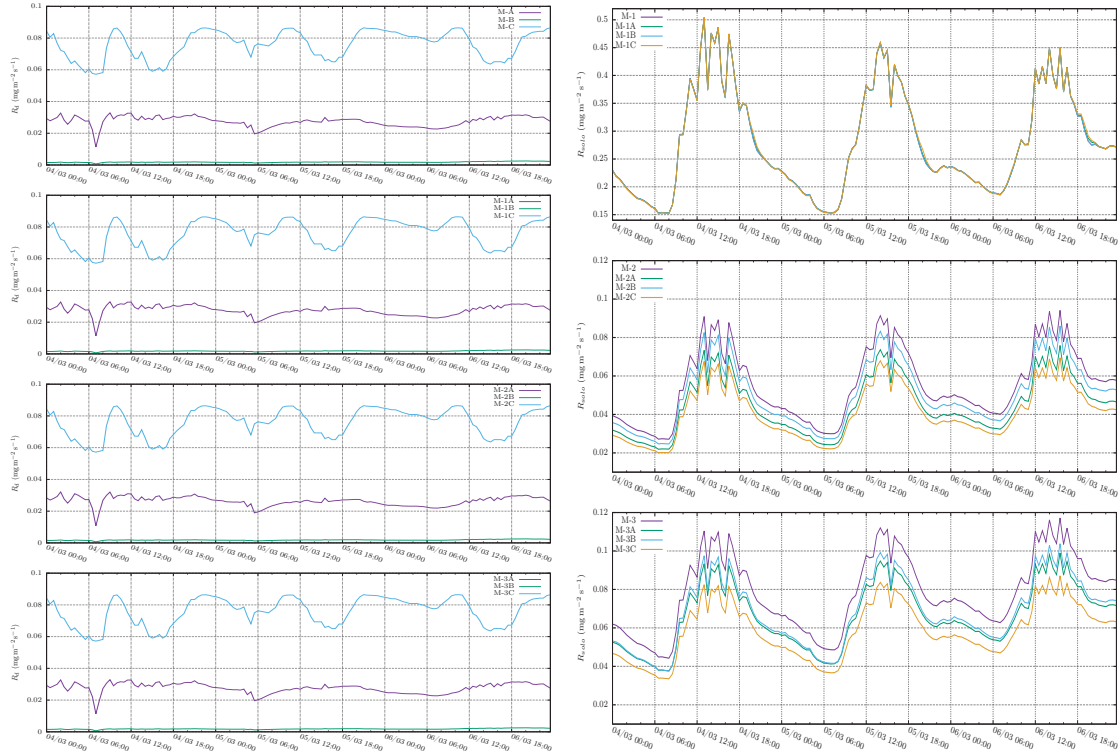


Figura 5.11: Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos M's em MER, durante o período de senescência da vegetação.

Na tabela 5.7 verifica-se que os modelos sem módulos para as respirações obtiveram os piores resultados. Os melhores resultados foram obtidos com o modelo M-1A. Os modelos com respirações do solo R_{solo-2} e R_{solo-3} tiveram resultados semelhantes.

As respirações do solo devem contemplar a respiração autotrófica da planta acima do solo, a respiração autotrófica no solo e a respiração heterotrófica no solo. As respirações do solo R_{solo-2} e R_{solo-3} contemplam apenas as respirações autotróficas acima e no solo, não contabilizando a respiração heterotrófica. A respiração do solo R_{solo-1} , é uma respiração global do solo que parece estar contabilizando a soma de todos esses componentes, corretamente em ordem de grandeza, porém não é possível distinguir as parcelas da respiração.

A R_{d-A} e a R_{d-B} são mais sensíveis à condutância do mesófilo para vapor d'água que afeta a A_m . Assim sendo, são mais sensíveis à umidade do solo, enquanto a R_{d-C} é mais sensível à temperatura do ar. Após eventos de chuva a R_{d-A} e a R_{d-B} tendem a aumentar enquanto a R_{d-C} tende a diminuir. Outra questão importante verificada é que a R_d afeta o crescimento da vegetação, já a R_{solo} não. Isso se deve ao fato de que a R_d está na equação da assimilação líquida de CO_2 , portanto, quanto maior for

o seu valor, menor a taxa de crescimento da biomassa ativa da planta. No apêndice A pode-se verificar também a influência da R_d na temperatura e na umidade do solo.

Novamente, os resultados mostram um desempenho melhor dos modelos na previsão do fluxo de CO_2 durante o dia em comparação com o fluxo à noite. Isso se deve a vários fatores como, por exemplo: a respiração ser menos compreendida e mais difícil de prever do que a fotossíntese, e as medições serem mais difíceis à noite devido às limitações da técnica de covariâncias turbulentas em baixa atividade turbulenta.

MODELOS – PERÍODO DE CRESCIMENTO DA VEGETAÇÃO

<i>M-x</i>	<i>M-A</i>	<i>M-B</i>	<i>M-C</i>	<i>M-1</i>	<i>M-1A</i>	<i>M-1B</i>	<i>M-1C</i>	<i>M-2</i>	<i>M-2A</i>	<i>M-2B</i>	<i>M-2C</i>	<i>M-3</i>	<i>M-3A</i>	<i>M-3B</i>	<i>M-3C</i>
Fluxos totais de CO₂ (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4405	-0,4249	-0,311	-0,1063	-0,0132	-0,0909	0,0214	-0,4129	-0,2747	-0,4044	-0,2894	-0,4058	-0,3174	-0,4002	-0,2838
EQM	0,2291	0,2162	0,1535	0,0546	0,0361	0,0499	0,0385	0,2051	0,1088	0,1987	0,1385	0,1993	0,1435	0,1952	0,1354
REQM	0,4787	0,465	0,3918	0,2338	0,19	0,2234	0,1962	0,4528	0,3299	0,4457	0,3721	0,4464	0,3788	0,4419	0,368
ENS	0,4134	0,4465	0,607	0,8601	0,9076	0,8722	0,9014	0,475	0,7214	0,4913	0,6454	0,4899	0,6327	0,5002	0,6533
Fluxos de CO₂ de dia, <i>R_{sei}</i> > 0 (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4627	-0,4531	-0,3984	-0,0665	-0,0171	-0,0572	-0,0049	-0,4301	-0,3025	-0,4288	-0,3729	-0,4235	-0,3791	-0,4249	-0,3677
EQM	0,2647	0,2561	0,2255	0,0648	0,0531	0,0622	0,0561	0,2356	0,1393	0,2346	0,2046	0,2299	0,1985	0,2312	0,2008
REQM	0,5145	0,506	0,4749	0,2546	0,2304	0,2494	0,2368	0,4854	0,3732	0,4844	0,4523	0,4795	0,4455	0,4809	0,4481
ENS	-0,0984	-0,0626	0,0642	0,731	0,7798	0,742	0,7673	0,0223	0,4221	0,0265	0,1512	0,046	0,1765	0,0406	0,167
Fluxos de CO₂ de noite, <i>R_{sei}</i> = 0 (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4034	-0,3781	-0,1653	-0,1725	-0,0067	-0,1469	0,0652	-0,384	-0,2285	-0,3637	-0,1502	-0,3763	-0,2147	-0,3589	-0,1441
EQM	0,1698	0,1498	0,0335	0,0377	0,0078	0,0295	0,0092	0,1541	0,058	0,1388	0,0284	0,1481	0,0518	0,1353	0,0265
REQM	0,412	0,2498	0,183	0,1941	0,0884	0,1716	0,0961	0,3926	0,2409	0,3726	0,1684	0,3849	0,2275	0,3678	0,1627
ENS	-23,987	-21,0445	-3,9278	-4,5431	-0,1496	-3,3352	-0,3593	-21,6872	-7,5417	-19,43	-3,1741	-20,8044	-6,6185	-18,9118	-2,8975

MODELOS – PERÍODO DE SENESCÊNCIA DA VEGETAÇÃO

<i>M-x</i>	<i>M-A</i>	<i>M-B</i>	<i>M-C</i>	<i>M-1</i>	<i>M-1A</i>	<i>M-1B</i>	<i>M-1C</i>	<i>M-2</i>	<i>M-2A</i>	<i>M-2B</i>	<i>M-2C</i>	<i>M-3</i>	<i>M-3A</i>	<i>M-3B</i>	<i>M-3C</i>
Fluxos totais de CO₂ (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4291	-0,4259	-0,2098	-0,1501	-0,0862	-0,147	0,0697	-0,3739	-0,2859	-0,3756	-0,1688	-0,3509	-0,2991	-0,3576	-0,1511
EQM	0,2465	0,2437	0,1575	0,0871	0,0652	0,0851	0,086	0,2014	0,1397	0,2024	0,1364	0,1844	0,1556	0,1891	0,1306
REQM	0,4965	0,4504	0,3969	0,2951	0,2554	0,2917	0,2932	0,4487	0,3738	0,4499	0,3693	0,4294	0,3945	0,4348	0,3614
ENS	0,3244	0,332	0,5683	0,7613	0,8213	0,7668	0,7643	0,4481	0,617	0,4451	0,6262	0,4945	0,5734	0,4818	0,6421
Fluxos de CO₂ de dia, <i>R_{sei}</i> > 0 (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4419	-0,4434	-0,3748	-0,1117	-0,1087	-0,1135	-0,0436	-0,3767	-0,3202	-0,384	-0,3264	-0,3537	-0,3644	-0,366	-0,3088
EQM	0,3027	0,3009	0,2793	0,1198	0,1087	0,119	0,1126	0,2482	0,1996	0,2533	0,2404	0,2309	0,2376	0,2394	0,2288
REQM	0,5502	0,5485	0,5285	0,3461	0,3297	0,3449	0,3355	0,4982	0,4468	0,5033	0,4903	0,4805	0,4875	0,4893	0,4783
ENS	-0,1499	-0,1428	-0,0608	0,5449	0,5871	0,5481	0,5724	0,0574	0,2418	0,0379	0,0869	0,1229	0,0974	0,0906	0,1309
Fluxos de CO₂ de noite, <i>R_{sei}</i> = 0 (mg m⁻² s⁻¹)															
EM	-0,4132	-0,2732	-0,0035	-0,1981	-0,0581	-0,189	0,2114	-0,3704	-0,243	-0,365	0,0281	-0,3473	-0,2174	-0,347	0,046
EQM	0,1762	0,0804	0,1687	0,0462	0,0109	0,0427	0,0528	0,1428	0,0649	0,1389	0,0064	0,1263	0,0532	0,1261	0,0078
REQM	0,4197	0,2836	0,4108	0,215	0,1043	0,2068	0,2297	0,3779	0,2547	0,3727	0,0798	0,3554	0,2306	0,3551	0,0883
ENS	-30,8235	-13,5249	-29,4802	-7,3483	-0,9639	-6,7224	-8,5315	-24,805	-10,7212	-24,0917	-0,1508	-21,8199	-8,6044	-21,7844	-0,4075

Tabela 5.7: Dados estatísticos dos fluxos de CO₂ calculados com os modelos em relação aos dados medidos em MER, nos períodos de crescimento e senescência da vegetação.

5.3 Experimento no Nebraska

Após analisar diversos bancos de dados micrometeorológicos, meteorológicos e biológicos, optou-se pela utilização de dados da AmeriFlux, uma rede de experimentos que medem os fluxos de carbono, água e energia de ecossistemas nas Américas, empenhada em produzir e compartilhar dados de covariância turbulenta. Essa rede de dados visa conectar pesquisas de campo de maneira que os principais biomas estejam representados. Escolheu-se utilizar os dados medidos em um estudo de campo composto por três sítios experimentais nos Estados Unidos. O primeiro é uma plantação de milho contínua irrigada (US-Ne1) (Suyker, 2016a), o segundo é uma plantação com rotação entre milho e soja irrigadas (US-Ne2) (Suyker, 2016b) e o terceiro é uma plantação com rotação entre milho e soja sem irrigação (US-Ne3) (Suyker, 2016c). Os três sítios experimentais estão localizados a menos de 1,6 km de distância um do outro próximo a Mead, no Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Agrícola da Universidade do Nebraska (Lincoln).

Essa região possui clima continental úmido com inverno rigoroso, sem estação seca e com verão quente. Antes do início da campanha de campo, os três sítios experimentais foram dedicados por 10 anos ao cultivo irrigado rotativo entre milho e soja, sob um regime de plantio direto. Uma operação de preparo do solo foi realizada imediatamente antes dos primeiros plantios experimentais em 2001, para homogeneizar a camada superficial do solo (0,1 m), e incorporá-la com fertilizantes (P e K) e resíduos acumulados sobre a superfície. Os objetivos gerais das campanhas em US-Ne1, US-Ne2 e US-Ne3 foram investigar o potencial de sequestro de C em agroecossistemas irrigados ou não, e seus respectivos mecanismos de controles biofísicos. Enquanto os dois primeiros estão equipados com sistemas de irrigação, US-Ne3 conta apenas com o regime de chuvas, por isso foi escolhido para ser utilizado nesta pesquisa. US-Ne3 está localizado geograficamente na latitude 41,1796700 e longitude $-96,4396500$, a uma altitude de 363 m. Climaticamente, a temperatura anual média é de 10,11 °C com precipitação anual média de 783,68 mm.

5.3.1 Métodos

Nesta seção, buscou-se estudar o desenvolvimento da vegetação e sua influência na modelagem de TSVA. Uma das principais variáveis biológicas indicativas do desenvolvimento da vegetação na modelagem de TSVA é o IAF. Assim sendo, o módulo de cálculo do desenvolvimento dinâmico da vegetação foi implementado

através do índice de área foliar IAF, mas também por meio da altura da vegetação d_r , iterativamente entre a equação (5.12) e as equações:

$$\text{IAF}_v = \frac{B_v}{\alpha_v}, \quad (5.18)$$

$$d_r = \frac{B_v}{\alpha_r}, \quad (5.19)$$

onde B_v é a biomassa ativa, explicitada aqui com o subscrito v referente às medidas realizadas em campo utilizando apenas as folhas verdes. A razão α deve ser prescrita para vegetação a partir de medições, com valores bastante díspares devido a diferentes estratégias de desenvolvimento de cada espécie.

