



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/08.11.12.03-TDI

ESTUDO DE VULNERABILIDADE DO BIOMA AMAZÔNIA AOS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

André de Arruda Lyra

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Chou Sin Chan, e Gilvan Sampaio de Oliveira, aprovada em 28 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3K3ATEL>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/08.11.12.03-TDI

ESTUDO DE VULNERABILIDADE DO BIOMA AMAZÔNIA AOS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

André de Arruda Lyra

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Chou Sin Chan, e Gilvan Sampaio de Oliveira, aprovada em 28 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3K3ATEL>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lyra, André de Arruda.

L995e Estudo de vulnerabilidade do bioma Amazônia aos cenários de mudanças climáticas / André de Arruda Lyra. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxiv + 129 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/08.11.12.03-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Chou Sin Chan, e Gilvan Sampaio de Oliveira.

1. Mudança climática. 2. Modelagem regional. 3. Vegetação dinâmica. 4. Interação biosfera- atmosfera. 5. Amazônia. I.Título.

CDU 502:551.583(811.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de *Doutor(a)* em
Ciência do Sistema Terrestre



Dr. Daniel Andrés Rodriguez

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Chou Sin Chan



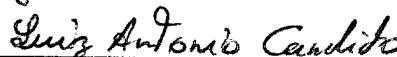
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira



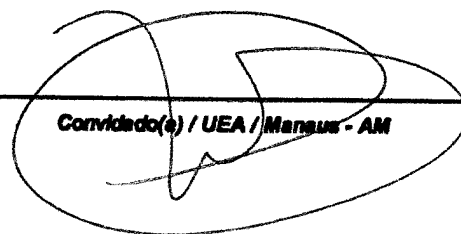
Orientador(a) / CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Antonio Candido



Convidado(e) / INPA / Manaus - AM

Dr. Francis Wagner Silva Correia



Convidado(e) / UEA / Manaus - AM

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

Título: "ESTUDO DE VULNERABILIDADE DO BIOMA AMAZÔNIA AOS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS"

Aluno (a): André de Arruda Lyra

São José dos Campos, 28 de agosto de 2015

*A meus pais
e minha esposa.*

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Dra. Chou e Dr. Gilvan, pela dedicação, paciência, incentivo, discussões e amizade ao longo deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE pela oportunidade de estudos e utilização do supercomputador CRAY onde foram realizadas as simulações.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro recebido durante quatro anos de doutorado.

Aos membros da Banca examinadora, pelas críticas e sugestões que contribuíram para a melhoria desse trabalho.

À secretária da Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, Angela Harada, pela eficiência, dedicação e apoio durante todo o curso.

Agradecimento especial a minha esposa, Izabelly, pelo amor, carinho e companheirismo.

A toda minha família, pelo constante apoio e incentivo.

Aos amigos de trabalho, principalmente ao grupo de modelagem regional, pelo companheirismo.

Aos colegas da primeira turma de doutorado do CCST pela amizade e união durante todo o curso.

Enfim, a todos que colaboraram de forma direta ou indireta para elaboração deste trabalho.

RESUMO

Os cenários do IPCC indicam, nas próximas décadas, fortes modificações no meio ambiente global, em virtude do aumento da concentração atmosférica de CO₂ e outros gases de efeito estufa advindos de atividades antrópicas. Apesar da redução na taxa de desmatamento nos últimos anos, espera-se que o impacto do aquecimento global por si só possa gerar importantes modificações na composição, estrutura e distribuição dos ecossistemas pelo planeta. Os modelos de vegetação dinâmica permitem representar as mudanças na distribuição de vegetação bem como nos processos biogeoquímicos diante de mudanças no clima. O objetivo desse estudo foi investigar as possíveis mudanças no bioma Amazônia resultante de dois cenários de mudanças climáticas: RCP4.5 e RCP8.5. Para isso, os modelos atmosférico Eta e de biosfera InLand foram acoplados assincronamente para avaliar as retroalimentações de longo prazo entre os biomas Amazônia e o clima. Com isso verificou-se os potenciais impactos gerados pela mudança climática regional nas propriedades do bioma Amazônia, como LAI e NPP, e na distribuição de cobertura vegetal. As projeções mostraram que algumas áreas de floresta tropical na Amazônia foram substituídas por coberturas de vegetação do tipo floresta decídua e pastagem no cenário RCP4.5 e apenas por pastagem no cenário RCP8.5 no final deste século. O modelo indica uma redução de cerca de 9% da área de floresta tropical no cenário RCP4.5 e uma redução ainda maior no cenário RCP8.5 de cerca de 50% na região leste da Amazônia. Embora o aumento da concentração de CO₂ atmosférico possa favorecer o crescimento das árvores, as projeções de Eta-HadGEM2-ES mostraram aumento de temperatura e redução da precipitação na região amazônica, o que causou a degradação florestal nestas simulações. As mudanças no LAI e na NPP projetadas pelo modelo InLand indicam uma redução na quantidade de CO₂ absorvida pela vegetação na parte leste e sul da região norte do Brasil.

Palavras-chave: mudança climática, modelagem regional, vegetação dinâmica.

A VULNERABILITY STUDY OF AMAZON BIOME TO CLIMATE PROJECTIONS

ABSTRACT

The IPCC scenarios indicate, in the coming decades, strong changes in the global environment, given the increased atmospheric concentration of CO₂ and other greenhouse gases arising from human activities. Despite the reduction in deforestation rate in recent years, the impact of global warming by itself can cause changes in the composition, structure and distribution of ecosystems across the planet. Thus, the interactions between climate and vegetation must be well understood in studies of climate change. The dynamic vegetation models seek to represent changes in vegetation distribution and the biogeochemical processes in the face of climate change. The objective of this work was to investigate the possible changes on the major Brazilian biome, the Amazon Rainforest, under two climate change scenarios: RCP4.5 and RCP8.5. An asynchronous coupling between Eta model and InLand dynamic vegetation model was applied to examine the likely consequences of simulated impacts of regional climate change on vegetation properties such as LAI and NPP and vegetation distribution in terms of major vegetation types. The projections show that some areas of rainforest in the Amazon region are replaced by deciduous forest type and grassland in RCP4.5 scenario and only by grassland in RCP8.5 scenario at the end of this century. The model indicates a reduction of approximately 9% in the area of tropical forest in RCP4.5 scenario and a further reduction in the RCP8.5 scenario of about 50% in the eastern region of Amazon. Although the increase of CO₂ atmospheric concentration may favour the growth of trees, the projections of Eta-HadGEM2-ES show increase of temperature and reduction of rainfall in Amazon region, which caused the forest degradation in these simulations. Changes in LAI and NPP designed by Inland model indicate a reduction in the amount of CO₂ absorbed by vegetation in the eastern and southern part of the northern region of Brazil.

Keywords: climate change, regional climate model, dynamic vegetation model.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág</u>
Figura 2.1 – Estrutura típica de um modelo de vegetação global dinâmica. .	10
Figura 2.2 – Diferença entre a temperatura média anual no nível mais baixo (entre superfície e 65 m) simulada pelo CCM3/IBIS e CCM3/LSM. Regiões sombreadas com cinza claro (escuro) apresentam diferenças de temperatura maiores que 1°C (menor que -0,2°C). Os contornos indicam regiões onde as diferenças são maiores. Todas as diferenças são estatisticamente significativas no nível de confiança de 99%.	17
Figura 2.3 – Distribuição da vegetação simulada por 6 MVGDs (6 painéis superiores). O painel inferior esquerdo “ <i>dominat class</i> ” é a classe de vegetação em cada caixa de grade modelada pelo maior número de modelos. O painel inferior direito é o mapa de vegetação natural inferido da imagem de Satélite NOAA-AVHRR.	19
Figura 2.4 – Padrões simulados de (a) produção primária líquida (NPP), (b) índice total de área foliar (LAI), e (c) biomassa total. (média entre os anos 26 e 30).	20
Figura 2.5 – Mudança no estoque de carbono no continente (TotC), apenas na vegetação (CV) e apenas no solo (CS) entre 1860 e 2099 para o cenário (SRES) A1FI (PgC) para HyLand (HYL), Lund–Potsdam–Jena (LPJ), ORCHIDEE (ORC), Sheffield (SHE) e TRIFFID (TRI).	22
Figura 2.6 – Mudança na cobertura de vegetação (%) para tipos funcionais de plantas agregadas, arbóreas (TREE) e herbáceas (HER) entre 1860 e 2099 para 5 MVGDs com simulações de ciclo carbono-clima no cenário A1FI.	24
Figura 3.1 – Quadro esquemático do modelo InLand. As setas indicam a informação fluindo entre os módulos.	34
Figura 3.2 – (A) Módulo de superfície terrestre do IBIS (B) incluindo as variáveis primárias calculadas.	36
Figura 3.3 – Vegetação potencial do modelo InLand.	43
Figura 3.4 – Acoplamento assíncrono (InLand offline) e acoplamento síncrono (Eta-InLand) entre os modelos Eta e InLand.	48
Figura 4.1 – Diagrama esquemático das etapas do trabalho. (a) Etapa de validação, (b) etapa das projeções.	55

Figura 4.2 – Temperatura média (°C) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.....	57
Figura 4.3 – Precipitação média (mm/dia) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.....	58
Figura 4.4 – Cobertura de nuvem média (%) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.....	59
Figura 4.5 – Umidade específica média (g/kg) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.....	60
Figura 4.6 – Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível (w/m^2) observado (sem símbolo), InLand-EtaHad (Δ) InLand-CFSR (x) para janeiro (A) e junho (B) em Santarém-k83.	62
Figura 4.7 – Ciclo diário médio do fluxo de calor latente (w/m^2) observado (sem símbolo), InLand-EtaHad (Δ) InLand-CFSR (x) para janeiro (A) e junho (B) em Santarém-k83.	63
Figura 4.8 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na temperatura a 2m (°C) entre o clima presente e cada ‘time slices’: 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para DJF.	67
Figura 4.9 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na temperatura a 2m (°C) entre o clima presente e cada ‘time slices’: 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para JJA.	68
Figura 4.10 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na precipitação (mm/dia) entre o clima presente e cada ‘time slices’: 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para DJF.	69
Figura 4.11 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na precipitação (mm/dia) entre o clima presente e cada ‘time slices’: 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para JJA.	70
Figura 4.12 – Ciclo anual da temperatura a 2 m (°C) para o clima presente (linha preta) e projeções futuras para os ‘time slices’ 2011-2040 (linha azul), 2041-2070 (linha verde) e 2071-2100 (linha vermelha) para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	71
Figura 4.13 – Ciclo anual da precipitação (mm/dia) para o clima presente (linha preta) e projeções futuras para os ‘time slices’ 2011-2040 (linha azul),	

2041-2070 (linha verde) e 2071-2100 (linha vermelha) para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	72
Figura 4.14 – Distribuição de frequência (%) da temperatura a 2m média diária, para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) simulada pelo Eta-HadGEM2-ES para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	73
Figura 4.15 – Distribuição de frequência (%) da precipitação diária, para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) do Eta-HadGEM2-ES para região Norte do Brasil para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	74
Figura 4.16 – Evolução temporal da temperatura a 2 m média (°C), de DJF (esquerda) e JJA (direita), do CRU (preto), da simulação do clima presente (vermelho) e projeções futuras para os cenários RCP4.5 (verde) e RCP8.5 (azul) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	75
Figura 4.17 – Evolução temporal da precipitação média (mm/dia), de DJF (esquerda) e JJA (direita), do CRU (preto), da simulação do clima presente (vermelho) e projeções futuras para os cenários RCP4.5 (verde) e RCP8.5 (azul) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.	76
Figura 4.18 – Cobertura de vegetação (A) inicial e projetada pelo modelo InLand-EtaHad nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 no meio do século e (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5 no final do século XXI.	78
Figura 4.19 – Ciclo diário do fluxo de calor sensível (w/m^2) para clima presente simulado pelo InLand-EtaHad (círculo) e projetado pelo InLand-EtaHad no cenário (triângulo) RCP4.5 e (quadrado) RCP8.5 para os meses de (A) janeiro e (B) junho.	83
Figura 4.20 – Ciclo diário do fluxo de calor latente (w/m^2) para clima presente simulado pelo InLand-EtaHad (círculo) e projetado pelo InLand-EtaHad no cenário (triângulo) RCP4.5 e (quadrado) RCP8.5 para os meses de (A) janeiro e (B) junho.	84
Figura 4.21 – Diferença entre a temperatura média (°C) simulada no clima presente (1981-2005) e projetada pelo modelo Eta-HadGEM2 para o clima futuro (2071-2098) no cenário RCP4.5 (superior) e RCP8.5 (inferior) para os meses de janeiro (A e C) e junho (B e D).	85
Figura 4.22 – Diferença entre a precipitação média (mm) simulada no clima presente (1981-2005) e projetada pelo modelo Eta-HadGEM2 para o clima futuro (2071-2098) no cenário RCP4.5 (superior) e RCP8.5 (inferior) para os meses de janeiro (A e C) e junho (B e D).	86
Figura 4.23 – Média a cada 5 anos do LAI (sem dimensão) para: floresta tropical (A), floresta decídua (B), e gramíneas C4 (C). Os símbolos indicam o	

clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e as linhas são as tendências para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).	88
Figura 4.24 – Média a cada 5 anos da NPP ($\text{kg/m}^2/\text{ano}$) para: floresta tropical (A), floresta decídua (B), e gramíneas C4 (C). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e as linhas são as tendências para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido)...	89
Figura 4.25 – Média a cada 5 anos do LAI (sem dimensão) para: floresta tropical (A) e floresta decídua (B). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e linhas são tendência para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).	91
Figura 4.26 – Média a cada 5 anos da NPP ($\text{kg/m}^2/\text{ano}$) para: floresta tropical (A) e floresta decídua (B). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e linhas são tendência para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).	92
Figura 4.27 – (A) NPP média ($\text{kgC/m}^2/\text{ano}$) no período 1961-1970 e diferenças em relação ao período 1961-1970 para período 2055-2065 nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 e para período 2085-2095 nos cenários (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5.	94
Figura 4.28 – (A) Biomassa média (kg/m^2) no período 1961-1970 e diferenças em relação ao período 1961-1970 para período 2055-2065 nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 e para período 2085-2095 nos cenários (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5.	95
Figura 4.29 – Fluxo de calor sensível médio (W/m^2) simulado pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.	98
Figura 4.30 – Fluxo de calor latente médio (W/m^2) simulado pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.	99
Figura 4.31 – Temperatura a 2m média ($^{\circ}\text{C}$) simulada pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.	100
Figura 4.32 – Precipitação média (mm/dia) simulada pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.	101
Figura 4.33 – Série temporal do fluxo de calor sensível (W/m^2), fluxo de calor latente (W/m^2), radiação de onda curta (W/m^2), precipitação (mm) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$). A linha azul representa a simulação do Eta-InLand, a linha verde representa a simulação do Eta-Noah e a linha vermelha representa a simulação do InLand forçado com o Eta-HadGEM2-ES.	103

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág</u>
Tabela 2.1 – Comparação de alguns aspectos críticos de 11 MVGDs	13
Tabela 3.1 – Tipos de vegetação do InLand.....	41
Tabela 3.2 – Parâmetros de restrições climáticas utilizados no modelo InLand.	42
Tabela 3.3 – Descrição dos dados de entrada diários para o modelo InLand.....	43
Tabela 3.4 – Cenários do AR5.	47
Tabela 3.5 – Correspondência entre as classes de vegetação do Inland e do Noah.	52
Tabela 3.6 – Correspondência entre as classes de solo do Inland e do Noah.	52
Tabela 4.1 –Raiz do erro quadrático médio (RMSE), correlação e desvio padrão para o ciclo diurno médio dos fluxos de calor sensível e latente em janeiro e junho versus os dados da torre Santarém-K83.	64
Tabela 4.2 –Porcentagem dos tipos de vegetação predominante em cada Estado.....	80

LISTA DE SÍMBOLOS

α_3	Eficiência quântica da planta
β	Fração de carbono perdida na construção do material vegetal devido a respiração
B	Intercepto da relação linear
Cs	Concentração de CO ₂ na camada-limite foliar
A _g	Assimilação de CO ₂ bruta
A _n	Assimilação de CO ₂ líquida
J _e	Taxa de assimilação de CO ₂ limitada pela luz
J _c	Taxa de assimilação de CO ₂ limitada pela Rubisco
K _c	Coefficientes de Michaelis-Menten para CO ₂
K _o	Coefficientes de Michaelis-Menten para O ₂
h _a	Umidade relativa do ar
m ₀	Coefficiente relacionado à condutância estomática
R _d	Respiração de manutenção
ζ	Custo de respiração da atividade Rubisco
Γ*	Ponto de compensação para assimilação de CO ₂ bruta
w(t)	Função de estresse devido à temperatura
w(s)	Função de estresse devido à umidade do solo

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CCM3	Community Climate Model Version 3
CLM	Community Land Model
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTEM	Canadian Terrestrial Ecosystem Model
GEE	Gases do efeito estufa
GENESIS	Global Environmental and Ecological Simulation of Interactive System
HadCM2	Hadley Centre Coupled Model Version 2
HadCM3LC	Hadley Centre coupled climate–carbon cycle model
HadGEM	Hadley Centre Global Environment Model
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
InLand	Integrated Model of Land Surface Processes
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LAI	Índice de área foliar (em inglês: <i>leaf area index</i>)
LPJ-DGVM	Lund–Potsdam–Jena
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MVD	Modelo de Vegetação Dinâmica
MVGD	Modelo de Vegetação Global Dinâmica
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP	Produção primária líquida (em inglês: <i>net primary production</i>)
PVM	Potential Vegetation Model

ORCHIDEE	Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems model
RCP	Representative Concentration Pathway
SAGE	Center for Sustainability and the Global Environment
SDGVM	Sheffield Dynamic Vegetation. Model
SEIB-DGVM	Spatially Explicit Individual-Based Dynamic Global Vegetation Model
TFPs	Tipo Funcionais de Plantas
TRIFFID	Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFV	Universidade Federal de Viçosa
UK	United Kingdom
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivo	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	7
2.1. Projeções climáticas	7
2.2. Modelos de vegetação dinâmica.....	9
2.2.1. Limitações	11
2.3. Estudos da interação biosfera-atmosfera.....	17
2.4. Bioma investigado.....	29
3 METODOLOGIA	31
3.1. Descrição dos modelos.....	33
3.1.1. InLand.....	33
3.1.1.1. Processos da superfície terrestre	35
3.1.1.2. Fenologia.....	37
3.1.1.3. Fisiologia	38
3.1.1.4. Balanço de carbono.....	39
3.1.1.5. Vegetação dinâmica	40
3.1.1.6. Dados de entrada	42
3.1.2. Modelo Eta	44
3.1.3. Modelo HadGEM2-ES	45
3.2. Cenários de emissão de GEE.....	46
3.3. Simulações e projeções numéricas.....	48
3.4. Acoplamento Eta-InLand.....	50
3.5. Dados para validação	53
3.5.1. Reanálise CFSR	53

3.5.2.	Dados de fluxos da Torre K83 em Santarém	53
4	RESULTADOS.....	55
4.1.	Validação	56
4.2.	Projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES	64
4.3.	Impactos projetados no bioma	76
4.4.	Eta-InLand acoplado.....	96
5	DISCUSSÕES	105
6	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	109
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111
	ANEXO A – ARTIGO	129

1 INTRODUÇÃO

As projeções do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) indicam, nas próximas décadas, fortes modificações no meio ambiente global em virtude do aumento da concentração atmosférica de CO₂ e outros gases de efeito estufa (GEE) advindos de atividades antrópicas (IPCC, 2007). Estas modificações alteram a distribuição e a biodiversidade dos ecossistemas (BELLARD et al., 2012), e os serviços ecossistêmicos conduzindo a custos socioeconômicos e financeiros (DAWSON et al., 2011). Estudos com modelos climáticos globais e regionais têm projetado mudanças na precipitação e aumento de temperatura para a América do Sul central nas próximas décadas e essas alterações são ainda maiores no final do século XXI (MARENGO et al., 2012, CHOU et al., 2014b). É esperado que essas mudanças contribuam para importantes modificações na composição, estrutura e distribuição dos ecossistemas pelo planeta. As mudanças climáticas podem impactar diretamente na vegetação causando estresse hídrico (MALHI et al., 2009), perecimento (COX et al., 2000, 2004) e aumento da frequência de incêndios florestais (SCHOLZE et al., 2006; GOLDING; BETTS, 2008). Os efeitos combinados destes fatores podem afetar seriamente os principais biomas brasileiros, como a Floresta Amazônica e o Cerrado.

A interação entre os processos da atmosfera e os processos da superfície terrestre tem sido assunto de muitos estudos. Contudo, para entender os processos da biosfera e sua interação com a atmosfera em escalas globais e regionais é necessária uma análise detalhada do sistema climático global como um todo. Ainda assim, modelar o sistema climático ou suas componentes individuais pode ajudar a melhorar o conhecimento sobre as interações complexas que existem (KRINNER et al., 2005). Uma grande variedade de modelos numéricos tem surgido na última década na tentativa de esclarecer e melhorar o entendimento dos processos de interação biosfera-atmosfera. No entanto, alguns modelos negligenciam as mudanças nas coberturas de vegetação que podem afetar significativamente o sistema climático. Assim, os

modelos de vegetação dinâmica acoplados a modelos climáticos podem ser usados para avaliar os efeitos de mudanças climáticas na distribuição de vegetação e vice-versa. Esse acoplamento permite que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas simuladas.

Atualmente, há um grande interesse em estimar os impactos das mudanças climáticas globais decorrentes das emissões antrópicas de gases de efeito estufa. Na Amazônia, esse interesse é maior ainda principalmente por conter a maior floresta tropical do mundo, por desempenhar um papel significativo na circulação geral da atmosfera. Além disso, é a região mais rica em biodiversidade no mundo e sua biomassa acumula 93 ± 23 PgC de tonelada de carbono (MALHI et al., 2006). Contudo, a Floresta Amazônia, apesar de sua grande diversidade espacial em termos de propriedades físicas do solo, clima e espécies vegetais, em muitos modelos é representada de forma homogênea.

O quinto relatório do IPCC, baseado em projeções de modelos globais acoplados e modelos do sistema terrestre, indica que a Amazônia deve experimentar um aumento nas temperaturas que variam de 0.6°C a 2°C no cenário RCP2.6 (RCP - *Representative Concentration Pathway*), e de 3.6°C a 5.2°C no cenário RCP8.5. As mudanças na precipitação podem variar de +10 a -25% com amplo espalhamento entre os modelos (MAGRIN et al., 2014). É bem conhecido que as mudanças climáticas e a ocorrência de eventos climáticos extremos podem alterar a composição de espécies em um ecossistema (IPCC, 2007). Desta forma, os efeitos das mudanças climáticas sobre a Floresta Amazônica podem afetar sua sustentabilidade e fazer com que esta passe de sumidouro de carbono para fonte emissora do gás de efeito estufa (COX et al., 2002). As mudanças na cobertura de vegetação na região Amazônica podem desta forma influenciar os aspectos ecológicos e também os aspectos socioeconômicos da região.

Alguns estudos tentaram identificar quais fatores que mais afetam a conversão de floresta amazônica para outro bioma (MALHI et al., 2009; GALBRAITH et al.,

2010; GOOD et al., 2011; SETTELE et al., 2014). Outros estudos têm foco em representar como a temperatura, as secas e o CO₂ controlam a fotossíntese no contexto das mudanças climáticas (GALBRAITH et al., 2010; MARTHEWS et al., 2012; HUNTINGFORD et al., 2013). Geralmente supõe-se que existe uma relação direta entre a fotossíntese, a taxa de crescimento das árvores e a biomassa. Por exemplo, aumento do déficit de água leva a redução na fotossíntese que por sua vez conduz a um crescimento mais lento e menor produção de biomassa (NEPSTAD et al., 2002). Por outro lado, o aumento do CO₂ na atmosfera pode estimular a fotossíntese, que por sua vez pode estimular as taxas de crescimento das árvores e levar a um aumento na biomassa florestal e aumento no estoque de carbono (LEWIS et al., 2004). Assim, as mudanças nas taxas de crescimento são muitas vezes interpretadas como mudanças diretas na produtividade primária líquida (FEELEY et al., 2007).

Estudos como os de Cox et al. (2004), Betts et al. (2004), Salazar et al. (2007), e outros, mostraram que um clima mais quente e o estresse hídrico podem levar a Amazônia a um estado de perda de biomassa ou '*dieback*'. No entanto, as projeções são fortemente dependentes dos modelos utilizados assim como as projeções futuras de diferentes modelos mostram grandes diferenças de precipitação sobre a Amazônia no final do século. As projeções de mudanças climáticas derivadas dos modelos climáticos regionais podem ser consideradas extremamente úteis para estudos sobre os impactos climáticos. Devido ao padrão subcontinental e à magnitude da mudança, uma melhor representação da topografia, do uso da terra e da distribuição terra-mar é necessária.

Entretanto, o impacto da biosfera terrestre na atmosfera acontece de duas maneiras: Primeiro, a cobertura de vegetação influencia diretamente nas trocas de calor terra-atmosfera, *momentum* e fluxos de umidade. Em seguida, os processos da biosfera exercem um forte controle sobre a composição atmosférica, em especial sobre as concentrações de gases de efeito estufa.

Portanto, a interação bidirecional destes processos deve ser considerada nos modelos.

Neste estudo foi investigada a vulnerabilidade do bioma Amazônia quanto aos cenários de mudanças climáticas através de um modelo regional acoplado a um modelo de vegetação dinâmica. Estudos desse tipo são necessários para antecipar e mitigar os impactos das mudanças climáticas sobre a biodiversidade e serviços ecossistêmicos. Dessa maneira, o trabalho pretende responder as seguintes questões científicas: Como a floresta Amazônica deve responder à mudança climática? Seriam os impactos climáticos capazes de alterar a distribuição espacial da vegetação? Será que a Floresta Amazônica sofrerá mudanças significativas no futuro ao ponto de desaparecer completamente (*'dieback'*)? Quando isso poderá ocorrer?

1.1. Objetivo

O objetivo principal do estudo é investigar os possíveis impactos no bioma Amazônia resultantes das mudanças climáticas projetadas com os cenários de emissão RCP4.5 e RCP8.5.

Como objetivo específico pretende-se:

- Analisar as projeções futuras a nível regional em área coberta pelo bioma Amazônia e identificar padrões de mudanças futuras que possam causar impactos na vegetação.
- Investigar o desempenho das simulações do modelo InLand (Integrated Model of Land Surface Processes) forçado com as simulações históricas em alta resolução para simular os fluxos de superfície na região da Floresta Amazônica.

- Compreender a dinâmica de interação entre vegetação e a atmosfera através das projeções do modelo com vegetação dinâmica InLand, considerando os cenários de emissão de gases do efeito estufa (RCP4.5 e RCP8.5). O uso de dois cenários permite analisar os possíveis intervalos de mudanças no bioma e considerar as incertezas associadas aos impactos.

- Investigar as interações biofísicas de curto a médio prazo entre a superfície e a atmosfera através do acoplamento entre esquema de superfície InLand e o modelo Eta.

Esta tese está dividida em 6 capítulos. No Capítulo 2 apresenta-se a Revisão Bibliográfica. A descrição dos modelos, a configuração dos experimentos numéricos e outros aspectos da metodologia são apresentados no Capítulo 3. No Capítulo 4, são apresentados os resultados das projeções climáticas regionalizadas sobre a região norte do Brasil e o impacto na cobertura de vegetação dessa região. No Capítulo 5, as discussões e a compilação dos resultados de forma a identificar as respostas da vegetação associadas às mudanças climáticas. Por fim, as conclusões são apresentadas no Capítulo 6.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Projeções climáticas

Os modelos climáticos globais são uma ferramenta útil para produção de cenários climáticos que ajudam investigar a evolução do clima no futuro. Além dos modelos globais, os modelos regionais climáticos têm sido desenvolvidos como uma maneira de aumentar a resolução das projeções climáticas em alguma região específica do globo. Estes modelos podem fornecer resultados mais detalhados para suprir estudos de impactos que podem derivar das mudanças climáticas.

As primeiras projeções de mudanças climáticas regionalizadas sobre a América do Sul foram publicadas em Marengo e Ambrizzi (2006) e Ambrizzi et al. (2007). Nestes estudos foram utilizados três modelos regionais climáticos, RegCM3 (GIORGI; MEARNS, 1999; PAL et al., 2007), HadRM3 (JONES et al., 2004) e Eta-CCS (PISNICHENKO; TARASOVA, 2009), com resolução horizontal de 50km e 2 cenários de mudanças climáticas, A2 e B2, fornecidos pelo modelo global atmosférico do Centro Britânico, HadAM3P. Nestes estudos as projeções foram produzidas apenas para o período 2070-2100.

Posteriormente, novas projeções foram realizadas com o modelo Eta, porém diferentemente das projeções anteriores com o modelo Eta-CCS, estas incluem o aumento dos níveis de concentração de CO₂ segundo o cenário de emissão e a variação diária do estado da vegetação ao longo do ano, que são características importantes para estudo em integrações de mudanças climáticas. Estas projeções foram realizadas para três períodos de 30 anos (2010-2040, 2040-2070 e 2070-2100) com resolução de 40 km utilizando 4 membros de perturbação fornecidos pelo modelo global acoplado HadCM3 para o cenário A1B (MARENGO et al., 2012).

Mais recentemente, projeções com 20 km de resolução horizontal foram produzidos com o Modelo Eta para América do Sul e Central (CHOU et al., 2014b). Estas projeções utilizaram como condições de contorno 2 modelos globais do CMIP5, HadGEM2-ES e MIROC5, e dois cenários de emissão, RCP4.5 e RCP8.5.

Os modelos climáticos mais recentes são caracterizados como modelos do sistema terrestre e incluem processos físicos, químicos e biológicos que governam o clima global. Assim, a evolução dos modelos globais através da inclusão de novos processos, também vem sendo incorporados nos modelos regionais.

Contudo, as projeções climáticas estão sujeitas a inúmeras incertezas que estão associadas: 1) às emissões futuras de gases de efeito estufa e concentração de aerossóis; 2) às atividades vulcânica e solar que afetam o forçamento radiativo do sistema climático; 3) aos efeitos diretos do aumento na concentração de CO₂ atmosférico nas plantas, e do efeito de comportamento das plantas no clima futuro; 4) à sensibilidade do clima global e alteração dos padrões regionais das projeções do clima futuro simulado pelos modelos, 5) à maneira como cada modelo resolve os processos do sistema terrestre. Desta forma, as incertezas nas projeções de clima são um desafio para a comunidade científica. Marengo et al. (2010, 2012) sugerem que as incertezas poderiam ser reduzidas com os avanços no conhecimento do sistema climático e a melhor representação deste nos modelos. Além disso, a utilização de um conjunto formado por vários modelos globais ou regionais poderiam gerar valor agregado nas projeções de clima. Sendo assim, as incertezas associadas às projeções climáticas devem ser levadas em consideração na tomada de decisões para as ações de mitigação e adaptação.

2.2. Modelos de vegetação dinâmica

Os modelos de vegetação dinâmica (MVDs) ou modelos de vegetação global dinâmica (MVGDs) simulam as mudanças na cobertura de vegetação e sua influência no ciclo do carbono, que estão associados aos ciclos biogeoquímicos, além de fornecer aos MCGAs uma representação da dinâmica da vegetação (FOLEY et al., 2000). Tais modelos usam séries temporais de dados climáticos e incluem processos como: fotossíntese, respiração, fluxos de energia, alocação de carbono e nutrientes nas plantas em diferentes módulos (QUILLET et al., 2010).

A Figura 2.1 apresenta uma estrutura típica de um modelo de vegetação dinâmica dividido em três módulos: processos biogeofísicos e biogeoquímicos, fenologia e vegetação dinâmica. O clima e as características do solo são considerados forçantes externas aos MVGDs. Os processos biogeofísicos e biogeoquímicos incluem fotossíntese, respiração e balanço de energia no dossel, controle da condutância estomatal e a alocação de carbono e nitrogênio nas plantas. Em alguns modelos a ênfase é dada na descrição dos processos fisiológicos das plantas, incluindo a interação entre carbono e nitrogênio. Outros modelos são desenvolvidos para serem acoplados a modelos atmosféricos e usam formulações fisiológicas, mas são adaptados para simular os fluxos de água e energia necessários para o modelo atmosférico (CRAMER et al., 2001).

A vegetação nos modelos de vegetação dinâmica é caracterizada em termos de tipos funcionais de planta (TFP) em que as espécies com atributos semelhantes são tratadas em conjunto. Por exemplo, espécies que são caracterizadas pela forma semelhante da folha (por exemplo, folhas pontiagudas ou largas), ou comportamento fisiológico (por exemplo, decíduo ou sempre verde) são agrupadas em um mesmo TFP. O módulo de fenologia descreve o comportamento de tipos de plantas específicos em relação às condições climáticas. Este módulo inclui o tempo de brotação, senescência e

abscisão foliar, entre outros. Além de atualizar o índice de área foliar (LAI) diariamente, de acordo com as mudanças na temperatura, umidade do solo e produção primária líquida (em inglês NPP - *net primary production*).

O módulo de vegetação dinâmica é baseado na produção primária líquida anual e no crescimento da biomassa. Este módulo inclui competição entre tipos funcionais de plantas (TFPs), ciclagem de nutrientes, probabilidade de distúrbios naturais (fogo, mortalidade, etc.) e sucessão (substituição de um tipo funcional com o tempo). Esses processos podem ser simulados explicitamente ou implicitamente (CRAMER et al., 2001). Uma parte da biomassa acumulada na vegetação cai no solo como liteira sendo considerada para decomposição e ciclagem de nutrientes que inclui respiração do solo e a mineralização do nitrogênio para absorção pelas plantas.

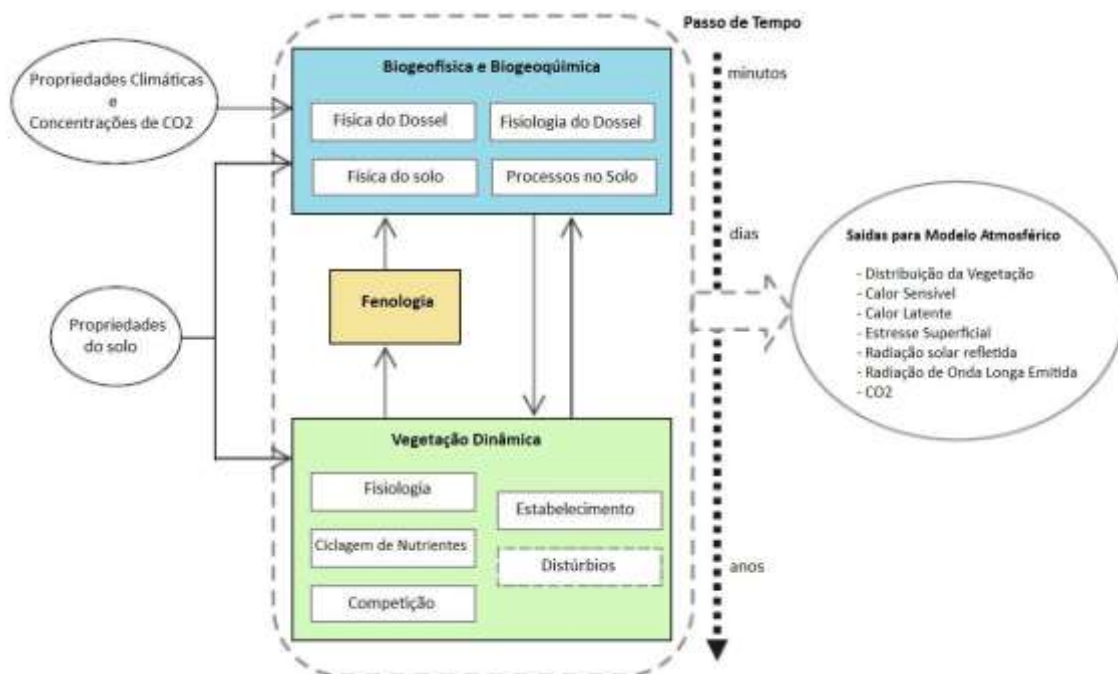


Figura 2.1 – Estrutura típica de um modelo de vegetação global dinâmica. Fonte: Adaptada de Quillet et al. (2010).

Recentemente, vários pesquisadores têm desenvolvido MVGDs (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000; COX, 2001; SITCH et al., 2003; BONAN et al., 2003; LEVIS et al., 2004; KRINNER et al., 2005; SATO et al., 2007). Alguns desses modelos foram acoplados a modelos de circulação geral da atmosfera e aplicados para estudos de retroalimentação entre o clima e a vegetação em cenários de aquecimento global (COX et al., 2000; THOMPSON et al., 2004) e impacto da mudança da vegetação com o CO₂ aumentando 1% ao ano até 4 vezes o seu valor (NOTARO et al., 2007). Esses modelos são capazes de simular as mudanças na distribuição da vegetação esperada em cenários futuros (LUCHT et al., 2006; SCHOLZE et al., 2006; ALO et al., 2008).

2.2.1. Limitações

Os modelos de vegetação dinâmica e os processos envolvidos estão em constante desenvolvimento para melhor representar as interações entre a atmosfera e a biosfera terrestre. Entretanto, alguns processos ainda necessitam de melhoramentos. A Tabela 2.1 apresenta uma lista de MVGDs e suas características. Algumas deficiências destes modelos serão comentadas a seguir.

Segundo Quillet et al. (2010) o uso de restrições bioclimáticas em MVGDs podem causar dificuldades nos estudos de mudanças climáticas. As restrições bioclimáticas são aproximações utilizadas para determinar presença ou ausência de determinada TFP através de limiares de temperatura e/ou graus-dias. As restrições bioclimáticas são utilizadas em diversos MVGDs (HYBRID, IBIS, LPJ-DGVM, SEIB-DGVM, ver Tabela 2.1). As Restrições bioclimáticas também são usadas para inicializar a mortalidade em condições climáticas extremas (ARORA; BOER, 2006). Em alguns modelos a mortalidade associada com as tolerâncias climáticas dos tipos funcionais de plantas (TFPs) é prescrita em 0,1 por ano e é iniciada somente quando as condições climáticas de longo prazo tornam-se desfavoráveis para uma TFP. Arora e Boer (2005b) sugerem

que a utilização de regras empíricas baseadas em processos fisiológicos pode ser uma alternativa ao uso de restrições bioclimáticas.

O uso de TFPs na classificação da distribuição de vegetação pode levar a limitações na interpretação dos resultados das simulações, especialmente quando a quantidade de TFPs é pequena (Tabela 2.1)(QUILLET et al., 2010). Também não é levado em conta o comportamento de espécies individuais que tem impacto principalmente na ecologia em escalas regionais. Fatores locais que contribuem para as mudanças na composição da vegetação não são considerados com o uso de TFPs, mas têm impactos em análises de longo prazo (MOORCROFT, 2006). Kucharik et al. (2006) apontaram que a aproximação com TFPs afeta os resultados da simulação em escala regional, porque originalmente algumas TFPs são generalizadas para serem executadas em escala global.

Tabela 2.1 – Comparação de alguns aspectos críticos de 11 MVGDs.
 Fonte: Adaptado de Quillet et al. (2010).

MVGDs (referências)	Restrições Bioclimáticas	Número de TFPs	Nitrogênio	Carbono no solo	Competição	Distúrbios			
						Deposição de nitrogênio	Fogo / Pragas / Pastagens	Uso da terra e Mudança de uso da terra	Implícito *
CLM–DGVM (Zeng et al. 2002; Dai et al. 2003; Levis and Bonan 2004)	Direta e Indireta	10	Baseado no LPJ (Sitch et al. 2003)	-	luz, água e espaço entre TFPs	Não	Fogo	2 classes de uso da terra	n/d
CTEM (Arora 2003; Arora and Boer 2005b; Arora and Boer 2006)	Não	9	Sem ciclo do nitrogênio	1 compart.	Modificado por Lotka– Volterra equations	Não	Fogo	Mudança de uso da terra para 2 culturas (emissão de carbono)	n/d
HYBRID 3.0 (Friend et al. 1997)	Indireta	8	Ciclo do nitrogênio completo CENTURY (Parton 1993)	8 compart.	luz, água e nitrogênio de carbono entre plantas individuais	Não	Não	Não	Mortalidade aleatoriamente
IBIS 2.6 (Foley et al. 1998; Kucharik et al. 2000; Delire et al. 2003; Kucharik et al. 2006)	Direta e Indireta	12 em dois níves de dossel	Razão C:N constante	5 compart.	luz e água entre TFPs	Não	Fogo	Não	Não
LM3V (Shevliakova et al. 2009)	Direta	5	Sem ciclo do nitrogênio	2 compart.	Basedo em condições climaticas e modelo ED (Moorcroft et al. 2001)	Não	Fogo, Pastagens	4 classes de uso da terra várias possibilidades de mudança de uso da terra	Taxa de Mortalidade
LPJ–DGVM (Sitch et al. 2003)	Direta e Indireta	10	Implícito	2 compart	luz e água entre TFPs	Não	Fogo	Não	n/d
MC1 (Bachelet et al. 2001, 2003)	Direta e Indireta	6 combináveis	Absorção e alocação do nitrogênio	3 compart.	luz, água e nutrientes entre TFPs	Não	Fogo	Não	n/d
ORCHIDEE (Krinner et al. 2005)	Direta e Indireta	12	Implícito	3 compart.	luz entre TFPs	Não	Fogo, Pastagens	2 culturas	n/d
SDGVM (Woodward et al. 1998; Woodward and Lomas 2004)	Direta e Indireta	7	Basedo no modelo CENTURY (Parton et al.1993)	-	luz e água entre TFPs	Deposição de N	Fogo	Não	n/d
SEIB–DGVM (Sato et al. 2007)	Direta	10	Conteúdo de N estimado para cada TFP	2 compart.	luz e espaço entre plantas individuais	Não	Fogo	Não	n/d
TRIFFID (Cox 2001; Hughes et al. 2006)	Indireta	5	Conteúdo de N fixo para cada TFP	compartimen	Lotka–Volterra adaptado para TFPs ** (Lotka 1925; Volterra 1926)	Deposição de N	Não	Não	Fração de TFPs reduz a área

Nota: n/d não disponível

* Alguns distúrbios são incluídos implicitamente (ex: uma perda fracional representadndo um disurbio indiferenciado).

** Competição horizontal (herbáceas substitui gramíneas e árvores tem vantagens sobre herbáceas) e competição devido a densidade do carbono.

Os TFPs representados nos MVGDs têm características fixas, tais como a sua taxa fotossintética máxima e seus padrões de alocação de carbono entre folhas, caule e tecidos da raiz (MOORCROFT, 2006). Por outro lado, estudos empíricos das respostas do ecossistema terrestre à mudança climática têm documentado evidências generalizadas de aclimatação de plantas para níveis elevados de CO₂ (KORNER, 2003 e KORNER et al., 2005). Portanto, se a aclimatação ocorre como sugerida por observações, isso vai diminuir as retroalimentações biogeoquímicas negativas que é um aspecto importante nos atuais MVGDs (MOORCROFT, 2006). Contudo, a representação da aclimatação é insuficiente nos MVGDs (QUILLET, et al. 2010).

Alguns modelos de vegetação dinâmica incluem a competição entre TFPs (TRFFID, IBIS, e SDGVM, ver Tabela 2.1). No entanto, a modelagem da competição ainda apresenta limitações principalmente por simular a competição entre espécies médias, não incluindo as espécies heterogêneas (SATO et al., 2007). Por exemplo, duas TFPs médias competem por água, enquanto uma espécie individual incluída nessas TFPs tem comportamento e sensibilidade diferente à água. Dessa maneira, a competição entre TFPs médias não representa o que ocorre na Natureza (QUILLET et al., 2010).

Processos de migração e dispersão são considerados como uma fonte importante de incerteza em simulações de mudança climática. As propriedades de migração de espécies, juntamente com os processos de crescimento e de competição, levam a um atraso no tempo entre as mudanças nas condições climáticas e de resposta da vegetação. Alguns modelos consideram o desenvolvimento e o crescimento de espécies, mas não a dispersão (CRAMER et al., 2001).

Outro aspecto crítico que não está completamente integrado nos modelos de vegetação dinâmica concerne na representação da ciclagem de nutrientes (QUILLET et al., 2010). As estimativas das fontes e sumidouros de nitrogênio reativo sugerem que os cenários futuros de estoque de carbono obtidos dos

MVGDs governados pela crescente concentração de dióxido de carbono atmosférico podem ser irrealistas (HUNGATE et al., 2003). O nitrogênio limita a capacidade das plantas a crescer e está intimamente ligado com o ciclo do carbono, portanto, é de grande importância quando se trabalha com cenários futuros de CO₂ (LUO et al., 2004; LUO et al., 2006). Alguns componentes da ciclagem de nutrientes são comparados na Tabela 2.1 em termos de disponibilidade de carbono, nitrogênio e deposição de nitrogênio. É notável que apenas dois dos onze modelos (SDGVM, TRIFFID) levem em conta a deposição de nitrogênio.

Os distúrbios como o fogo, insetos, doenças e uso da terra, representam uma questão importante por terem efeito na modelagem da resposta da vegetação às mudanças climáticas (SHELLITO; SLOAN, 2006). O fogo é considerado como o mais importante distúrbio na modelagem da vegetação e por isso vem sendo progressivamente incorporado nos MVGDs (9 de 11 modelos, ver Tabela 2.1) (QUILLET et al., 2010). Alguns modelos incluem a modelagem do fogo como uma estimativa da área queimada ou como uma perda de uma fração da biomassa. Recentemente, Kloster et al. (2010) incluiu uma nova representação de fogo, com base em Arora e Boer (2005a) e Thonicke et al. (2001). Esse modelo de fogo conta também com mudanças de uso da terra, desmatamento e a influência das atividades humanas nas ignições e supressões de incêndio para melhorar a estimativa de áreas queimadas e emissões de carbono associadas. Os impactos dos insetos na vegetação são ausentes nos modelos de vegetação dinâmica até o presente e, portanto deveriam ser mais investigados (QUILLET et al., 2010).

Os distúrbios antrópicos, como mudança da cobertura da terra em agricultura ou pastagem, retirada de água ou represamento, têm grande efeito nos fluxos de energia, nos estoques de carbono, no ciclo do nitrogênio e no ciclo da água (GERTEN et al., 2004; ELLIS; RAMANKUTTY, 2008; GRUBER; GALLOWAY, 2008). Entretanto, poucos modelos consideram a modelagem das mudanças no uso da terra. As áreas urbanas e de cultivos vêm sendo incorporadas nos

MVGDs e representam uma parte importante da cobertura terrestre global. Essas áreas diferem de vegetação natural de várias maneiras. Por exemplo, áreas de cultivo têm restrições bioclimáticas e regras de competição diferentes. Desenvolvimentos deste tipo (cultivos no ORCHIDEE, mudança de uso da terra nos modelos CTEM, LM3V e CLM, ver Tabela 2.1) mostram uma melhora na representação da cobertura da terra.

Entre as especificidades geográficas, o efeito da topografia não está incluído nos MVGDs (QUILLET et al., 2010). Em alguns modelos, a falta da descrição de processos relacionados à topografia leva a simulações pobres da dinâmica do carbono em ecossistemas de alta altitude. As áreas alagadas também são consideradas especificidades geográficas e seu comportamento é bem diferente de áreas de floresta ou culturas (QUILLET et al., 2010). As áreas alagadas são importantes fontes de carbono e metano (PRENTICE et al., 2007) e algumas estão presentes em apenas uma época do ano.

Segundo Quillet et al. (2010) é necessário melhorar ainda mais o processo de acoplamento entre MVGDs e MCGAs. Friedlingstein et al. (2003) compararam as simulações de dois modelos acoplados e os resultados mostraram grandes diferenças entre as duas simulações, de modo que as retroalimentações positivas resultante das simulações acopladas variam por um fator de dois, entre as simulações. Como foi observado por Delire et al. (2002), simulações com modelos acoplados MVGD-MCGA e somente MCGAs, mostraram resultados opostos no campo de temperatura (Figura 2.2).

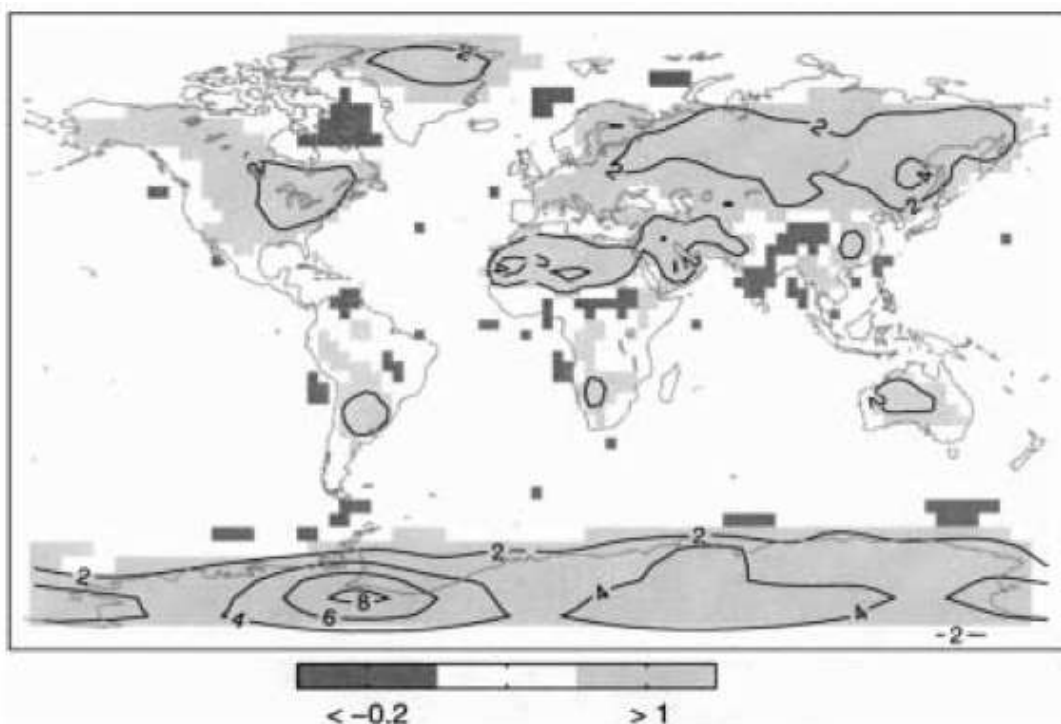


Figura 2.2 – Diferença entre a temperatura média anual no nível mais baixo (entre superfície e 65 m) simulada pelo CCM3/IBIS e CCM3/LSM. Regiões sombreadas com cinza claro (escuro) apresentam diferenças de temperatura maiores que 1°C (menor que -0,2°C). Os contornos indicam regiões onde as diferenças são maiores. Todas as diferenças são estatisticamente significativas no nível de confiança de 99%.
 Fonte: Delire et al. (2002).

2.3. Estudos da interação biosfera-atmosfera

O acoplamento entre modelos de vegetação e modelos climáticos requer uma ligação entre os modelos que têm estrutura e processos diferentes. O principal propósito do acoplamento é realizar as trocar das características dos processos modelados em ambos os modelos. Para isso o modelo de vegetação dinâmica tem que calcular e compartilhar variáveis com o modelo climático.

Diversos estudos têm mostrado através de modelos de vegetação dinâmica a mudança na vegetação e as retroalimentações relacionadas com a atmosfera em várias regiões do planeta, como na Amazônia (COX et al., 2000) e em altas

latitudes (NOTARO et al., 2007). Entretanto, tais estudos não distinguem o efeito e a contribuição do clima total de um fator individual que afeta a vegetação e o clima através de processos de retroalimentação. Por exemplo, não está claro qual desses fatores (temperatura, precipitação ou fertilização por CO₂) causa as mudanças na vegetação ou qual é o processo de retroalimentação em que as mudanças ocorrem (O'ISHI, 2009).

Através do resultado de seis MVGDs, Cramer et al. (2001) analisaram a resposta global da estrutura do ecossistema terrestre para a mudança climática. Os resultados ilustram uma gama de respostas dos modelos de biosfera terrestre para um determinado cenário da composição atmosférica e mudanças climáticas. Os autores concentraram principalmente sobre as características comuns da resposta mostrada pela maioria ou todos os modelos, bem como sobre as variações significantes entre os modelos que representam uma fonte potencial de incerteza. Tais incertezas surgem principalmente sobre a resposta do balanço de carbono terrestre, além das devido há diferenças nas previsões de modelos climáticos.

Simulações da estrutura, função e distribuição da vegetação podem ser comparadas a observações do presente fornecendo uma avaliação simultânea da resposta do clima e dos ecossistemas simulados. A Figura 2.3 mostra diferenças na distribuição dos tipos de vegetação simulada por 6 modelos. Entretanto, comparando o mapa das classes de vegetação dominantes entre os modelos com o mapa de vegetação natural derivados de satélites pode-se observar uma boa concordância (CRAMER, 2001).

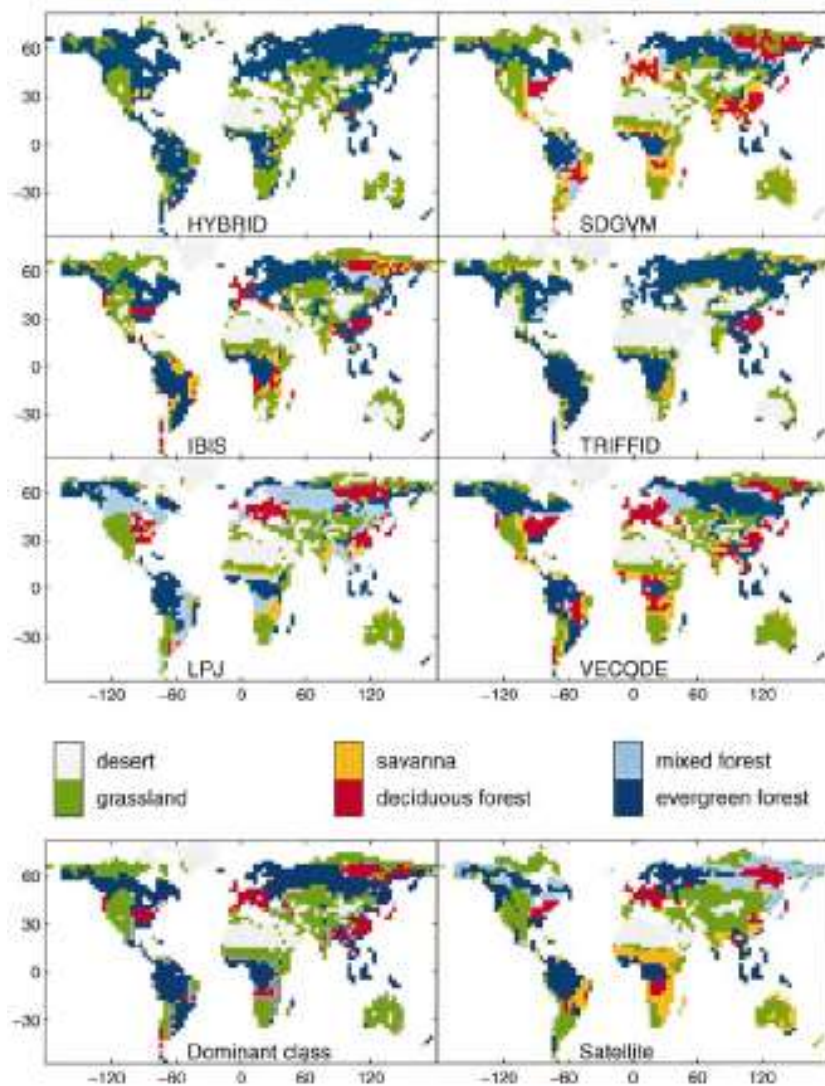


Figura 2.3 – Distribuição da vegetação simulada por 6 MVDGs (6 painéis superiores). O painel inferior esquerdo “*dominat class*” é a classe de vegetação em cada caixa de grade modelada pelo maior número de modelos. O painel inferior direito é o mapa de vegetação natural inferido da imagem de Satélite NOAA-AVHRR.

Fonte: Cramer (2001).

Foley et al. (1998) através do acoplamento direto entre o modelo de circulação geral da atmosfera GENESIS (versão 2) e o modelo de vegetação dinâmica IBIS (versão 1) realizaram uma simulação de 30 anos com valores de concentração de CO₂ atuais e temperatura da superfície do mar observada. Os

autores notaram que o padrão global de NPP simulada pelo modelo acoplado é fortemente governado pelas condições climáticas modeladas (Figura 2.4a). Portanto, áreas de NPP altas estão em climas quente e úmido enquanto, áreas de baixa produção estão em desertos subtropicais, cordilheiras e regiões polares. A distribuição global de LAI e biomassa apresentada nas Figura 2.4b e Figura 2.4c mostra valores maiores de LAI e biomassa nas florestas tropicais da América do Sul, África e Ásia e florestas da América do Norte e lesta da Ásia. Contudo, os padrões geográficos de vegetação foram bem simulados pelo modelo acoplado GENESIS-IBIS.

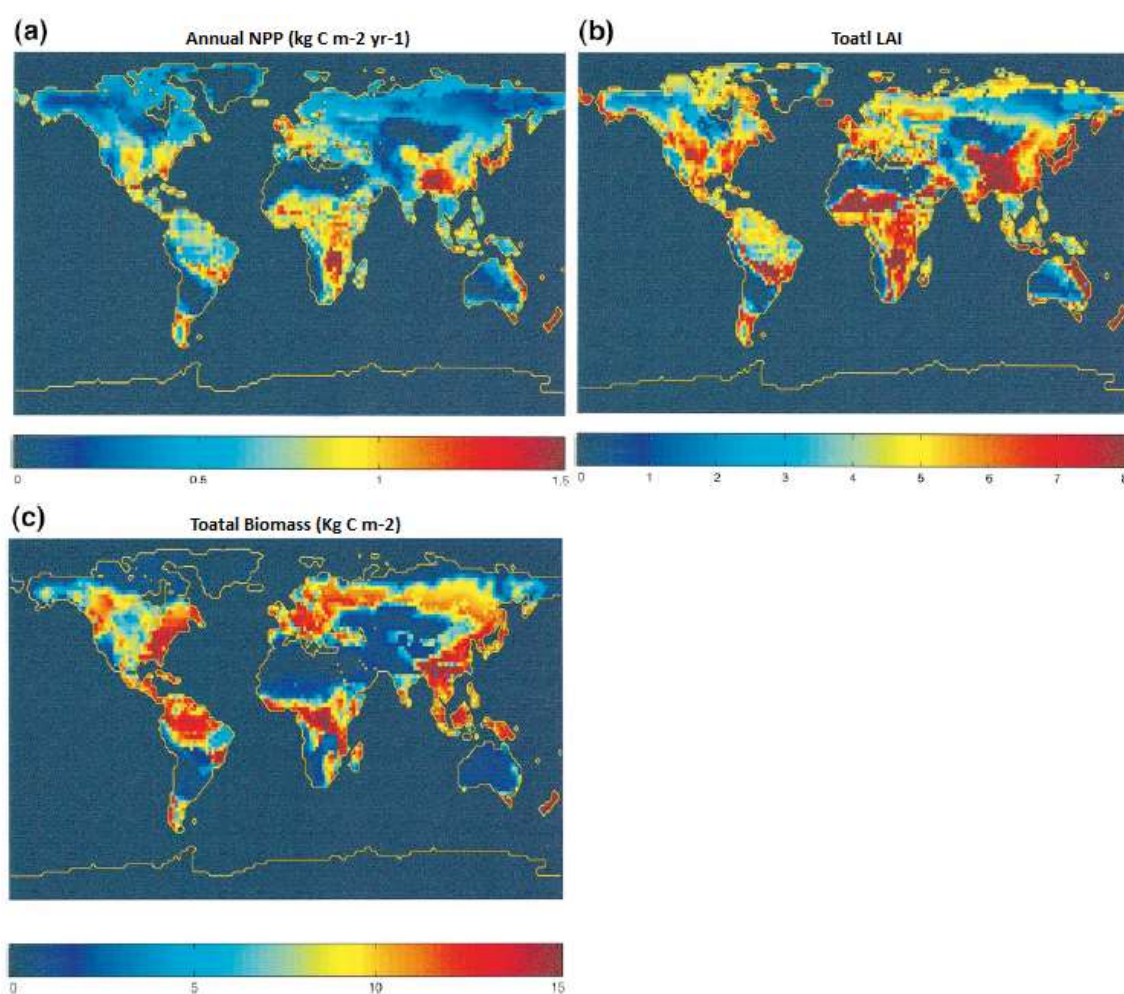


Figura 2.4 – Padrões simulados de (a) produção primária líquida (NPP), (b) índice total de área foliar (LAI), e (c) biomassa total. (média entre os anos 26 e 30).

Fonte: Foley et al. (1998).

Sitch et al. (2008) avaliaram o ciclo do carbono terrestre e as retroalimentações no ciclo carbono-clima através de 5 MVGDs [HyLand (HYL) (FRIEND et al., 1997; FRIEND; WHITE, 2000); Lund–Potsdam–Jena DGVM (LPJ) (SITCH et al., 2003), ORCHIDEE (ORC) (KRINNER et al., 2005); Sheffield-DGVM (SHE) (WOODWARD et al., 1995; WOODWARD; LOMAS, 2004) e TRIFFID (TRI) (COX, 2001)] acoplados ao modelo de Circulação geral do Hadley Centre (HadCM3LC). Observou-se que os modelos concordam em parte em termos da resposta qualitativa regional do estoque de carbono pela vegetação a mudança do clima (Figura 2.5). Todos os modelos simularam um decréscimo do carbono na vegetação sobre Amazônia, em resposta a redução de precipitação prevista pelo modelo HadCM3LC, porém HYL, TRI e LPJ projetam uma maior redução e mais extensa. Existe uma menor concordância para as mudanças no estoque de carbono no solo (Figura 2.5). Os modelos ORC e TRI simularam um grande aumento do estoque de carbono no solo nas latitudes altas do Hemisfério Norte, enquanto que SHE e HYL simularam apenas um aumento moderado e o LPJ simulou uma forte diminuição. Sobre a Amazônia, os modelos HYL, LPJ e TRI simularam diminuição no estoque de carbono no solo, enquanto que o ORC e o SHE simularam um pequeno aumento (Figura 2.5).

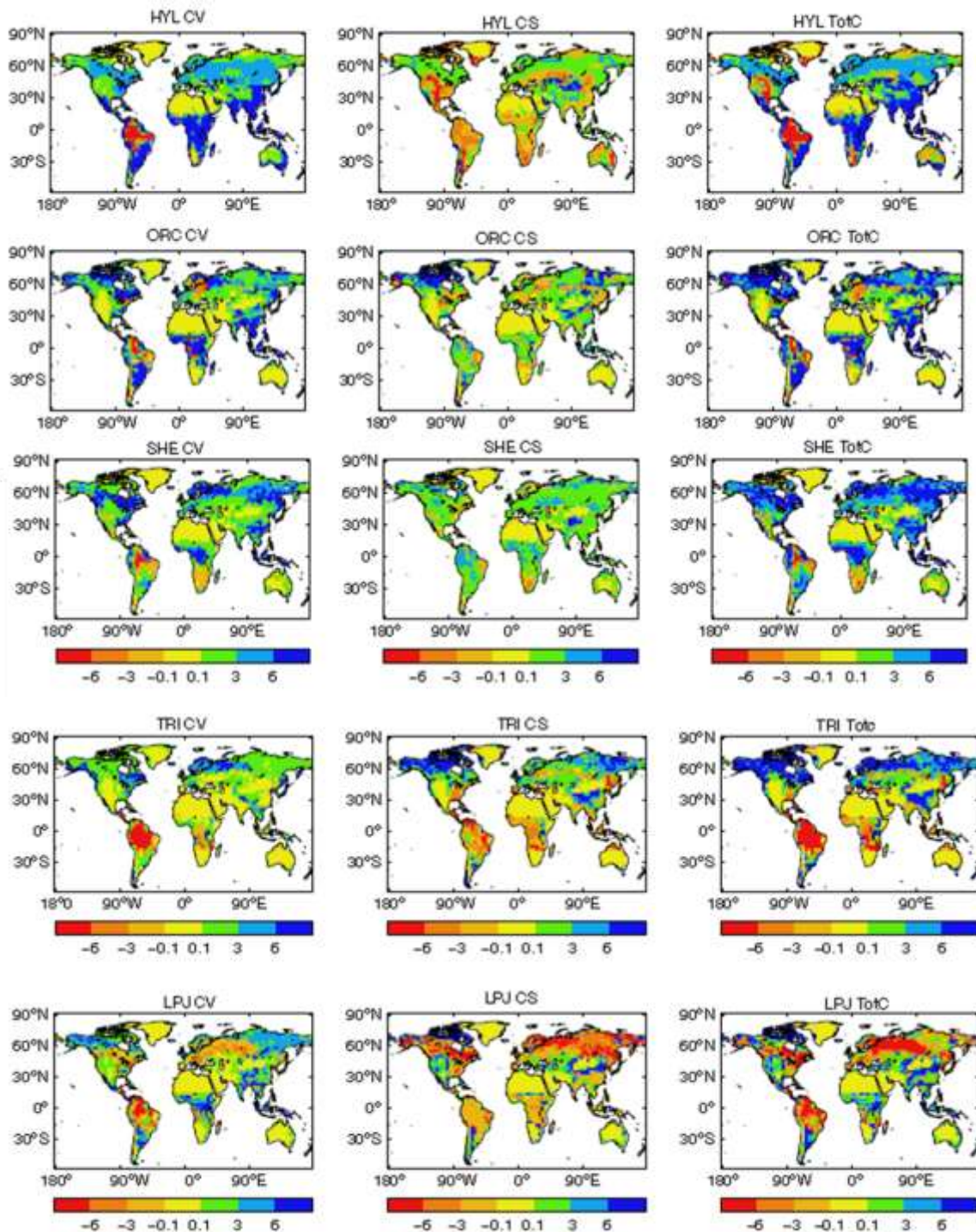


Figura 2.5 – Mudança no estoque de carbono no continente (TotC), apenas na vegetação (CV) e apenas no solo (CS) entre 1860 e 2099 para o cenário (SRES) A1FI (PgC) para HyLand (HYL), Lund-Potsdam-Jena (LPJ), ORCHIDEE (ORC), Sheffield (SHE) e TRIFFID (TRI). Fonte: Sitch et al. (2008).

A Figura 2.6 mostra a mudança na cobertura de vegetação entre 1860 e 2099. O modelo TRI simulou uma forte degradação da cobertura vegetal sobre a Amazônia, sendo a vegetação lenhosa substituída por plantas herbáceas (SITCH et al., 2008). Os modelos ORC, TRI e LPJ simularam aumento da cobertura lenhosa na vegetação de tipo tundra. No LPJ houve um decréscimo na cobertura de vegetação sobre regiões boreais, sendo a floresta boreal substituída por decíduas lenhosas e plantas herbáceas (Figura 2.6).

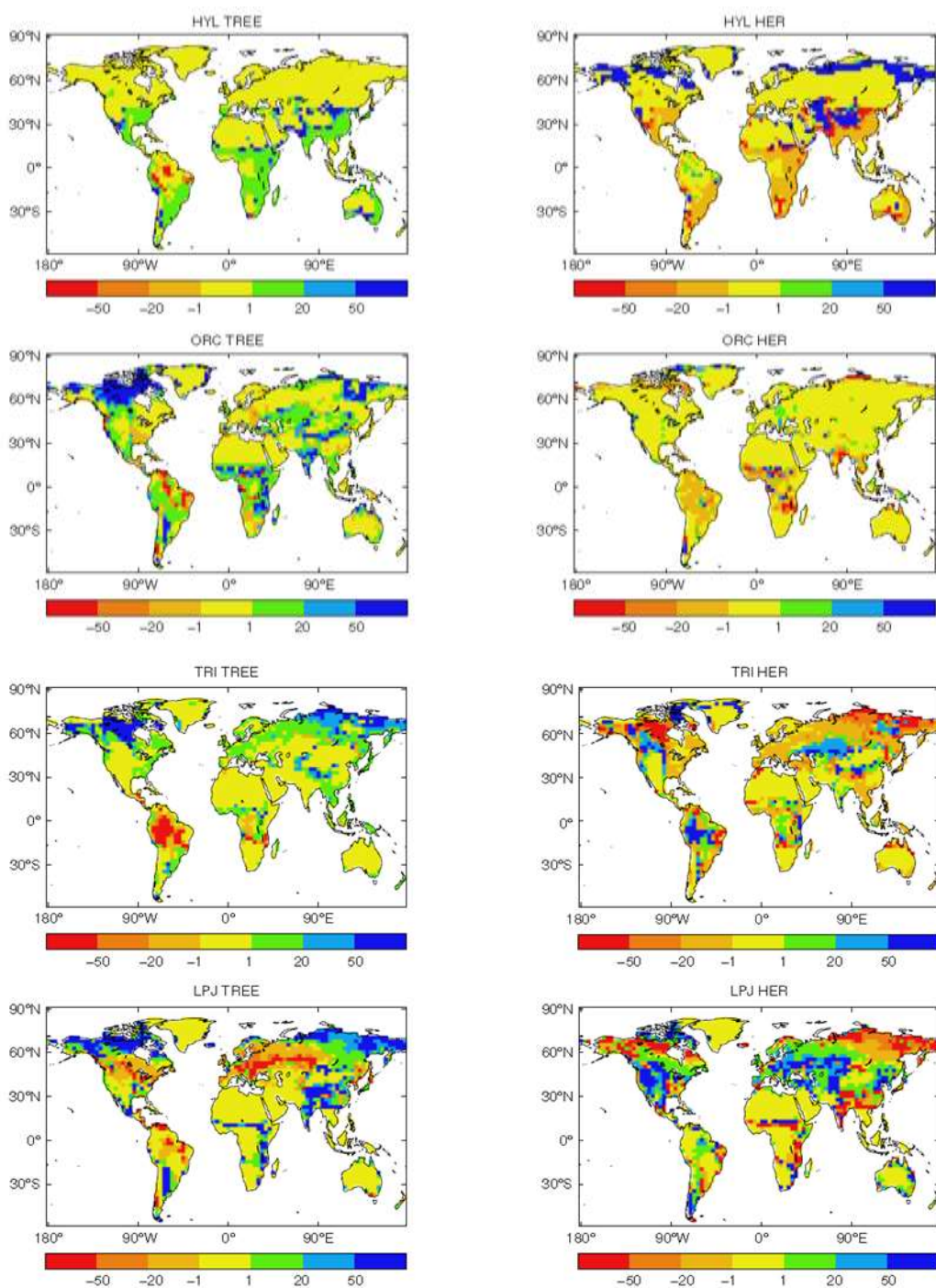


Figura 2.6 – Mudança na cobertura de vegetação (%) para tipos funcionais de plantas agregadas, arbóreas (TREE) e herbáceas (HER) entre 1860 e 2099 para 5 MVDs com simulações de ciclo carbono-clima no cenário A1FI.
 Fonte: Sitch et al. (2008).