A biomassa total B_t é calculada através de uma parametrização correspondente a composição metabólica da vegetação ($B_t = B_v/0,754$), sendo a sua mortalidade prescrita por um termo de declínio exponencial dependente da fotossíntese (termo de mortalidade da equação 5.12). A biomassa estrutural B_s é então calculada como a biomassa total B_t (menos sua mortalidade) subtraída da biomassa ativa B_v . Os coeficientes $\alpha_v = B_v/\text{IAF}_v$ e $\alpha_r = B_v/d_r$ foram estimados a partir de dados medidos nas safras de 2002, 2004 e 2006, realizando-se ajustes potenciais. Uma parametrização empírica entre o comprimento de rugosidade para momento e a altura da vegetação para a soja foi usada, $z_0 = 0,13 d_r$. O comprimento de rugosidade para calor z_{0h} e umidade z_{0q} foram considerados iguais e estimados a partir de z_0 , $z_{0h} = z_{0q} = z_0/2,0$. Portanto, os valores dos comprimentos de rugosidade utilizados para os cálculos dos respectivos coeficientes de transferência turbulenta, posteriormente utilizados nas fórmulas dos fluxos de calor sensível e calor latente, tornam-se dinâmicos em função da altura da vegetação.

Estimando-se os coeficientes α_v e α_r através dos dados medidos em campo, identificados com subscrito D , verificou-se que no período de uma safra a B_v tem o formato de uma curva logística enquanto o IAF_v tem um ápice e posteriormente uma ligeira diminuição. Os melhores ajustes para $(B_{v-D}, \text{IAF}_{v-D})$ e (B_{v-D}, d_{r-D}) foram obtidos com os ajustes de segunda e terceira ordem respectivamente (figura 5.12), com RQEM residuais de 0,4100 e 0,0721.

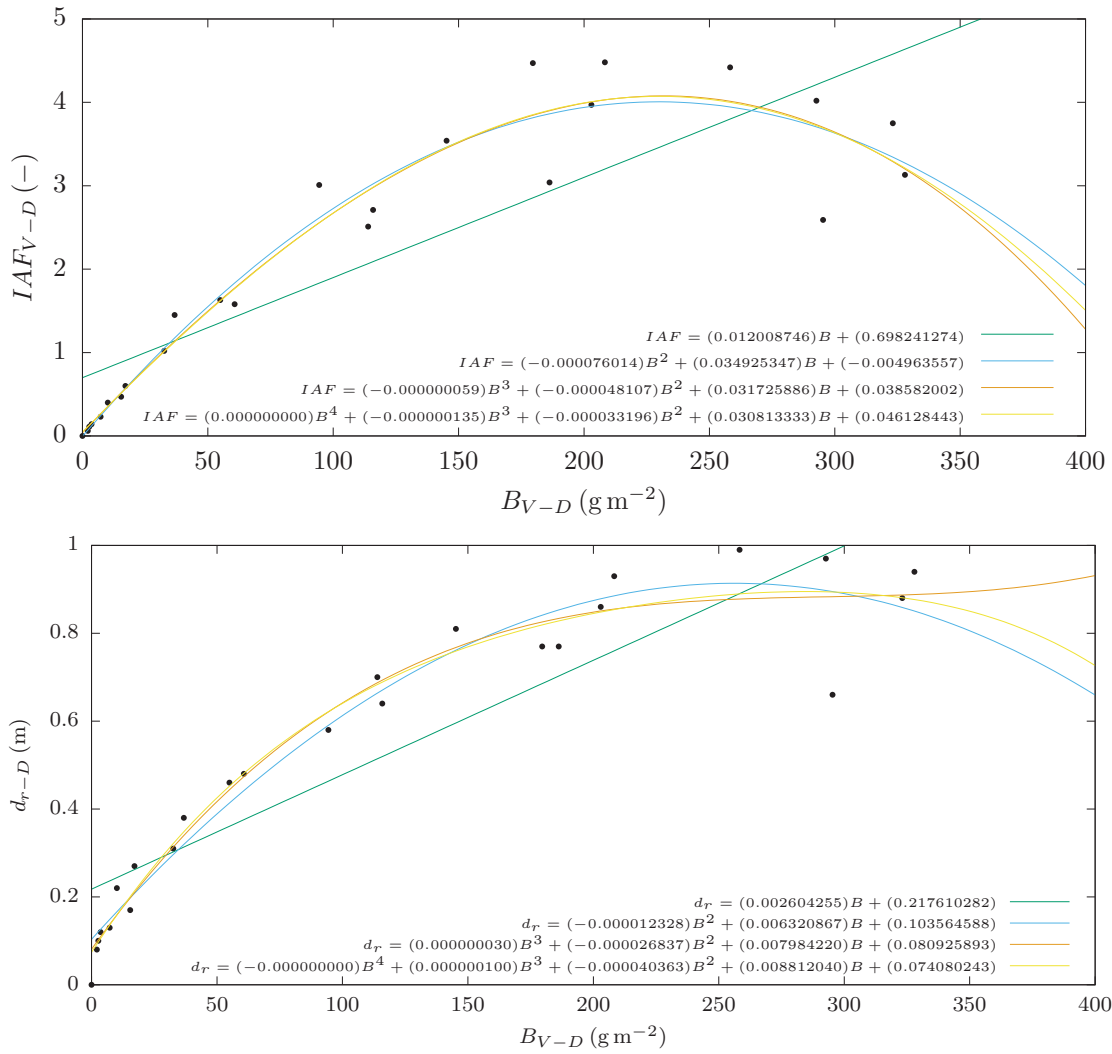


Figura 5.12: Ajustes potenciais com os dados medidos em campo (NEB), para as estimativas dos coeficientes α_v e α_r .

5.3.2 Resultados

Com os ajustes implementados, o modelo proposto foi capaz de prever o crescimento da planta, o IAF_v e a d_r , dinamicamente (figura 5.13). O índice M refere-se a valores modelados.

Há ainda o que ser feito em termos de calibração do modelo já que há uma clara defasagem na ascendência das curvas de IAF medida e prevista. Note, entretanto, que a modelagem acerta razoavelmente na ordem de grandeza de valores de IAF nos vários estágios, e também prevê corretamente que, no período de senescência, o IAF declina (período de outono, baixa presença de folhas verdes), mas a altura das plantas, e conseqüentemente, a rugosidade, permanece em valores elevados, já que a

planta tem sua integridade física preservada por mais tempo que a folhagem verde.

É importante ressaltar que, embora o modelo não tenha sido calibrado no presente caso, para acertar os fluxos em Nebraska na escala horária, necessariamente o balanço geral foi acertado, já que é a diferença de fluxos de carbono devido à fotossíntese e à respiração que promove o crescimento da biomassa.

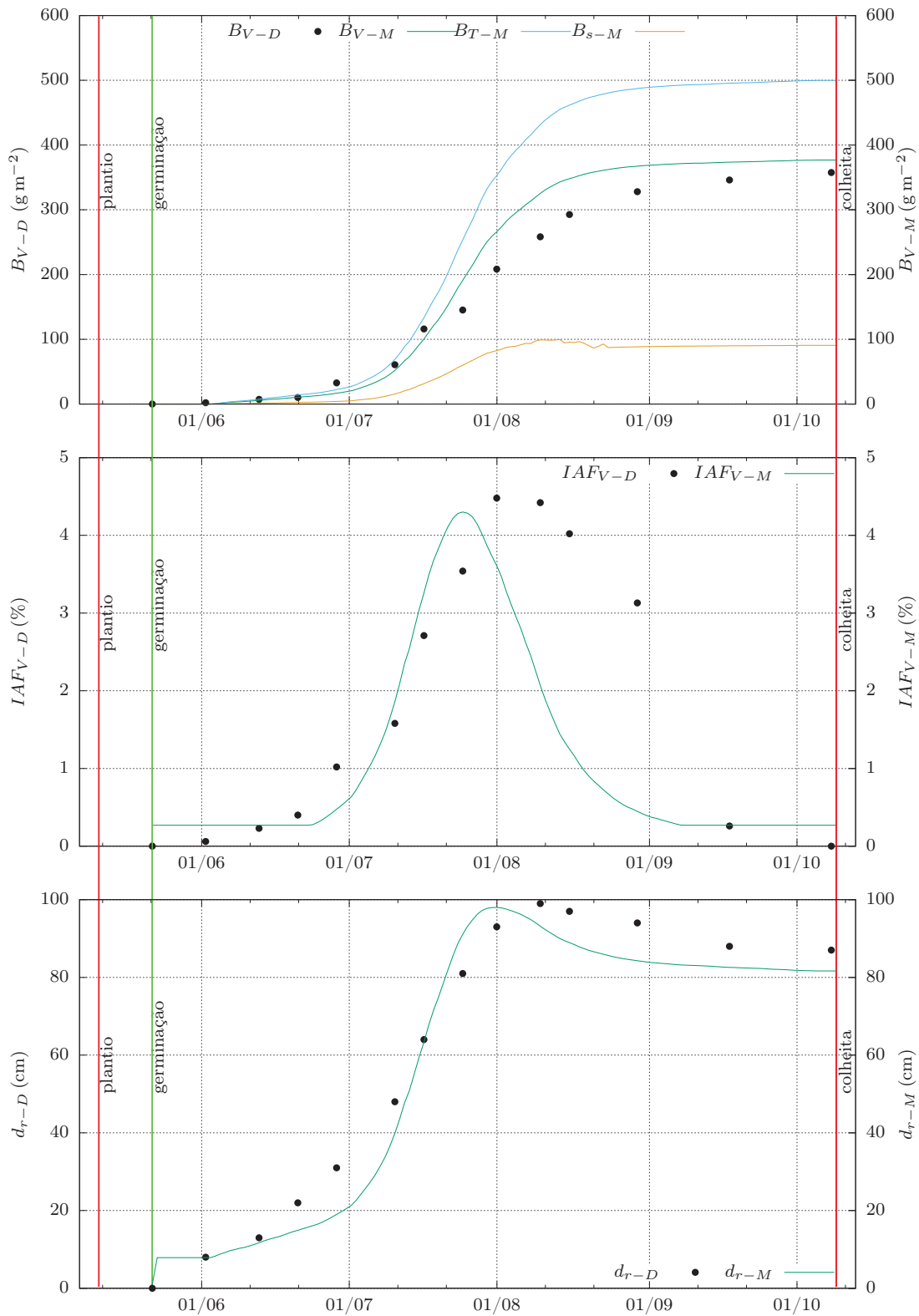


Figura 5.13: Crescimento da planta (biomassa), índice de área foliar ativa IAF_v e altura da vegetação d_r , modelados e medidos (NEB).

Capítulo 6

Conclusões e recomendações

O modelo implementado já havia sido testado com sucesso em trabalhos anteriores na sua capacidade de prever fluxos de calor e vapor d'água.

O presente trabalho dá uma importante contribuição no sentido de testar a efetividade de diferentes implementações de respiração, e mostra que, pelo menos no caso da soja, é importante a contabilização das respirações fotossintéticas e também daquela responsável pela energia para manutenção da planta.

Também foi mostrado que em comparações com medições de campo, pode haver considerável contribuição de respiração do solo, que é muito difícil de separar da respiração estrutural da planta por exemplo. Estimativa e medição de respiração do solo nú torna-se um desafio para uma boa calibração do modelo de crescimento de uma plantação.

O modelo foi capaz de prever com relativo sucesso toda uma safra de soja, ao ter o seu IAF comparado com um experimento no Nebraska — EUA. Isso o torna uma ferramenta útil para produtores fazerem gerenciamento de irrigação, ou poderem estimar o efeito de diferentes cenários meteorológicos (clima, temperatura, umidade, chuva) e mesmo de concentrações de CO₂ na atmosfera.

Para estudos futuros, um sistema de calibração automática precisa ser desenvolvido, com diferentes funções objetivos para diferentes aplicações.

É também necessário expandir os modelos ecológicos para outros ecossistemas e outras culturas, inclusive sistemas que se encontram em relativo equilíbrio como florestas tropicais e cerrados.

Referências Bibliográficas

- Acevedo, M., Pixley, K., Zinyengere, N., Meng, S., Tufan, H., Cichy, K., Bizikova, L., Isaacs, K., Ghezzi-Kopel, K., e Porciello, J. (2020). A scoping review of adoption of climate-resilient crops by small-scale producers in low- and middle-income countries. *Nature Plants*, 6(10):1231–1241.
- Alapaty, K., Pleim, J. E., Raman, S., Niyogi, D. S., e Byun, D. W. (1997). Simulation of atmospheric boundary layer processes using local-and nonlocal-closure schemes. *Journal of Applied Meteorology*, 36(3):214–233.
- Albergel, C., Munier, S., Bocher, A., Bonan, B., Zheng, Y., Draper, C., Leroux, D. J., e Calvet, J.-C. (2018). LDAS-Monde sequential assimilation of satellite derived observations applied to the contiguous US: An ERA-5 driven reanalysis of the land surface variables. *Remote Sensing*, 10(10):1627.
- Arora, V. (2002). Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics*, 40(2):3–1–3–26.
- Badescu, V. (2014). *Modeling solar radiation at the earth's surface*. Springer.
- Baldocchi, D. (1992). A Lagrangian random-walk model for simulating water vapor, CO₂ and sensible heat flux densities and scalar profiles over and within a soybean canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 61(1-2):113–144.
- Baldocchi, D. (1994). A comparative study of mass and energy exchange over a closed C 3 (wheat) and an open C 4 (corn) canopy: I. The partitioning of available energy into latent and sensible heat exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, 67(3):191–220.
- Ball, J. T., Woodrow, I. E., e Berry, J. A. (1987). A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different

- environmental conditions. Em *Progress in photosynthesis research*, páginas 221–224. Springer.
- Barbu, A., Calvet, J.-C., Mahfouf, J.-F., Albergel, C., e Lafont, S. (2011). Assimilation of Soil Wetness Index and Leaf Area Index into the ISBA-A-gs land surface model: grassland case study. *Biogeosciences*, 8(7):1971–1986.
- Barbu, A., Calvet, J.-C., Mahfouf, J.-F., e Lafont, S. (2014). Integrating ASCAT surface soil moisture and GEOV1 leaf area index into the SURFEX modelling platform: a land data assimilation application over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(1):173–192.
- Berry, J. e Raison, J. (1981). Responses of macrophytes to temperature. Em *Physiological Plant Ecology I*, páginas 277–338. Springer.
- Bertrand, R., Aubret, F., Grenouillet, G., Ribéron, A., e Blanchet, S. (2020). Comment on “Forest microclimate dynamics drive plant responses to warming”. *Science*, 370(6520).
- Best, M. J., Abramowitz, G., Johnson, H. R., Pitman, A. J., Balsamo, G., Boone, A., Cuntz, M., Decharme, B., Dirmeyer, P. A., Dong, J., Ek, M., Guo, Z., Haverd, V., van den Hurk, B. J. J., Nearing, G. S., Pak, B., Peters-Lidard, C., Santanello, J. A., Stevens, L., e Vuichard, N. (2015). The Plumbing of Land Surface Models: Benchmarking Model Performance. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3):1425 – 1442.
- Betts, R. A., Cox, P. M., Lee, S. E., e Woodward, F. I. (1997). Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387:796–799.
- Beven, K. e Kirkby, M. (1979). A physically based variable contribution area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 24:43–69.
- Bhumralkar, C. M. (1975). Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in a atmospheric general circulation models. *J Appl Meteorol*, 14:67–100.
- Blackadar, A. K. (1976). Modeling the nocturnal boundary layer. Em *Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Difusion and Air Quality*, páginas 46–49. American Meteorological Society.

- Blondin, C. (1991). Parameterization of land-surface processes in numerical weather prediction. Em *Land Surface Evaporation*, páginas 31–54. Springer.
- Bond-Lamberty, B., Christianson, D. S., Malhotra, A., Pennington, S. C., Sihi, D., AghaKouchak, A., Anjileli, H., Altaf Arain, M., Armesto, J. J., Ashraf, S., Ataka, M., Baldocchi, D., Andrew Black, T., Buchmann, N., Carbone, M. S., Chang, S.-C., Crill, P., Curtis, P. S., Davidson, E. A., Desai, A. R., Drake, J. E., El-Madany, T. S., Gavazzi, M., Görres, C.-M., Gough, C. M., Goulden, M., Gregg, J., Gutiérrez del Arroyo, O., He, J.-S., Hirano, T., Hopple, A., Hughes, H., Järveoja, J., Jassal, R., Jian, J., Kan, H., Kaye, J., Kominami, Y., Liang, N., Lipson, D., Macdonald, C. A., Maseyk, K., Mathes, K., Mauritz, M., Mayes, M. A., McNulty, S., Miao, G., Migliavacca, M., Miller, S., Miniati, C. F., Nietz, J. G., Nilsson, M. B., Noormets, A., Norouzi, H., O’Connell, C. S., Osborne, B., Oyonarte, C., Pang, Z., Peichl, M., Pendall, E., Perez-Quezada, J. F., Phillips, C. L., Phillips, R. P., Raich, J. W., Renchon, A. A., Ruehr, N. K., Sánchez-Cañete, E. P., Saunders, M., Savage, K. E., Schrumppf, M., Scott, R. L., Seibt, U., Silver, W. L., Sun, W., Szutu, D., Takagi, K., Takagi, M., Teramoto, M., Tjoelker, M. G., Trumbore, S., Ueyama, M., Vargas, R., Varner, R. K., Verfaillie, J., Vogel, C., Wang, J., Winston, G., Wood, T. E., Wu, J., Wutzler, T., Zeng, J., Zha, T., Zhang, Q., e Zou, J. (2020). COSORE: A community database for continuous soil respiration and other soil-atmosphere greenhouse gas flux data. *Global Change Biology*, 26(12):7268–7283.
- Boone, A., Calvet, J.-C., e Noilhan, J. (1999). Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force-Restore Method. *J Appl Meteorol*, 38:1611–1630.
- Boone, A., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Decharme, B., Delire, C., Ducharne, A., Gascoin, S., Grippa, M., Guichard, F., Gusev, Y., Harris, P., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Nasonova, O., Norgaard, A., Orgeval, T., Ottlé, C., Pocard-Leclercq, I., Polcher, J., Sandholt, I., Saux-Picart, S., Taylor, C., e Xue, Y. (2009). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12):1865 – 1880.
- Bosilovich, M. G. e Sun, W.-Y. (1995). Formulation and verification of a land surface parameterization for atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 73(4):321–341.

- Bréda, N. J. (2003). Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of experimental botany*, 54(392):2403–2417.
- Brienen, R. J. W., Caldwell, L., Duchesne, L., Voelker, S., Barichivich, J., Balmista, M., Ceccantini, G., Di Filippo, A., Helama, S., Locosselli, G. M., Lopez, L., Piovesan, G., Schöngart, J., Villalba, R., e Gloor, E. (2020). Forest carbon sink neutralized by pervasive growth-lifespan trade-offs. *Nature Communications*, 11(1):4241.
- Britton, C. e Dodd, J. (1976). Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Agricultural Meteorology*, 17(1):1–7.
- Brut, A., Rudiger, C., Lafont, S., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., Jarlan, L., Gibelin, A.-L., Albergel, C., Le Moigne, P., Soussana, J., et al. (2009). Modelling LAI at a regional scale with ISBA-A-gs: comparison with satellite-derived LAI over southwestern France. *Biogeosciences*, 6:1389–1404.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel, Dordrecht. 309 pp.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology. An introduction*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., e Bradley, E. F. (1971). Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28:181–189.
- Cabal, C., Martínez-García, R., de Castro Aguilar, A., Valladares, F., e Pacala, S. W. (2020). The exploitative segregation of plant roots. *Science*, 370(6521):1197–1199.
- Calvet, J., Lafont, S., Cloppet, E., Souverain, F., Badeau, V., e Le Bas, C. (2012). Use of agricultural statistics to verify the interannual variability in land surface models: a case study over France with ISBA-A-gs. *Geoscientific Model Development*, 5(1):37–54.
- Calvet, J.-C., Gibelin, A.-L., Roujean, J.-L., Martin, E., Le Moigne, P., Douville, H., e Noilhan, J. (2008). Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2):406.

- Calvet, J. C., Noilhan, J., Roujean, J. L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., e Wigneron, J. P. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting Sites. *Agric For Meteorol*, 92:73–95.
- Calvet, J.-C., Rivalland, V., Picon-Cochard, C., e Guehl, J.-M. (2004). Modelling forest transpiration and CO₂ fluxes-response to soil moisture stress. *Agricultural and forest meteorology*, 124(3):143–156.
- Canal, N., Calvet, J.-C., Decharme, B., Carrer, D., Lafont, S., e Pigeon, G. (2014). Evaluation of root water uptake in the ISBA-A-gs land surface model using agricultural yield statistics over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12):4979–4999.
- Carneiro, F. M., Furlani, C. E. A., Zerbato, C., de Menezes, P. C., da Silva Gírio, L. A., e de Oliveira, M. F. (2019). Comparison between vegetation indices for detecting spatial and temporal variabilities in soybean crop using canopy sensors. *Precision Agriculture*, páginas 1–29.
- Carrer, D., Roujean, J.-L., Lafont, S., Calvet, J.-C., Boone, A., Decharme, B., Delire, C., e Gastellu-Etchegorry, J.-P. (2013). A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs: Impact on carbon fluxes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(2):888–903.
- Chen, J. M., Pavlic, G., Brown, L., Cihlar, J., Leblanc, S., White, H., Hall, R., Peddle, D., King, D., Trofymow, J., et al. (2002). Derivation and validation of Canada-wide coarse-resolution leaf area index maps using high-resolution satellite imagery and ground measurements. *Remote sensing of environment*, 80(1):165–184.
- Choudhury, B. e Monteith, J. (1986). Implications of stomatal response to saturation deficit for the heat balance of vegetation. *Agricultural and forest meteorology*, 36(3):215–225.
- Clapp, R. B. e Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res*, 14(4):601–604.
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., e Berry, J. A. (1991). Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpira-

- tion: a model that includes a laminar boundary layer. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54(2):107–136.
- Collatz, G. J., Ribas-Carbo, M., e Berry, J. (1992). Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants. *Functional Plant Biology*, 19(5):519–538.
- Cox, D. T. C., Maclean, I. M. D., Gardner, A. S., e Gaston, K. J. (2020). Global variation in diurnal asymmetry in temperature, cloud cover, specific humidity and precipitation and its association with leaf area index. *Global Change Biology*, 26(12):7099–7111.
- Cox, P., Huntingford, C., e Harding, R. (1998). A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, 212:79–94.
- Davis, A. P., Chadburn, H., Moat, J., O’Sullivan, R., Hargreaves, S., e Nic Lughadha, E. (2019). High extinction risk for wild coffee species and implications for coffee sector sustainability. *Science Advances*, 5(1).
- de Assis, F. N. e Mendez, M. E. G. (1989). Relação entre radiação fotossinteticamente ativa e radiação global. *Pesquisa agropecuária brasileira*, 24(7):797–800.
- De Rosnay, P. d., Drusch, M., Boone, A., Balsamo, G., Decharme, B., Harris, P., Kerr, Y., Pellarin, T., Polcher, J., e Wigneron, J.-P. (2009). AMMA land surface model intercomparison experiment coupled to the community microwave emission model: ALMIP-MEM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D5).
- de Souza, P. J. d. O., Ribeiro, A., da Rocha, E. J., Loureiro, R. S., Bispo, C. J., e Sousa, A. M. (2010). Albedo da cultura da soja em área de avanço da fronteira agrícola na Amazônia. *R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental*, 14(1):65–73.
- Deardorff, J. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. geophys. Res*, 83(4):1889–1903.
- Dias, N. L., Crivellaro, B. L., Armani, F. S., Chor, T. L., Gobbi, M. F., e Santos, A. L. (2013). Abstract B32A-03. Short-term eddy-covariance measurements of CO2 fluxes at Itaipu Lake, Brazil. Em Service, S. A. P. A., editor, *Meeting of the Americas, Cancún, 2013*. Lemma/UFPR Scientific Team.

- Dias, N. L., Gobbi, M. F., Okawa, C. M. P., Kan, A., Araújo, A. A. M., Grodzki, L., e Rocha, L. S. (1999). Relatório final do Projeto Mesolit: Influência do lago de Itaipu sobre o clima regional. Relatório Técnico 007/99, SIMEPAR.
- Dias, N. L., Kan, A., Grodzki, L., Sanchez, S. D., e Vissotto, D. (2002). O método de covariâncias turbulentas atenuadas (MCTA) para medição dos fluxos de calor sensível e latente: aplicação ao lago de Itaipu e seu redor. *Revista Brasileira de Recursos hídricos*, 7(1):143–160.
- Dickinson, R. E. (1984). Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, páginas 58–72.
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J., e Wilson, M. F. (1986). Biosphere/atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. *Technical report*.
- Dirmeyer, P. A. (2011). A History and Review of the Global Soil Wetness Project (GSWP). *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):729 – 749.
- Dougherty, R. L., Bradford, J. A., Coyne, P. I., e Sims, P. L. (1994). Applying an empirical model of stomatal conductance to three C-4 grasses. *Agricultural and forest meteorology*, 67(3):269–290.
- Farquhar, G., von Caemmerer, S. v., e Berry, J. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- Foley, J. A., Prentice, I. C., Ramankutty, N., Levis, S., Pollard, D., Sitch, S., e Haxeltine, A. (1996). An Integrated Biosphere Model of Land Surface Processes, Terrestrial Carbon Balance and Vegetation Dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10:603–628.
- Gahlot, S., Lin, T.-S., Jain, A. K., Baidya Roy, S., Sehgal, V. K., e Dhakar, R. (2020). Impact of environmental changes and land management practices on wheat production in India. *Earth System Dynamics*, 11(3):641–652.
- Gallegos, H. G., Righini, R., e Dursi, O. (2004). PRIMERAS MEDICIONES DE LA RADIACIÓN FOTOSINTÉTICAMENTE ACTIVA EN SAN MIGUEL, PROVINCIA DE BUENOS AIRES. *Avances en Energías Renovables y Medio Ambiente*, 8(2):11.13–11.17.

- Garrigues, S., Olioso, A., Calvet, J., Martin, E., Lafont, S., Moulin, S., Chanzy, A., Marloie, O., Desfonds, V., Bertrand, N., et al. (2014). Evaluation of land surface model simulations of evapotranspiration over a 12 year crop succession: impact of the soil hydraulic properties. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(10):11687–11733.
- Garrigues, S., Olioso, A., Carrer, D., Decharme, B., Calvet, J.-C., Martin, E., Moulin, S., e Marloie, O. (2015). Impact of climate, vegetation, soil and crop management variables on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a Mediterranean crop site. *Geoscientific Model Development*, 8(10):3033–3053.
- Getirana, A. C., Dutra, E., Guimberteau, M., Kam, J., Li, H.-Y., Decharme, B., Zhang, Z., Ducharne, A., Boone, A., Balsamo, G., et al. (2014). Water balance in the Amazon basin from a land surface model ensemble. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6):2586–2614.
- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., Roujean, J.-L., Jarlan, L., e Los, S. O. (2006). Ability of the land surface model ISBA-A-gs to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 111(D18).
- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., e Viovy, N. (2008a). Modelling energy and CO2 fluxes with an interactive vegetation land surface model-Evaluation at high and middle latitudes. *agricultural and forest meteorology*, 148(10):1611–1628.
- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., e Viovy, N. (2008b). Modelling energy and CO2 fluxes with an interactive vegetation land surface model-Evaluation at high and middle latitudes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(10):1611 – 1628.
- GOMES, E., ESCOBEDO, J., FRISINA, V., e ANGELA, R. (2000). Modelo da radiação direta fotossintética horária. Em *CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, volume 11, páginas 152–8.
- Goudriaan, J., Van Laar, H., Van Keulen, H., e Louwerse, W. (1985). Photosynthesis, CO2 and plant production. Em *Wheat growth and modelling*, páginas 107–122. Springer.
- Green, J. K., Berry, J., Ciais, P., Zhang, Y., e Gentine, P. (2020). Amazon rainforest

- photosynthesis increases in response to atmospheric dryness. *Science Advances*, 6(47).
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J. P., Lacarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottl, C., e Vidal-Madjar, D. (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part II: Simulation of streamflows and annual water budget. *J of Hydrology*, 217:97–118.
- Habets, F. e Saulnier, G. M. (2001). Subgrid Runoff Parameterization. *Physics and Chemistry on Earth (B)*, 26(5-6):455–459.
- Henderson, S., Hattersley, S., von Caemmerer, S., e Osmond, C. (1994). *Ecophysiology of Photosynthesis*, capítulo Are C_4 pathway plants threatened by global climatic change?, páginas 529–549. Springer-Verlag.
- Henderson-Sellers, A., Yang, Z.-L., e Dickinson, R. E. (1993). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(7):1335 – 1350.
- Incropera, F. P., Lavine, A. S., Bergman, T. L., e DeWitt, D. P. (2007). *Fundamentals of heat and mass transfer*. Wiley.
- Jacobs, C. (1994). *Direct impact of atmospheric CO2 enrichment on regional transpiration*. Tese de Doutorado, Department of Meteorology, Wageningen Agricultural University, The Netherlands.
- Jacobs, C. M., van den Hurk, B. J., e de Bruin, H. A. (1996a). Stomatal Behaviour and Photosynthetic Rate of Unstressed Grapevines in Semi-arid Conditions. *Agric. For. Meteorol.*, 80:111–134.
- Jacobs, C. M., van den Hurk, B. J., e de Bruin, H. A. (1996b). Stomatal Behaviour and Photosynthetic Rate of Unstressed Grapevines in Semi-arid Conditions. *Agric. For. Meteorol.*, 80:111–134.
- Jarvis, P. e Leverenz, J. (1983). Productivity of temperate, deciduous and evergreen forests. Em *Physiological plant ecology IV*, páginas 233–280. Springer.
- Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductances found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy Soc, London, Ser. B*, 273:593–610.

- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirdt, M., e Bonal, D. (2015a). Improving the ISBA (CC) land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development*, 8(6):1709–1727.
- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirdt, M., e Bonal, D. (2015b). Improving the ISBA(CC) land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development*, 8(6):1709 – 1727.
- Keulen, H. v., Wolf, J., et al. (1986). *Modelling of agricultural production: weather, soils and crops*. Pudoc.
- Kim, J. e Verma, S. B. (1991). Modeling canopy photosynthesis: scaling up from a leaf to canopy in a temperate grassland ecosystem. *Agricultural and forest meteorology*, 57(1):187–208.
- Knapp, A. (1993). Gas exchange dynamics in C_3 and C_4 grasses: Consequences of difference in stomatal conductance. *Ecology*, (74):113–123.
- Koh, I., Garrett, R., Janetos, A., e Mueller, N. D. (2020). Climate risks to Brazilian coffee production. *Environmental Research Letters*, 15(10):104015.
- Kucharik, C. J., Foley, J. A., Delire, C., Fisher, V. A., Coe, M. T., Lenters, J. D., Young-Molling, C., Ramankutty, N., Norman, J. M., e Gower, S. T. (2000). Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3):795–825.
- Labbé, T., Pfister, C., Brönnimann, S., Rousseau, D., Franke, J., e Bois, B. (2019). The longest homogeneous series of grape harvest dates, Beaune 1354–2018, and its significance for the understanding of past and present climate. *Climate of the Past*, 15(4):1485–1501.
- Lafont, S., Calvet, A., Carrer, D., Delire, C., Calvet, J., e Alkama, R. (2013). Increased number of crop types over France in the ISBA-A-gs land surface model : does it improve the regional simulation of LAI? Em *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 15 de *EGU General Assembly Conference Abstracts*, páginas EGU2013–10594.

- Leroux, D. J., Calvet, J.-C., Munier, S., e Albergel, C. (2018). Using satellite-derived vegetation products to evaluate LDAS-Monde over the Euro-Mediterranean area. *Remote Sensing*, 10(8):1199.
- Liou, K.-N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation*, volume 84. Elsevier.
- Lloyd, J. e Taylor, J. A. (1994). On the Temperature Dependence of Soil Respiration. *Functional Ecology*, 8(3):315–323.
- Louis, J. F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 17:187–202.
- Lynn, B. H. e Carlson, T. N. (1990). A stomatal resistance model illustrating plant vs. external control of transpiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, 52(1):5–43.
- Mahfouf, J. F. e Noilhan, J. (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the restore method. *J. Appl. Meteorol.*, 35:987–992.
- Manzi, A. O. e Planton, S. (1994). Implementation of the isba parameterization scheme for land surface process in a GMC - an annual cycle experiment. *J of Hydrology*, 155:353–387.
- Mascart, P., Noilhan, J., e Giordani, H. (1995). A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 72:331–344.
- McCray, J. E. (2007). *Hydrology: An Introduction: (Wilfried Brutsaert)*.
- McCree, K. J. (1972). The action spectrum, absorptance and quantum yield of photosynthesis in crop plants. *Agricultural Meteorology*, 9:191–216.
- McGowan, H. A., Lowry, A. L., e Gray, M. A. (2020). Identification of Optimum Temperatures for Photosynthetic Production in Subtropical Coastal Ecosystems: Implications for CO2 Sequestration in a Warming World. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 125(8):e2020JG005678. e2020JG005678 2020JG005678.
- Meek, D., Hatfield, J., Howell, T., Idso, S., e Reginato, R. (1984). A generalized relationship between photosynthetically active radiation and solar radiation. *Agronomy journal*, 76(6):939–945.

- Meyers, T. P. e U Paw, K. (1987). Modelling the plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles. *Agricultural and Forest Meteorology*, 41(1):143–163.
- Moat, J., Williams, J., Baena, S., Wilkinson, T., Gole, T. W., Challa, Z. K., Demissew, S., e Davis, A. P. (2017). Resilience potential of the Ethiopian coffee sector under climate change. *Nature Plants*, 3(7):17081.
- Monteith, J. e Unsworth, M. (2013). *Principles of Environmental Physics: Plants, Animals, and the Atmosphere*. Academic Press.
- Moon, P. (1940). Proposed standard solar-radiation curves for engineering use. *Journal of the Franklin Institute*, 230(5):583–617.
- Morel, X., Decharme, B., e Delire, C. (2017). Simulating the carbon, water, energy budgets and greenhouse gas emissions of arctic soils with the ISBA land surface model. Em *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 19, página 16178.
- Morison, J. I. e Gifford, R. M. (1983). Stomatal sensitivity to carbon dioxide and humidity a comparison of two C3 and two C4 grass species. *Plant physiology*, 71(4):789–796.
- Mott, K. A. (1988). Do stomata respond to CO₂ concentrations other than intercellular? *Plant Physiology*, 86(1):200–203.
- Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., Decharme, B., e Jarlan, L. (2017). The interactions between soil-biosphere-atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8-Part 2: Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites. *Geoscientific Model Development*, 10(4):1621–1644.
- Nel, E. M. e Wessman, C. A. (1993). Canopy transmittance models for estimating forest leaf area index. *Canadian Journal of Forest Research*, 23(12):2579–2586.
- Nguy-Robertson, A., Gitelson, A., Peng, Y., Viña, A., Arkebauer, T., e Rundquist, D. (2012). Green Leaf Area Index Estimation in Maize and Soybean: Combining Vegetation Indices to Achieve Maximal Sensitivity. *Agronomy Journal*, 104(5):1336–1347.

- Niyogi, D. S. e Raman, S. (1997). Comparison of four different stomatal resistance schemes using FIFE observations. *Journal of Applied Meteorology*, 36(7):903–917.
- Noilhan, J. e Mahfouf, J.-F. (1996). The Isba Land Surface Parameterisation Scheme. *Global and Planetary Change*, 13:145–159.
- Noilhan, J. e Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117:536–549.
- Papaioannou, G., Nikolidakis, G., Asimakopoulos, D., e Retalis, D. (1996). Photosynthetically active radiation in Athens. *Agricultural and Forest Meteorology*, 81(3):287–298.
- Pereira, A. B., Vrisman, A. L., e Galvani, E. (2002). Estimativa da radiação solar global diária em função do potencial de energia solar na superfície do solo. *Scientia Agricola*, 59(2):211–216.
- Pereira, A. R., Machado, E. C., e de Camargo, M. B. P. (1982). Solar radiation regime in three cassava (*Manihot esculenta* Crantz) canopies. *Agricultural Meteorology*, 26(1):1–10.
- Pleim, J. E. e Xiu, A. (1995). Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. *Journal of Applied Meteorology*, 34(1):16–32.
- Posse, G., Richter, K., Corin, J. M., Lewczuk, N. A., Achkar, A., e Rebella, C. (2010). Carbon dioxide fluxes on a soybean field in Argentina: influence of crop growth stages. *Open Agriculture Journal*, 4:58–63.
- Posse, G., Richter, K., Lewczuk, N., Cristiano, P., Gattinoni, N., Rebella, C., e Achkar, A. (2014). Attribution of carbon dioxide fluxes to crop types in a heterogeneous agricultural landscape of Argentina. *Environmental Modeling & Assessment*, 19(5):361–372.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., e Flannery, B. P. (1996). *FORTRAN Numerical Recipes: Numerical recipes in FORTRAN 90*. Cambridge University Press.
- Prevedello, C. L. (1996). *Física dos Solos com problemas resolvidos*. SAEAFS - Salesward-Discovery.

- Prevedello, C. L. (2003). Experimentos de solo para Santa Terezinha do Itaipu e calibração dos tdr's.
- Raupach, M. (1991). Vegetation-atmosphere interaction in homogeneous and heterogeneous terrain: some implications of mixed-layer dynamics. *Vegetatio*, 91(1-2):105–120.
- Roujean, J.-L. e Lacaze, R. (2002). Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D12):ACL 6–1–ACL 6–14.
- Rubin, H. e Atkinson, J. F. (2001). *Environmental fluid mechanics*. Marcel Dekker New York.
- Santos, A. L. D. d. (2016). Cálculo do fluxo de CO₂ com modelo de interação superfície-vegetação-atmosfera ISBA. mathesis, Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia ambiental.
- Santos, A. L. D. d., Gobbi, M. F., Vissotto Jr, D., Prevedello, C. L., e Dias, N. L. (2019). Modelagem de Fluxos Superficiais entre uma Cultura de Soja e a Atmosfera. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 34:487 – 496.
- Sarrat, C., Noilhan, J., Lacarrere, P., Ceschia, E., Ciais, P., Dolman, A., Elbers, J., Gerbig, C., Gioli, B., Lauvaux, T., et al. (2009). Mesoscale modelling of the CO₂ interactions between the surface and the atmosphere applied to the April 2007 CERES field experiment. *Biogeosciences*, 6:633–646.
- Sellers, P., Mintz, Y., Sud, Y. e. a., e Dalcher, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6):505–531.
- Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, C. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., Zhang, C., e Collelo, G. D. (1996). A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs, Part I: Model Formulation. *Journal of Climate*, 9:676–705.
- Seneviratne, S. I., Wilhelm, M., Stanelle, T., van den Hurk, B., Hagemann, S., Berg, A., Cheruy, F., Higgins, M. E., Meier, A., Brovkin, V., Claussen, M.,

- Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Findell, K. L., Ghattas, J., Lawrence, D. M., Malyshev, S., Rummukainen, M., e Smith, B. (2013). Impact of soil moisture-climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. *Geophysical Research Letters*, 40(19):5212–5217.
- Smith, F. W., Sampson, D. A., e Long, J. N. (1991). Comparison of leaf area index estimates from tree allometrics and measured light interception. *Forest Science*, 37(6):1682–1688.
- Stitt, M. (1991). Rising CO₂ levels and their potential significance for carbon flow in photosynthetic cells. *Plant, Cell & Environment*, 14(8):741–762.
- Sullivan, M. J. P., Lewis, S. L., Affum-Baffoe, K., Castilho, C., Costa, F., Sanchez, A. C., Ewango, C. E. N., Hubau, W., Marimon, B., Monteagudo-Mendoza, A., Qie, L., Sonké, B., Martinez, R. V., Baker, T. R., Brienen, R. J. W., Feldpausch, T. R., Galbraith, D., Gloor, M., Malhi, Y., Aiba, S.-I., Alexiades, M. N., Almeida, E. C., de Oliveira, E. A., Dávila, E. Á., Loayza, P. A., Andrade, A., Vieira, S. A., Aragão, L. E. O. C., Araujo-Murakami, A., Arets, E. J. M. M., Arroyo, L., Ashton, P., Aymard C., G., Baccaro, F. B., Banin, L. F., Baraloto, C., Camargo, P. B., Barlow, J., Barroso, J., Bastin, J.-F., Batterman, S. A., Beeckman, H., Begne, S. K., Bennett, A. C., Berenguer, E., Berry, N., Blanc, L., Boeckx, P., Bogaert, J., Bonal, D., Bongers, F., Bradford, M., Brearley, F. Q., Brncic, T., Brown, F., Burbank, B., Camargo, J. L., Castro, W., Céron, C., Ribeiro, S. C., Moscoso, V. C., Chave, J., Chezeaux, E., Clark, C. J., de Souza, F. C., Collins, M., Comiskey, J. A., Valverde, F. C., Medina, M. C., da Costa, L., Dančák, M., Dargie, G. C., Davies, S., Cardozo, N. D., de Haulleville, T., de Medeiros, M. B., del Aguila Pasquel, J., Derroire, G., Di Fiore, A., Doucet, J.-L., Dourdain, A., Droissart, V., Duque, L. F., Ekoungoulou, R., Elias, F., Erwin, T., Esquivel-Muelbert, A., Fausset, S., Ferreira, J., Llampazo, G. F., Foli, E., Ford, A., Gilpin, M., Hall, J. S., Hamer, K. C., Hamilton, A. C., Harris, D. J., Hart, T. B., Hédli, R., Herault, B., Herrera, R., Higuchi, N., Hladik, A., Coronado, E. H., Huamantupa-Chuquimaco, I., Huasco, W. H., Jeffery, K. J., Jimenez-Rojas, E., Kalamandeen, M., Djuikouo, M. N. K., Kearsley, E., Umetsu, R. K., Kho, L. K., Killeen, T., Kitayama, K., Klitgaard, B., Koch, A., Labrière, N., Laurance, W., Laurance, S., Leal, M. E., Lavesley, A., Lima, A. J. N., Lisingo, J., Lopes, A. P., Lopez-Gonzalez, G., Lovejoy, T., Lovett, J. C., Lowe, R., Magnusson, W. E., Malumbres-Olarte, J., Manzatto,

Â. G., Marimon, B. H., Marshall, A. R., Marthews, T., de Almeida Reis, S. M., Maycock, C., Melgaço, K., Mendoza, C., Metali, F., Mihindou, V., Milliken, W., Mitchard, E. T. A., Morandi, P. S., Mossman, H. L., Nagy, L., Nascimento, H., Neill, D., Nilus, R., Vargas, P. N., Palacios, W., Camacho, N. P., Peacock, J., Pendry, C., Peñuela Mora, M. C., Pickavance, G. C., Pipoly, J., Pitman, N., Playfair, M., Poorter, L., Poulsen, J. R., Poulsen, A. D., Preziosi, R., Prieto, A., Primack, R. B., Ramírez-Angulo, H., Reitsma, J., Réjou-Méchain, M., Correa, Z. R., de Sousa, T. R., Bayona, L. R., Roopsind, A., Rudas, A., Rutishauser, E., Abu Salim, K., Salomão, R. P., Schiatti, J., Sheil, D., Silva, R. C., Espejo, J. S., Valeria, C. S., Silveira, M., Simo-Droissart, M., Simon, M. F., Singh, J., Soto Shareva, Y. C., Stahl, C., Stropp, J., Sukri, R., Sunderland, T., Svátek, M., Swaine, M. D., Swamy, V., Taedoung, H., Talbot, J., Taplin, J., Taylor, D., ter Steege, H., Terborgh, J., Thomas, R., Thomas, S. C., Torres-Lezama, A., Umu-nay, P., Gamarra, L. V., van der Heijden, G., van der Hout, P., van der Meer, P., van Nieuwstadt, M., Verbeeck, H., Vernimmen, R., Vicentini, A., Vieira, I. C. G., Torre, E. V., Vleminckx, J., Vos, V., Wang, O., White, L. J. T., Willcock, S., Woods, J. T., Wortel, V., Young, K., Zagt, R., Zomagho, L., Zuidema, P. A., Zwerts, J. A., e Phillips, O. L. (2020). Long-term thermal sensitivity of Earth's tropical forests. *Science*, 368(6493):869–874.