Conforme mostrado por diversos autores (BERTHELOT et al., 2005; SCHAPHOFF et al., 2006; SCHOLZE et al., 2006), os MVGDs são sensíveis as condições climáticas dos MCGAs. Sitch et al. (2008) mostraram que o modelo Lund-Postdam-Jena (LPJ) com o modelo acoplado do Hadley Centre (HadCM2) simulou uma grande absorção de carbono, enquanto que com HadCM3, em Schaphoff et al. (2006), o modelo simulou fonte de carbono a partir do ano 2050. Dessa maneira, notam-se grandes incertezas associadas com a resposta da biosfera terrestre a condições de mudanças climáticas.

Costa et al. (2007), utilizaram o MCGA CCM3 (Kiehl et al., 1998) com o esquema de superfície IBIS para investigar se a mudança climática devido à expansão da soja na Amazônia seria diferente daquela provocada pela expansão das pastagens. Nesse estudo a vegetação dinâmica do IBIS foi desligada, ou seja, a cobertura de vegetação não muda durante a integração. Foram realizadas simulações de 20 anos, usando as mesmas condições iniciais, os últimos 10 anos foram utilizados para analisar os resultados. Nos experimentos, a substituição da floresta por pastagem ou por soja foi feita em 25%, 50% e 75% da área original. Para caracterizar a soja, foram utilizados dados de um experimento micrometeorológico na Amazônia. Os resultados indicaram que a diminuição da precipitação quando há substituição por soja é maior do que quando é feita a substituição por pastagem. A diferença foi causada pelo alto albedo da soja e diferenças no balanço hídrico da cultura. As mudanças na precipitação para os desflorestamentos de 25%, 50% e 75%, foram de -123, -230 e -312 mm/ano, respectivamente, quando houve a substituição da floresta por soja, e de +27, -16 e -77 mm/ano quando foi feita a substituição por pastagem. Os autores discutem que o desflorestamento é caracterizado por um aumento do albedo, um decréscimo na turbulência atmosférica (pequeno z_0), diminuição do índice de área foliar e também da profundidade de raízes (z_R).

No estudo de Correia et al. (2006) foi analisado o desmatamento completo da Amazônia através de três cenários futuros de ocupação da Amazônia utilizando

um modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) acoplado a um modelo de transferência de energia com a superfície unidimensional (SiB). Em todos os cenários, a troca da cobertura vegetal de floresta para pastagem reduziu a rugosidade da superfície, intensificou o vento e aumentou a convergência de umidade. De certo modo, o aumento da convergência de umidade minimiza a redução da evapotranspiração gerada pela menor capacidade da pastagem natural em extrair água do solo.

Sampaio et al. (2007) analisaram a mudança climática na Amazônia causada pela expansão de pastagens e da soja. Eles concluíram que a mudança na precipitação após o desmatamento é dependente do tipo de cobertura do solo que substitui a floresta, e que uma plantação de soja extensa causaria uma maior redução na precipitação do que pastagens de tamanho equivalente.

Os efeitos do desmatamento na Amazônia e no Cerrado sobre o equilíbrio bioclimático da Amazônia foi analisado em Pires e Costa (2013). Utilizando um modelo de clima-biosfera (Costa; Pires, 2010), os autores calcularam como diferentes partes da Amazônia se comportariam em resposta ao desmatamento. Os resultados indicaram que sub-regiões da floresta Amazônica respondem distintamente ao desmatamento e variam consideravelmente em relação à capacidade de resiliência.

Salazar et al. (2007) analisaram os impactos das anomalias de precipitação e temperatura para a Amazônia, projetadas por 15 diferentes modelos do IPCC para os cenários SRES-A2 e SRES-B1 sobre os biomas na América do Sul através de um modelo de vegetação potencial. Seus resultados indicaram a redução de áreas de florestas tropicais, as quais poderiam ser substituídas por savanas. Entretanto, notaram que existe muita variabilidade nas anomalias de precipitação projetadas entre os diferentes modelos no valor e sinal da anomalia até o final do Século XXI. Nos modelos que previram anomalias positivas de precipitação na Bacia Amazônica, as temperaturas elevadas por si só foram suficientes para causar conversão da floresta. Isso sugere um grau de

incerteza nos cenários de projeções do clima futuro e a necessidade de melhorar a representação dos processos naturais como nuvens, aerossóis e interação da vegetação e clima.

A grande perda de biomassa florestal (*'dieback'*) também foi projetada usando modelos mais complexos (COX et al, 2000, 2004;. BETTS et al., 2004). As projeções de mudanças climáticas futuras a partir do modelo do Hadley Centre mostram que um aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera vai produzir mudanças na vegetação, tais que a Amazônia vai se tornar uma savana até 2050 (COX et al., 2004). Apesar de existir incertezas nos cenários climáticos futuros, todos os cenários apontam para um aquecimento na Amazônia. No sudeste e leste da Amazônia o aumento na duração da estação seca pode contribuir para mudança na cobertura de vegetação e mudar o equilíbrio clima-vegetação (FURLEY et al., 1992).

Rammig et al. (2010) estimaram os riscos de *'dieback'* da Amazônia utilizando projeções de precipitação de 24 modelos acoplados do CMIP3 no cenário de emissão A1B-SRES que assume um mundo futuro de crescimento econômico rápido (NAKICENOVIC et al. 2000). As projeções foram aplicadas no modelo LPJmL (SITCH et al., 2003; GERTEN et al., 2004) para simular a biomassa florestal. Os resultados mostraram que, se o efeito da fertilização por CO₂ é forte, é provável que haja aumento da biomassa na região da floresta Amazônica. Entretanto, se esse efeito é fraco, a redução de biomassa torna-se mais provável de ocorrer. As estimativas de biomassa variaram entre um ganho de 6,2 kgC/m² e uma perda de 2,7 kgC/m² na região amazônica, dependendo da força do efeito de fertilização por CO₂. O estudo conclui que o risco de degradação da floresta amazônica é quase eliminado se os impactos diretos do CO₂ na produtividade da planta e da eficiência do uso da água são positivos.

Good et al. (2012) investigaram a resposta da floresta para duas gerações de modelos do sistema terrestre, HadGEM2-ES (Hadley Centre Global Environmental Model version 2 Earth System configuration) e HadCM3LC (third

climate configuration of the Met Office Unified Model in lower resolution with carbon cycle). Ambos os modelos foram forçados com CO₂ aumentando 1% até alcançar 4CO₂ (4x CO₂ do período pré-industrial). Os dois modelos apresentam projeções futuras diferentes para a floresta amazônica. As projeções com o modelo HadGEM2-ES indicam mudanças mínimas na extensão da floresta Amazônica, enquanto o modelo HadCM3LC projeta o 'dieback' da Amazônia. Verificou-se que a diferença nas projeções de morte da floresta está associada com diferenças na mudança prevista do comprimento da estação seca. No entanto, as projeções do HadGEM2-ES não invalidam as projeções do HadCM3LC, porém são menos extremas sobre a Amazônia. No entanto, a degradação da Amazônia continua a ser um possível cenário de mudança perigosa que requer uma maior compreensão.

Os resultados das projeções do modelo HadGEM2-ES para os todos os RCPs foram explorados em Betts et al. (2013) com a finalidade de analisar os impactos das mudanças climáticas nos ecossistemas terrestres e nos recursos hídricos. As projeções do HadGEM2-ES não indicaram o 'dieback' na floresta amazônica como o modelo Met Office Hadley Centre anterior (HadCM3LC). Entretanto, verificaram que em todos os quatro RCPs, o potencial de incêndio poderia aumentar em extensas áreas de terra, particularmente nas latitudes tropicais e subtropicais.

Zhang et al. (2015) exploraram o futuro do ecossistema amazônico sob o impacto combinado de quatro aspectos: mudança climática, aumento da concentração de CO₂ atmosférico, uso da terra e mudanças nos regimes de fogo. Os resultados indicaram que os impactos das mudanças climáticas são determinados principalmente pela magnitude das mudanças projetadas na precipitação regional. No entanto, a fertilização de CO₂ deve aliviar os impactos negativos devido ao estresse hídrico e aumentar a produtividade da vegetação. Isso poderia sustentar altos valores de biomassa, mesmo sob o cenário de clima mais seco. Entretanto, o efeito de fertilização por CO₂ pode ser

compensado pelo aumento da temperatura e incêndios florestais (NOBRE e BORMA, 2009).

Rowland et al. (2015) avaliaram a capacidade de cinco modelos de vegetação para simular as respostas da produtividade a escala de folha e copa às mudanças na temperatura e a ocorrência de seca na Floresta Amazônica. Todos os modelos previram que com o aumento da temperatura a redução na fotossíntese líquida está mais estreitamente ligada ao comportamento dos estômatos do que aos processos bioquímicos. Além disso, a eficiência intrínseca do uso da água aumenta com a temperatura, especialmente quando combinada com a seca.

2.4. Bioma investigado

Nesse estudo foi investigada a vulnerabilidade do bioma Floresta Amazônica quanto aos cenários de mudanças climáticas. Neste tópico serão abordados algumas características importantes e os pontos limites (*tipping points*) para esse bioma.

Segundo FAO (2005), o Brasil possui cerca de 30% das florestas tropicais do mundo e boa parte do seu território é coberta por formações nativas como Florestas Tropicais e Cerrado. A Floresta Amazônica compreende aproximadamente um quarto de todas as espécies existentes no mundo (DIRZO; RAVEN, 2003) e é responsável por 15% de toda a fotossíntese terrestre (FIELD et al., 1998), e portanto torna-se um grande reservatório de carbono. Deste modo, a Floresta Amazônica oferece um importante serviço ambiental para o planeta retirando gases de efeito estufa da atmosfera. A extração de água do solo por raízes de árvores de até 10 m de profundidade, fazendo com que a água retorne para a atmosfera é outro importante processo da Floresta Amazônica.

Entretanto, eventos climáticos extremos como secas induzidas pelo aquecimento global e desmatamento podem transformar grande parte da

Amazônia em Savana (MARENGO, 2006). A estabilidade do clima da Floresta Amazônica está sendo perturbada por diversos fatores humanos como, por exemplo, desmatamento, aquecimento global, incêndios florestais, maiores concentrações atmosféricas de CO₂ e aumento da frequência de secas e inundações (NOBRE; BORMA, 2009, DAVIDSON et al., 2012). O ponto limite para a irreversibilidade na Amazônia pode ser alcançado quando o desmatamento, fogo, anomalias de temperatura da superfície do mar, tais como episódios de El Niño, e aquecimento global inibirem a precipitação em escala regional (NEPSTAD, 2007). Este ponto limite pode ser alcançado pela degradação e a queima de florestas, que aumenta a emissão de fumaça na atmosfera e reduz a liberação de vapor d'água, reduzindo a precipitação.

A Susceptibilidade à seca deve variar regionalmente, dependendo do clima (precipitação total e distribuição sazonal) e das propriedades de armazenamento de água do solo (textura e profundidade) em que os tipos de vegetação existentes estão fisiologicamente adaptados (DAVIDSON et al., 2012). Observações em anos de secas naturais e experimentos de campo que simulam a seca indicam tendências de mortalidade da vegetação em resposta à intensidade da estação seca (PHILLIPS et al., 2010). Se eventos de secas, como a de 2005, se tornarem mais frequentes em alguma região da floresta amazônica, a perda de biomassa pela floresta pode contribuir como uma fonte de carbono (MALHI, 2010, HILKER et al., 2014).

Metcalf et al. (2010), através de um experimento de campo para simulação de seca (*through-fall exclusion* -TFE) com exclusão de 50% da precipitação sobre em uma área de 1 ha na floresta de Caxiuanã no leste da Amazônia, mostrou que a diminuição de NPP foi de 2.4 ± 1.4 tC/ha/ano quando comparado com uma área sem exclusão da precipitação. Embora não esteja claro se o efeito é positivo ou negativo sobre o balanço de carbono, o aumento das temperaturas também pode afetar a fotossíntese da planta e as taxas de respiração.

3 METODOLOGIA

A fim de identificar o impacto das mudanças climáticas no bioma Floresta Amazônica foram realizadas simulações numéricas através de um modelo clima-vegetação acoplado. O modelo climático atmosférico utilizado nesse estudo é o Modelo Eta que tem sido usado no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) para previsões sazonais, simulações climáticas e projeções de cenários futuros para a América do Sul (PESQUERO et al., 2009; CHOU et al., 2012; CHOU et al., 2014a). Nesses estudos, o modelo Eta climático foi forçado por modelos globais do IPCC e apresentou resultados satisfatórios no aumento do detalhamento das simulações. Devido a maior resolução espacial, os modelos regionais permitem uma simulação explícita dos processos de mesoescala e melhor representação de topografia, do uso e cobertura da terra e da distribuição terra-oceano. Portanto, o *downscaling* dinâmico usando modelos climáticos regionais é uma ferramenta importante nos estudos que visam avaliar os impactos das mudanças climáticas no futuro.

Estudos anteriores (DORMAN; SELLERS, 1989; LEAN; WARRILOW, 1989; NOBRE et al., 1991; CORREIA et al., 2006; OLIVEIRA, 2008) avaliaram os impactos no clima a partir de uma mudança na cobertura de vegetação, porém essa vegetação é mantida fixa durante a integração do modelo. Outros estudos, baseados em modelos de vegetação potencial, têm sido utilizados para a estimativa de impactos das mudanças climáticas na cobertura vegetal (NOBRE et al., 2005; SALAZAR et al., 2007). Estes diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima e em grande escala reproduzem razoavelmente bem a correspondência entre os biomas potenciais e os naturais (OYAMA, 2002). Entretanto a cobertura de vegetação muda continuamente ao longo do tempo em respostas às variações climáticas (DELIRE et al., 2011) e em escalas menores que a grande escala.

Nesse estudo foi utilizado o modelo InLand que inclui um módulo de vegetação dinâmica. Este modelo permite estudar a interação entre a vegetação e o clima em escalas menores. Desta forma, uma maneira de estudar esta interação é através do acoplamento dos dois modelos (Eta e InLand), seja de forma assíncrona (InLand off-line) ou totalmente acoplada (Eta-Inland). Em ambas, o modelo Eta fornece os processos físicos e dinâmicos atmosféricos enquanto o InLand pode simular o comportamento dinâmico da superfície e os processos que ocorrem nos ecossistemas e suas consequências para a estrutura e composição da vegetação. Para implementar as trocas de informação (variáveis) entre os dois modelos, os códigos fontes de cada modelo foram modificados permitindo as trocas de informação entre eles.

Os impactos das mudanças climáticas nos diferentes biomas devem ser variados, portanto, é mais razoável analisar os impactos das mudanças climáticas nos biomas separadamente. Para isso foram analisadas as mudanças na NPP que mostra a taxa de acúmulo de carbono após perda por respiração e outros processos metabólicos das plantas. A análise da NPP é importante para descrever a estrutura e função dos ecossistemas terrestres além de ajudar na compreensão do ciclo de carbono sobre a superfície da Terra. Mudanças na NPP de um ecossistema terrestre refletem influências climáticas, ecológicas, geoquímicas e humanas sobre a biosfera (NEMANI et al., 2003). A NPP pode tanto aumentar ou diminuir no cenário de clima futuro (MELILLO et al., 1993; ANTHONY et al., 1997). O Aumento ou diminuição depende de tipos de vegetação, da magnitude e extensão das mudanças climáticas e das forçantes que lhes estão associadas (IPCC, 2001).

Nas seções seguintes, o modelo de vegetação dinâmica será descrito, seguido pelo modelo Eta, o modelo climático global, HadGEM2-ES, e os cenários de emissões. Em seguida, serão discutidos os experimentos numéricos apresentando suas configurações e os dados utilizados para forçar as simulações climáticas. As últimas seções apresentam os dados utilizados para

a avaliação das simulações de clima presente e uma discussão sobre o bioma investigado neste estudo, respectivamente.

3.1. Descrição dos modelos

Nesta seção uma visão geral dos modelos utilizados neste trabalho é apresentada. Os modelos são baseados em princípios físicos. A confiança para fornecer estimativas quantitativas da futura mudança climática está aumentando com melhorias de resolução, métodos computacionais, e parametrizações.

3.1.1. InLand

Uma descrição do Modelo InLand (*Integrated Model of Land Surface Processes*) e suas principais características e formulações são apresentados a seguir. Este modelo é derivado do modelo IBIS versão 2.6 desenvolvido inicialmente no SAGE (*Center for Sustainability and the Global Environment*). O IBIS foi projetado para ligar explicitamente processos de superfície terrestre e hidrológicos, ciclos biogeoquímicos terrestres, e dinâmica da vegetação em uma única estrutura fisicamente consistente (KUCHARIK et al., 2000). O modelo considera mudanças transientes na composição e estrutura da vegetação em resposta a mudanças no meio ambiente e é, portanto, classificado como um Modelo de Vegetação Global Dinâmica.

O InLand considera os mesmos processos focando em questões importantes da interação biosfera-atmosfera na América do Sul. Sendo assim, o foco principal do InLand é uma melhor representação dos processos relevantes nos trópicos e particularmente na América do Sul e no Brasil, tais como a representação de terras agrícolas, com interesse especial para as principais culturas brasileiras, dinâmica de várzea (importantes nas regiões: Amazônica, Pantanal e Araguaia), e a dinâmica da cobertura do solo que caracteriza

regiões da Amazônia e do Cerrado. O modelo InLand tem participado de diversos estudos internacionais de impacto como AMAZALERT, COMBINE, e outros. Atualmente o modelo é desenvolvido no INPE com parceria da Universidade Federal de Viçosa (UFV). Esforços têm sido feitos para melhorar alguns parâmetros deste modelo para a América do Sul, como por exemplo, para a região Amazônica (IMBUZEIRO, 2005).

O InLand foi projetado para integrar uma variedade de fenômenos de ecossistemas terrestres em um modelo simples e fisicamente consistente que pode ser incorporado a modelos de circulação geral da atmosfera. O modelo é dividido em quatro módulos que rodam em uma grade comum e são organizados com respeito a sua escala temporal (Figura 3.1).

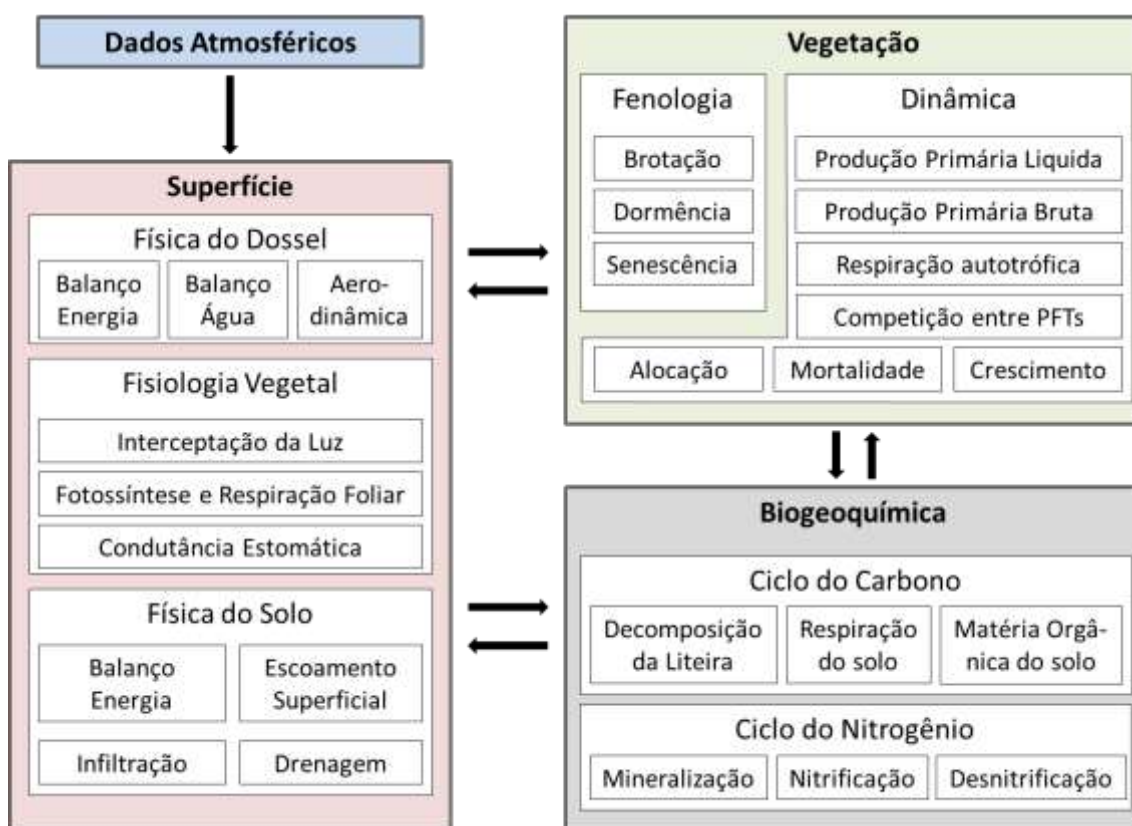


Figura 3.1 – Quadro esquemático do modelo InLand. As setas indicam a informação fluindo entre os módulos.

Fonte: Adaptado de Foley et al. (1998)

O módulo de superfície usa duas camadas de vegetação e seis camadas de solo para simular os balanços de energia, água, dióxido de carbono e *momentum* à superfície. O módulo de fenologia da vegetação é usado para descrever o comportamento de tipos de plantas específicos em relação às condições climáticas sazonais. O módulo de balanço de carbono soma a fotossíntese bruta, respiração de manutenção e respiração de crescimento para representar o balanço anual de carbono para cada um dos nove tipos funcionais de plantas. O módulo de vegetação dinâmica simula a mudança da cobertura de vegetação com dependência no tempo, resultante de mudanças na produtividade líquida primária, fixação de carbono, crescimento da biomassa, mortalidade e volume de biomassa para cada tipo funcional de planta. Os módulos serão descritos com maiores detalhes nos tópicos abaixo.

3.1.1.1. Processos da superfície terrestre

O módulo de processos da superfície terrestre contém duas camadas de cobertura de vegetação: dossel inferior (arbustos e pastagem natural) e dossel superior (árvores). Cada camada é caracterizada pela soma da área da folha e biomassa de cada TFP (Figura 3.2a). As camadas de solo são distribuídas com espessuras, da mais rasa para a mais profunda, de 0,10, 0,15, 0,25, 0,50, 1,00, 2,00 m, totalizando 3,00 m distribuídos entre as seis camadas. Cada camada de solo é descrita em termos de temperatura do solo e conteúdo de água e gelo no solo. A umidade do solo é baseada na equação de fluxo de Richards (RICHARDS, 1931), em que a umidade do solo varia no tempo e no espaço em função da condutividade hidráulica do solo, da curva de retenção de água, da captação de água pelas plantas e da drenagem de água ao longo do perfil do solo. Quanto mais profundo e bem distribuído for o sistema radicular maior será a captura de água pelas raízes e menor será o estresse hídrico. Este módulo também possui três camadas de neve que são representadas em

termos de temperatura, fração de cobertura e espessura da neve (FOLEY et al., 1996).

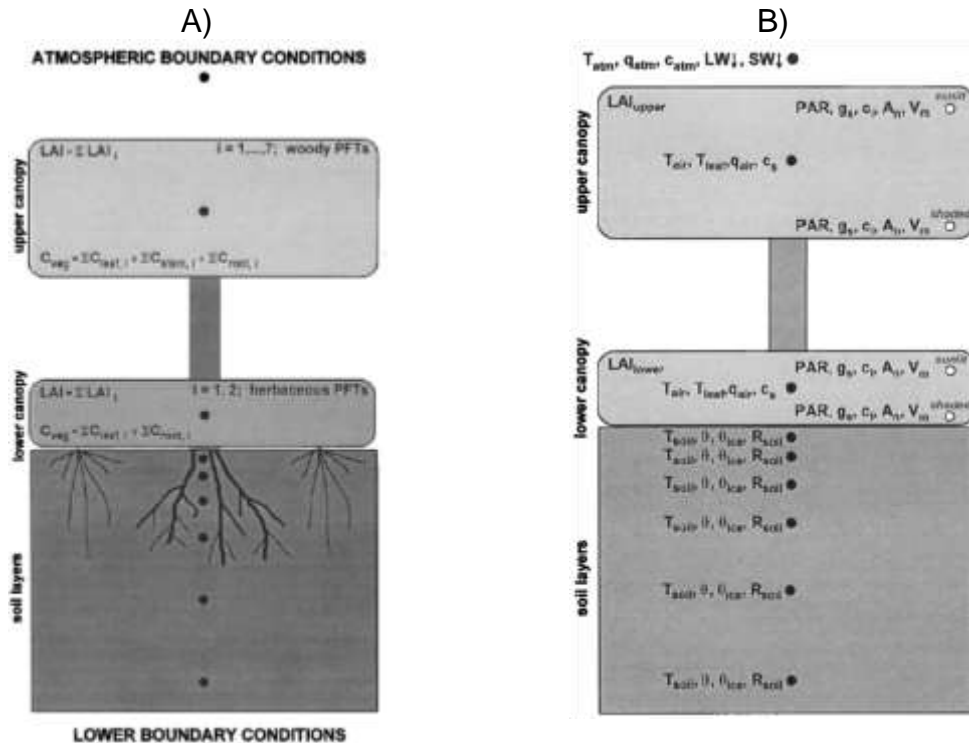


Figura 3.2 – (A) Módulo de superfície terrestre do IBIS (B) incluindo as variáveis primárias calculadas.

Fonte: Adaptado de Foley et al. (1996).

O modelo simula as trocas de energia, água, dióxido de carbono e *momentum* entre a superfície, os dosséis de vegetação e a atmosfera (Figura 3.2b). O modelo representa explicitamente a temperatura da superfície do solo e dos dosséis de vegetação, assim como a temperatura e umidade específica nos espaços de ar no dossel. Mudanças na temperatura e umidade específica são controladas pelo balanço de radiação da vegetação e da superfície e pelos fluxos turbulentos de calor sensível e latente.

A radiação solar é tratada usando a aproximação 'two-stream' (SCHMETZ, 1984) em cada camada de vegetação com cálculos separados para radiação direta e difusa em dois comprimentos de ondas (visível de 0,4 a 0,7 μm e

infravermelho de 0,7 a 4,0 μm). A radiação infravermelha é tratada como se cada camada de vegetação fosse um plano semitransparente. A emissividade depende da densidade foliar. O InLand estima o balanço de radiação da vegetação e do solo, e o particiona em fluxos difusos e turbulentos de calor sensível (H) e de calor latente (LE).

A evapotranspiração total é calculada como a soma dos três fluxos de vapor d'água: evaporação da superfície do solo; evaporação da água interceptada pelos dosséis (cascata de precipitação); e transpiração dos dosséis. A taxa de transpiração depende da condutância estomática e é calculada para todos os TFP.

3.1.1.2. Fenologia

Esse módulo é baseado em regras que descrevem a relação entre as mudanças sazonais na vegetação e restrições climáticas sazonais. Isso engloba o ciclo anual das folhas de árvores decíduas, reposta das árvores à secas e mudanças na atividade fisiológica de árvores perenes. As plantas decíduas perdem suas folhas no inverno quando a temperatura média diária cai abaixo de um limiar crítico. Na primavera as folhas reaparecem quando a temperatura eleva-se acima de outro limiar crítico. A equação para senescência, supondo que a média de temperatura de 10 dias é menor que uma temperatura limiar (T_{thresh}) é dada por:

$$L_{disp} = \max(0, T_{\text{thresh}} - d_{frac})$$

$$T_{\text{thresh}} = \max(0, T_{\text{thresh}} - d_{frac})$$

em que L_{disp} é a fração usada para atualizar o LAI e frações do dossel, T_c é a temperatura média mensal mais fria, e d_{frac} é o inverso do número de dias para afetar a mudança fenológica (FOLEY et al., 1996).

3.1.1.3 Fisiologia

O modelo simula a assimilação de CO₂ e a respiração na escala da folha utilizando as equações de Farquhar (FARQUHAR et al., 1980; FARQUHAR; SHARKEY, 1982) em que a assimilação de CO₂ bruta (A_g) é função da radiação absorvida (APAR), da temperatura da folha (T), da concentração interna de CO₂ (c_i) e da capacidade máxima da enzima Rubisco (V_{max}):

$$A_g = \min(J_e, J_c)$$

$$J_e = \alpha_3 \cdot APAR \frac{c_i - \Gamma_*}{c_i + 2\Gamma_*}$$

$$J_c = \frac{V_m (c_i - \Gamma_*)}{c_i + K_c \left(1 + \frac{[O_2]}{K_o}\right)}$$

$$\Gamma_* = \frac{[O_2]}{2\tau}$$

$$c_i = c_s - \frac{1.6 A_n}{g_s}$$

$$V_m = V_{\max} \cdot \omega(T) \cdot \omega(S)$$

Em que,

J_e é a taxa de assimilação de CO₂ limitada pela luz,

J_c é a taxa de assimilação de CO₂ limitada pela Rubisco,

Γ* é o ponto de compensação para assimilação de CO₂ bruta,

K_c e K_o são coeficientes de Michaelis-Menten para CO₂ e O₂,

w_(t) é a função de estresse devido à temperatura,

w_(s) é a função de estresse devido à umidade do solo,

α₃ é a eficiência quântica da planta e

ζ é o custo de respiração da atividade Rubisco.

A respiração de manutenção (R_d) é função apenas de V_{\max} : $R_d = \zeta \cdot V_{\max}$

Assim, tem-se que a assimilação de CO_2 líquida (A_n) é: $A_n = A_g - R_d$

A condutância estomática conforme Leuning (1995) é dada por:

$$g_s = m_0 \frac{A_n h_a}{c_s} + b$$

Em que,

c_s é concentração de CO_2 na camada-limite foliar,

h_a é a umidade relativa do ar,

m_0 é o coeficiente relacionado à condutância estomática e

b é o intercepto da relação linear.

Essa aproximação fornece uma ligação mecânica entre as trocas de água e CO_2 entre a vegetação e a atmosfera (COLLATZ et al., 1991). Devido à resposta não linear dos parâmetros fisiológicos às variações das condições ambientais, assume-se que o perfil vertical da capacidade da enzima Rubisco é otimizado com respeito à fotossíntese líquida no dossel (SELLERS et al., 1992; HAXELTINE; PRENTICE, 1997).

3.1.1.4. Balanço de carbono

O balanço de carbono anual é calculado para cada TFP somando os fluxos de carbono horário (fotossíntese bruta e respiração) (FOLEY et al., 1996).

$$GPP_i = \int A_{g,i} dt$$
$$NPP_i = (1 - \beta) \int (A_{g,i} - R_{leaf,i} - R_{stem,i} - R_{root,i}) dt$$

Em que, i é cada TFP, A_g é a assimilação de CO_2 bruta, β é fração de carbono perdida na construção do material vegetal devido à respiração ($\beta=0,33$).

A representação de cada TFP é determinada pelo carbono em três reservatórios de biomassa: folhas, caules e raízes finas.

$$\frac{\partial C_{i,j}}{\partial t} = a_{i,j} NPP_i - \frac{C_{i,j}}{\tau_{i,j}}$$

Em que, j é cada reservatório de biomassa, $a_{i,j}$ é fração de NPP anual alocado em cada reservatório, $\tau_{i,j}$ é o tempo de residência do carbono em cada reservatório e representa a perda de biomassa pela mortalidade.

O InLand também possui um submodelo de biogeoquímica do solo que considera o escoamento de carbono e nitrogênio através da vegetação, detritos e matéria orgânica no solo. Este submodelo é similar a do modelo CENTURY (PARTON et al., 1993) e de Verberne et al. (1990). O total de carbono existente no primeiro metro de solo é dividido dentro de compartimentos caracterizados de acordo com o seu tempo de residência.

3.1.1.5. Vegetação dinâmica

Na inicialização, um dos 15 tipos de vegetação é especificado para cada ponto de grade por um dado de entrada (Tabela 3.1). Assim, baseado em variáveis específicas climatológicas, a cobertura de vegetação para o dossel alto e o baixo é atribuído usando a distribuição de um ou mais dos doze tipos funcionais de planta (TFPs).

Tabela 3.1 – Tipos de vegetação do InLand.

Índice	Bioma	Tipo Funcional de Planta		
1	Floresta Tropical Perene	Árvores Perenes	Tropicais	Folhosas
2	Floresta Tropical Decídua	Árvores Decíduas	Tropicais	Folhosas
3	Floresta Temperada Folhosa Perene	Árvores Perenes	Temperadas	Folhosas
4	Floresta Temperada Conífera Perene	Árvores Perenes	Temperadas	Coníferas
5	Floresta Temperada Decídua	Árvores Decíduas	Temperadas	Folhosas
6	Floresta Boreal Perene	Árvores Boreais	Coníferas	Perenes
7	Floresta Boreal Decídua	Árvores Boreais	Folhosas	Decíduas
8	Floresta Mista/Bosque	Árvores Decíduas	Boreais	Coníferas
9	Savana	Arbustos	Perenes	
10	Pastagem Natural/Estepe	Arbustos	Decíduos	
11	Arbustos Densos	Gramíneas	Quentes (C ₄)	
12	Arbustos	Gramíneas	Frias (C ₃)	
13	Tundra			
14	Deserto			
15	Deserto Polar/Rocha/Gelo			

Fonte: Adaptado de Foley et al., 1996

Pelo menos um tipo funcional de planta deve existir em cada ponto de grade e o InLand permite explicitamente diferentes TFPs num mesmo ponto de grade que podem competir por recursos como luz, água e nutrientes. Assim, o InLand atualiza o tipo de vegetação anualmente baseado na distribuição de LAI entre cada um dos TFPs. Por exemplo, em uma área onde o tipo predominante é Árvores Temperadas Folhosas Decíduas, se o LAI designado para as árvores é alto, médio ou baixo, então a área será designada como Floresta Decídua Temperada, Savana ou Pastagem, respectivamente. Ou seja, uma camada de vegetação mais elevada está apta a captar luz primeiro e também sombreia o dossel da vegetação mais baixa. Entretanto, a camada mais baixa da vegetação captura a umidade do solo primeiro conforme a água infiltra através

do solo. Desta maneira o modelo pode simular a competição entre árvores e gramíneas.

A competição entre TFPs dentro de uma mesma camada da vegetação é governada por diferenças no balanço anual do carbono, resultante de diferentes estratégias ecológicas, incluindo diferenças na fenologia (sempre verde versus decídua), e o caminho fotossintético (C_3 ou C_4) (FOLEY et al., 1998).

Os valores dos parâmetros que restringem a existência dos TFPs são apresentados na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Parâmetros de restrições climáticas utilizados no modelo InLand.

TFP	Temperatura mínima (limite inferior)	Temperatura mínima (limite superior)	Temperatura do mês mais quente	Mínimo de Graus dias
1	0.0	-	-	-
2	0.0	-	-	-
3	-10.0	0.0	-	-
4	-45.0	0.0	-	1200
5	-45.0	0.0	-	1200
6	-57.5	-45.0	-	350
7	-57.5	-45.0	-	350
8	-	-45.0	-	350
9	-	-	-	100
10	-	-	-	100
11	-	-	22.0	100
12	-	-	-	100

3.1.1.6. Dados de entrada

O Conjunto de dados de entrada para o modelo InLand são arquivos em formato Network Common Data Form (NetCDF) com as variáveis descritas na Tabela 3.3. A frequência dos dados é diária e deve ser fornecida em calendário gregoriano para cada ano de integração. O mapa de vegetação potencial natural inicial do InLand é derivado de Ramankutty e Foley (1999) e SAGE (2002) e possui resolução de 0.5°. A área de floresta tropical abrange a parte

central da América do Sul, rodeado por algumas áreas de Cerrado, Arbustos Sudeste e densa no sul. Em termos de textura do solo, o dado de entrada para o InLand é derivado de Carter e Scholes (2000). O modelo também utiliza as informações de topografia.