Suyker, A. (2016a). AmeriFlux US-Ne1 Mead - irrigated continuous maize site from 2001-Present.

Suyker, A. (2016b). AmeriFlux US-Ne2 Mead - irrigated maize-soybean rotation site from 2001-Present.

Suyker, A. (2016c). AmeriFlux US-Ne3 Mead - rainfed maize-soybean rotation site from 2001-Present.

Swinehart, D. (1962). The beer-lambert law. *Journal of chemical education*, 39(7):333.

Szeicz, G. (1974). Solar radiation for plant growth. *Journal of Applied Ecology*, páginas 617–636.

Tall, M., Albergel, C., Bonan, B., Zheng, Y., Guichard, F., Dramé, M. S., Gaye, A. T., Sintondji, L. O., Hountondji, F. C., Nikiema, P. M., et al. (2019). Towards

- a Long-Term Reanalysis of Land Surface Variables over Western Africa: LDAS-Monde Applied over Burkina Faso from 2001 to 2018. *Remote Sensing*, 11(6):735.
- Thompson, N., Ayles, M., e Barrie, I. (1981). *The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS*. Met O 8 (Hydrometeorological Services).
- Thornley, J. H. et al. (1976). *Mathematical models in plant physiology*. Academic Press (Inc.) London, Ltd.
- Ting, K. e Giacomelli, G. A. (1987). Solar photosynthetically active radiation transmission through greenhouse glazings. *Energy in agriculture*, 6(2):121–132.
- USGCRP (2018). *Impacts, risks, and adaptation in the United States: Fourth national climate assessment, volume II*, volume 2 de *U.S. National Climate Assessment*. U.S. Government Publishing Office, U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society Americanjournal*, páginas 892–898.
- Van Wijk, M., Dekker, S., Bouten, W., Bosveld, F., Kohsiek, W., Kramer, K., e Mohren, G. (2000). Modeling daily gas exchange of a Douglas-fir forest: comparison of three stomatal conductance models with and without a soil water stress function. *Tree Physiology*, 20(2):115–122.
- Varney, R. M., Chadburn, S. E., Friedlingstein, P., Burke, E. J., Koven, C. D., Hugelius, G., e Cox, P. M. (2020). A spatial emergent constraint on the sensitivity of soil carbon turnover to global warming. *Nature communications*, 11(1):1–8.
- Vissotto, D. (2003). Modelagem numérica para interações superfície-atmosfera no estado do Paraná. Tese de mestrado, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.
- Viterbo, P. e Beljaars, A. C. (1995). An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *Journal of Climate*, 8(11):2716–2748.

- Walker, A. P., De Kauwe, M. G., Bastos, A., Belmecheri, S., Georgiou, K., Keeling, R. F., McMahon, S. M., Medlyn, B. E., Moore, D. J. P., Norby, R. J., Zaehle, S., Anderson-Teixeira, K. J., Battipaglia, G., Brienen, R. J. W., Cabugao, K. G., Cailleret, M., Campbell, E., Canadell, J. G., Ciais, P., Craig, M. E., Ellsworth, D. S., Farquhar, G. D., Fatichi, S., Fisher, J. B., Frank, D. C., Graven, H., Gu, L., Haverd, V., Heilman, K., Heimann, M., Hungate, B. A., Iversen, C. M., Joos, F., Jiang, M., Keenan, T. F., Knauer, J., Körner, C., Leshyk, V. O., Leuzinger, S., Liu, Y., MacBean, N., Malhi, Y., McVicar, T. R., Penuelas, J., Pongratz, J., Powell, A. S., Riutta, T., Sabot, M. E. B., Schleucher, J., Sitch, S., Smith, W. K., Sulman, B., Taylor, B., Terrer, C., Torn, M. S., Treseder, K. K., Trugman, A. T., Trumbore, S. E., van Mantgem, P. J., Voelker, S. L., Whelan, M. E., e Zuidema, P. A. (2020). Integrating the evidence for a terrestrial carbon sink caused by increasing atmospheric CO₂. *New Phytologist*, n/a(n/a).
- Wang, K.-Y. (1996). Canopy CO₂ exchange of Scots pine and its seasonal variation after four-year exposure to elevated CO₂ and temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82(1):1 – 27.
- Wang, S., Zhang, Y., Ju, W., Chen, J. M., Ciais, P., Cescatti, A., Sardans, J., Janssens, I. A., Wu, M., Berry, J. A., Campbell, E., Fernández-Martínez, M., Alkama, R., Sitch, S., Friedlingstein, P., Smith, W. K., Yuan, W., He, W., Lombardozzi, D., Kautz, M., Zhu, D., Lienert, S., Kato, E., Poulter, B., Sanders, T. G. M., Krüger, I., Wang, R., Zeng, N., Tian, H., Vuichard, N., Jain, A. K., Wiltshire, A., Haverd, V., Goll, D. S., e Peñuelas, J. (2020). Recent global decline of CO₂ fertilization effects on vegetation photosynthesis. *Science*, 370(6522):1295–1300.
- Wilhelm, W., Ruwe, K., e Schlemmer, M. R. (2000). Comparison of three leaf area index meters in a corn canopy. *Crop Science*, 40(4):1179–1183.
- Wolski, P., Lobell, D., Stone, D., Pinto, I., Crespo, O., e Johnston, P. (2020). On the role of anthropogenic climate change in the emerging food crisis in southern Africa in the 2019–2020 growing season. *Global Change Biology*, 26(5):2729–2730.
- Wood, E., Lettenmaier, D., e Zartarianm, V. (1992). A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for General Circulation Models. *J of Geophysics Res*, 97:2717–2728.
- Xu, W., Chang, J., Ciais, P., Guenet, B., Viovy, N., Ito, A., Reyer, C. P. O., Tian,

- H., Shi, H., Frieler, K., Forrest, M., Ostberg, S., Schaphoff, S., e Hickler, T. (2020). Reducing Uncertainties of Future Global Soil Carbon Responses to Climate and Land Use Change With Emergent Constraints. *Global Biogeochemical Cycles*, 34(10):e2020GB006589. e2020GB006589 2020GB006589.
- Zellweger, F., De Frenne, P., Lenoir, J., Vangansbeke, P., Verheyen, K., Bernhardt-Römermann, M., Baeten, L., Hédl, R., Berki, I., Brunet, J., Van Calster, H., Chudomelová, M., Decocq, G., Dirnböck, T., Durak, T., Heinken, T., Jaroszewicz, B., Kopecký, M., Máliš, F., Macek, M., Malicki, M., Naaf, T., Nagel, T. A., Ortmann-Ajkai, A., Petřík, P., Pielech, R., Reczyńska, K., Schmidt, W., Standovár, T., Świerkosz, K., Teleki, B., Vild, O., Wulf, M., e Coomes, D. (2020). Response to Comment on “Forest microclimate dynamics drive plant responses to warming”. *Science*, 370(6520).
- Zhao, C., Liu, B., Piao, S., Wang, X., Lobell, D. B., Huang, Y., Huang, M., Yao, Y., Bassu, S., Ciais, P., Durand, J.-L., Elliott, J., Ewert, F., Janssens, I. A., Li, T., Lin, E., Liu, Q., Martre, P., Müller, C., Peng, S., Peñuelas, J., Ruane, A. C., Wallach, D., Wang, T., Wu, D., Liu, Z., Zhu, Y., Zhu, Z., e Asseng, S. (2017). Temperature increase reduces global yields of major crops in four independent estimates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(35):9326–9331.
- Zhu, P. e Burney, J. (2021). Temperature-driven harvest decisions amplify US winter wheat loss under climate warming. *Global Change Biology*, 27(3):550–562.

Apêndice A

MER

A.1 Calibração no período de pleno desenvolvimento da vegetação

Fluxos

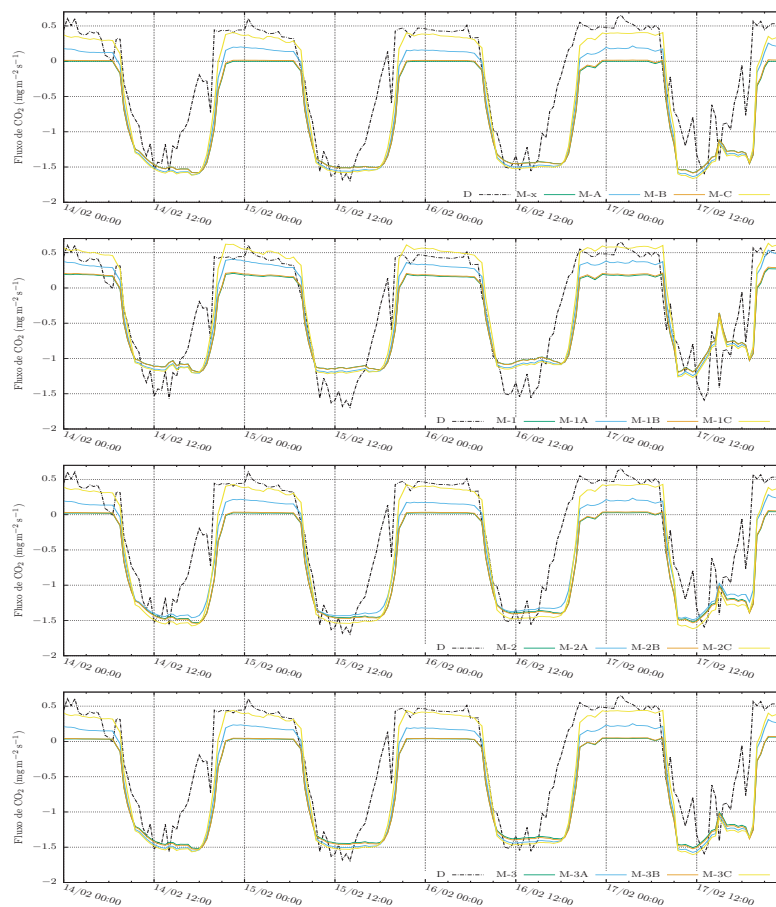


Figura A.1: Fluxos de CO₂ calculados com os modelos e medidos em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.

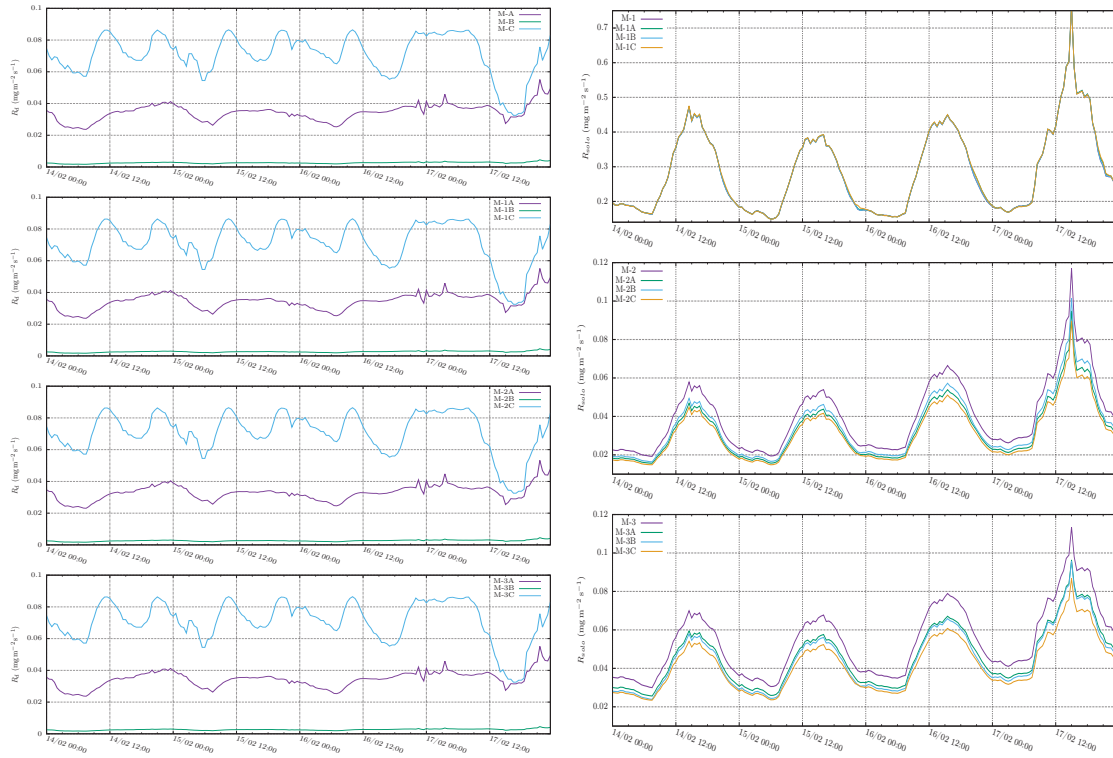


Figura A.2: Fluxos de CO_2 das respirações R_d (quadros a esquerda) e R_{solo} (quadros a direita) calculadas com os modelos em MER, durante o período de pleno desenvolvimento da vegetação.

A.1.1 Temperaturas e umidades das camadas de solo

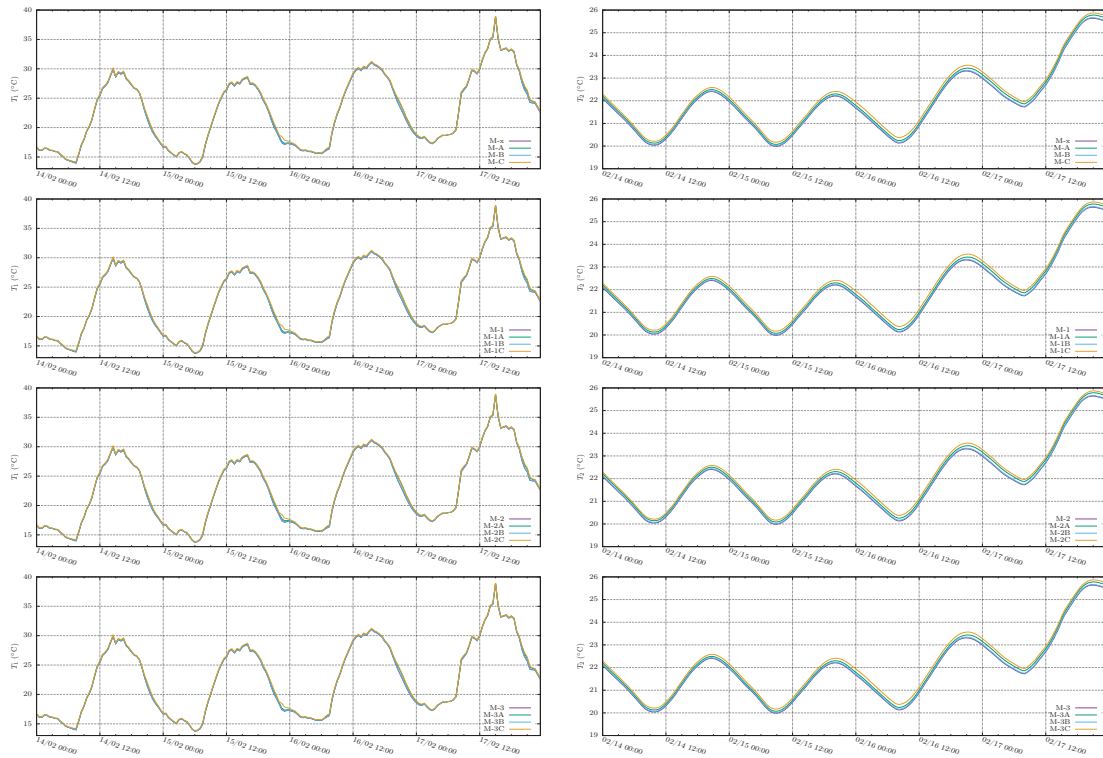


Figura A.3: T_s 's T_2 's e calculadas com os modelos em MER.

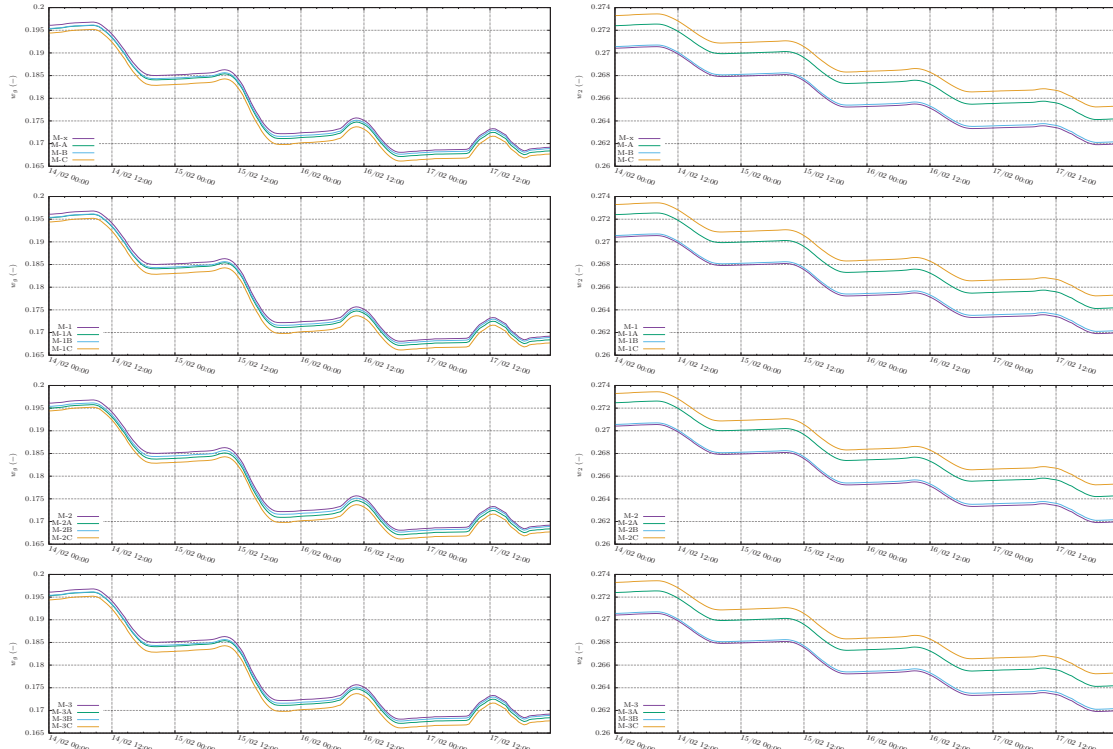


Figura A.4: w_g 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.

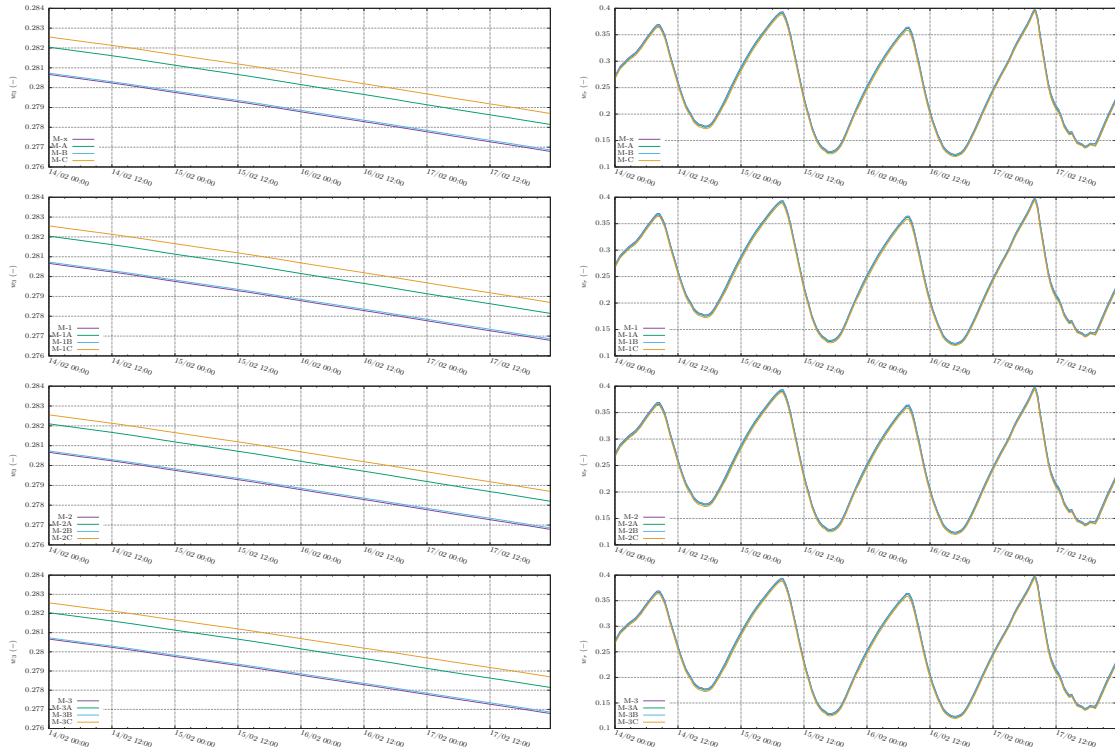


Figura A.5: w_3 's e w_7 's calculadas com os modelos em MER.

A.1.2 Simulação no período de crescimento da vegetação

Fluxos

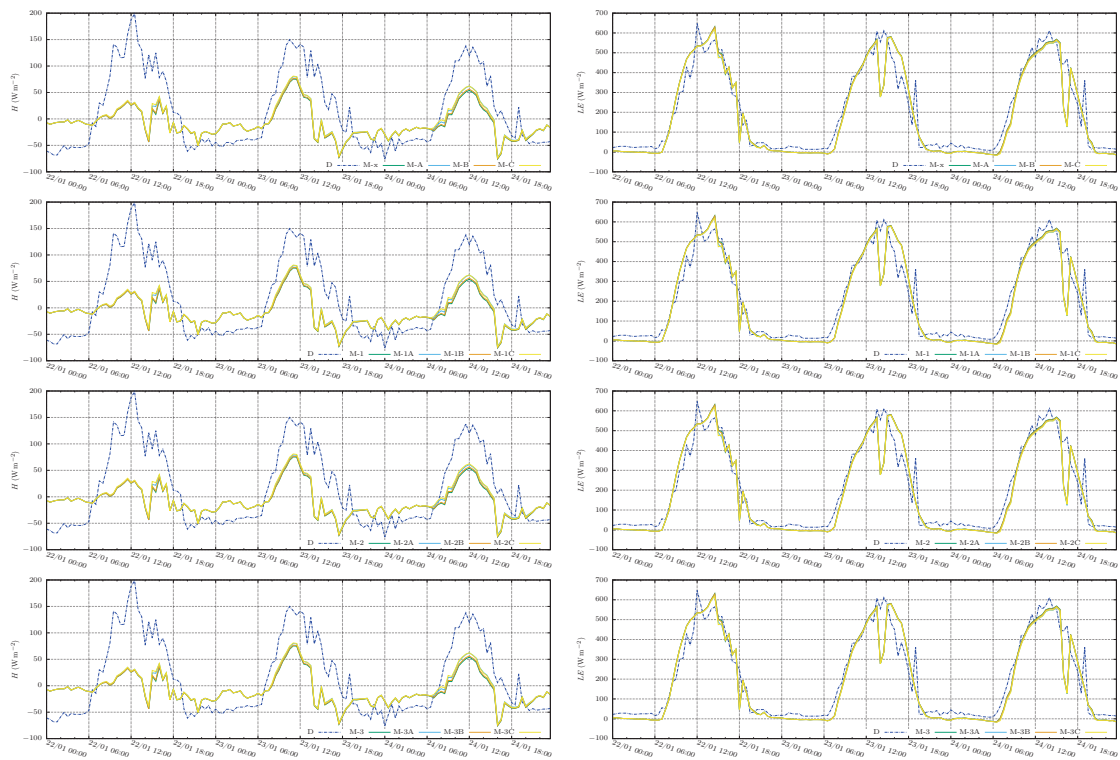


Figura A.6: Fluxos de H e LE calculados com os modelos e medidos em MER.

Temperaturas e umidades das camadas de solo

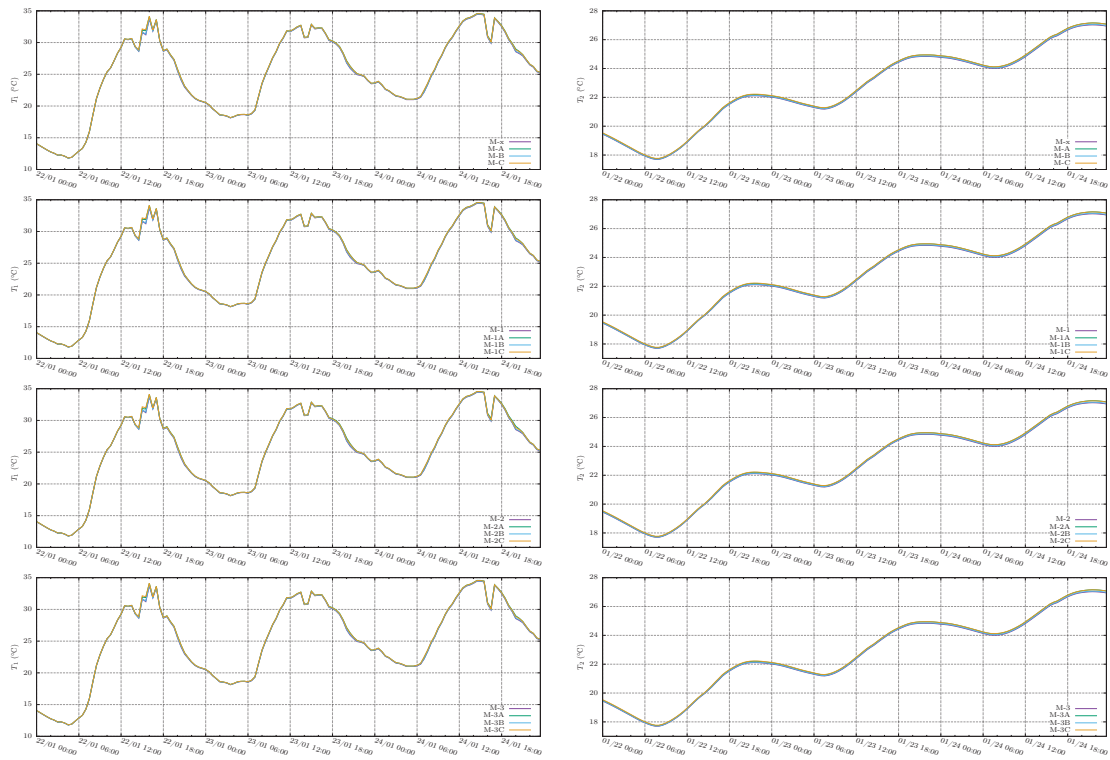


Figura A.7: T_1 's e T_2 's calculadas com os modelos em MER.

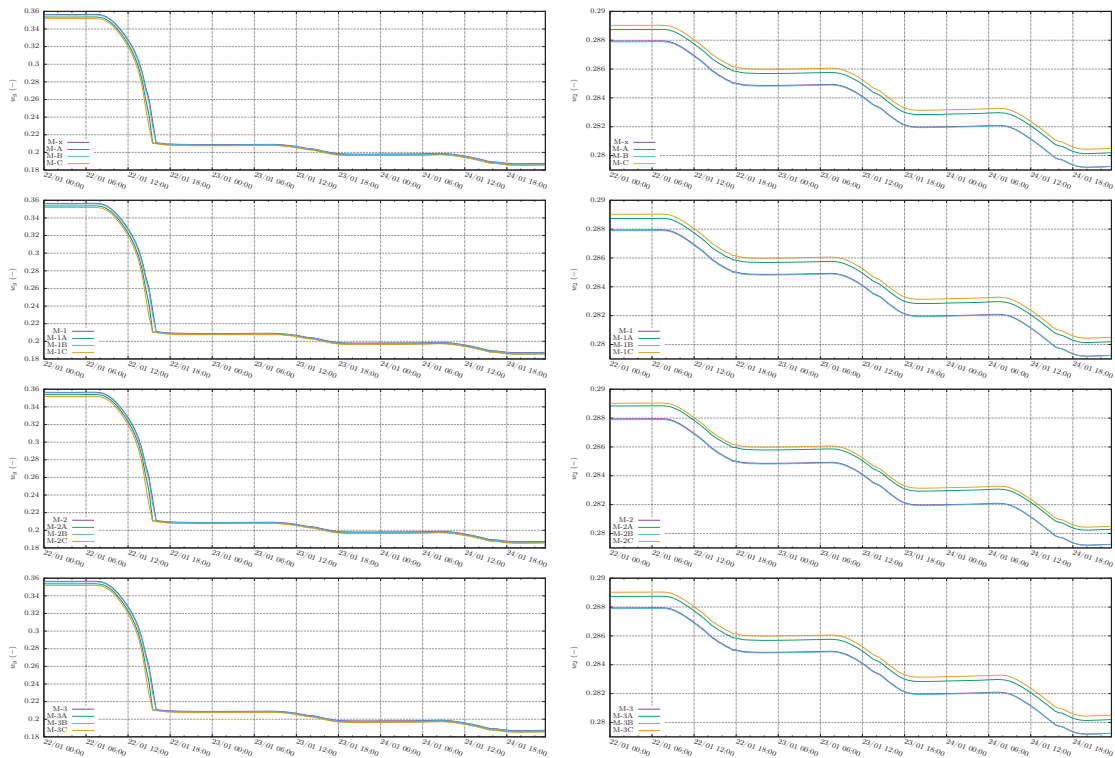


Figura A.8: w_1 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.