Tabela 3.3 – Descrição dos dados de entrada diários para o modelo InLand.

Nome do arquivo	Descrição dos Dados	Unidades
cld.daily.?????.nc	Nebulosidade média diária	%
Temp.daily.?????.nc	Temperatura media diária	°C
Prec.daily.?????.nc	Precipitação diária	mm/dia
sphum.daily.?????.nc	Umidade específica média diária do ar	g/kg
tmin.daily.?????.nc	Temperatura mínima diária	°C
Tmax.daily.?????.nc	Temperatura máxima diária	°C
Wspd.daily.?????.nc	Velocidade média diária do vento	m/s

????, no nome do arquivo, refere-se ao ano do dado com 4 dígitos.

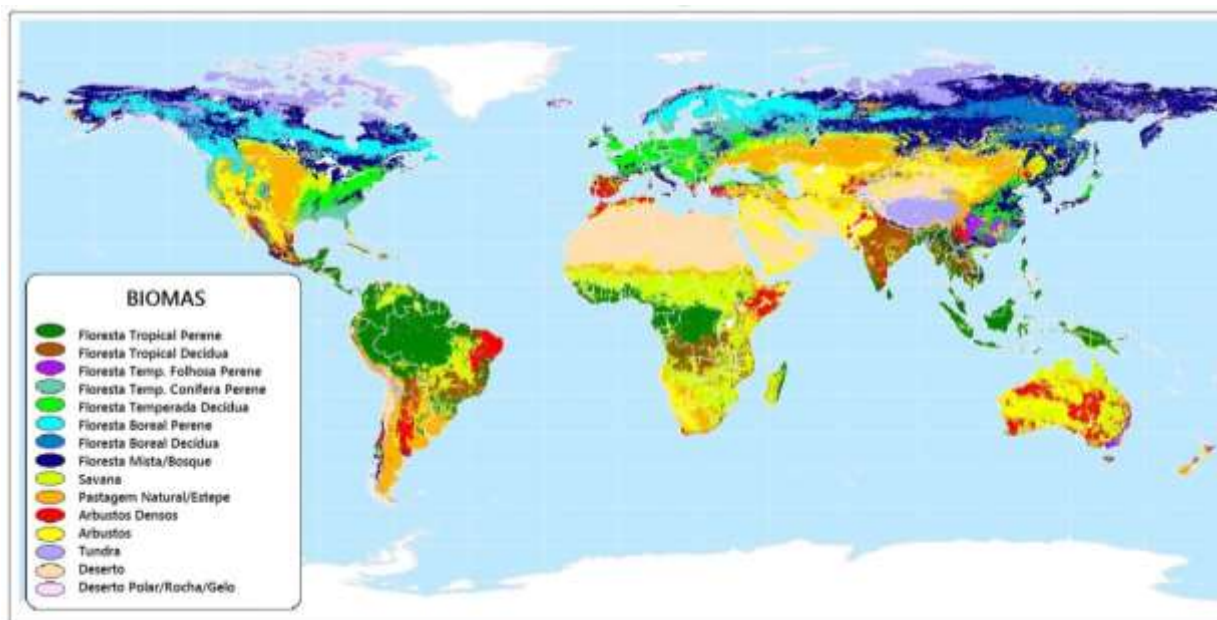


Figura 3.3 – Vegetação potencial do modelo InLand.

Fonte: Adaptado de Ramankutty e Foley (1999); SAGE (2002).

3.1.2. Modelo Eta

Esse subitem descreve brevemente as principais características do modelo Eta. O modelo Eta é um modelo atmosférico de área limitada que foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994).

Uma das características principais deste modelo é a coordenada vertical Eta (η) definida por Mesinger (1984). A vantagem desta coordenada é que as superfícies desta coordenada são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais. Estes erros são significativos em regiões de montanhas íngremes como é o caso dos Andes na América do Sul. A coordenada η é fundamentada na normalização da pressão com a vantagem de que, nesta coordenada, as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal, tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Matematicamente a coordenada η é definida pela expressão:

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_s - p_T} \right) \left[\frac{p_{ref}(z) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right]$$

em que, p_T é a pressão no topo do modelo (25 hPa), p_s e z são a pressão e a elevação da fronteira inferior do modelo, respectivamente, p_{ref} é a pressão de um estado de referência em relação ao nível médio do mar. O primeiro termo do lado direito da equação é a definição padrão da coordenada sigma e o segundo é o termo de conversão da coordenada vertical sigma na Eta.

O esquema físico do modelo Eta na versão climática compreende os esquemas de convecção de Betts-Miller (BETTS; MILLER, 1986). A microfísica de nuvens é produzida pelo esquema de Zhao (ZHAO et al., 1997). O esquema de radiação inclui tratamento para radiação de onda curta (LACIS; HANSEN, 1974) e onda longa (FELS; SCHWARZKOPF, 1975). O esquema de superfície

é o Noah (MITCHELL, 2001; EK et al., 2003), com 4 camadas de solo e 13 tipos de cobertura de superfície. A turbulência atmosférica é representada pelo esquema de Mellor-Yamada nível 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982). Na camada superficial utiliza-se a teoria de Monin-Obukhov com as funções de estabilidade de Paulson (1970) com comprimentos de rugosidade separados para o *momentum* e calor.

Algumas modificações foram feitas no Modelo Eta para ser utilizado em estudos de cenários de mudança climática. A temperatura da superfície do mar (TSM) é derivada de médias mensais do MCGA que fornece as condições de contorno para o Modelo Eta. O Eta atualiza diariamente a TSM através de interpolação linear. A inclusão de CO₂ no modelo Eta foi realizada através de perfis verticais de transferência radiativa (coeficientes de absorção, transmissão, emissão) compatíveis com aumento na concentração de CO₂. Alterações no código do Eta foram realizadas de modo que concentração de CO₂ equivalente variasse de acordo com as concentrações utilizadas no modelo global que fornece as condições de contorno.

3.1.3. Modelo HadGEM2-ES

As condições de contorno laterais usados para forçar o modelo regional Eta foram fornecidos pelo modelo global do sistema terrestre do Hadley Centre UK Met Office, versão 2, o HadGEM2-ES (COLLINS et al., 2011; JONES et al, 2011) . Este modelo global foi utilizado no quinto projeto de intercomparação de modelos acoplados (CMIP5 - 5th Coupled Model Intercomparison Project).

O modelo HadGEM2-ES é um modelo do sistema terrestre com resolução N96L38 (aproximadamente 1.875°x1.250° em longitude por latitude, e 38 níveis verticais), tendo um modelo oceânico com uma resolução horizontal de 1 grau (aumento de 1/3 grau no equador) e 40 níveis de profundidade. O passo de

tempo do modelo HadGEM2-ES é de 30 minutos para as componentes da atmosfera e superfície e 1 hora para a componente oceânica.

Os componentes do sistema terrestre incluem ciclo do carbono terrestre e oceânico, e química da troposfera. A vegetação e o ciclo do carbono terrestre são representados pelo modelo de vegetação dinâmica global, TRIFFID (Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics; COX, 2001), que simula a cobertura e balanço do carbono de 5 tipos de vegetação: árvores de folhas grandes (*broadleaf tree*), coníferas (*needleleaf tree*), gramínea C3 (*C3 grass*), gramínea C4 (*C4 grass*) e vegetação arbustiva (*shrub*).

A biologia e química do oceano são representadas pelo modelo Diat-HadOCC que inclui a limitação de crescimento do plâncton por macro e micronutrientes, e também simula a emissão de Dimetil Sulfeto (DMS) para a atmosfera. A química da troposfera é representada pelo modelo UKCA (*United Kingdom Chemistry and Aerosol model*) e também inclui novas espécies de aerossóis (carbono orgânico e poeira). O UKCA afeta a forçante radiativa através das alterações no metano e ozônio simuladas, bem como a taxa em que o dióxido de enxofre e emissões de DMS são convertidos em sulfato de aerossol.

3.2. Cenários de emissão de GEE

Os cenários de emissão são um conjunto de descrições de como o futuro pode se desdobrar em diversas áreas socioeconômicas, tecnológica e ambiental, além de considerar as emissões de gases de efeito estufa e aerossóis. Desta forma, os cenários permitem avaliar as incertezas sobre as contribuições humanas para a mudança climática (MOSS et al., 2010). A abordagem do desenvolvimento de cenários de emissão foi modificada em relação ao IPCC-AR4 devido a certas dificuldades na obtenção de dados de Produto Interno Bruto, crescimento populacional, usos da terra, entre outros. Além disso, a abordagem do AR4 não considerava todos os processos de maneira integrada.

A nova abordagem utilizada no IPCC-AR5 inicia com a evolução do nível de forçamento radiativo até 2100. Essas trajetórias de forçamento radiativo não estão relacionadas a um único cenário socioeconômico ou de emissões.

Assim, foram estabelecidos quatro caminhos representativos de concentração (*representative concentration pathways*, RCPs na sigla em inglês). Os RCPs são chamados representativos porque cada um deles apresenta um de vários cenários possíveis que levariam às mesmas características de forçamento radiativo. Os quatro cenários são apresentados de forma resumida na Tabela 3.4.

Neste trabalho, foram utilizadas as projeções do HadGEM2-ES para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. A escolha dos cenários neste trabalho seguiu a ideia de obter o intervalo de respostas para a mudança. Entretanto, o cenário RCP2.6 não foi utilizado por ser um cenário muito otimista. No cenário RCP4.5, o forçamento radiativo aumenta quase linearmente até cerca de 2060 e, em seguida, diminui a taxa de crescimento até o final do século onde se estabiliza. O RCP8.5 é o mais pessimista sendo caracterizado por um aumento contínuo das emissões de gases de efeito de estufa que continua para além 2100.

Tabela 3.4 – Cenários do AR5.

Nome	Forçamento Radiativo	Concentração (ppm)	Caminho	Modelo
RCP8.5	> 8.5 W m ⁻² em 2100	> 1370 CO ₂ equiv. em 2100	Crescimento após 2100	MESSAGE
RCP6.0	~ 6 W m ⁻²	~ 850 CO ₂ equiv.	Estabilização após 2100	AIM
RCP4.5	~ 4.5 W m ⁻²	~ 650 CO ₂ equiv.	Estabilização após 2100	GCAM
RCP2.6	Pico de ~3 W m ⁻²	Pico de 490 CO ₂ equiv.	Pico antes de 2100 e declínio	IMAGE

Fonte: Adaptado de Moss et al. (2010).

3.3. Simulações e projeções numéricas

A Figura 3.4 resume os esquemas de modelagem utilizados neste trabalho. No primeiro esquema (Figura 3.4a), o modelo global (HadGEM2-ES) simula as características do escoamento atmosférico em grande escala e fornece os campos atmosféricos nas fronteiras laterais do domínio para o modelo Eta que por sua vez representa os processos físicos e dinâmicos da atmosfera de forma mais detalhada (*downscaling* dinâmico) e fornece os resultados para o modelo de vegetação dinâmica InLand. O modelo de vegetação dinâmica simula o comportamento dinâmico da vegetação e os processos que ocorrem sobre o continente e suas consequências para a estrutura e composição da cobertura vegetal. Na Figura 3.4b os mesmos modelos estão representados, entretanto, modelo Eta-InLand é considerado como um modelo totalmente acoplado em que os processos do modelo de vegetação dinâmica e atmosfera interagem durante a integração numérica.

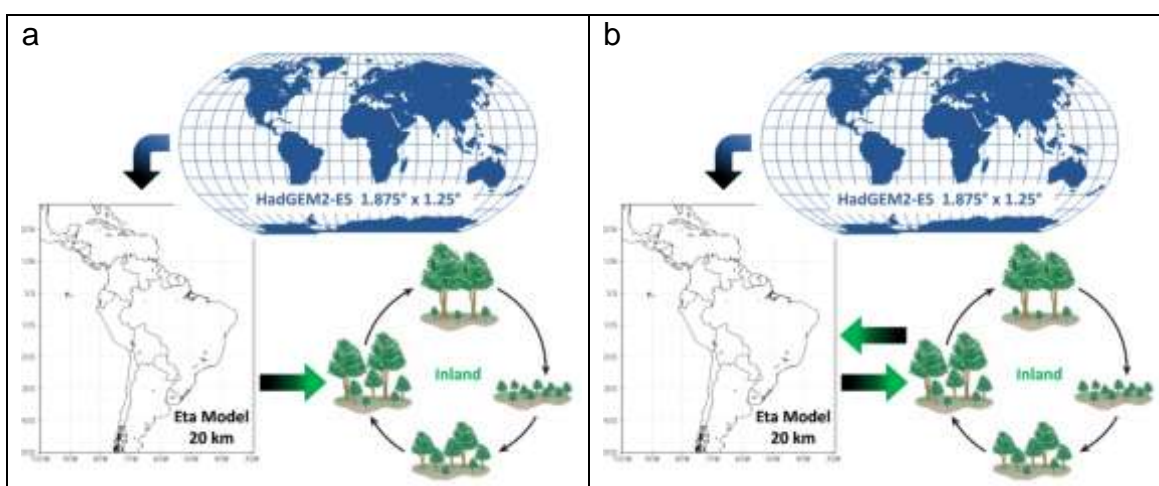


Figura 3.4 – Acoplamento assíncrono (InLand offline) e acoplamento síncrono (Eta-InLand) entre os modelos Eta e InLand.

Inicialmente foram realizadas as simulações e projeções regionalizadas sobre a América do Sul com o modelo Eta, utilizando como condição de contorno as saídas do modelo HadGEM2-ES do UK Met Office. O tempo de integração do

modelo Eta foi dividido em períodos menores de tempo denominados '*time slice*'. O '*time slice*' do clima presente abrangeu 46 anos de integração compreendidos entre os anos de 1960 a 2005. A resolução configurada foi de 20 km abrangendo toda América do Sul e parte da América Central e 38 níveis verticais. O primeiro ano de simulação de cada *time slice* foi descartado das análises. Esse período é suficiente para que o modelo alcance o *spin-up*, especialmente com relação à umidade do solo. As projeções com o Modelo Eta foram realizadas utilizando diferentes cenários de emissões de CO₂ (RCPs) especificamente o RCP4.5 e RCP8.5. As projeções obedeceram à configuração da rodada histórica, quanto ao domínio e resolução.

Os experimentos numéricos utilizando o modelo InLand-offline foram divididos em duas partes. Primeiramente foram realizadas duas simulações: a primeira forçando o modelo com dados de reanálise (CFSR) (SAHA et al., 2010) e a segunda com a rodada histórica do Modelo Eta-HadGEM2-ES. Essas simulações são importantes para analisar a resposta dos fluxos de superfície do modelo InLand com diferentes dados de entrada e, além disso, permite realizar uma validação do modelo. Para esta etapa foi necessária a compatibilização dos dados de saída do modelo Eta para servirem como dados de entrada para o modelo InLand. As simulações com os dados de reanálise cobriram o período de 1981 até 2005, enquanto as simulações forçadas com as saídas do modelo Eta abrangeram os anos de 1961 até 2005. O primeiro ano da simulação do modelo Eta-HadGEM-ES foi descartado por se tratar do '*spin-up*' do modelo Eta em simulações de longo prazo. Os resultados das simulações do modelo Inland forçado com ambos os conjuntos de dados foram comparados com dados observacionais dos fluxos de calor sensível e latente da Torre de Santarém-K83. Desta forma, pretende-se avaliar os erros associados ao modelo InLand.

Após a validação do clima presente foram realizadas projeções com integrações longas (2006 a 2099) com atuação do esquema de vegetação dinâmica e dessa forma permitir a análise dos processos entre a atmosfera e a

atmosfera. O modelo de vegetação dinâmica InLand foi aplicado como um modelo de impacto para analisar as consequências prováveis sobre o bioma Amazônia sob a influência da mudança climática simulada pelo modelo Eta-HadGEM2ES. O impacto foi avaliado sobre propriedades da vegetação, tais como produtividade primária líquida (NPP) e índice de área foliar (LAI), biomassa e distribuição da vegetação em termos dos principais tipos de vegetação. Os cenários utilizados foram o RCP4.5 e o RCP8.5 do modelo Eta-HadGEM2-ES. Desta forma, foi analisada a vulnerabilidade do bioma e a incerteza da vulnerabilidade.

Na terceira parte foram realizadas simulações com o modelo Eta-InLand totalmente acoplado (Figura 3.4b). O tempo de integração do modelo foi de 1,5 anos e a resolução de 20 km. Com esta simulação foi investigado como a interação entre os dois modelos simultaneamente podem modificar os fluxos de calor à superfície.

3.4. Acoplamento Eta-InLand

Para análise dos fluxos interativos entre os dois modelos (Eta e InLand), foi realizado um refinamento na aplicação do modelo de impacto Inland. O refinamento foi incluído a partir do acoplamento dos modelos. Para tal, foi introduzida uma rotina de interface entre os dois modelos. Essa rotina tanto transfere variáveis do modelo Eta para o modelo InLand como na direção contrária. No Modelo Eta, esta rotina foi configurada para ser chamada no mesmo passo de tempo da chamada da física do modelo. Assim, o esquema de superfície anterior Noah, (EK et al., 2003) foi substituído pelo InLand e foram introduzidas algumas adequações de variáveis requeridas pelo Modelo InLand. O tempo de chamada é definido de acordo com a resolução e o passo de tempo de chamada da física do modelo. Entretanto, os módulos do modelo Inland são chamados por uma série de loops de tempo aninhados por passos de tempo de minutos, dias, meses e anos. As chamadas dos módulos nos seus

devidos tempos foram mantidas, porém sempre sincronizado com o passo de tempo do modelo Eta. A etapa de geração das condições iniciais para o modelo InLand foi movida para a etapa de inicialização do modelo Eta.

As variáveis do Modelo InLand são dimensionadas em vetores enquanto o Modelo Eta faz sua integração considerando matrizes na grade E de Arakawa, portanto, houve a necessidade de adequação da grade do InLand. Para isso optou-se por trabalhar com a chamada do InLand ponto a ponto, ou seja, para cada ponto de grade do modelo Eta realiza-se o processamento do Modelo Inland.

O mapa de cobertura de vegetação inicial utilizado na versão acoplada é o mapa do PROVEG-RADAM utilizado pela versão do modelo Eta com o esquema de superfície Noah. O mapa do PROVEG-RADAM foi construído a partir do mapa produzido por Sestini et al. (2002) e correções introduzidas por Candido (2002). Diante disso, houve a necessidade de compatibilização das classes de vegetação deste mapa com as classes de vegetação utilizadas pelo Modelo InLand (Tabela 3.5). Para o mapa de solo o mesmo procedimento de compatibilização dos mapas foi adotado (Tabela 3.6).

Tabela 3.5 – Correspondência entre as classes de vegetação do Inland e do Noah.

Índice	Classes de vegetação – Inland (RAMANKUTTY e FOLEY, 1999)	Índice	Classes de vegetação – Noah (DORMAN e SELLERS, 1989)
1	Floresta Tropical Perene	1	Árvores latifoliadas perenes
2	Floresta Tropical Decídua	2	Árvores latifoliadas decíduas
3	Floresta Temperada Folhosa Perene		
4	Floresta Temperada Conífera Perene	4	Árvores aciculadas perenes
5	Floresta Temperada Decídua	5	Árvores aciculadas decíduas
6	Floresta Boreal Perene		
7	Floresta Boreal Decídua		
8	Floresta Mista/Bosque	3	Árvores latifoliadas/aciculadas
9	Savana	6	Savana
10	Pastagem Natural/Estepe	7,12	Gramíneas e herbáceas, Cultivos
11	Arbustos Densos	8	Arbustos latifoliados com cobertura herbácea perene
12	Arbustos	9	Arbustos latifoliados com solo exposto
13	Tundra	10	Tundra
14	Deserto	11	Solo exposto
15	Deserto Polar/Rocha/Gelo	13	Gelo

Tabela 3.6 – Correspondência entre as classes de solo do Inland e do Noah.

Índice	Classes de solo – InLand (CARTER e SCHOLLES,2000)	Índice	Classes de solo – Noah (ZOBLE, 1986 / COSBY et al, 1984)
1	Areia		
2	Areia franca	1,9	Grosso / Areia franca
3	Franco arenoso	4	Médio-grosso / Franco arenoso
4	Franco	8	Matéria orgânica / Franco
5	Franco siltoso		
6	Franco argiloso arenoso	7	Fino-médio-grosso / Franco argiloso arenoso
7	Franco argiloso	6	Fino-médio / Franco argiloso
8	Franco argiloso siltoso	2	Médio / Franco argiloso siltoso
9	Argila arenosa	5	Grosso-fino / Argila arenosa
10	Argila siltosa		
11	Argiloso	3	Fino / Argiloso

3.5. Dados para validação

Foram utilizados duas fontes de dados para validar as simulações com o modelo InLand. Estas fontes são descritas a seguir:

3.5.1. Reanálise CFSR

Os dados de reanálises do CFSR (SAHA et al., 2010) foram utilizados para simular as condições do clima presente com o modelo Inland e permitir a comparação com as simulações forçadas com o modelo Eta-HadGEM2-ES. Estes dados de reanálise possuem resolução horizontal espectral T382L64, ou seja, apresentam resolução horizontal de aproximadamente 38km e 64 níveis de pressão na vertical, entretanto os dados são disponibilizados com resolução horizontal de 0,5°. Além de forçar as simulações do modelo InLand, os dados de reanálises do CFSR foram utilizados na comparação das variáveis atmosféricas do modelo Eta-HadGEM2-ES. Essa comparação permite justificar as diferenças nas respostas das simulações do modelo InLand off-line forçado com os dois conjuntos de dados.

3.5.2. Dados de fluxos da Torre K83 em Santarém

Embora os dados de reanálises permitam uma análise do padrão espacial dos dados de entrada para o modelo InLand, ainda assim é um produto derivado de modelo atmosférico. Dessa forma, os dados da Torre K83 (Santarém km83) do *LBA-Data Model Intercomparison Project* (LBA-DMIP) localizada na Floresta Nacional do Tapajós, em Santarém-PA, Brasil, foram utilizados para validar as simulações do Modelo InLand para o bioma floresta tropical. A torre está posicionada na longitude -54,971435°, latitude -03,018029° e elevação de 130 m. A estação encontra-se em uma floresta tropical úmida que possui precipitação total anual climatológica acima de 1900 milímetros e uma estação

seca de menos de 4 meses de duração (DA ROCHA, 2009). Os fluxos de calor latente e sensível foram medidos no período de 1º de janeiro de 2002 até 31 de janeiro de 2004 com frequência horária. Essa frequência temporal permite analisar o ciclo diurno dos fluxos calculados pelo modelo InLand.

4 RESULTADOS

Os resultados estão divididos em três subseções. A primeira subseção apresenta a validação do modelo Eta-HadGEM2-ES utilizando dados de reanálise e a validação do modelo InLand utilizando os dados da Torre de Santarém (Figura 4.1a). A validação está baseada na análise dos campos horizontais do modelo Eta-HadGEM2-ES e da reanálise do CFSR, na comparação do ciclo diário dos fluxos fornecido pelo modelo InLand com os dados observacionais, e algumas métricas estatísticas como a raiz do erro quadrático médio (RMSE), a correlação e o desvio padrão. Na segunda subseção são apresentadas as projeções de temperatura e precipitação do modelo Eta-HadGEM2-ES para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. Em seguida é analisado o impacto das mudanças climáticas sobre o bioma de floresta levando em conta as simulações com o modelo InLand forçado com as projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES com os dois cenários: RCP4.5 e RCP8.5 (Figura 4.1b). Na quarta e última subseção, o modelo InLand foi acoplado ao modelo Eta. No modo acoplado foram investigados os fluxos interativos do esquema de superfície Inland.

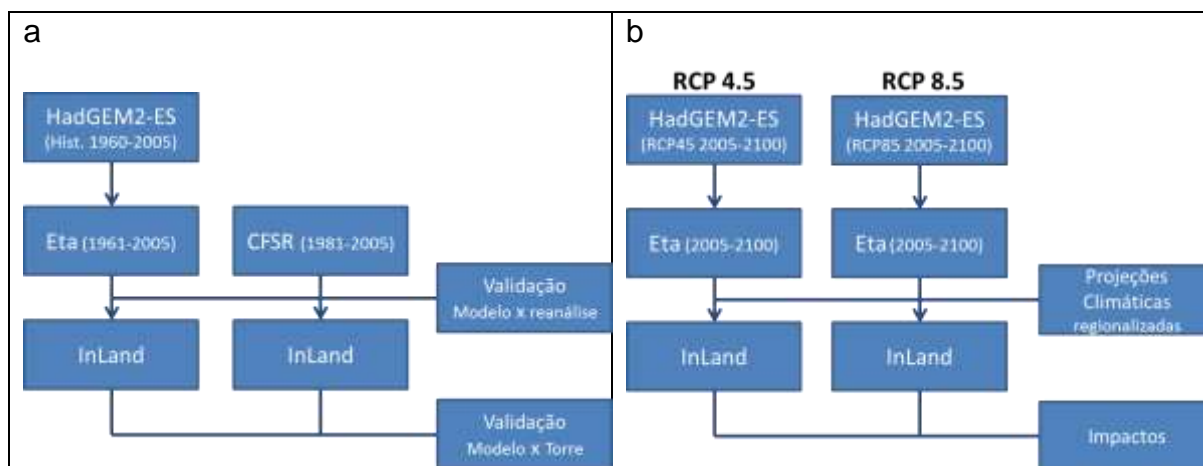


Figura 4.1 – Diagrama esquemático das etapas do trabalho. (a) Etapa de validação, (b) etapa das projeções.

4.1. Validação

A fim de proporcionar uma melhor compreensão da resposta do Modelo InLand com relação aos dados de entrada, o modelo foi executado com dois conjuntos de dados: as reanálises do CFSR para o período de 1981 a 2005, e as simulações históricas do Eta-HadGEM2-ES para o período de 1961 a 2005. Uma comparação entre estes dados de entrada do CFSR e Eta foi realizada antes da validação das simulações. Esta comparação permite compreender as diferenças na resposta do InLand. As Figuras 4.2 a 4.5 comparam os campos de temperatura, precipitação, cobertura de nuvens e umidade específica, do CFSR e do Eta-HadGEM2-ES. Estas variáveis, em frequência diária, são forçantes para o modelo InLand. Nestas figuras, são apresentados os valores médios para os meses de janeiro e junho para o período 1981-2005. Estes meses foram escolhidos por serem representativos de diferentes regimes de precipitação na região Amazônica.

As diferenças nos padrões espaciais dos campos de temperatura e precipitação são geralmente pequenas entre os dois conjuntos de dados. Em geral o modelo Eta-HadGEM2-ES é mais frio do que a reanálise do CFSR na parte central do continente e ao longo do Oceano Atlântico tropical (Figura 4.2). Diferenças regionais são observadas sobre a parte central da Colômbia e Venezuela em janeiro, sobre o Estado de Roraima e do Piauí em junho.

Em junho, a precipitação média do Eta-HadGEM2-ES apresenta uma área maior de precipitação no Brasil central e região Sudeste do que o CFSR (Figura 4.3). Em ambos os meses, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico apresenta valores maiores de precipitação no dado de reanálise do que no Eta-HadGEM2-ES. Em janeiro, o dado de reanálise de precipitação apresenta valores acima de 12 mm/dia sobre o centro sul da Amazônia (Figura 4.3B), enquanto a precipitação do modelo Eta-HadGEM2-ES varia em torno de 6 e 9 mm/dia na mesma região (Figura 4.3A). Silva et al. (2011) demonstraram que o dado de reanálise do CFSR superestima a

precipitação nesta região. A precipitação simulada pelo modelo Eta concorda melhor com os valores das observações do CRU (CHOU et al., 2014a).

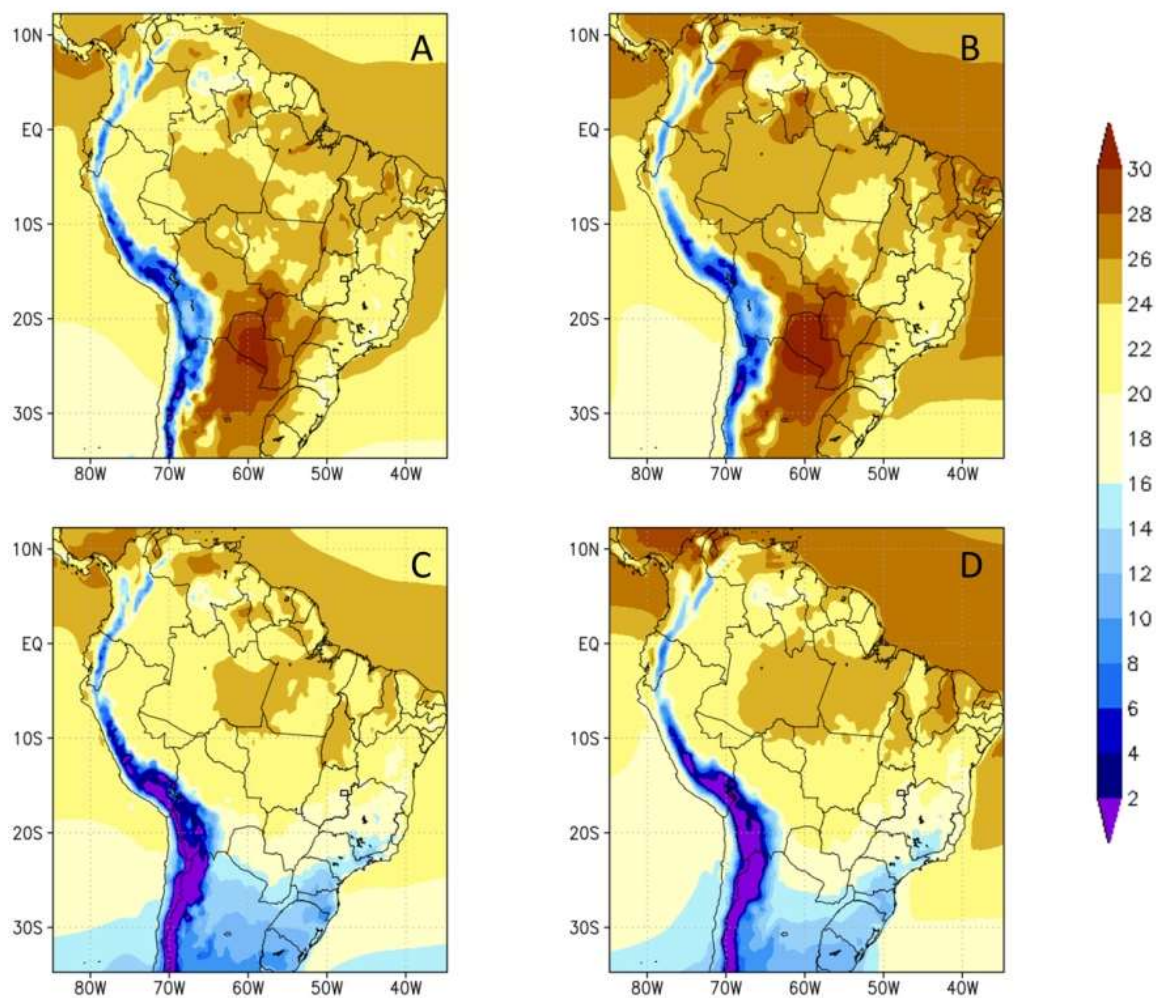


Figura 4.2 – Temperatura média (°C) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.

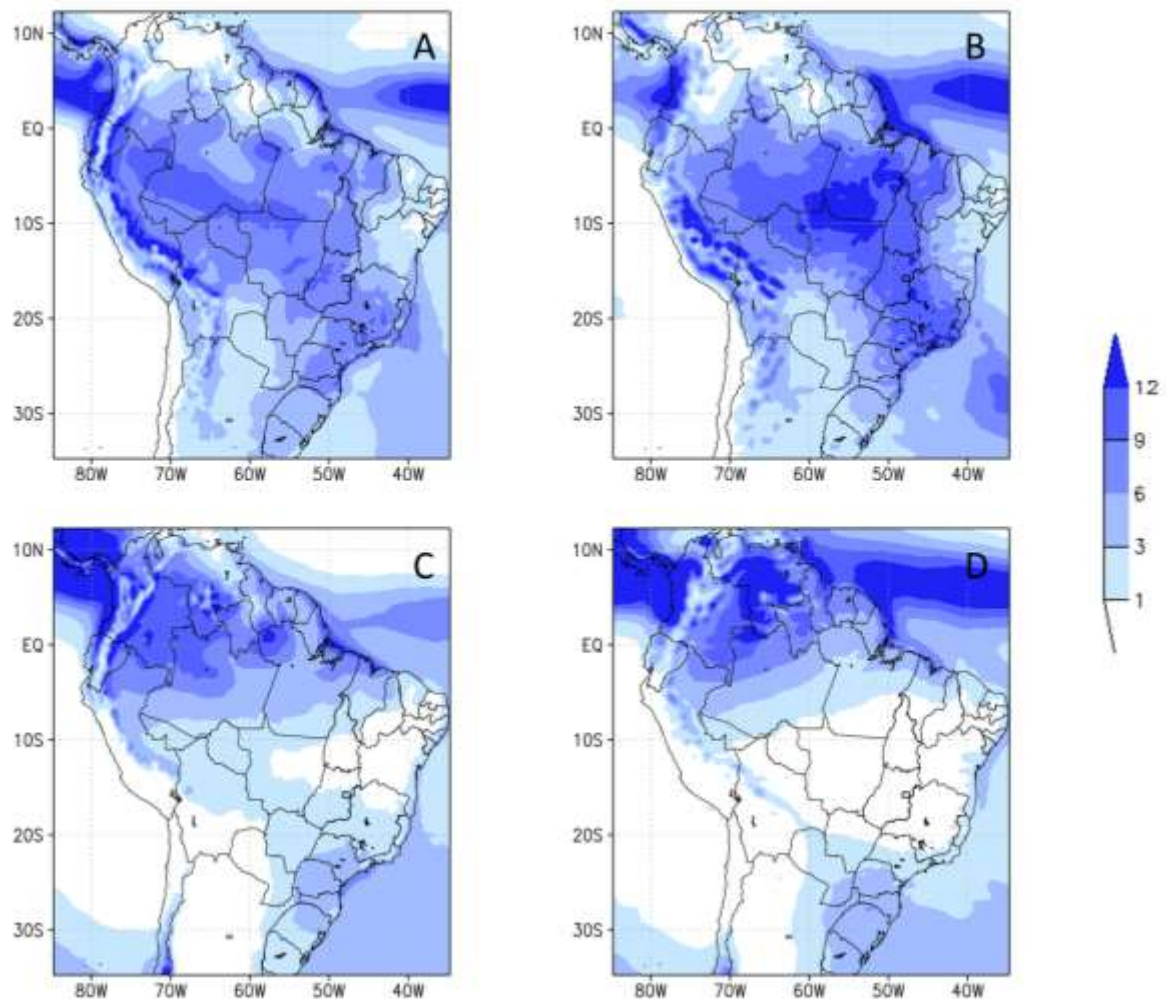


Figura 4.3 – Precipitação média (mm/dia) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.

Consistente com o campo de precipitação, os dados CFSR, em janeiro, apresentam maior cobertura de nuvens sobre o centro sul da Amazônia do que a simulação com o modelo Eta-HadGEM2-ES (Figura 4.4A,B). Por outro lado, em junho sobre a Amazônia, esses dois conjuntos de dados mostram padrões e valores semelhantes (Figura 4.4C,D). No geral, a cobertura de nuvem é maior sobre o continente na reanálise do que na simulação do Eta-HadGEM2-ES, no entanto, sobre o Oceano Atlântico ocorre o contrário.

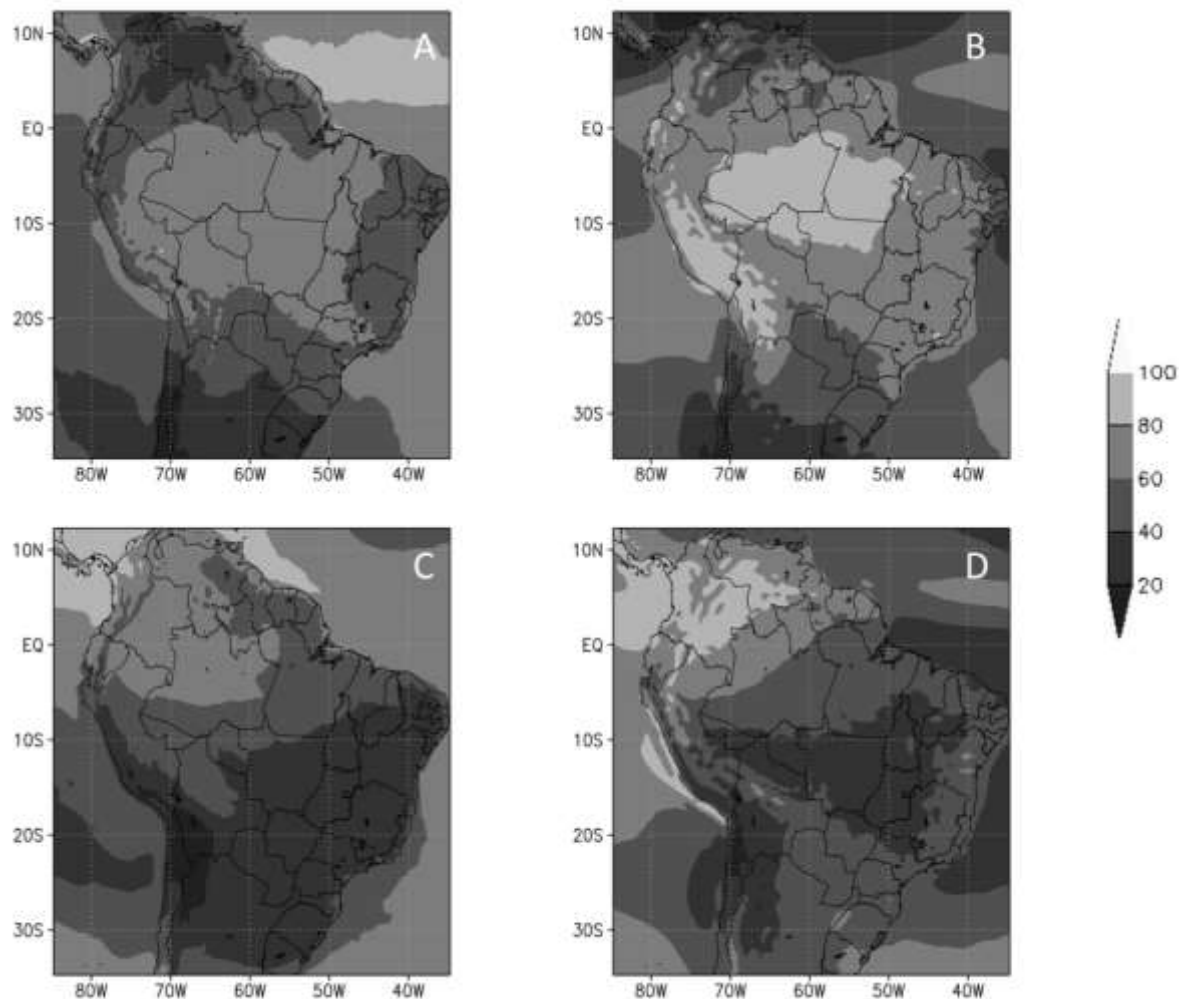


Figura 4.4 – Cobertura de nuvem média (%) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.

A umidade específica média a 2 m mostra mais discordância entre as simulações e as reanálises, principalmente sobre a Cordilheira dos Andes, em ambos os meses. Nesta região o dado do CFSR mostra menos umidade que o modelo Eta-HadGEM2-ES (Figura 4.5). As diferenças na topografia e nas propriedades físicas da superfície representadas no modelo Eta-HadGEM2-Es e no CFSR pode causar essas diferenças. Na Amazônia, principalmente em janeiro, os dados de reanálises apresentam maiores valores de umidade

específica que as simulações do modelo Eta-HadGEM2-ES. Isso é consistente com a maior cobertura de nuvens existente no dado de CFSR nesta região.

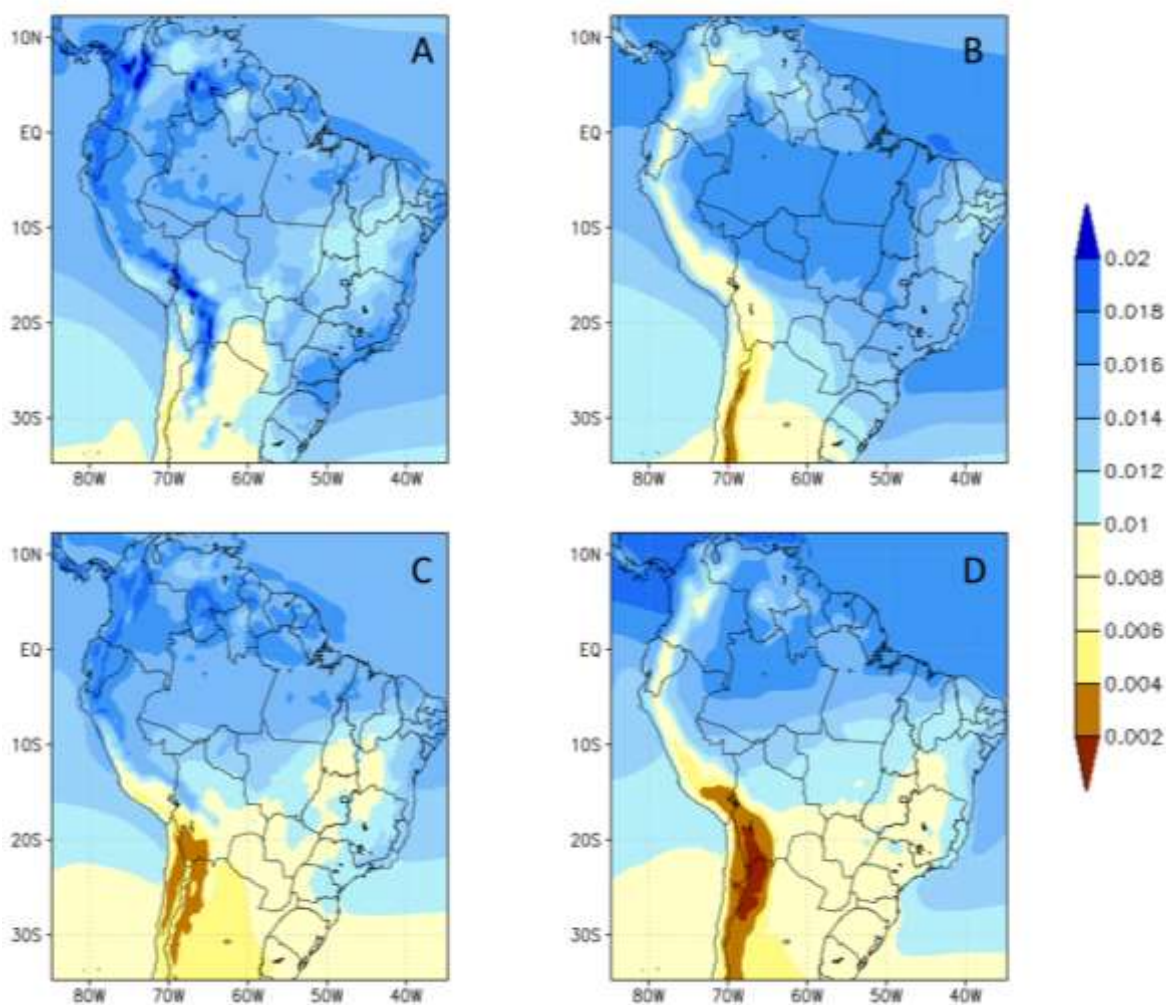


Figura 4.5 – Umidade específica média (g/kg) simulada pelo modelo Eta-HadGEM2-ES (esquerda) e da reanálise do CFSR (direita) para os meses de janeiro (A e B) e junho (C e D), no período de 1981 a 2005.

Um dos papéis mais importantes dos esquemas de superfície é o fornecer os fluxos de calor à superfície. Portanto, a validação do modelo InLand foi baseada nessas duas variáveis. As Figuras 4.6 e 4.7 mostram o ciclo diário médio dos fluxos de calor sensível e latente observado na torre de Santarém-

K83 e simulados pelo InLand forçado com o CFSR (InLand-CFSR) e com o Eta-HadGEM2-ES (InLand-EtaHad). O ciclo diurno dos dados observados para cada mês foi plotado considerando a média entre os anos de 2002 a 2004. Para as simulações do Inland forçado com CFSR e Eta-HadGEM2-ES foi utilizada a média no período de 1981 a 2005. Ambas as simulações representam bem o ciclo diário observado, entretanto, em junho, a simulação do InLand forçado com o Eta-HadGEM2-ES subestima a amplitude do fluxo de calor latente (Figura 4.7B) destacando a diferença entre as duas simulações. Em janeiro o InLand-EtaHad subestima o fluxo de calor latente no horários da manhã e superestima no período da tarde devido ao atraso de fase de 1 hora (Figura 4.7A) Nos horários entre 18 e 5 da manhã o InLand-EtaHad apresenta diferenças menores em relação a observação que o InLand-CFSR.

Os fluxos de calor sensível simulados mostram subestimativa em janeiro, em ambas as simulações (Figura 4.6A). Em junho as simulações do InLand forçado com CFSR e Eta-HadGEM2-ES tem um deslocamento do máximo em uma hora mais cedo (Figura 4.6B). Além disso, subestimativa de fluxos são notados em ambos os meses no início do período noturno. Esta subestimativa chega a apresentar valores negativos no mês de janeiro. É interessante notar que quando forçado pelo Eta, o modelo InLand apresenta fluxos mais próximos da observação. Vale ressaltar que o InLand utiliza a rotina *weather generator* com a finalidade de transformar os dados de frequência diária para a frequência horária. Este procedimento introduz elementos estocásticos a simulação que podem causar erros no ciclo diurno.

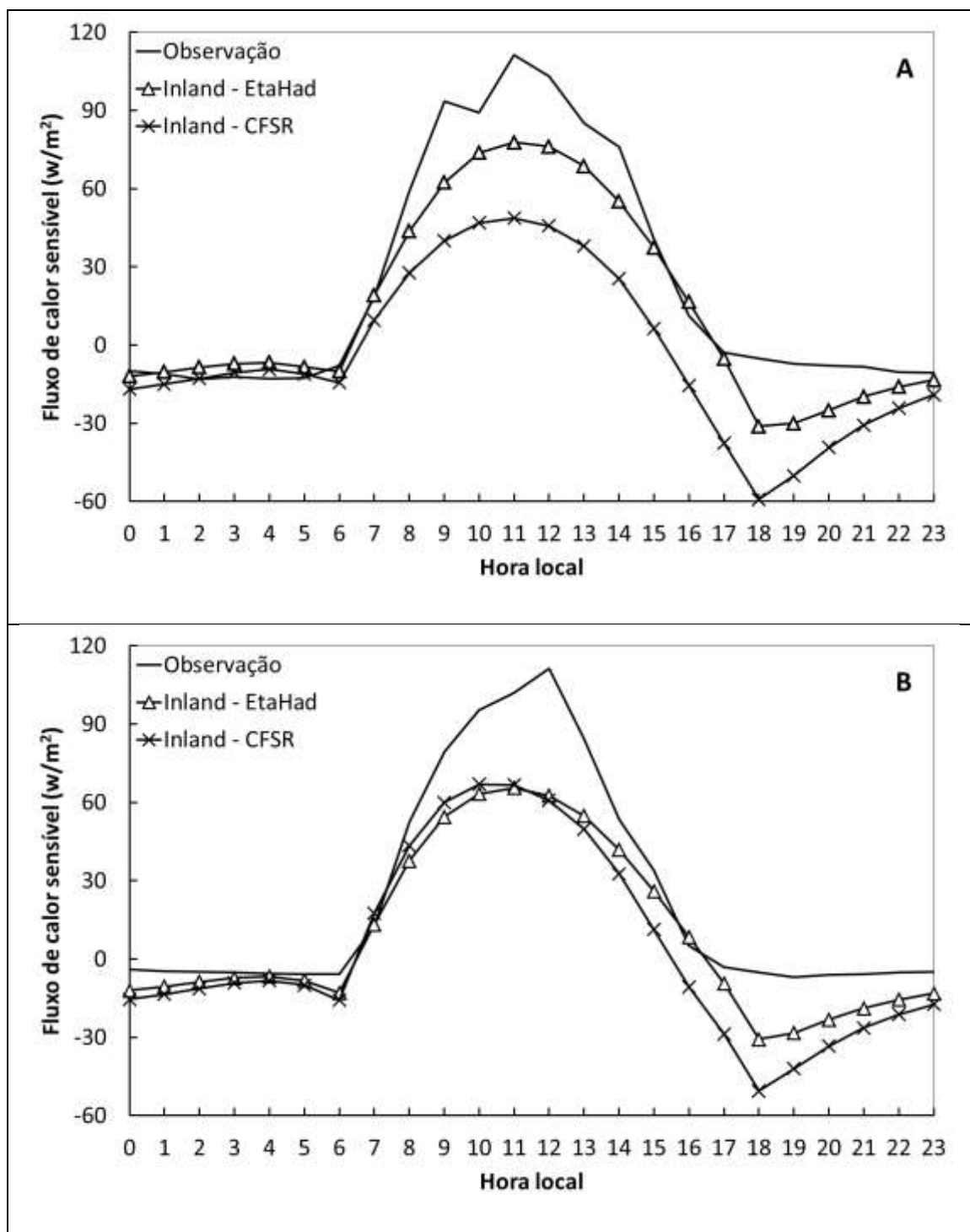


Figura 4.6 – Ciclo diário médio do fluxo de calor sensível (w/m^2) observado (sem símbolo), InLand-EtaHad (Δ) InLand-CFSR (x) para janeiro (A) e junho (B) em Santarém-k83.

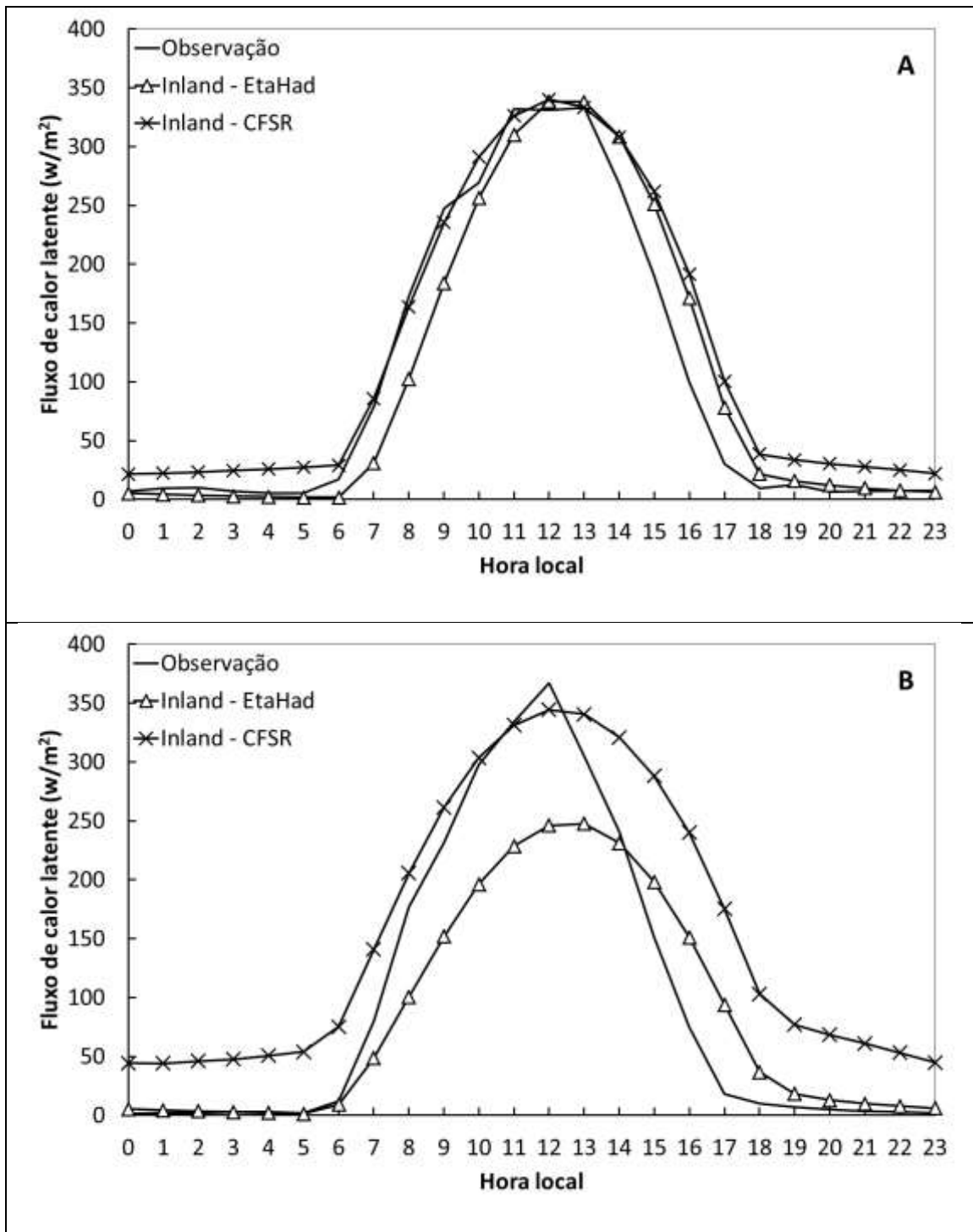


Figura 4.7 – Ciclo diário médio do fluxo de calor latente (w/m^2) observado (sem símbolo), InLand-EtaHad (Δ) InLand-CFSR (x) para janeiro (A) e junho (B) em Santarém-k83.

A Tabela 4.1 apresenta o erro quadrático médio (RMSE) e a correlação do ciclo diurno média e o desvio-padrão das duas simulações. Apesar de algumas diferenças entre as duas simulações e os dados da torre, são obtidos valores razoáveis para a correlação e RMSE do fluxo de calor sensível nas duas simulações, mas, principalmente pela de simulação do InLand-EtaHad.

Tabela 4.1 – Raiz do erro quadrático médio (RMSE), correlação e desvio padrão para o ciclo diurno médio dos fluxos de calor sensível e latente em janeiro e junho versus os dados da torre Santarém-K83.

Janeiro	Fluxo de calor sensível			Fluxo de calor latente		
	RMSE (W/m ²)	Correlação	Desvio Padrão (W/m ²)	RMSE (W/m ²)	Correlação	Desvio Padrão (W/m ²)
InLand-EtaHad	15.59	0.97	37.50	32.56	0.96	128.15
InLand-CFSR	33.80	0.90	31.84	32.83	0.98	124.27
Junho	Fluxo de calor sensível			Fluxo de calor latente		
	RMSE (W/m ²)	Correlação	Desvio Padrão (W/m ²)	RMSE (W/m ²)	Correlação	Desvio Padrão (W/m ²)
InLand-EtaHad	18.93	0.97	32.33	52.99	0.93	72.49
InLand-CFSR	23.63	0.94	36.44	72.49	0.94	116.71

4.2. Projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES

Esta seção apresenta as projeções regionalizadas (*downscaling*) do modelo Eta sobre a América do Sul forçado com os cenários RCP4.5 e RCP8.5 do HadGEM2-ES. A validação das simulações do clima presente são apresentadas por Chou et al. (2014a). Nesta seção, as mudanças estão enfatizadas na região norte do Brasil e no Estado do Mato Grosso. Estas análises são agrupadas em 'time slices' de 30 anos: 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100. São analisados duas estações do ano: de dezembro a fevereiro

(DJF) e de junho a agosto (JJA). A seguir são apresentadas as composições das mudanças máximas e mínimas entre o clima futuro e presente, o ciclo anual, a distribuição de frequência e a evolução temporal da precipitação e temperatura do ar a 2 metros.

As Figuras 4.8 e 4.9 apresentam as composições dos limites superiores e inferiores do intervalo das mudanças projetadas para a temperatura a 2 metros média para DJF e JJA, respectivamente. Essa análise permite identificar os intervalos possíveis das mudanças em cada ponto de grade do modelo. Uma grande parte da área mais sensível à mudança, em termos de maior aquecimento, está localizada sobre a região Norte do Brasil e abrange praticamente todo estado do Mato Grosso em ambos os períodos. Nessa região os limites superiores e inferiores das mudanças de temperatura estão entre +9 °C e +4 °C, em ambas as estações do ano no final do século XXI. No oeste do estado do Amazonas em JJA e no extremo oeste em DJF esse aquecimento é um pouco menor e os limites máximos não ultrapassam +6 °C. Nos 'time slices' 2011-2040 e 2041-2070 os limites superiores são ligeiramente menores, entretanto, as áreas de maior aquecimento se expandem conforme a concentração de CO₂ aumenta ao longo dos anos.

As composições das mudanças projetadas na precipitação média são apresentadas nas Figuras 4.10 e 4.11, para DJF e JJA, respectivamente. Em DJF nota-se uma grande área de redução da precipitação que se estende do Norte ao Centro Sul do Brasil. Essa área, presente tanto nas composições de limites superiores quanto nas composições de limites inferiores do intervalo das mudanças entre o futuro e o presente, coincide com a área de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que é o principal sistema atuante no continente no verão. Na região Norte do Brasil, a área de maior redução da precipitação encontra-se ao sul e centro-leste da região. No final do século, em DJF, a redução de precipitação abrange praticamente todo o território brasileiro com nos limites inferiores apresentando redução média acima de 6 mm/dia na precipitação, em destaque na divisa dos Estados do Amazonas e Pará. Em

JJA, a região Norte do Brasil apresenta pequenas áreas de aumento da precipitação no oeste do estado do Amazonas.

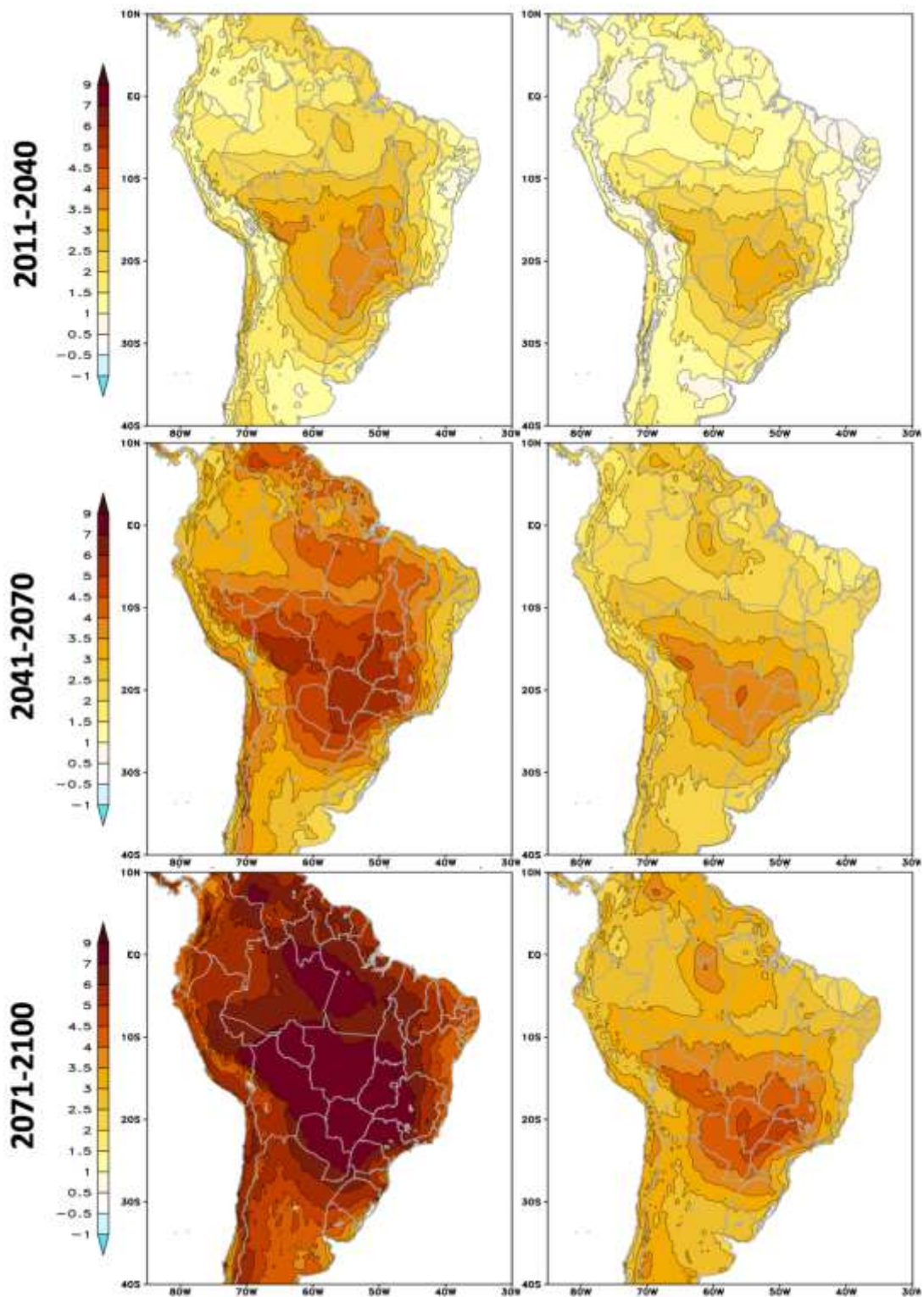


Figura 4.8 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na temperatura a 2m ($^{\circ}\text{C}$) entre o clima presente e cada 'time slices': 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para DJF.

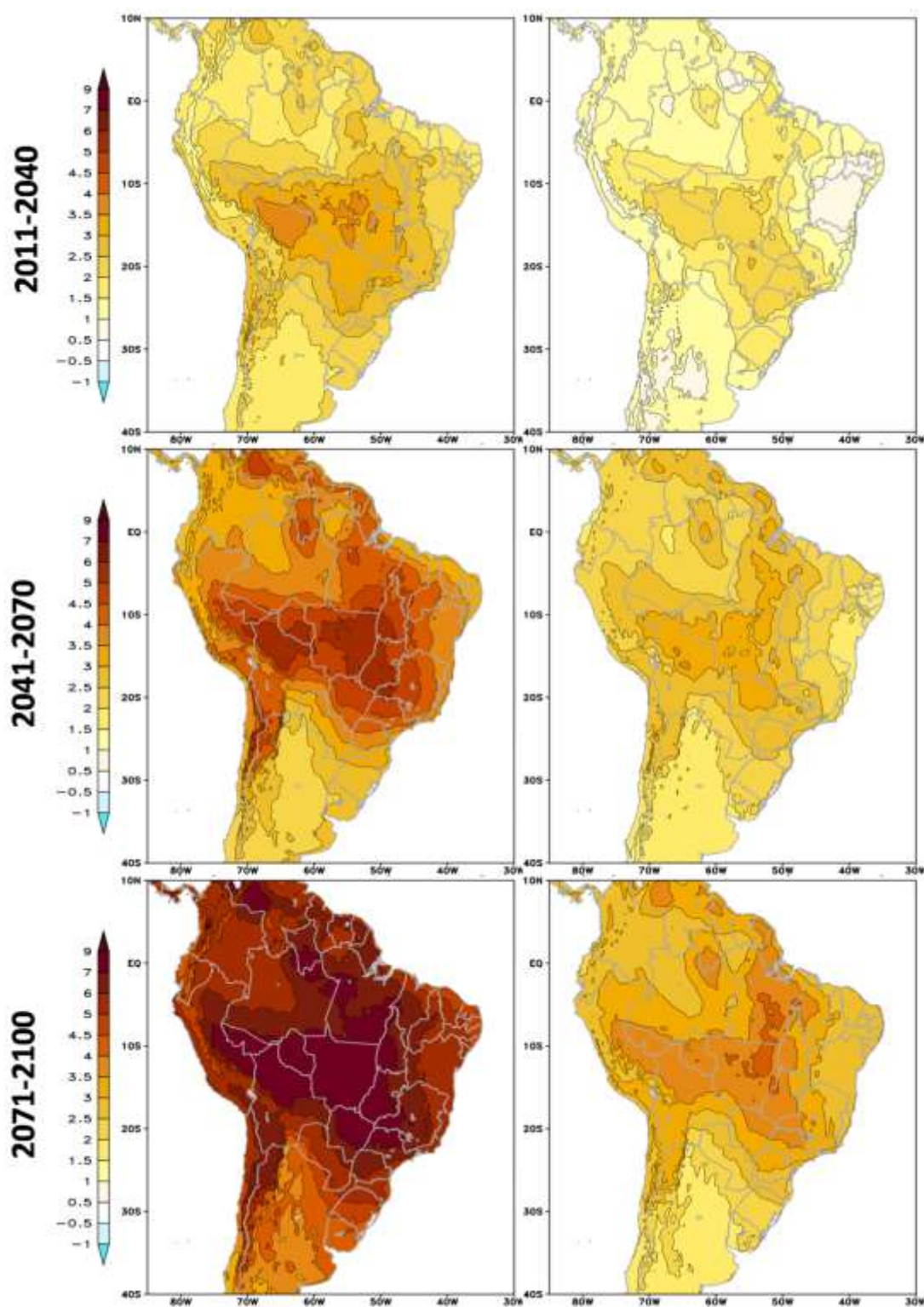


Figura 4.9 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na temperatura a 2m (°C) entre o clima presente e cada 'time slices': 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para JJA.

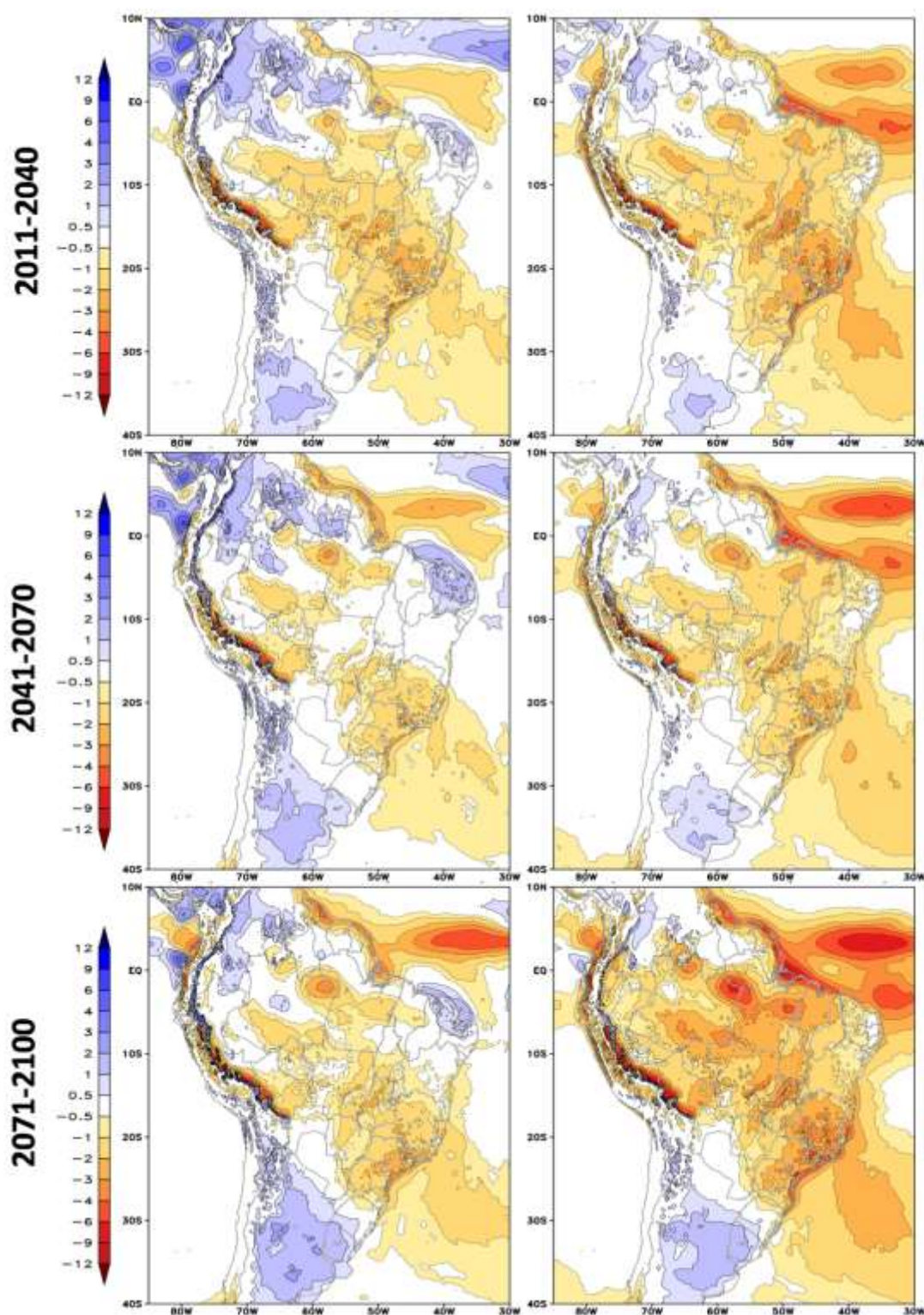


Figura 4.10 –Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na precipitação (mm/dia) entre o clima presente e cada 'time slices': 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para DJF.