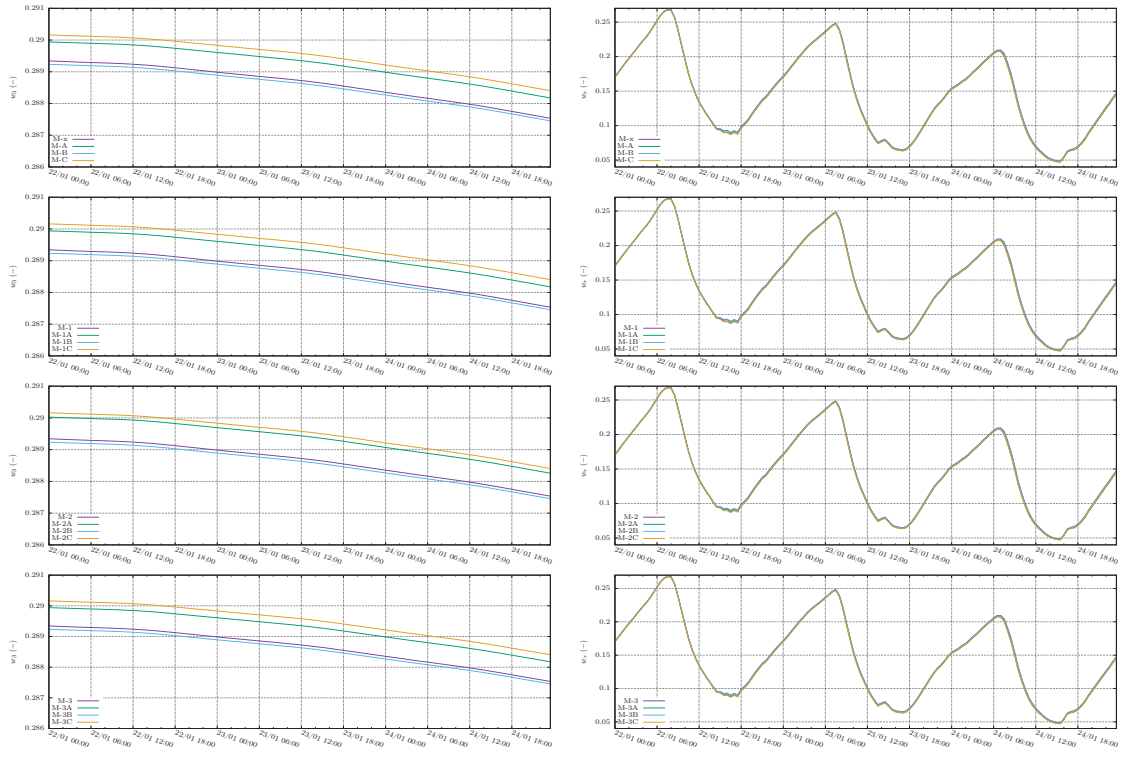


Figura A.9: w_3 's e w_7 's calculadas com os modelos em MER.

A.1.3 Simulação no período de senescência da vegetação

Fluxos

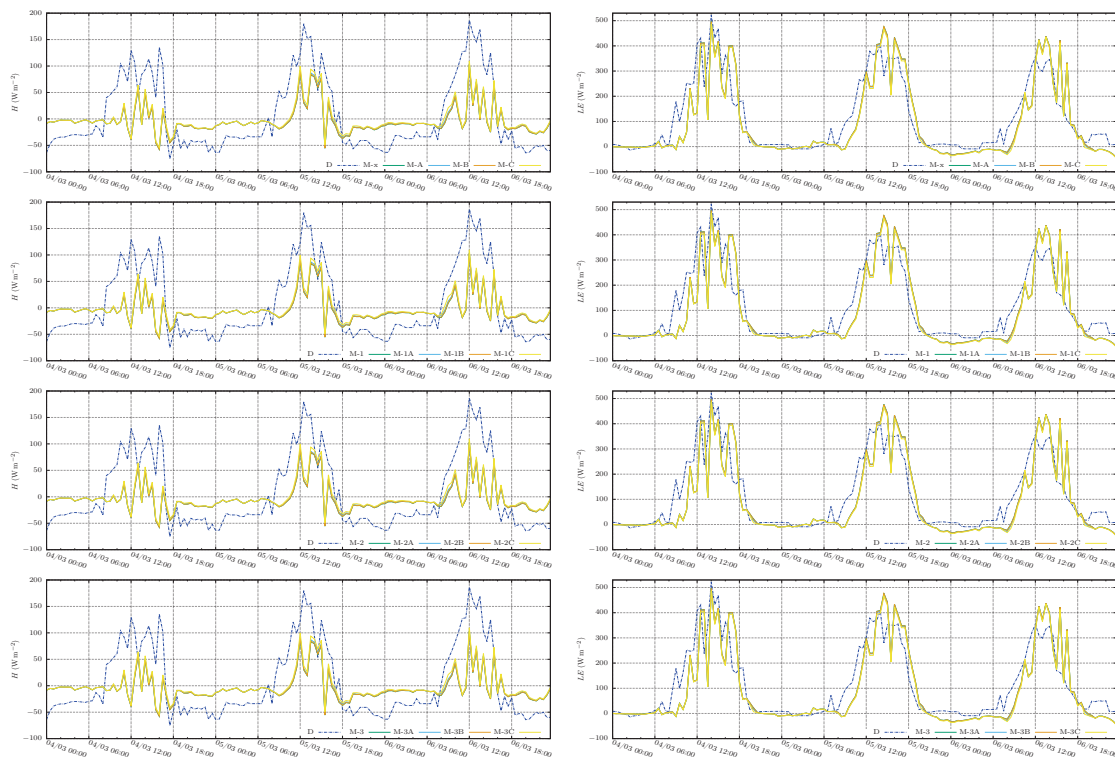


Figura A.10: Fluxos de H e LE calculados com os modelos e medidos em MER.

Temperaturas e umidades das camadas de solo

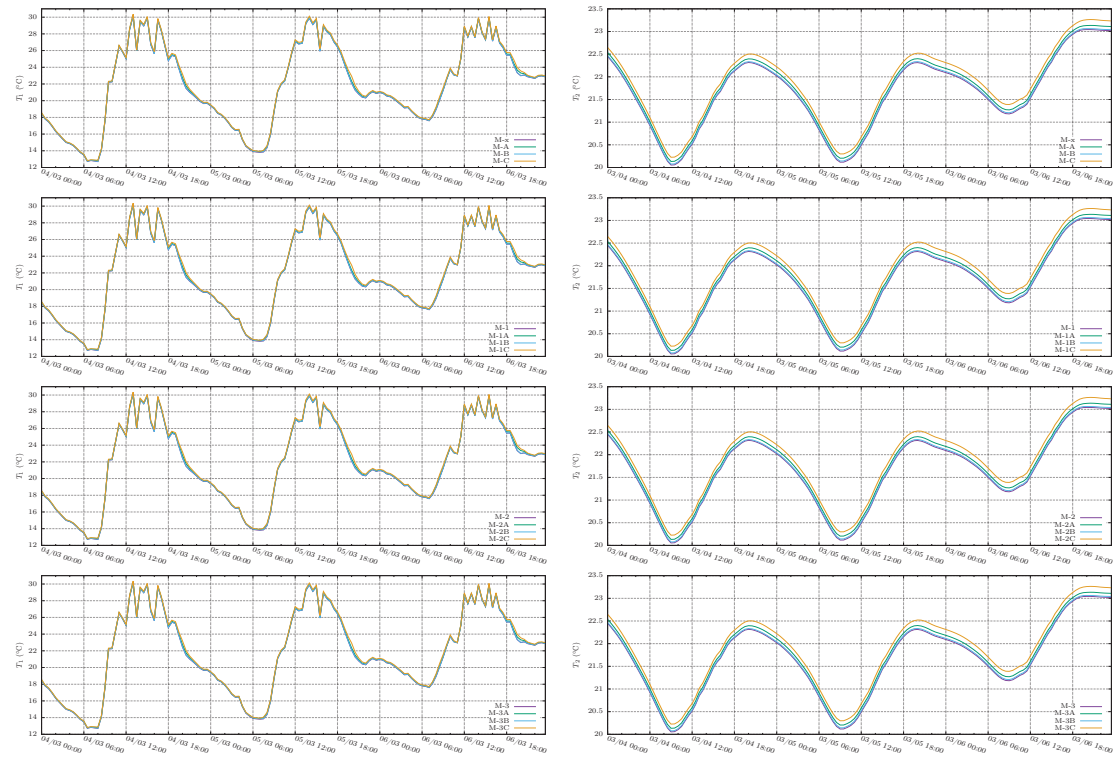


Figura A.11: T_s 's e T_2 's calculadas com os modelos em MER.

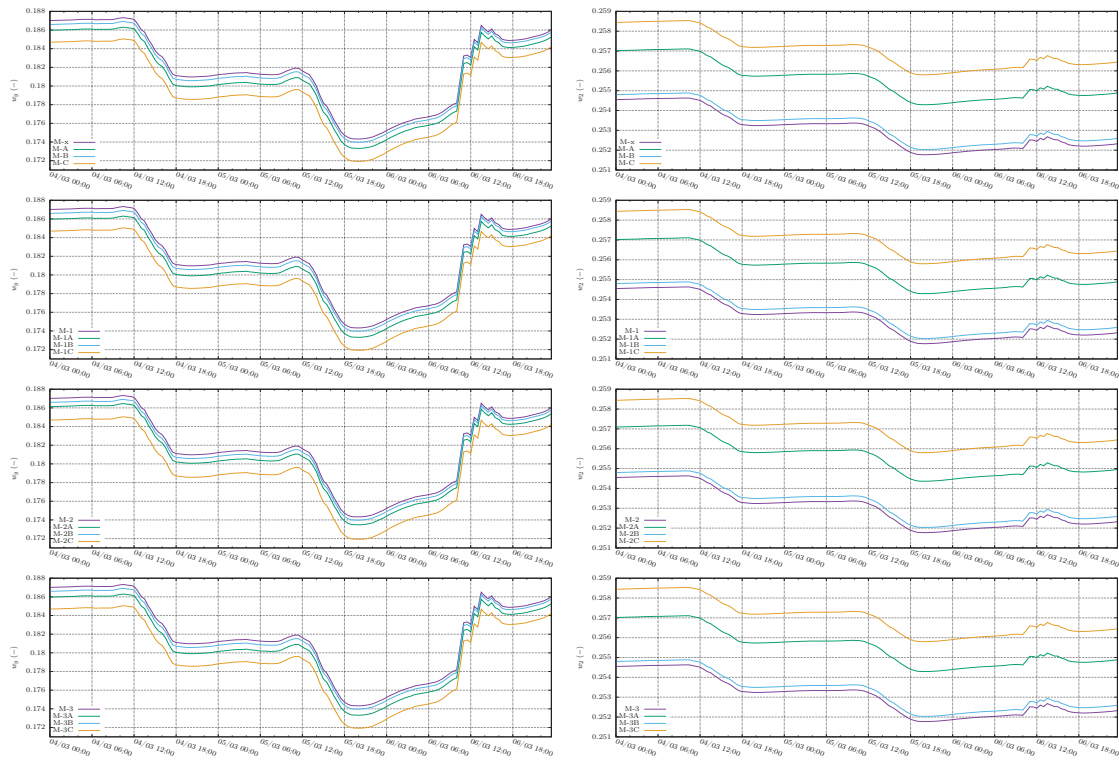


Figura A.12: w_g 's e w_2 's calculadas com os modelos em MER.

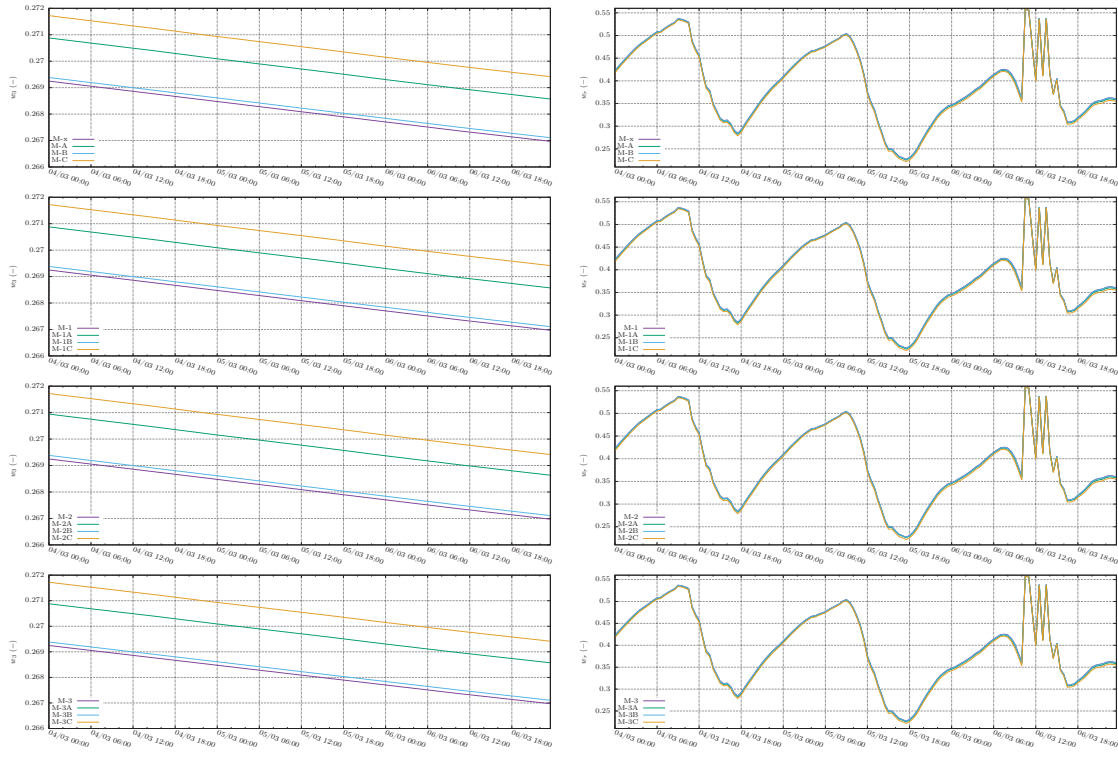


Figura A.13: w_3 's e w_r 's calculadas com os modelos em MER.