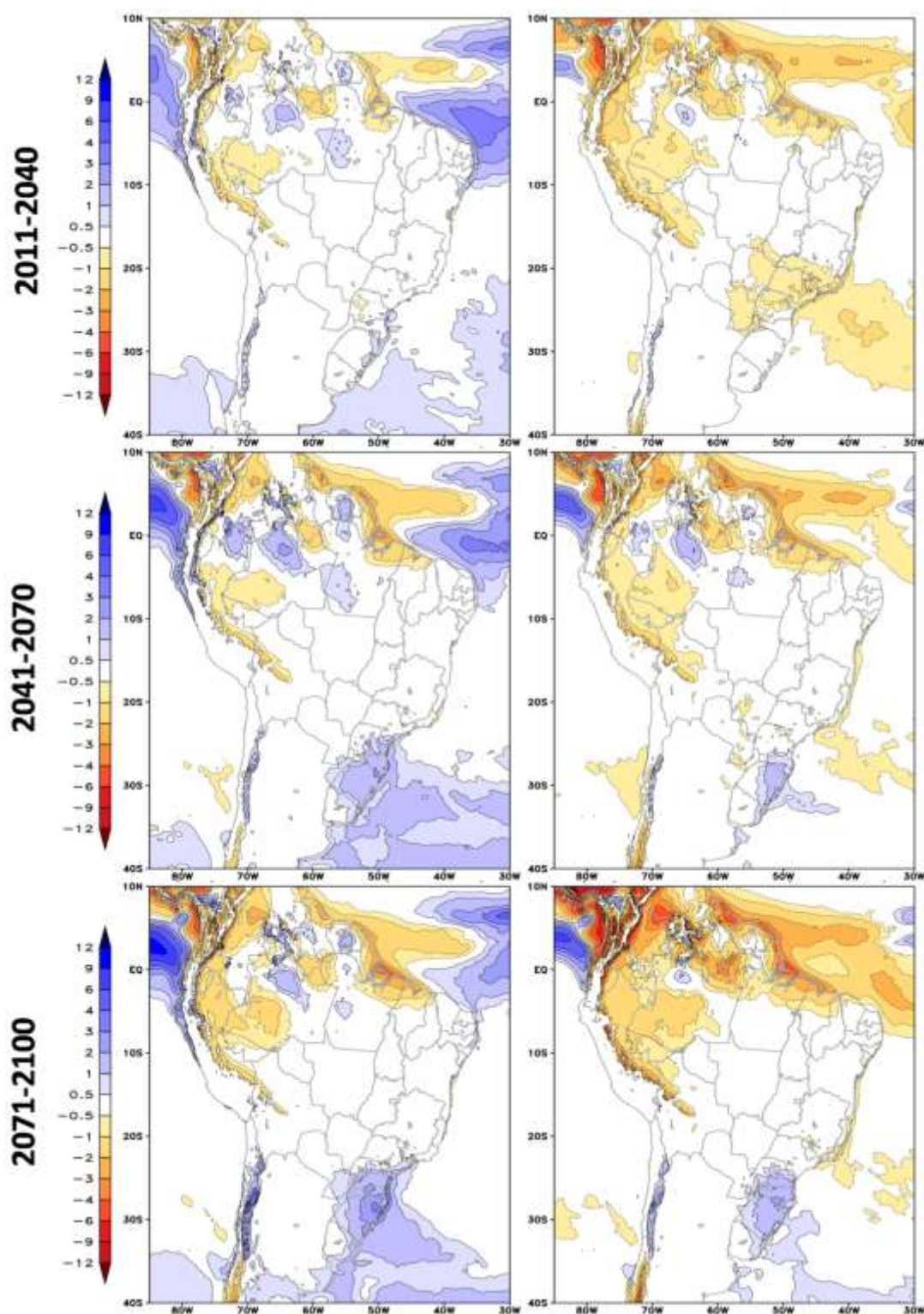


Figura 4.11 – Limites superiores (esquerda) e inferiores (direita) do intervalo das mudanças na precipitação (mm/dia) entre o clima presente e cada 'time slices': 2011-2040 (linha superior), 2041-2070 (linha intermediária) e 2071-2100 (linha inferior) para JJA.

O ciclo anual da temperatura a 2 m para região Norte do Brasil para o clima presente simulado pelo modelo Eta-HadGEM2-ES e as projeções futuras é apresentado na Figura 4.12. A amplitude do ciclo anual no futuro é aproximadamente mantida nos 'time slices' do futuro. Entretanto todo o ciclo é deslocado para temperaturas maiores de acordo com o cenário e proximidade do final do século. O cenário RCP8.5 apresenta o maior deslocamento em relação ao presente com as temperaturas em cada mês aumentando em quase 6 °C.

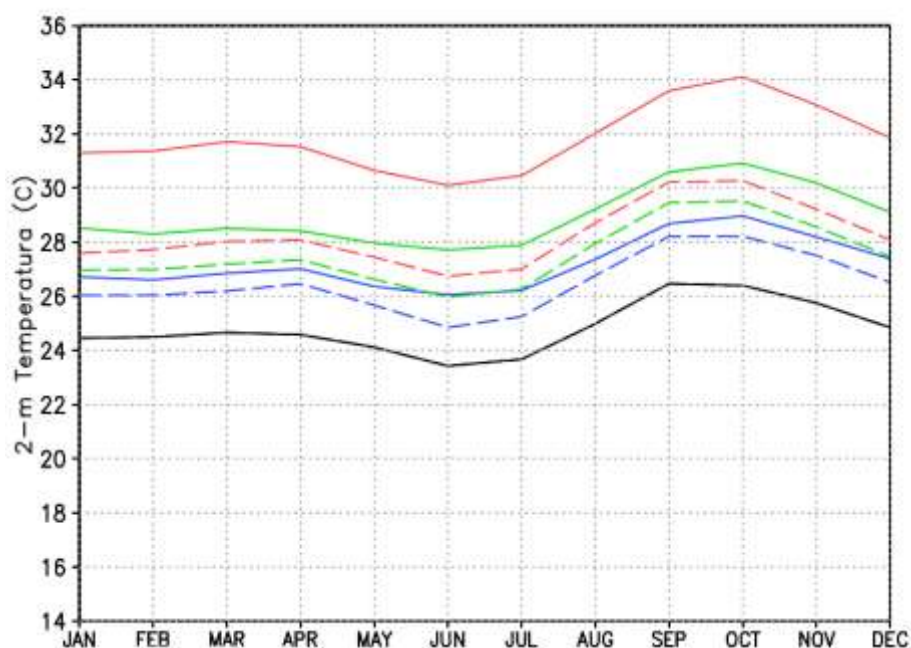


Figura 4.12 – Ciclo anual da temperatura a 2 m (°C) para o clima presente (linha preta) e projeções futuras para os 'time slices' 2011-2040 (linha azul), 2041-2070 (linha verde) e 2071-2100 (linha vermelha) para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

Os ciclos anuais da precipitação mostram em todos os 'time slices' do futuro uma diminuição na precipitação durante os meses de setembro a abril (Figura 4.13). No final do século, o cenário RCP8.5 sugere a maior redução na estação chuvosa de cerca de 2 mm/dia. Em relação aos outros 'time slices' o cenário

RCP8.5 no final do século também sugere uma redução da precipitação na estação seca.

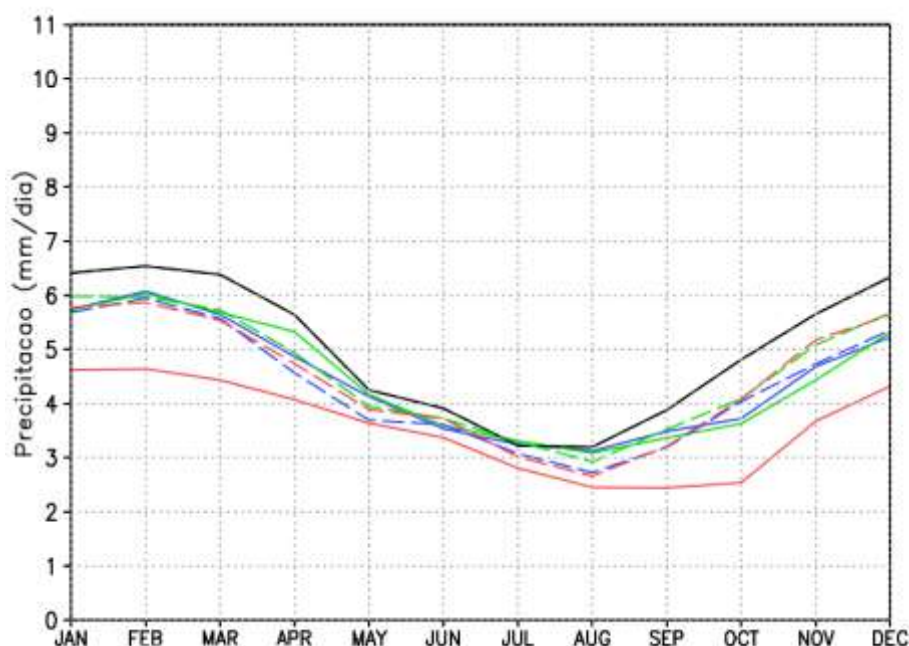


Figura 4.13 – Ciclo anual da precipitação (mm/dia) para o clima presente (linha preta) e projeções futuras para os 'time slices' 2011-2040 (linha azul), 2041-2070 (linha verde) e 2071-2100 (linha vermelha) para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

As distribuições de frequência da temperatura média diária são apresentadas na Figura 4.14. A frequência é mostrada em eixo logaritmo com a finalidade de tornar mais visível os valores extremos da distribuição. O destaque para os extremos justifica o emprego da metodologia do *downscaling*, que permite alcançar melhor os extremos climáticos. Nota-se um deslocamento na classe de maior ocorrência em todos os *time slices* em relação à distribuição de frequência do presente. Esse deslocamento é de cerca de 3 °C no cenário RCP4.5 e de cerca de 6 °C no cenário RCP8.5 no final do século. Verifica-se também menor ocorrência de temperaturas médias diárias entre 6 e 9 °C em relação ao clima presente.

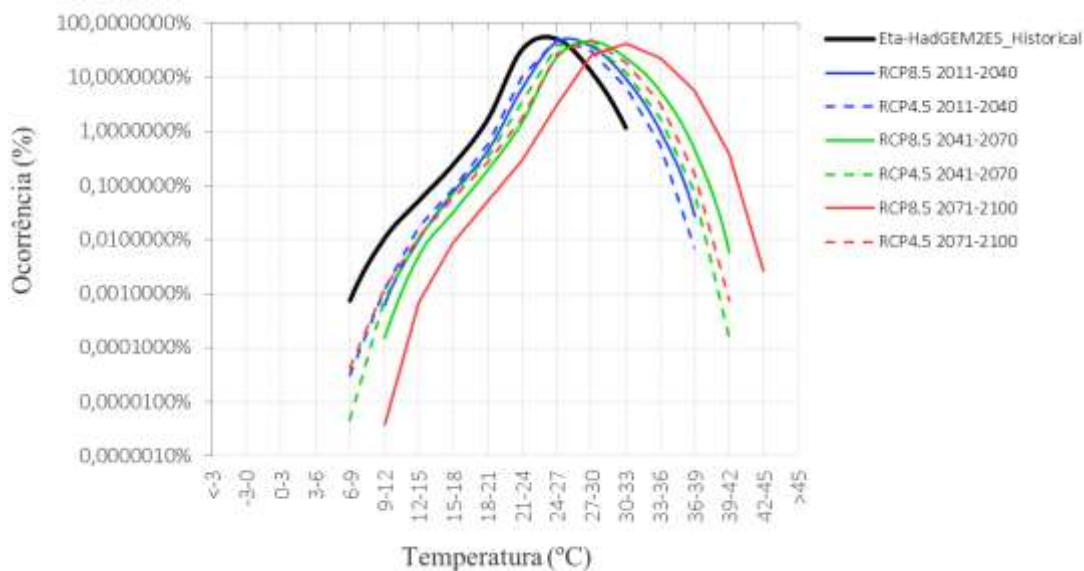


Figura 4.14 – Distribuição de frequência (%) da temperatura a 2m média diária, para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) simulada pelo Eta-HadGEM2-ES para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

A Figura 4.15 apresenta a distribuição de frequência da precipitação diária. O eixo logaritmo também é aplicado às curvas de distribuição de precipitação para destacar as precipitações extremas que são muito menos frequentes do que as taxas de precipitação fraca. Apesar da diminuição da precipitação na estação chuvosa mostrada na Figura 4.13, destaca-se uma maior frequência de ocorrência de precipitações mais extremas no final do século em ambos os cenários. Há uma ligeira diminuição na ocorrência das faixas de precipitação menores que 80 mm. Entretanto, essa diminuição concorda com a redução da chuva total projetada que pode impactar a cobertura de vegetação da região Norte do Brasil.

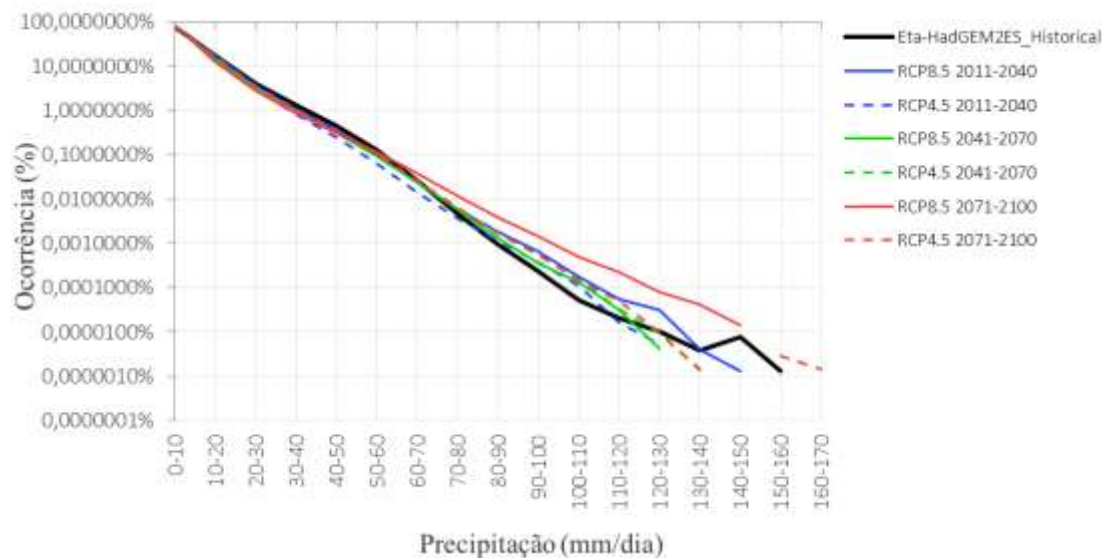


Figura 4.15 – Distribuição de frequência (%) da precipitação diária, para os cenários RCP4.5 (linha tracejada) e RCP8.5 (linha sólida) do Eta-HadGEM2-ES para região Norte do Brasil para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

As evoluções temporais da temperatura e precipitação sobre a região norte do Brasil para o período de 1961 a 2100 são mostradas nas Figuras 4.16 e 4.17, respectivamente. Apesar do modelo Eta-HadGEM2-ES subestimar os valores de temperatura no clima presente, a tendência em ambos os cenários RCP4.5 e RCP8.5 é de aquecimento. Em ambas as estações do ano o aumento de temperatura no final do século é de cerca de 4°C no cenário RCP4.5 e de mais de 8°C no cenário RCP8.5. Esse maior aquecimento no cenário RCP8.5 se dá devido a maior concentração de CO₂ equivalente em relação ao cenário RCP4.5. A variabilidade interanual aumenta consideravelmente no futuro, principalmente no RCP8.5.

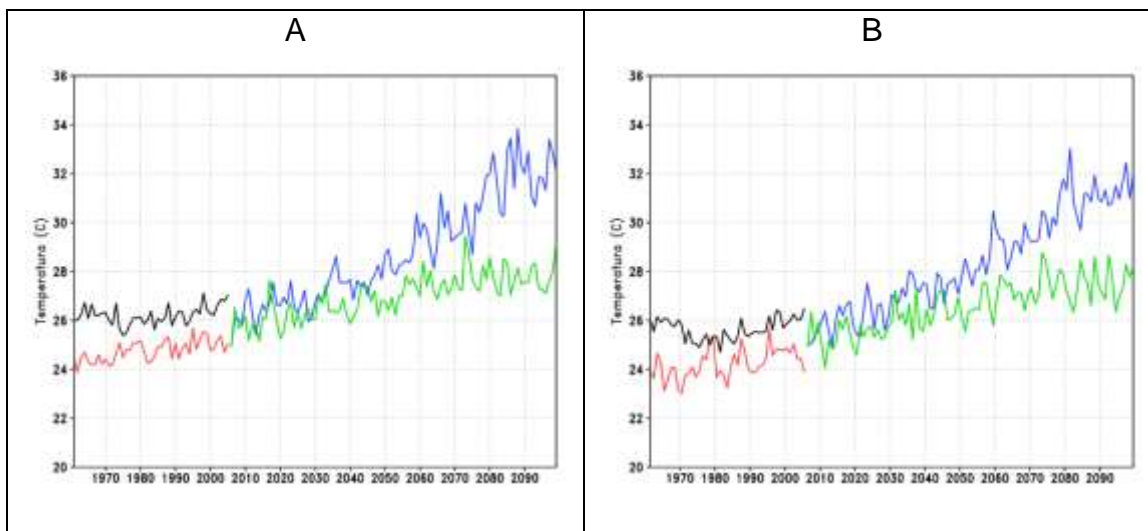


Figura 4.16 – Evolução temporal da temperatura a 2 m média (°C), de DJF (esquerda) e JJA (direita), do CRU (preto), da simulação do clima presente (vermelho) e projeções futuras para os cenários RCP4.5 (verde) e RCP8.5 (azul) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

A evolução temporal da precipitação (Figura 4.17) simulada pelo Eta-HadGEM2-ES mostra uma subestimativa no período do clima presente. Além disso, esta simulação mostra um longo período com precipitação abaixo de 6 mm/dia entre 1966 e 1979, enquanto os dados do CRU a precipitação não baixa dos 7 mm/dia. No período futuro, em DJF, há uma tendência de diminuição da precipitação em ambos os cenários (Figura 4.17A). No cenário RCP8.5, nota-se no final do século XXI alguns anos consecutivos com precipitação média abaixo de 4 mm/dia no verão que coincidem com anos de pouca precipitação também no inverno (Figura 4.17B). Isso sugere anos de secas consecutivas que podem impactar negativamente na cobertura de vegetação no cenário RCP8.5.

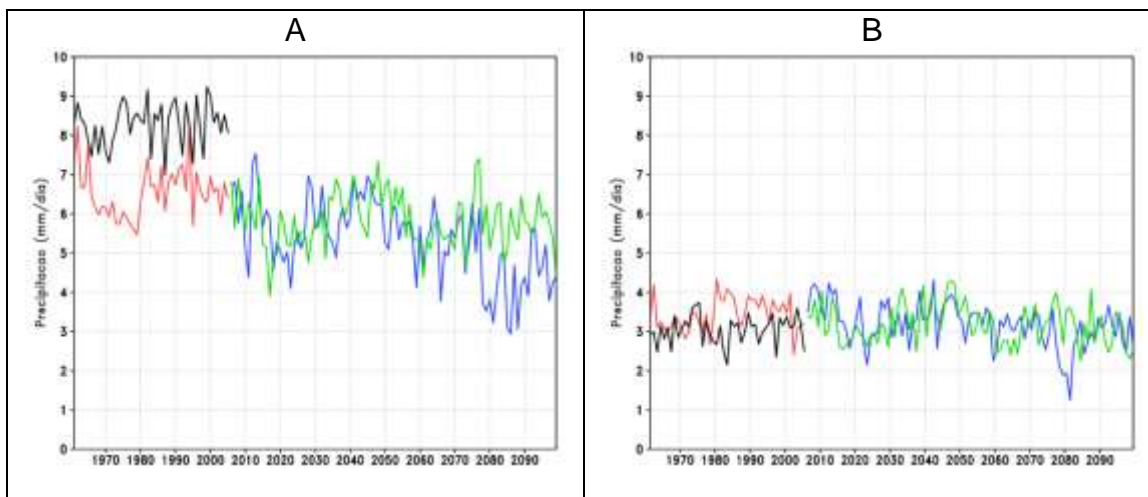


Figura 4.17 – Evolução temporal da precipitação média (mm/dia), de DJF (esquerda) e JJA (direita), do CRU (preto), da simulação do clima presente (vermelho) e projeções futuras para os cenários RCP4.5 (verde) e RCP8.5 (azul) para a área que compreende a região Norte do Brasil e o Estado do Mato Grosso.

4.3. Impactos projetados no bioma

Os impactos na distribuição espacial dos biomas devido a mudanças climáticas são apresentados nesta seção. A distribuição dos tipos de vegetação predominantes no domínio modelo InLand para o clima presente e considerando as projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES para cenários RCP4.5 e RCP8.5 para dois períodos: meados do século (2055-2065) e final do século (2085-2095) são mostrados na Figura 4.18. Os tipos de vegetação predominante foram considerados como sendo o tipo com a maior frequência de existência em cada período e em cada cenário. Algumas áreas de floresta tropical na Amazônia são substituídos por tipo de floresta decídua e pastagem natural no cenário RCP4.5 e apenas por pastagem natural no cenário RCP8.5 no final do século (Figura 4.18D e Figura 4.18E, respectivamente). Embora parte desta área ser considerada como o arco do desmatamento, o estudo mostra que as mudanças na biomas progrediria para o interior da região amazônica em ambos os cenários. As Figuras mostram que o oeste do Estado do Amazonas é a área menos vulnerável as mudanças climáticas projetadas

pelo modelo Eta-HadGEm2-ES. Entretanto, a área remanescente do bioma Amazônia diminui conforme as simulações se aproximam do final do século e mudam do cenário RCP4.5 para o cenário RCP8.5. As áreas com cobertura de vegetação do tipo Savana existentes no instante inicial e no meio do século XXI são praticamente extinguidas no final do século. Comparando as mudanças nos biomas com as projeções de temperatura e precipitação nota-se que o padrão de impacto é fortemente determinado pelo padrão de variação da temperatura.

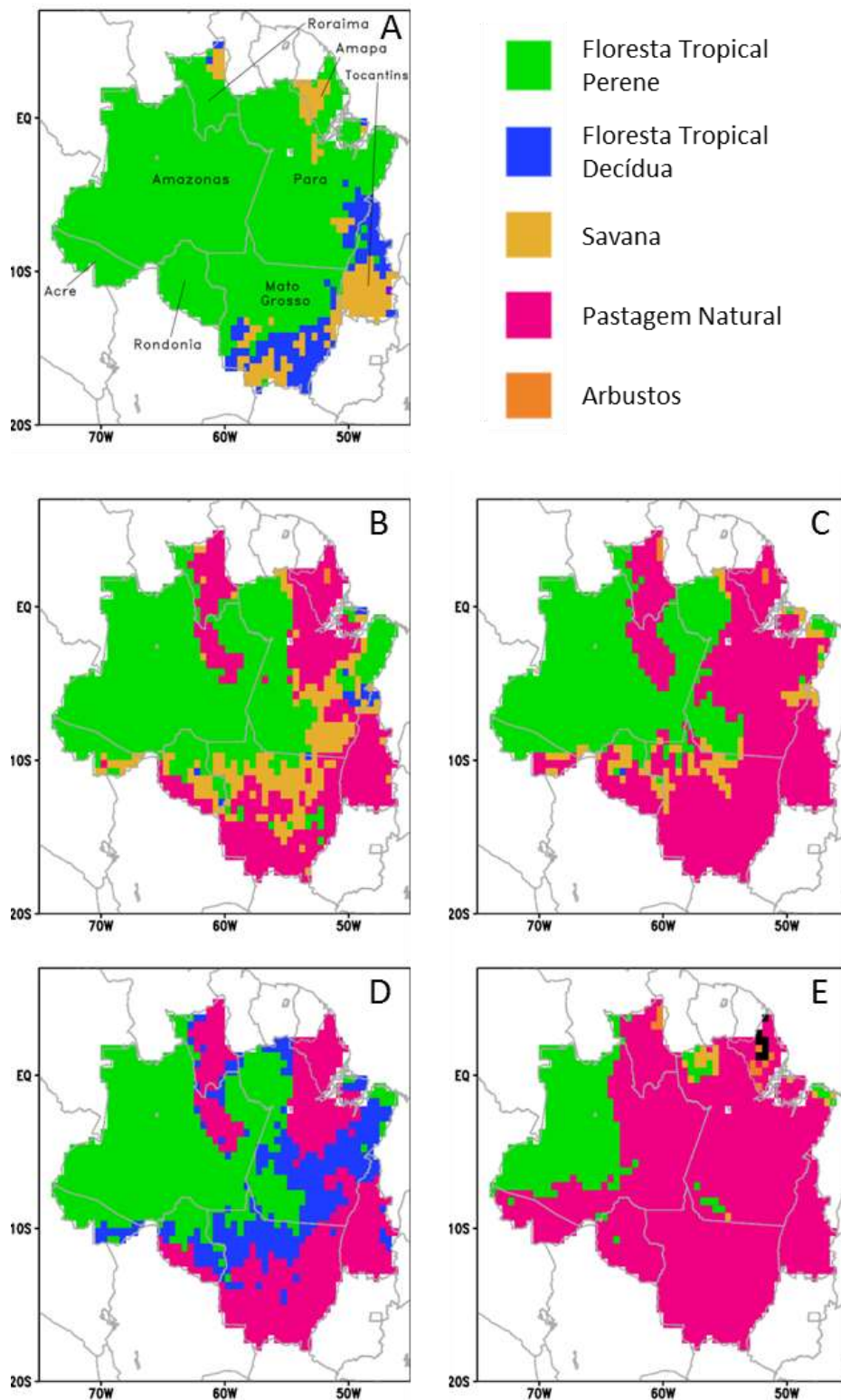


Figura 4.18 – Cobertura de vegetação (A) inicial e projetada pelo modelo InLand-EtaHad nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 no meio do século e (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5 no final do século XXI.

A Tabela 4.2 mostra a porcentagem de ocorrência dos tipos de vegetação predominantes nos estados brasileiros da Região Norte: Amazonas, Pará, Rondônia Roraima, Amapá Acre e Tocantins (Figura 4.18A). O Estado do Mato Grosso foi adicionado devido ao arco do desmatamento que atravessa este estado gerando assim a necessidade de projetar os impactos neste estado. O modelo indica uma redução de cerca de 9% da área de floresta tropical no cenário RCP4.5 e uma redução adicional no cenário RCP8.5 de cerca de 50% no Estado do Amazonas no final do século XXI. Em alguns estados, como Pará, Rondônia e Acre, a redução das áreas florestais é maior do que 90% no cenário mais pessimista no período de 2085 a 2095. Os estados de Mato Grosso e Tocantins apresentam 100% de cobertura de pastagem até o final do século, no entanto, ambas as áreas não tinham porcentagem alta de cobertura florestal no tempo inicial. Os impactos são diferenciados para cada estado, porque as medidas de adaptação ou de mitigação, a partir das informações apresentadas nesta tabela, possam ser tomadas por ações governamentais locais.

Tabela 4.2 – Porcentagem dos tipos de vegetação predominante em cada Estado.

	Inicial	RCP 4.5		RCP 8.5	
		2055 até 2065	2085 até 2095	2055 até 2065	2085 até 2095
Amazonas					
Floresta tropical	100.0	93.8	91.0	89.6	50.0
Floresta decídua	0.0	0.0	2.5	0.0	0.0
Savana	0.0	0.4	0.0	0.8	0.0
Pastagem natural	0.0	5.9	6.4	9.6	50.0
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pará					
Floresta tropical	91.2	51.8	32.1	30.1	5.3
Floresta decídua	4.5	2.3	39.1	0.0	0.0
Savana	4.3	18.7	0.0	6.8	4.3
Pastagem natural	0.0	27.3	28.8	63.1	90.4
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rondônia					
Floresta tropical	100.0	46.2	42.3	20.5	2.6
Floresta decídua	0.0	2.6	29.5	1.3	0.0
Savana	0.0	24.4	0.0	21.8	0.0
Pastagem natural	0.0	26.9	28.2	56.4	97.4
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Roraima					
Floresta tropical	83.8	28.4	14.9	20.3	8.1
Floresta decídua	4.1	0.0	16.2	0.0	0.0
Savana	12.2	5.4	0.0	0.0	0.0
Pastagem natural	0.0	66.2	68.9	75.7	86.5
Arbusto	0.0	0.0	0.0	4.1	5.4
Amapá					
Floresta tropical	63.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Floresta decídua	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0
Savana	37.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pastagem natural	0.0	95.7	97.8	95.7	69.6
Arbusto	0.0	4.3	0.0	4.3	15.2

(continua)

Tabela 4.3 – Continuação

	Inicial	RCP 4.5		RCP 8.5	
		2055 até 2065	2085 até 2095	2055 até 2065	2085 até 2095
Acre					
Floresta tropical	100.0	78.0	76.0	62.0	6.0
Floresta decídua	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0
Savana	0.0	20.0	0.0	12.0	0.0
Pastagem natural	0.0	2.0	0.0	26.0	94.0
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Tocantins					
Floresta tropical	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Floresta decídua	36.7	3.3	13.3	0.0	0.0
Savana	55.6	7.8	0.0	4.4	0.0
Pastagem natural	0.0	88.9	86.7	95.6	100.0
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mato Grosso					
Floresta tropical	58.9	16.1	6.6	4.3	0.0
Floresta decídua	25.3	0.3	27.3	0.0	0.0
Savana	15.8	30.3	0.0	10.9	0.0
Pastagem natural	0.0	53.3	66.1	84.9	100.0
Arbusto	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

As Figuras 4.19 e 4.20 mostram as mudanças projetadas nos fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, pelo modelo InLand considerando o ponto de grade do InLand localizado em Santarém-k83 em um mês chuvoso (janeiro) e seco (junho). Para ajudar a explicar as mudanças no ciclo diário dos fluxos de calor sensível e latente são apresentadas também as diferenças entre o clima presente e futuro das médias mensais de temperatura (Figura 4.21) e precipitação (Figura 4.22). Em janeiro (Figura 4.20A), o fluxo de calor latente diminui substancialmente durante o dia em relação ao clima atual, principalmente no cenário RCP8.5. Por outro lado, o fluxo de calor sensível aumenta durante o dia entre as 7:00 am e as 16 pm. Apenas pequenas alterações ocorrem em junho no clima futuro. O aumento do fluxo de calor sensível responde ao aumento da concentração de CO₂ e ao aumento de temperatura de até 3 °C, no período de 2071-2098 no RCP4.5 e o aumento de até 6 °C no cenário RCP8.5 (Figura 4.21). A Figura 4.22 mostra a redução da

precipitação sobre a Amazônia, o que pode afetar a disponibilidade de umidade do solo e, conseqüentemente, diminuir o fluxo de calor latente. Isso faz com que uma maior parte da radiação líquida seja utilizada para o aquecimento do solo, aumentando assim o fluxo de calor sensível.

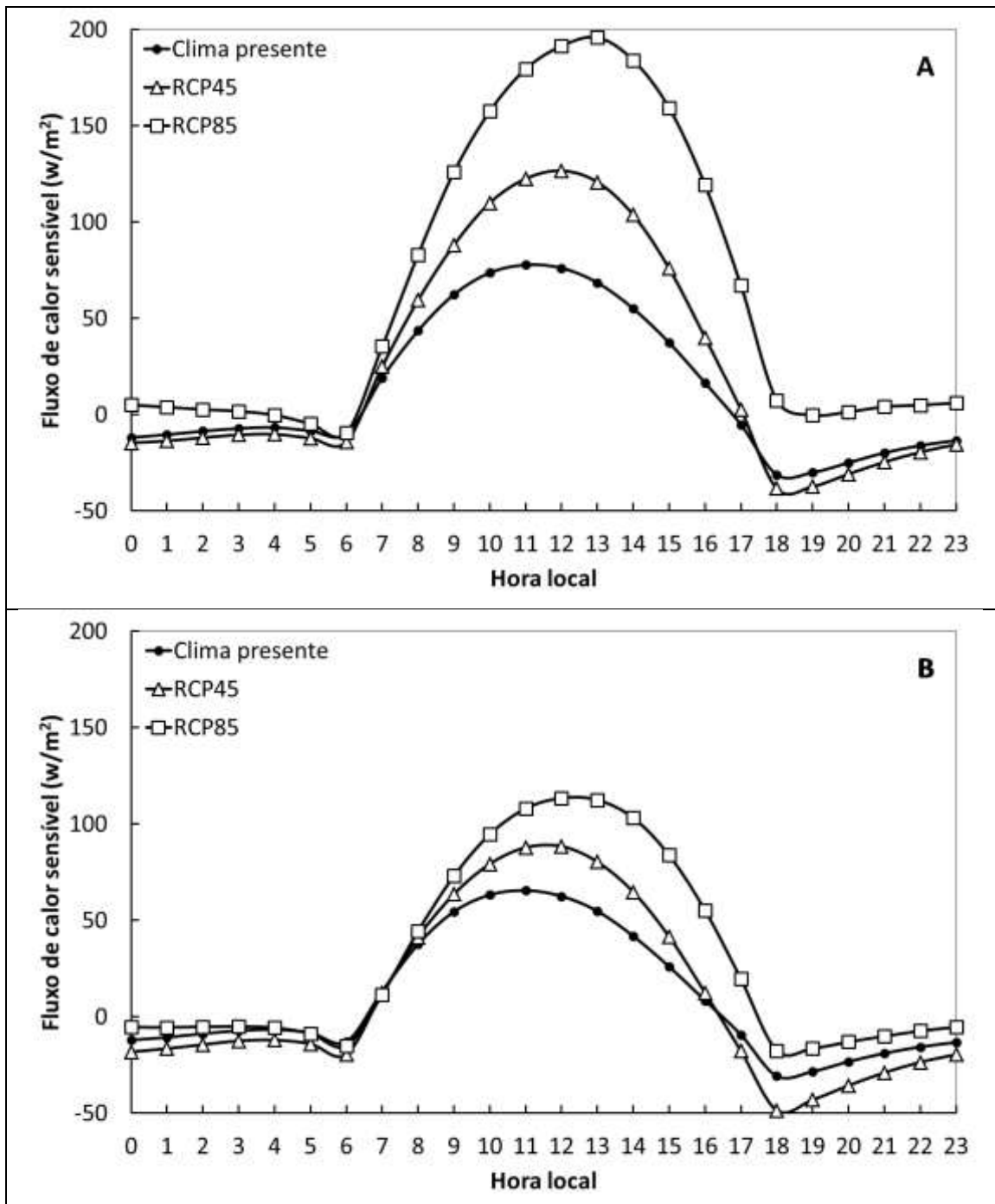


Figura 4.19 –Ciclo diário do fluxo de calor sensível (w/m^2) para clima presente simulado pelo InLand-EtaHad (círculo) e projetado pelo InLand-EtaHad no cenário (triângulo) RCP4.5 e (quadrado) RCP8.5 para os meses de (A) janeiro e (B) junho.