Apêndice B

NEB

B.1 Apresentação dos dados

Os arquivos de dados seguem o novo padrão aceito pelo AmeriFlux e ICOS para nomes de variáveis. A versão atual do produto de dados é uma tradução direta dos arquivos de dados gerados pelo CDIAC. Uma alteração no novo formato de dados é a nomeação de alturas/camadas de variáveis. As camadas são numeradas de cima (1 designa o ponto mais alto) para baixo. A camada é indicada como um sufixo numérico único em rótulos de variáveis. Variáveis medidas em mais de uma camada devem ter suas etiquetas com sufixos na camada correspondente. Para variáveis medidas em uma única camada, o sufixo pode ser omitido. Por exemplo, a camada 1 para CO_2 é a camada superior (anteriormente rotulada como *CO2TOP*), enquanto a camada 2 é a usada para o cálculo de fluxos. Além disso, para *TS* e *SWC*, a camada 1 é mais rasa e a camada 2 é mais profunda (observe que, TS_1 pode estar em uma profundidade diferente de SWC_1). Os carimbos de data e hora são especificados no formato ISO truncado, com os carimbos de data/hora inicial e final do período de média. Não é garantido que o número e a ordem das colunas nesses arquivos sejam uniformes. Eles podem ser uniformes quando gerados ao mesmo tempo, mas isso não é uma garantia. Algumas variáveis, como *RECO* e *GPP*, podem ser derivadas de forma independente pelas equipes da torre e uniformemente no nível da rede. Os rótulos de variáveis com sufixos *PI* são versões derivadas pela equipe da torre. Esses arquivos de dados são fornecidos como texto ASCII simples usando formatação de valores separados por vírgula (CSV). Os registros de dados ausentes são indicados pelo valor -9999. A primeira linha após os cabeçalhos fornece os rótulos de variáveis. Variáveis, unidades (entre parênteses), descrições e rótulos

de variáveis CDIAC anteriores (entre colchetes) estão listados abaixo.

B.2 Lista de variáveis

TIMESTAMP_{START} (YYYYMMDDHHMM): início do registro de data e hora ISO

TIMESTAMP_{END} (YYYYMMDDHHMM): fim do registro de data e hora ISO

CO₂₋₁ ($\mu\text{molCO}_2 \text{ mol}^{-1}$): fração molar de dióxido de carbono (CO_2) (camada de CO_2 1 - superior)

CO₂₋₂ ($\mu\text{molCO}_2 \text{ mol}^{-1}$): fração molar de dióxido de carbono (CO_2) (camada de CO_2 2)

H₂O ($\text{mmolH}_2\text{O mol}^{-1}$): fração molar de vapor de água (H_2O)

FC ($\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$): fluxo de dióxido de carbono (CO_2)

SC ($\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$): fluxo de armazenamento de dióxido de carbono (CO_2)

G (W m^{-2}): fluxo de calor do solo

H (W m^{-2}): fluxo de calor sensível

LE (W m^{-2}): fluxo de calor latente

SH (W m^{-2}): armazenamento de calor no ar

SLE (W m^{-2}): fluxo de armazenamento de calor latente

WD (grausdecimais): direção do vento

WS (m s^{-1}): velocidade do vento

USTAR (m s^{-1}): velocidade de fricção

ZL (adimensional): parâmetro de estabilidade

PA (kPa): pressão atmosférica

RH (%): umidade relativa

TA ($^{\circ}\text{C}$): temperatura do ar

VPD_{PI} (hPa): déficit da pressão de vapor (medida/calculada pelas equipes da torre)

SWC₁ (%): teor de água no solo (volumétrico), intervalo 0–100 (camada *SWC* 1 - superior)

SWC₂ (%): teor de água no solo (volumétrico), intervalo 0–100 (camada *SWC* 2 - inferior)

TS₁ ($^{\circ}\text{C}$): temperatura do solo (camada *TS* 1 - superior)

TS₂ ($^{\circ}\text{C}$): temperatura do solo (camada *TS* 2 - inferior)

APAR ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$): *PAR* absorvido

FAPAR (%): fração do *PAR* absorvido

$NETRAD$ ($W m^{-2}$): radiação líquida

$PPFD_{IN}$ ($\mu mol Photon m^{-2} s^{-1}$): densidade do fluxo de fótons fotossintéticos, entrada

$PPFD_{OUT}$ ($\mu mol Photon m^{-2} s^{-1}$): densidade do fluxo de fótons fotossintéticos, saída

$PPFD_{DIF}$ ($\mu mol Photon m^{-2} s^{-1}$): densidade do fluxo de fótons fotossintéticos, entrada difusa

SW_{IN} ($W m^{-2}$): radiação de ondas curtas, entrada

SW_{OUT} ($W m^{-2}$): radiação de ondas curtas, saída

SW_{DIF} ($W m^{-2}$): radiação de ondas curtas, entrada difusa

LW_{IN} ($W m^{-2}$): radiação de onda longa, entrada

LW_{OUT} ($W m^{-2}$): radiação de onda longa, saída

P (mm): precipitação

NEE_{PI} ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$): intercâmbio de ecossistema líquido (medido/calculado pelas equipes da torre)

$RECO_{PI}$ ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$): respiração do ecossistema (medida/calculada pelas equipes da torre)

GPP_{PI} ($\mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$): produtividade primária bruta (medida/calculada pelas equipes da torre)

B.3 Análise e classificação de falhas

Nos quadros a esquerda são mostradas as quantidades de falhas de todas as variáveis disponíveis no experimento NEB durante o período de (01/2002–12/2012). Nos quadros a direita são mostrados os tamanhos das falhas de algumas variáveis de grande importância na presente pesquisa, durante o mesmo período.

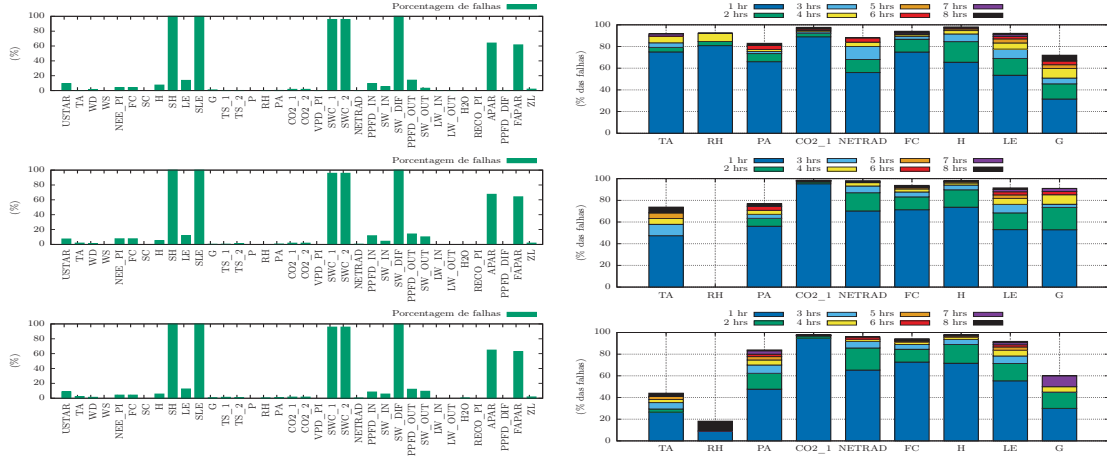


Figura B.1: Quantidade e tamanho de falhas nos dados do experimento NEB. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.

B.4 Análise de falhas: variáveis forçantes

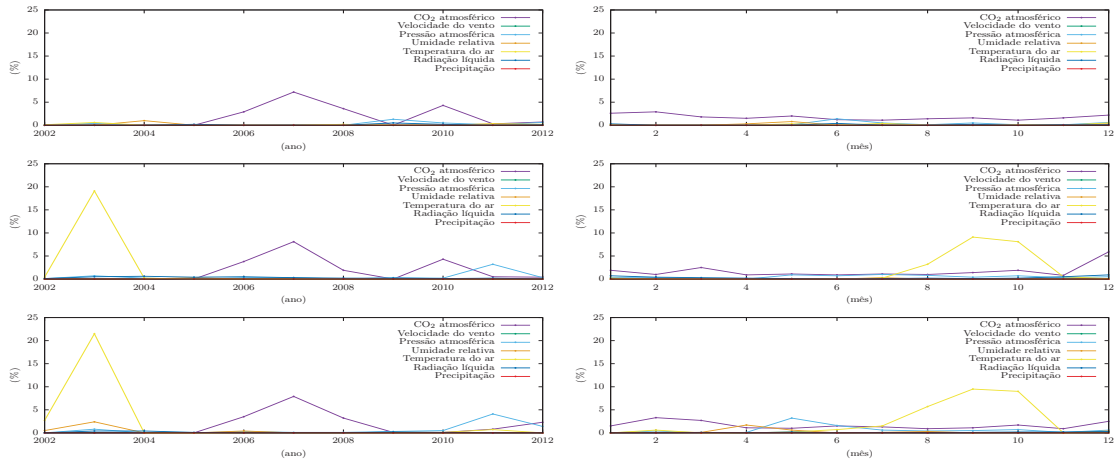


Figura B.2: Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.

B.5 Análise de falhas: variáveis para calibração e validação

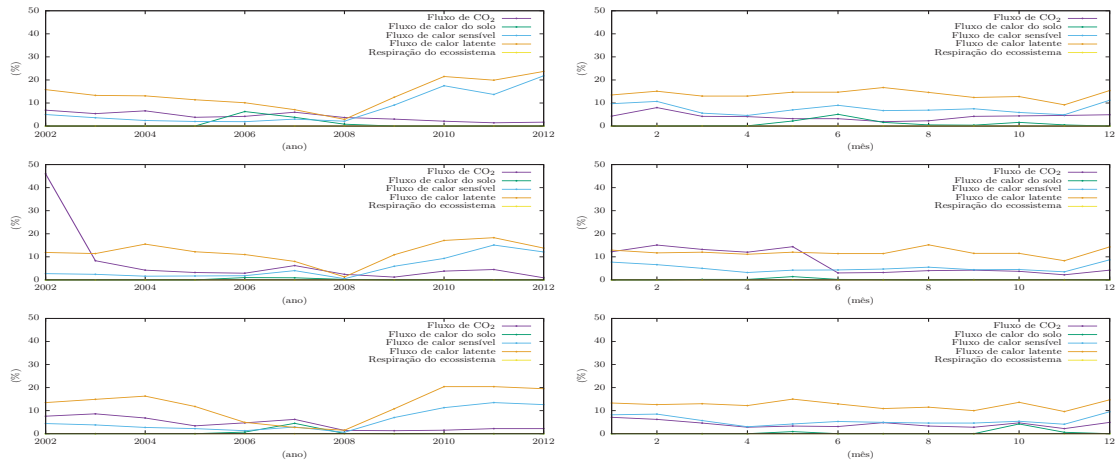


Figura B.3: Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.

B.6 Análise de falhas: variáveis para outras comparações e inicialização

B.6.1 Temperatura do solo

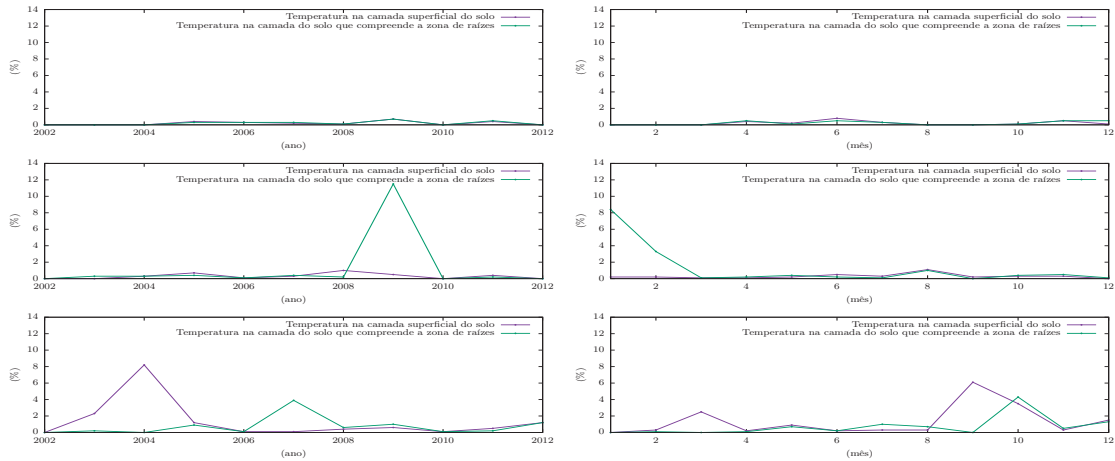


Figura B.4: Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.

B.6.2 Umidade do solo

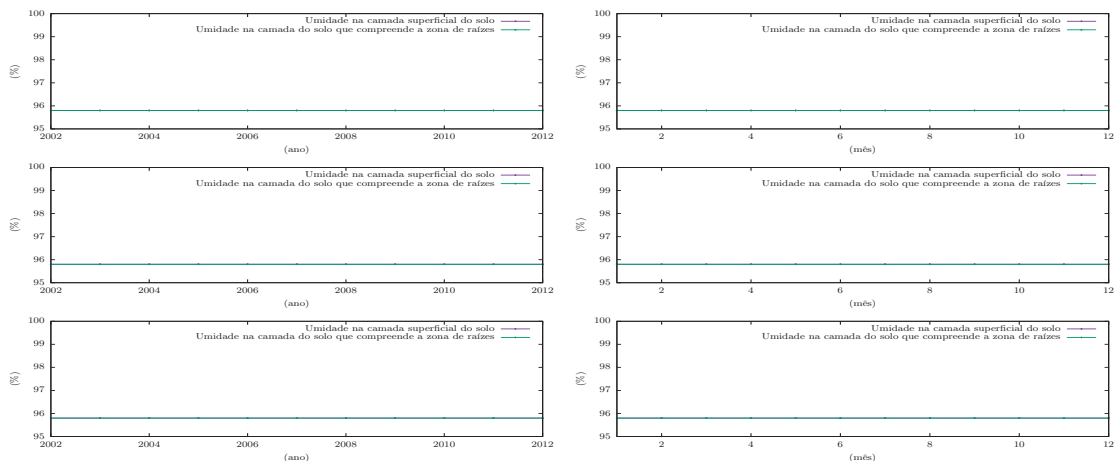


Figura B.5: Falhas anuais nos quadros a esquerda e falhas mensais nos quadros a direita. Plantação irrigada contínua de milho (US-Ne1) nos quadros superiores, plantação irrigada com rotação entre soja e milho (US-Ne2) nos quadros do meio e plantação com rotação entre soja e milho (US-Ne3) nos quadros inferiores.