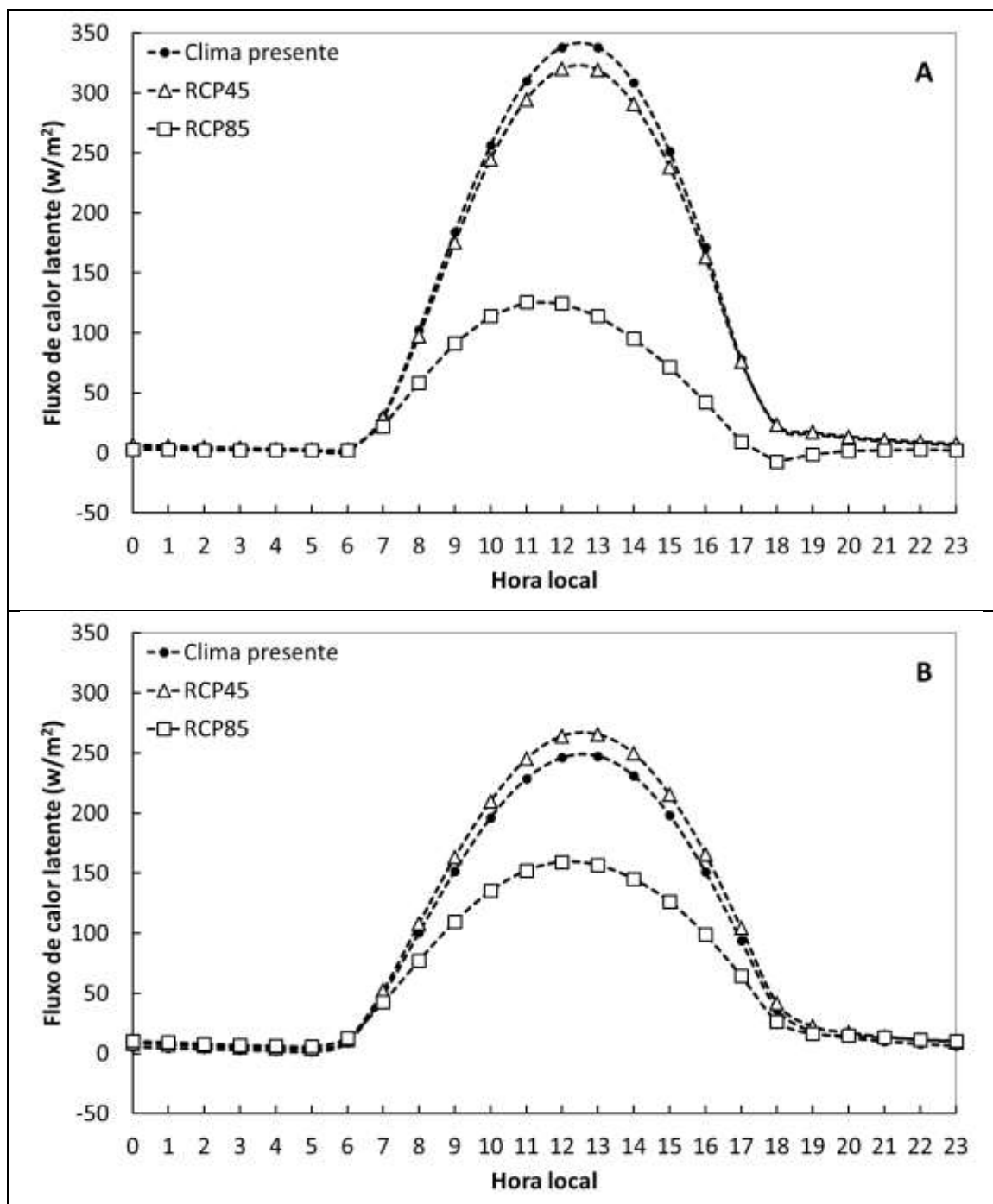


Figura 4.20 –Ciclo diário do fluxo de calor latente (w/m^2) para clima presente simulado pelo InLand-EtaHad (círculo) e projetado pelo InLand-EtaHad no cenário (triângulo) RCP4.5 e (quadrado) RCP8.5 para os meses de (A) janeiro e (B) junho.

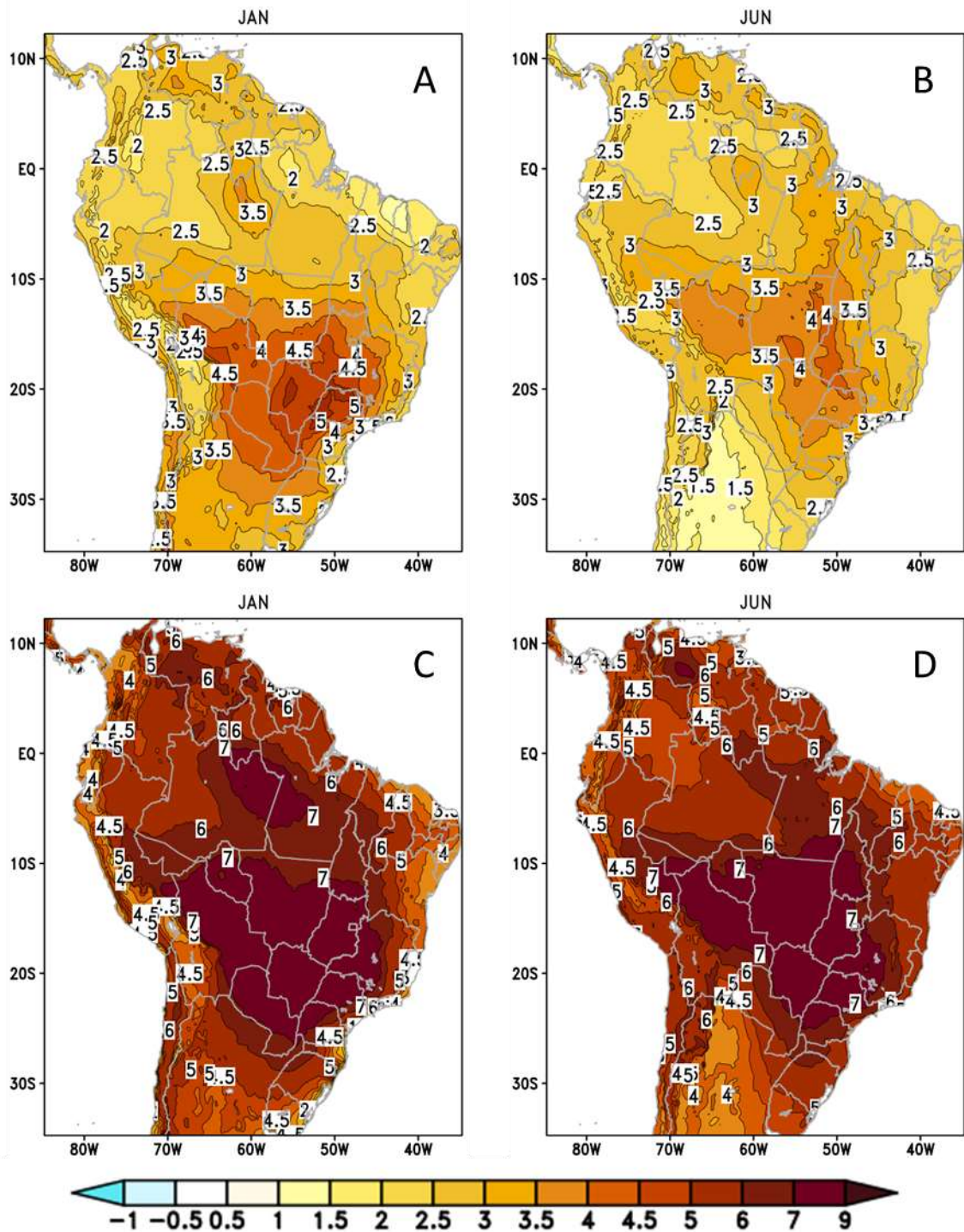


Figura 4.21 – Diferença entre a temperatura média (°C) simulada no clima presente (1981-2005) e projetada pelo modelo Eta-HadGEM2 para o clima futuro (2071-2098) no cenário RCP4.5 (superior) e RCP8.5 (inferior) para os meses de janeiro (A e C) e junho (B e D).

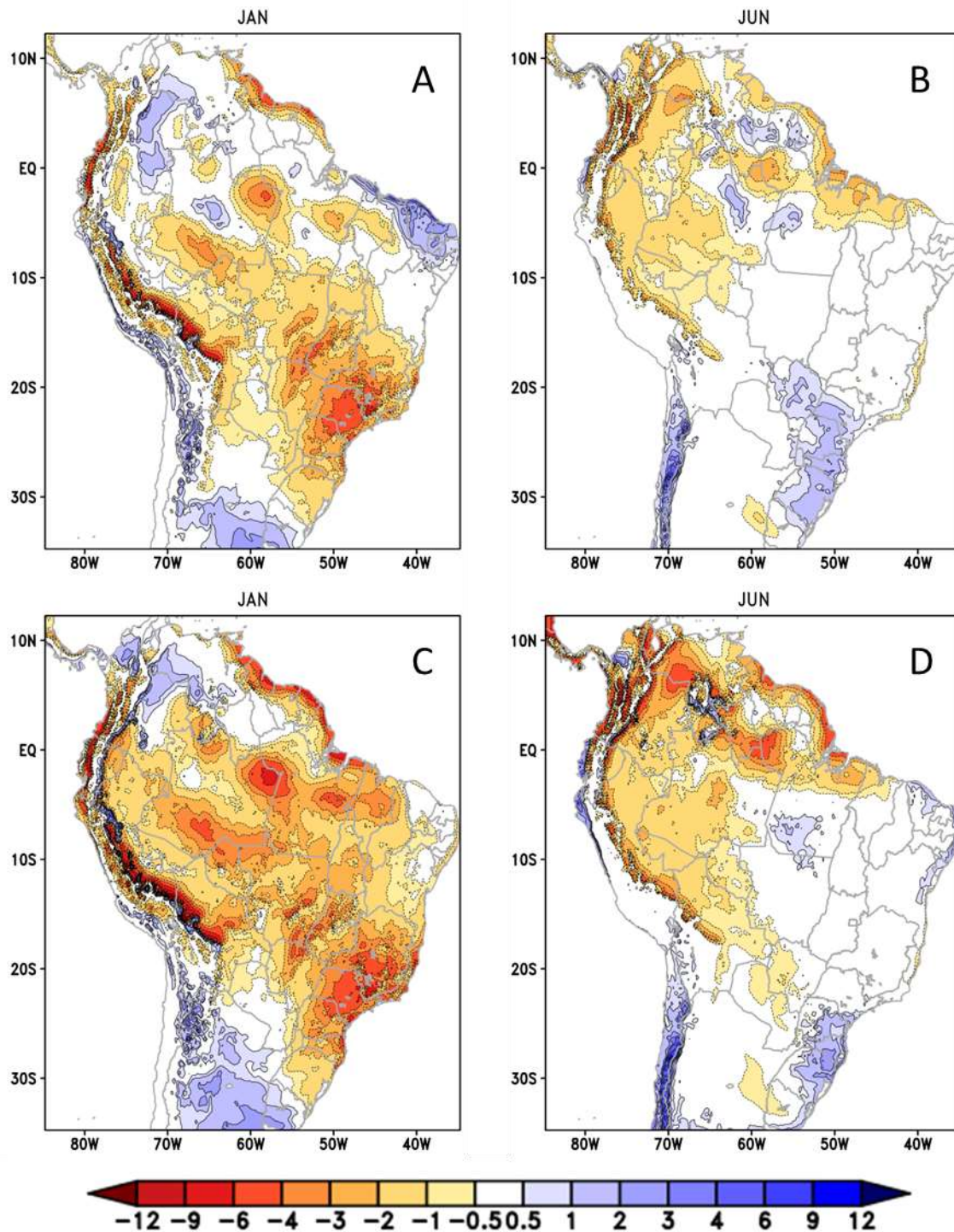


Figura 4.22 – Diferença entre a precipitação média (mm) simulada no clima presente (1981-2005) e projetada pelo modelo Eta-HadGEM2 para o clima futuro (2071-2098) no cenário RCP4.5 (superior) e RCP8.5 (inferior) para os meses de janeiro (A e C) e junho (B e D).

O LAI e a NPP de cada TFP dependem da quantidade de carbono absorvido pela vegetação durante o ano. Portanto, estas variáveis são bons parâmetros para indicar o impacto das alterações climáticas no bioma de floresta. As Figuras 4.23 e 4.24 mostram a variação média de LAI e NPP a cada 5 anos, respectivamente, para os TFPs existentes nos nove pontos da grade do modelo InLand localizados ao redor da torre de Santarém-k83 (longitude variando de -55°W até -54°W e latitude variando de -3°S até -2°S). A média de 5 anos foi aplicada para reduzir o sinal de variabilidade interanual e mostrar apenas a tendência. Há uma tendência de redução do LAI e do NPP nos tipos de vegetação: floresta tropical e floresta decídua, em ambos os cenários. O cenário RCP8.5 tem uma tendência de diminuição mais acentuada do que o cenário RCP4.5. No entanto, a significância estatística para a tendência de diminuição do LAI e da NPP na floresta tropical é de 99,9% em ambos os cenários. Para o tipo funcional de gramíneas quente (c4) há tendência de aumento do LAI e da NPP com significância estatística de 99,9% no RCP4.5 e sem significância estatística no cenário RCP8.5. A diminuição do LAI e da NPP em TFPs do tipo floresta pode indicar diminuição da absorção de carbono, uma vez que as florestas são constituídas de árvores de porte grande e podem estocar mais biomassa do que as plantas baixas como gramíneas C4. Além disso, são notados valores negativos de NPP para TFP 1, principalmente no cenário RCP8.5 no final do século. Apesar dos valores negativos serem muito pequenos indicam decomposição ou que a respiração está dominando a absorção de carbono neste tipo funcional de planta.

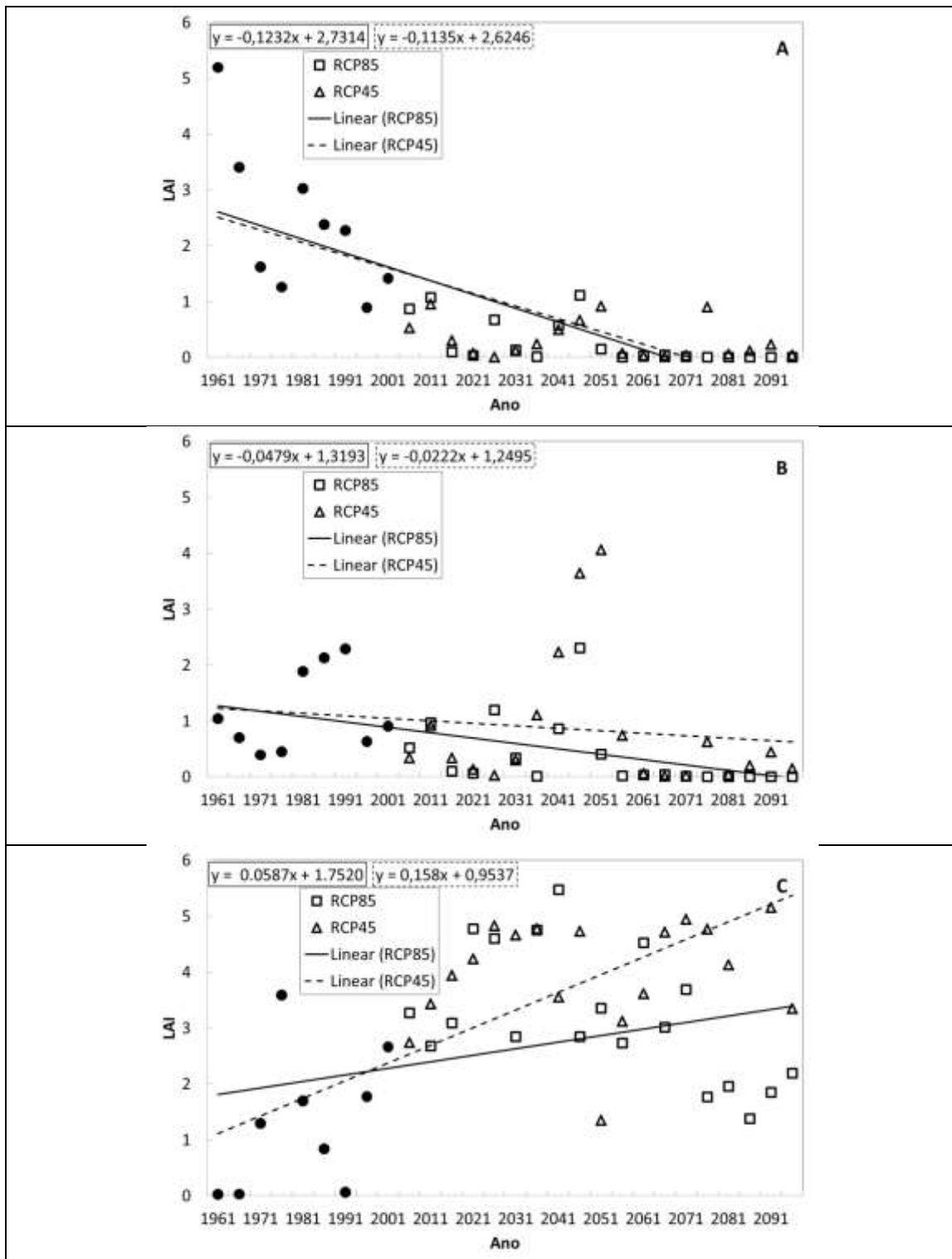


Figura 4.23 – Média a cada 5 anos do LAI (sem dimensão) para: floresta tropical (A), floresta decídua (B), e gramíneas C4 (C). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e as linhas são as tendências para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).

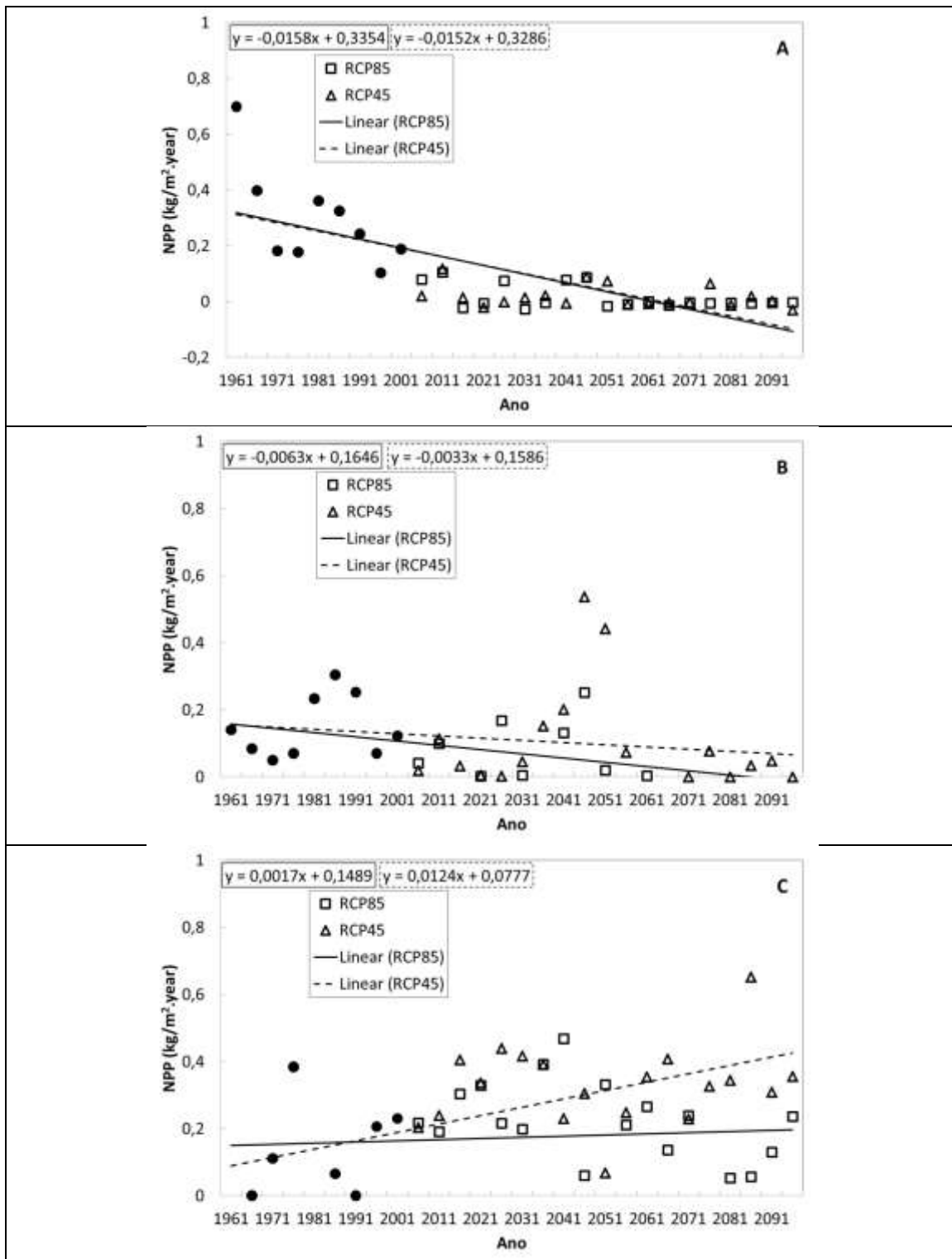


Figura 4.24 – Média a cada 5 anos da NPP (kg/m²/ano) para: floresta tropical (A), floresta decídua (B), e gramíneas C4 (C). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e as linhas são as tendências para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).

Seguindo a mesma metodologia aplicada aos pontos de grade ao redor da torre de Santarém-k83 também foi analisada a tendência do LAI e NPP para um ponto no oeste do Estado do Amazonas (longitude variando de -68°W até -67°W e latitude variando de -3°S até -2°S). Esta área apresenta apenas TFPs do tipo floresta tropical e floresta decídua. A Figura 4.25A mostra uma forte tendência de aumento do LAI para a floresta tropical, atingindo valores de 14 a 16, em ambos os cenários. A significância estatística para a tendência é de 99,9%. Valores típicos de LAI observados na floresta amazônica variam em torno de 5 a 6 (CALDARARU et al., 2012). Isso sugere uma superestimativa do LAI simulado pelo modelo InLand.

O LAI e a NPP do TFP florestas decíduas praticamente não mostra variação durante todo o período nos dois cenários (Figura 4.25B e Figura 4.26B, respectivamente). A NPP do TFP floresta tropical apresenta tendência de aumento em ambos os cenários (Figura 4.26A) com significância estatística de 99,9%. Esta resposta de aumento do NPP na floresta tropical é devido ao aumento na concentração de CO_2 atmosférico. Embora a concentração de CO_2 seja muito maior no RCP8.5 ambos apresentam o mesmo crescimento.

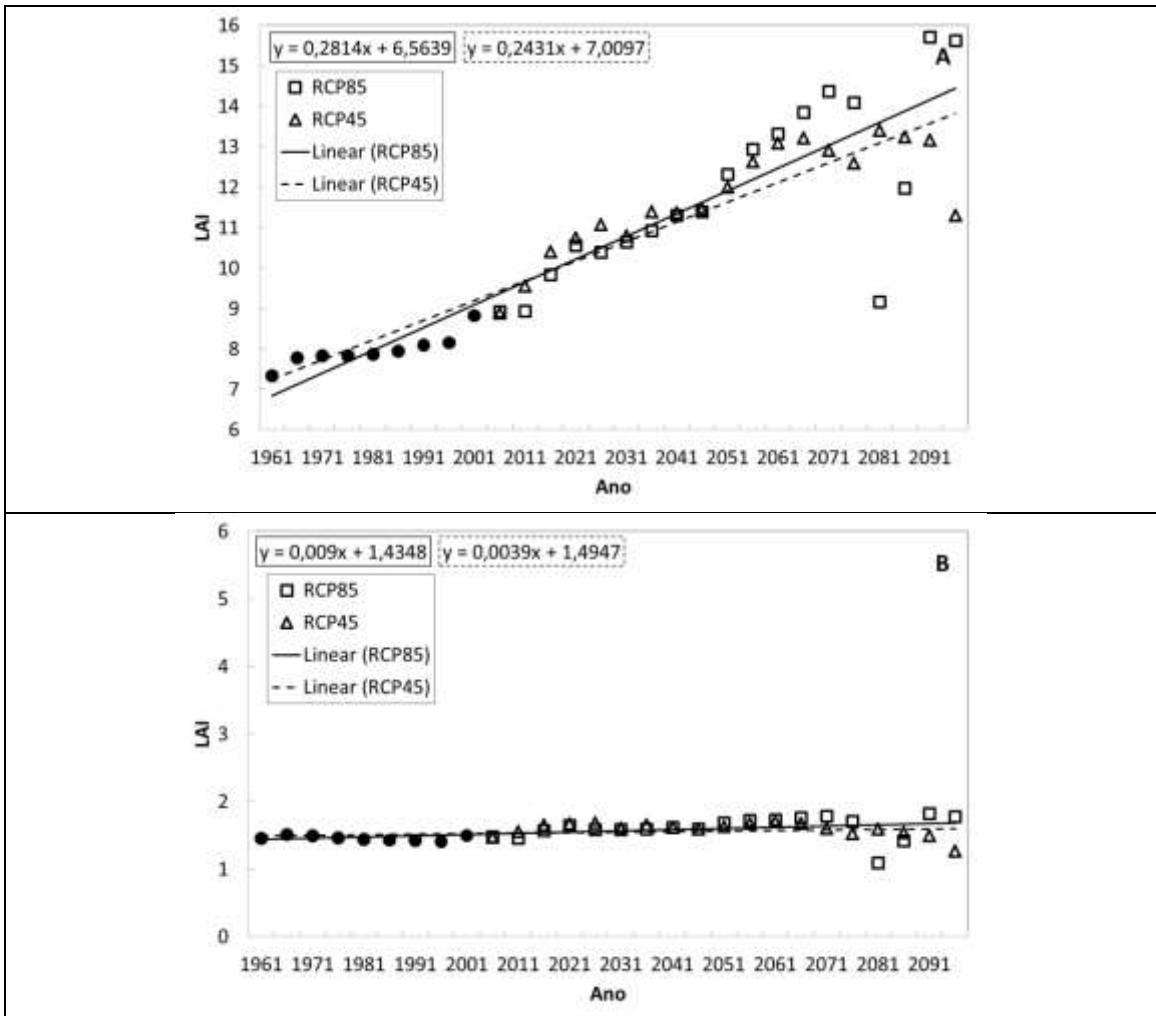


Figura 4.25 – Média a cada 5 anos do LAI (sem dimensão) para: floresta tropical (A) e floresta decídua (B). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e linhas são tendência para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).

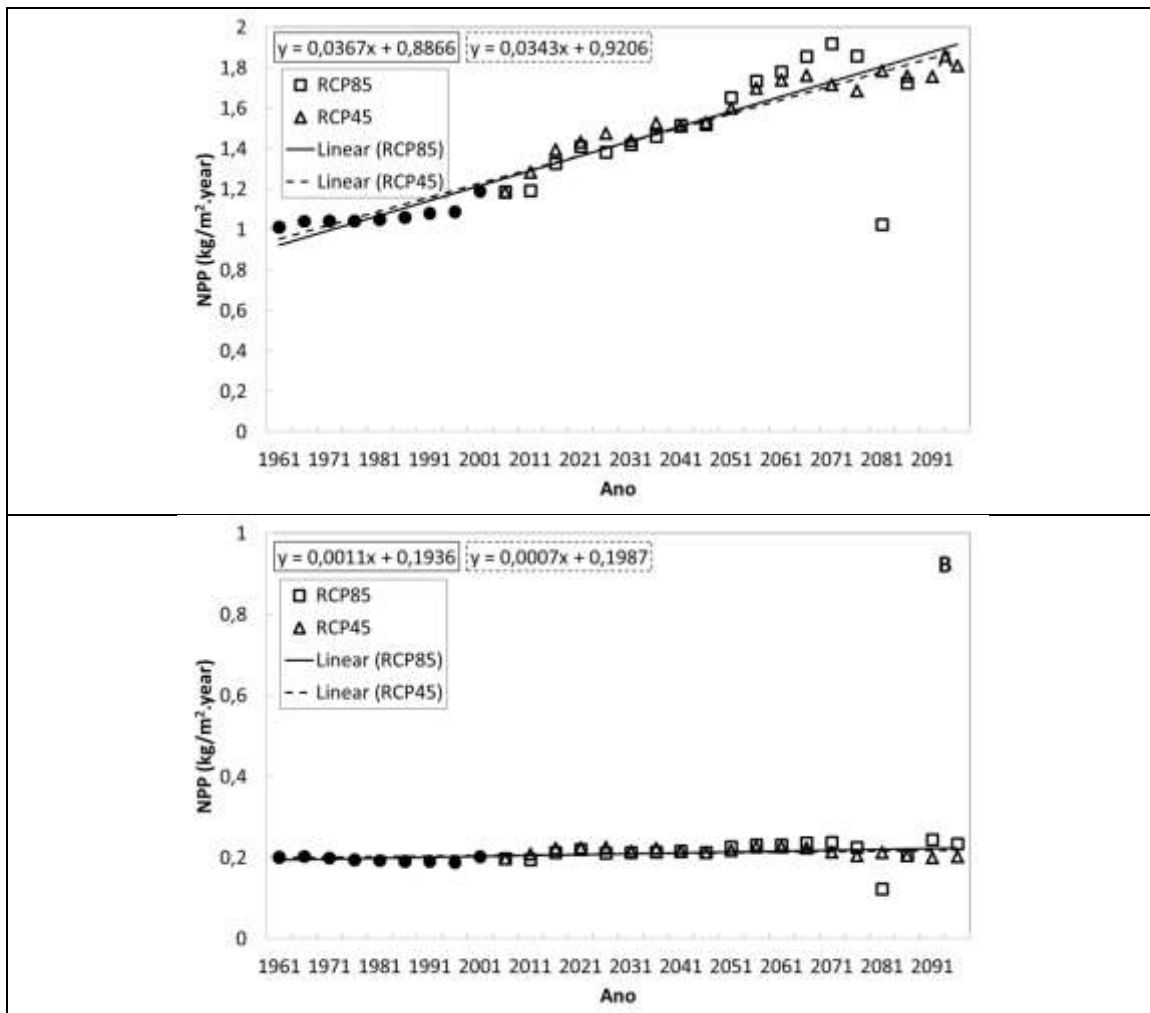


Figura 4.26 – Média a cada 5 anos da NPP ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{ano}$) para: floresta tropical (A) e floresta decídua (B). Os símbolos indicam o clima presente (círculos), RCP4.5 (triângulos) e RCP8.5 (quadrados) e linhas são tendência para os cenários RCP4.5 (tracejada) e para RCP8.5 (sólido).

A Figura 4.27 apresenta o campo espacial da NPP para o período presente (1961-1970) e as diferenças em relação a este período no meio e final do século XXI para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. Nota-se uma diminuição na parte central da Amazônia, principalmente no cenário RCP8.5. Entretanto, há um aumento no meio do século na parte oeste da Amazônia que se intensifica no final do século. Isto indica que a cobertura de vegetação do tipo floresta tropical remanescente nesta região está absorvendo mais carbono. Contudo nas outras áreas onde há diminuição do carbono absorvido também há

emissão para a atmosfera à medida que ocorre a morte e a decomposição das árvores devido a substituição por outro bioma. Nestas áreas em ambas as simulações do Inland os efeitos do aumento das temperaturas (Figura 4.21) e diminuição da precipitação (Figura 4.22), projetados pelo modelo Eta-HadGEM2-ES, sobre a vegetação dominam o efeito de fertilização por CO₂, levando diminuição da produtividade no final do século.

A Figura 4.28 apresenta o campo espacial da biomassa para o período presente (1961-1970) e as diferenças em relação a este período no meio e final do século XXI para os cenários RCP4.5 e RCP8.5. O aumento da biomassa no oeste do Estado do Amazonas é resposta da fertilização devido o aumento da concentração de CO₂, resultando em ganhos de biomassa florestal devido a maior NPP. Os ganhos de biomassa são de até 0,6 kg/m² na metade do século e de mais de 1 kg/m² no final do século em relação a quantidade de biomassa média simulada no período 1961-1970. Este efeito é semelhante ao resultado de Lapola et al. (2009), que forçou o modelo de vegetação potencial CPTEC (versão 2) com dados climáticos a partir de um conjunto de modelos do IPCC AR4.

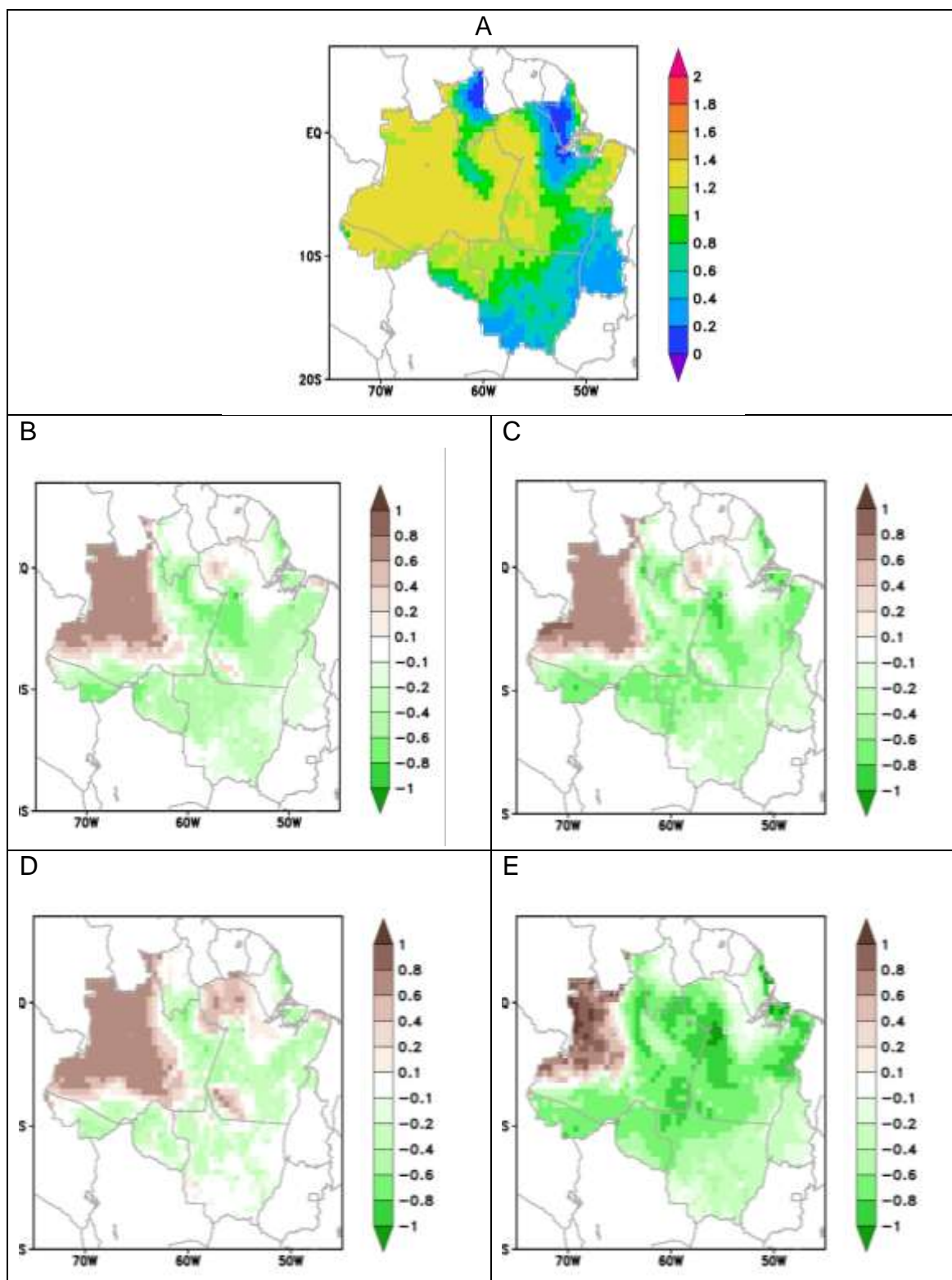


Figura 4.27 – (A) NPP média ($\text{kgC}/\text{m}^2/\text{ano}$) no período 1961-1970 e diferenças em relação ao período 1961-1970 para período 2055-2065 nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 e para período 2085-2095 nos cenários (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5.

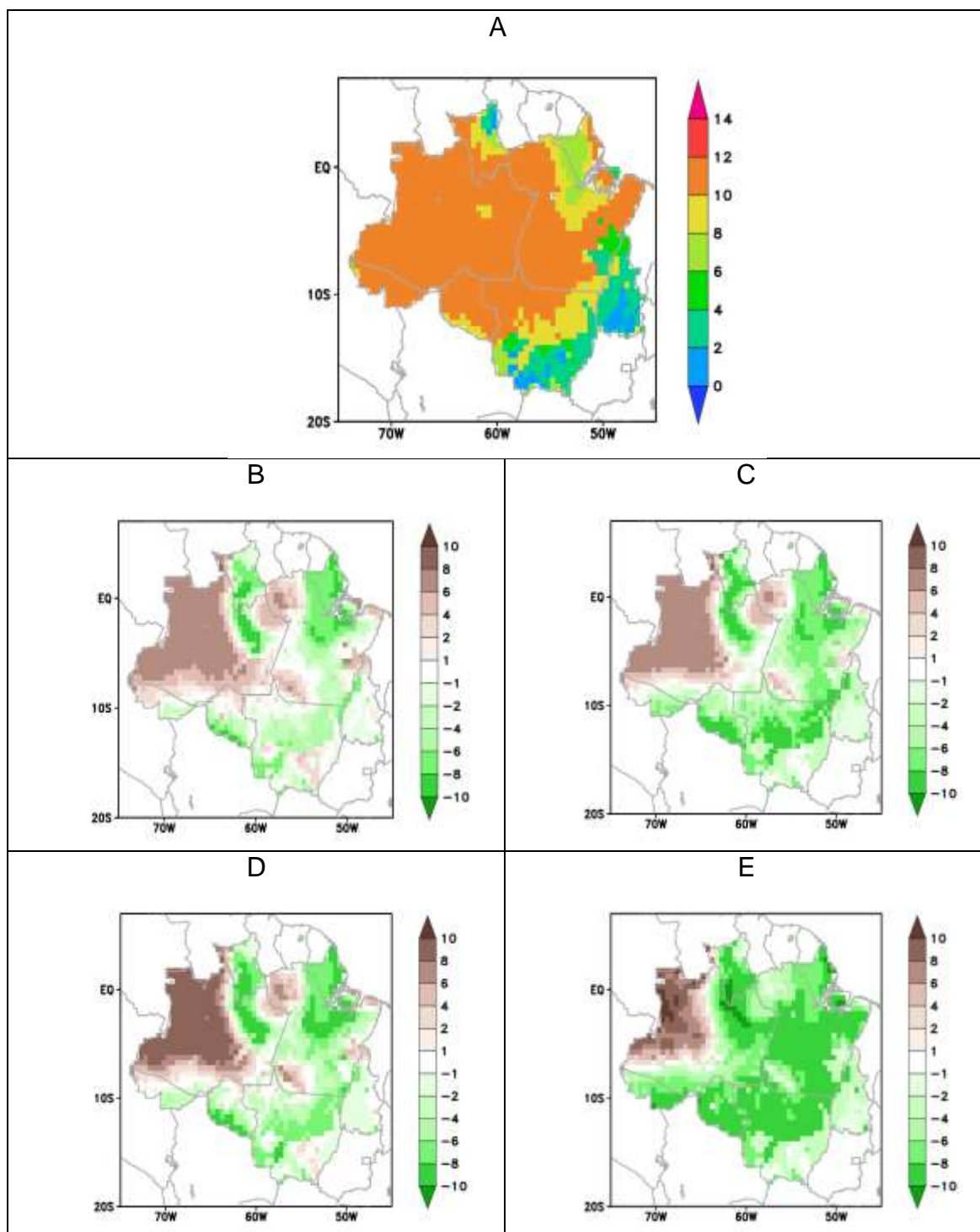


Figura 4.28 – (A) Biomassa média (kg/m^2) no período 1961-1970 e diferenças em relação ao período 1961-1970 para período 2055-2065 nos cenários (B) RCP4.5 e (C) RCP8.5 e para período 2085-2095 nos cenários (D) RCP4.5 e (E) RCP8.5.

4.4. Eta-InLand acoplado

Os fluxos de calor sensível e latente na superfície são importantes para determinar a troca de energia entre a superfície e a atmosfera. Nos modelos climáticos esses fluxos são fornecidos pelo esquema de superfície. Nesta seção são apresentados os resultados do acoplamento entre o modelo InLand e o modelo atmosférico Eta. Este acoplamento faz parte do desenvolvimento de um modelo biosfera-atmosfera mais complexo em direção à categoria de modelo do sistema terrestre (*'Earth System'*). Devido as características do modelo InLand, esse sistema acoplado (Eta-InLand) permite não só a análise dos impactos do clima na vegetação como também as influências no clima através de mudanças na cobertura vegetal, albedo, índice de área foliar (LAI), fluxos de calor e de água. O ciclo do carbono passa a ser considerado, mesmo de forma simplificada, no modelo Eta.

Com o intuito de investigar o impacto sobre os fluxos com a troca do esquema de superfície foram realizadas simulações do modelo Eta-HadGEM2-ES com cada esquema de superfície: Inland e Noah. O modelo foi integrado por um ano e meio com 20 km de resolução horizontal e o domínio situado em uma região de floresta tropical abrangendo parte dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. A integração foi iniciada às 00Z de 01 de janeiro de 1960. O primeiro ano da simulação foi descartado e as discussões foram concentradas no mês de janeiro de 1961.

As Figuras 4.29 e 4.30 apresentam respectivamente os fluxos de calor sensível e latente médio para o mês de janeiro de 1961, simulados pelo modelo Eta com o esquema InLand acoplado e simulados pelo modelo Eta com o esquema Noah. Apesar das diferenças no padrão espacial, a magnitude dos fluxos de calor sensível e calor latente simulados pelos diferentes esquemas de superfície são semelhantes. A temperatura a 2 m apresenta valores ligeiramente maiores no Eta-Inland em relação ao Eta-Noah (Figura 4.31). Esse aumento poderia melhorar as simulações do modelo Eta utilizando o esquema

de superfície InLand, já que as simulações históricas do Eta-HadGEM2-ES utilizando o esquema de superfície Noah subestimam a temperatura na região Norte do Brasil conforme mostrado em Chou et al. (2014a). A Figura 4.32 apresenta os campos médios de precipitação simulados pelo modelo Eta utilizando os diferentes esquemas de superfície. Nota-se claramente que a precipitação no modelo Eta-Inland é maior que no modelo Eta-Noah. Ambas as simulações apresentam o padrão de valores maiores de precipitação na parte sul do domínio, entretanto, a precipitação produzida no Eta-Inland é mais intensa. Os maiores valores de precipitação simulados pelo Eta-Inland nessa região podem produzir resultados melhores que o Eta-Noah já que este último apresentou subestimativa de precipitação nas simulações históricas quando forçado com o HadGEM2-ES (CHOU et al, 2014a).

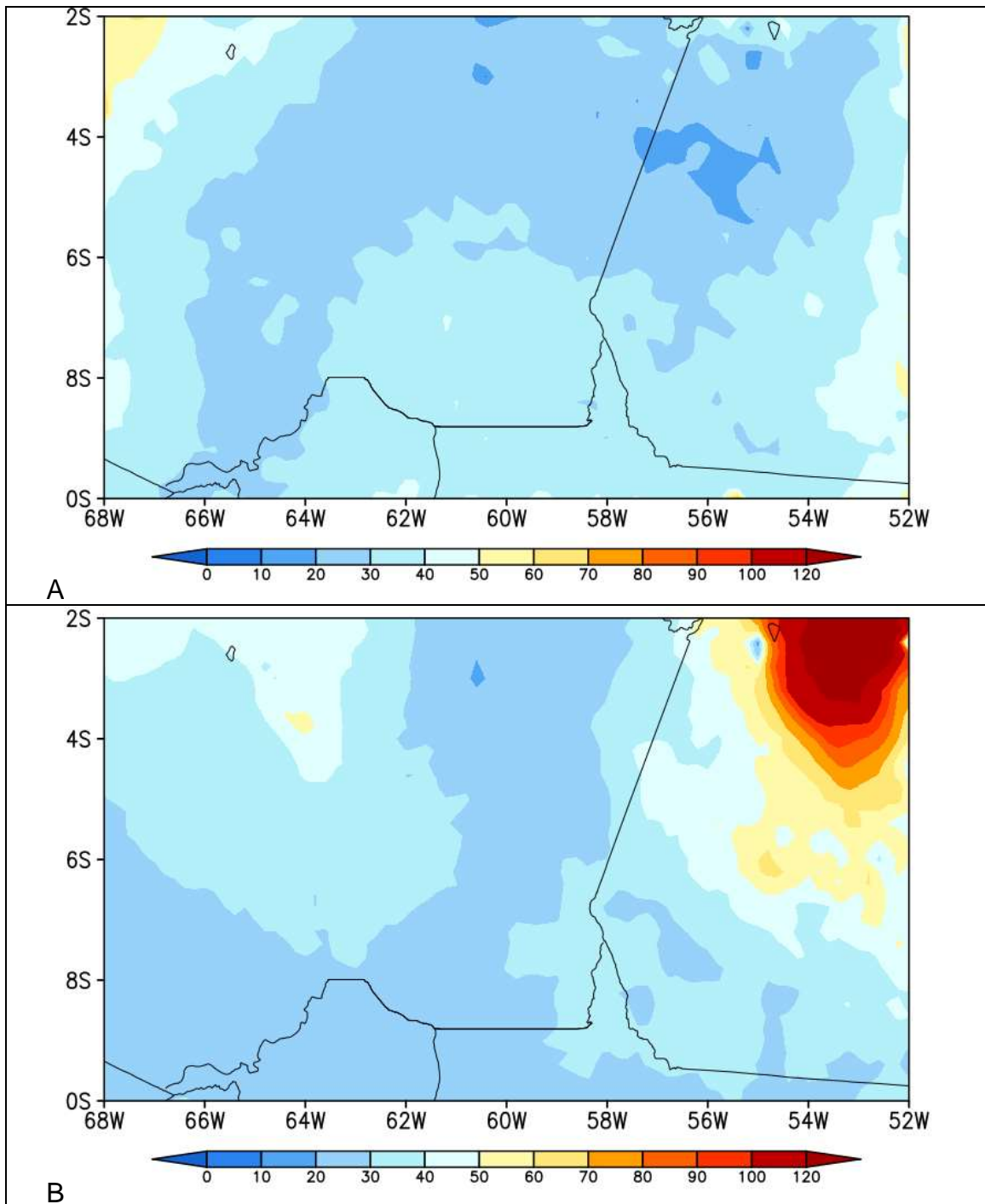


Figura 4.29 – Fluxo de calor sensível médio (W/m^2) simulado pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.

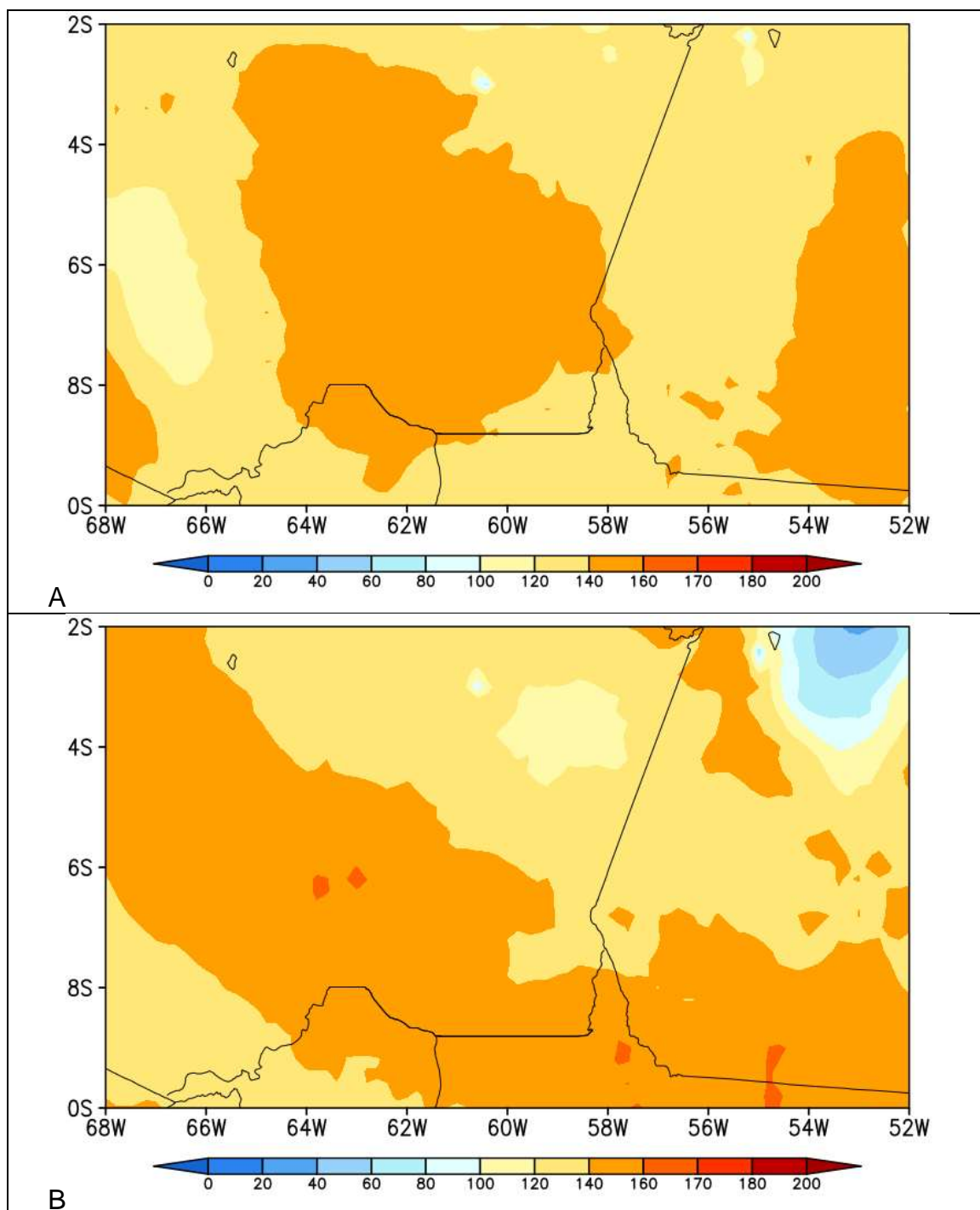


Figura 4.30 – Fluxo de calor latente médio (W/m^2) simulado pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.

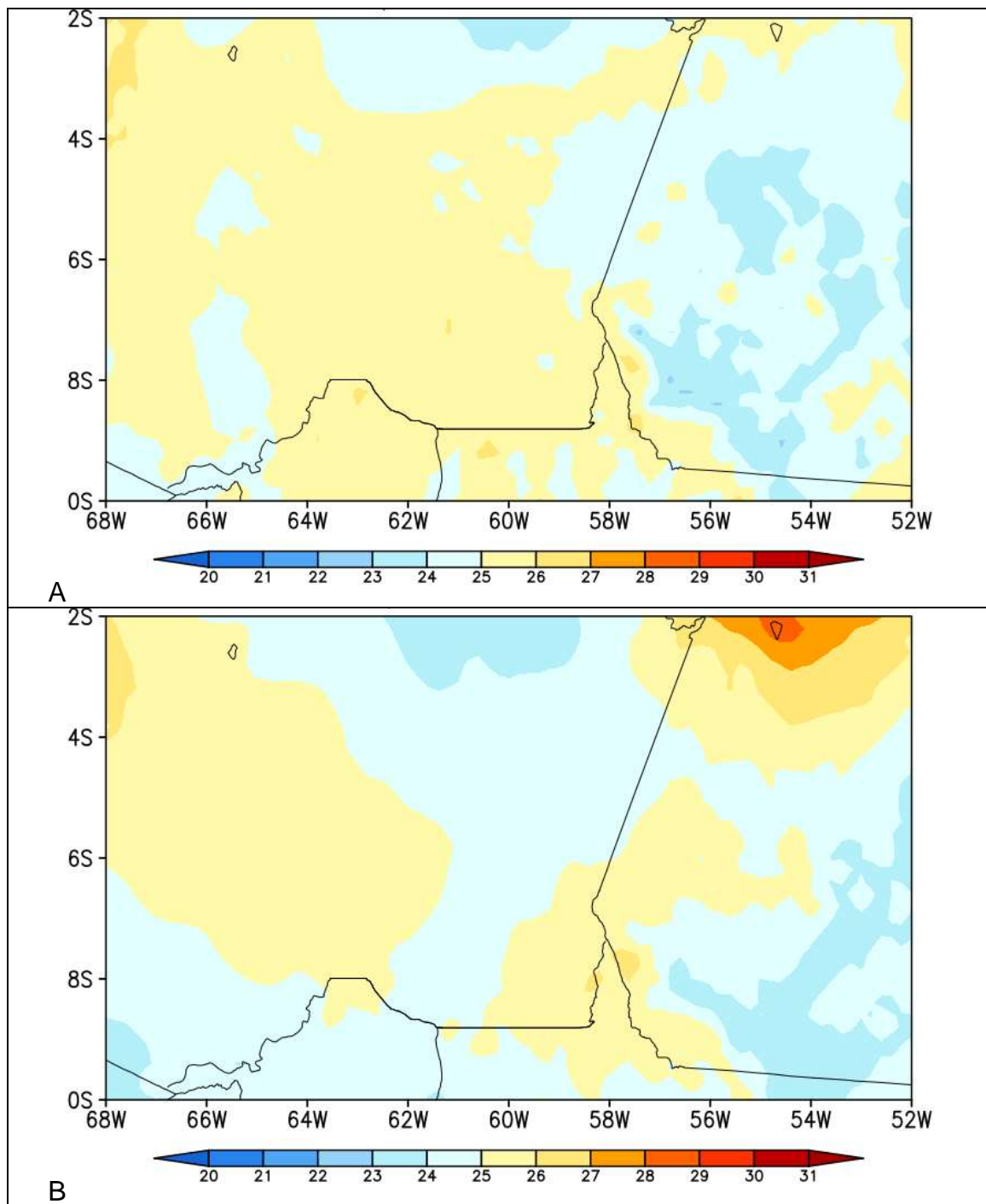


Figura 4.31 – Temperatura a 2m média (°C) simulada pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.

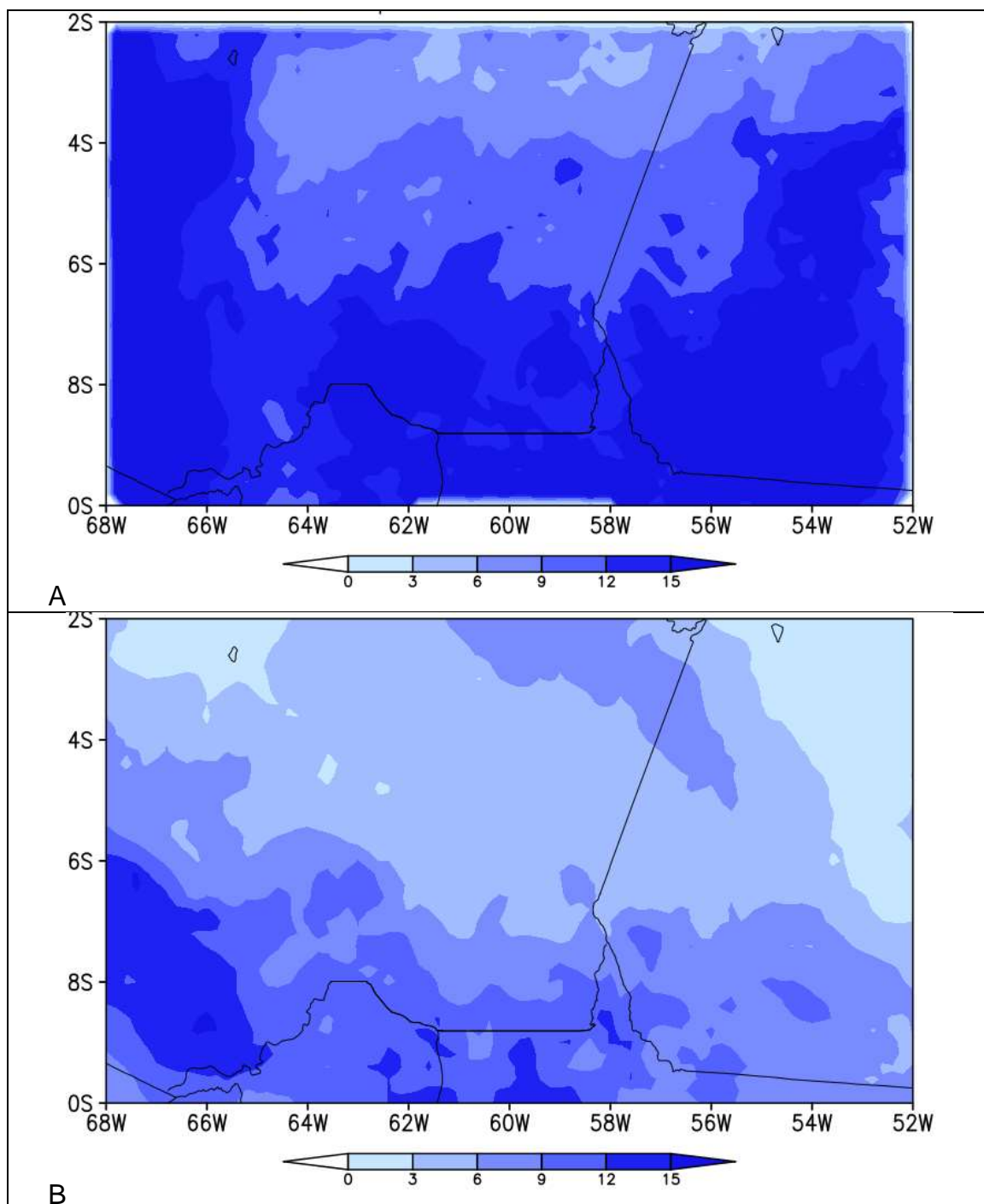


Figura 4.32 – Precipitação média (mm/dia) simulada pelo Eta-InLand (A) e pelo Eta-Noah (B) para o mês de janeiro de 1961.

A Figura 4.33 apresenta a série temporal dos fluxos de calor sensível e latente simulado pelo modelo acoplado Eta-InLand, simulado pelo modelo Eta com o esquema de superfície original (Noah) e simulado pelo InLand-offline forçado com os dados da simulação histórica do Eta-HadGEM2-ES. Os dados foram extraídos para o ponto de grade situado em -3°S e -55°W e comparados durante o período de 18 de janeiro a 26 de janeiro. Nesse período, os fluxos de calor sensível simulados pelo Eta-InLand apresentam valores menores que os simulados pelo Eta-Noah. Por outro lado, os fluxos simulados pelo InLand-offline apresentam os maiores valores. No dia 25 de janeiro, em que ocorre uma pequena redução na radiação de onda curta incidente, os fluxos de calor sensível, simulados por todos os modelos, apresentam-se bem próximos, o que sugere sensibilidade das simulações a presença de chuva e/ou nuvens. Os fluxos de calor latente simulados pelo Eta-InLand, Eta-Noah e Inland-offline mostram certa concordância durante todo o período, exceto nos dois primeiros dias do período analisado em que o Inland-offline simula valores mais baixos. A temperatura a 2m simulada pelo Eta-InLand apresenta amplitude diurna menor em relação a temperatura a 2m simulada pelo Eta-Noah durante o período analisado. Isso deve ocorrer devido a maior precipitação e cobertura de nuvens simuladas no sistema Eta-InLand.

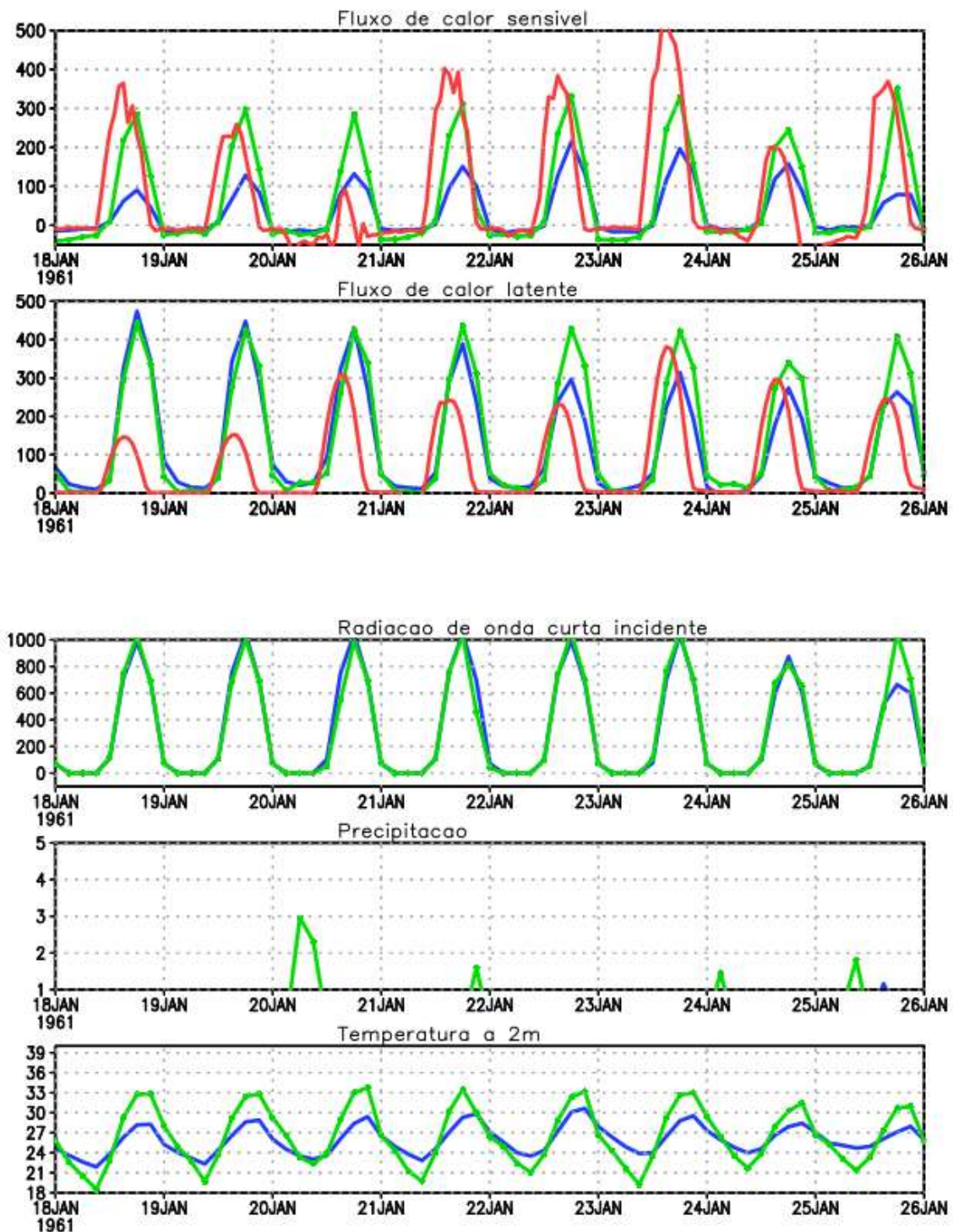


Figura 4.33 – Série temporal do fluxo de calor sensível (W/m^2), fluxo de calor latente (W/m^2), radiação de onda curta (W/m^2), precipitação (mm) e temperatura ($^{\circ}C$). A linha azul representa a simulação do Eta-InLand, a linha verde representa a simulação do Eta-Noah e a linha vermelha representa a simulação do InLand forçado com o Eta-HadGEM2-ES.

5 DISCUSSÕES

O modelo de vegetação dinâmica InLand, forçado pelas simulações do modelo Eta regionalizadas a partir das simulações do modelo HadGEM2-ES para os cenários RCP4.5 e RCP8.5, foi utilizado para investigar os impactos da mudança climática sobre o bioma Amazônia. A validação deste esquema de modelagem mostra que o modelo é capaz de reproduzir os fluxos de superfícies em integrações de longo prazo em diferentes meses, tanto quando forçado com os dados de reanálise, bem como com as simulações do modelo Eta. Sendo que a comparação com os dados da torre de Santarém-k83 mostrou vantagem para a simulação forçada com as simulações do modelo Eta-HadGEM2-ES.

As projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES mostram o aquecimento em toda a região Norte do Brasil e redução da precipitação no verão. O ciclo anual da precipitação mostra que a redução da precipitação nesta região abrange também os meses de transição entre a estação chuvosa e seca. Apesar da redução na precipitação, eventos de precipitação extrema se tornam mais frequentes no final do século. Entretanto, esses eventos não são suficientes para evitar, por exemplo, o estresse hídrico no solo já que boa parte dessa precipitação é convertida em escoamento superficial. A evolução temporal da precipitação mostra que, no final do século para o cenário mais pessimista, a presença de vários anos consecutivos com redução na precipitação pode indicar ocorrência de eventos de seca severa. Estes eventos de seca severa são fatores determinantes na mudança do bioma.

As projeções indicam que as mudanças climáticas podem criar condições ambientais nunca antes experimentadas pelo bioma Amazônia. As espécies poderiam se adaptar às mudanças climáticas, porém, precisariam de condições e tempo suficiente que lhes permitissem se adaptar (KILLEEN; SOLÓRZANO, 2008).

As projeções do modelo Inland mostram impactos nítidos nos fluxos de calor sensível e latente. O impacto no fluxo de calor sensível decorre do efeito da redução da umidade do solo associada à redução da precipitação. Esta redução na umidade do solo modifica a partição da energia reduzindo o fluxo de calor latente e aumentando o fluxo de calor sensível e, portanto, contribuindo para o aumento da temperatura. O aumento no fluxo de calor sensível é consistente com a redução da precipitação nas simulações em ambos os cenários RCPs. A redução significativa do fluxo de calor latente no RCP8.5 está relacionada a mudanças no tipo de cobertura de superfície. O tipo de vegetação floresta tropical possui maior capacidade para retirada de água do solo devido a maior profundidade das raízes. Portanto, a substituição do tipo de vegetação floresta tropical por pastagem natural produz uma redução no fluxo de calor latente.

De acordo com Costa e Pires (2010), a substituição da vegetação do tipo floresta pode aumentar a duração da estação seca. Hilker et al. (2014) indicaram que a seca persistente poderia degradar os dosséis florestais da Amazônia. As secas intensas também poderiam causar danos à vegetação que poderiam persistir por longos períodos conduzindo a secas ainda mais severas (SAATCHI et al., 2013). As projeções Eta-HadGEM2-ES sugerem o aumento dos dias consecutivos secos na região no final do século em ambos os cenários (CHOU et al., 2014b), que pode ter favorecido a substituição da vegetação nestas simulações.

Os principais impactos na vegetação ocorrem no leste e sul da região norte do Brasil. Em ambos os cenários RCPs, a vegetação do tipo floresta foi substituída por pastagens, que avançaram em direção ao interior da Amazônia. Embora o aumento da concentração de CO₂ atmosférico possa favorecer o crescimento das árvores por efeito direto sobre a fotossíntese (NORBY et al., 2005) e eficiência do uso da água (FIELD et al., 2008), as projeções de Eta-HadGEM2-ES em ambos RCP cenários mostram aumento da temperatura e diminuição de precipitação mais intensos ao leste e sul da região norte do Brasil nos últimos

30 anos do século 21. Este resultado concorda parcialmente com outros trabalhos que mostram um ambiente mais quente e seco para a região, o que poderia converter uma parte da floresta amazônica em um tipo de savana (SALAZAR et al, 2007;. OYAMA; NOBRE, 2003). Galbraith et al. (2010) sugere o aumento de temperatura como um principal fator para a redução da floresta amazônica. Scholze et al. (2006) avaliaram o risco de perda de florestas tropicais baseado somente no anomalia projetada de temperatura e identificou que aumentos maiores que 3°C podem representar algum risco de substituição de floresta tropical na região leste da Amazônia.

A substituição da floresta tropical por florestas decíduas projetada pelo modelo InLand, para ocorrer no meio do século XXI, pode ser combinada com grande atividade de incêndios ou grande quantidade de fontes de ignição de fogo (devido a desmatamento, fragmentação da floresta ou corte seletivo) potencializadas pelo clima mais quente e seco. Estes riscos poderiam alterar a estabilidade da vegetação, degradando ainda mais a cobertura da vegetação. Além disso, considerando o desmatamento somado ao efeito que ele tem sobre o clima (SAMPAIO et al., 2007), espera-se que esse processo de degradação se acelere até metade do século XXI.

As mudanças no LAI e na NPP projetadas pelo modelo InLand indicam uma redução na quantidade de CO₂ absorvida pela floresta sobre Santarém-k83. A redução de NPP é devido ao efeito da redução da umidade do solo sobre o processo da fotossíntese, e o aumento nos custos da respiração de manutenção (COX et al., 1999). Fisiologicamente, a fotossíntese pode aumentar e compensar o efeito inibitório de altas temperaturas na produtividade florestal (LLOYD; FARQUHAR, 2008). A absorção de carbono na floresta tropical existe como consequência da produtividade primária líquida. Medições de campo (BAKER et al., 2004) demonstram um aumento significativo de carbono em parcelas florestais em toda a Amazônia o que sugere que as florestas tropicais estão acumulando biomassa. No entanto, as mudanças no tipo de vegetação podem ter implicações importantes para o ciclo

do carbono e para biodiversidade dessas florestas. Lapola et al. (2007) destacou que, no futuro, se a fertilização por CO₂ não desempenhar um papel importante nas florestas tropicais ou se a estação seca for mais longa do que quatro meses, pode haver substituição de grandes porções de floresta amazônica por savana tropical.

O aumento da biomassa no oeste do Estado do Amazonas no final do século pode ser resposta da fertilização devido ao aumento da concentração de CO₂. Isto indica que a cobertura de vegetação do tipo floresta tropical remanescente nesta região está absorvendo mais carbono. Entretanto, essa área apresenta também um menor aquecimento em relação as partes leste e sul da região Norte do Brasil. Segundo Lewis et al. (2004), existem evidências que o aumento da concentração de CO₂ seja uma das principais causas para o aumento nas taxas de crescimento da biomassa da floresta sobre a Amazônia observados ao longo das últimas décadas.

A simulação realizada com o acoplamento síncrono entre o modelo InLand e o modelo Eta mostrou que os fluxos de calor sensível e latente apresentaram valores dentro da normalidade. Entretanto o padrão espacial dos fluxos de superfície, temperatura e precipitação apresenta diferenças em relação às mesmas variáveis simuladas pelo Eta com o esquema Noah e InLand-EtaHad (acoplamento assíncrono). Na análise da série temporal o modelo acoplado apresentou ciclo semelhante ao do modelo Eta com o esquema Noah com algumas diferenças na magnitude do fluxo de calor sensível. Quando comparado com o InLand-EtaHad apresentou diferenças no pico de máximo. Para avaliar a capacidade do Modelo Eta-InLand em simular as retroalimentações entre a superfície e o clima, integrações mais longas devem ser realizadas.

6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com a utilização do framework que engloba os modelos Eta-HadGEM2-ES e InLand foi possível identificar prováveis alterações no bioma Amazônia devido às mudanças no clima. As simulações do modelo de vegetação dinâmica foram consideradas adequadas para integrações de longo prazo e para o estudo do sistema do sistema terrestre em relação aos processos de retroalimentação entre a biosfera e o clima e suas implicações à escala regional. Algumas incertezas devem ser levadas em consideração. Estas são atribuídas principalmente às incertezas nas projeções climáticas. O *'framework'* utilizado nesta tese não considera intervenções humanas como uso da terra. Alguns aspectos não são tratados no presente estudo, tais como a frequência e a intensidade de incêndios em um clima futuro mais seco e quente que poderia aumentar ainda mais a mortalidade da floresta.

Os resultados apresentados aqui concordam com outros estudos, mas deve ficar claro que estes são dependentes dos modelos utilizados e que se referem ao sistema Inland-Eta-HadGEM2-ES. Os resultados deste trabalho devem ser considerado pelos tomadores de decisão e pelos formuladores de políticas públicas na gestão de áreas de preservação da floresta. Se os impactos das mudanças climáticas sobre o bioma são combinados com efeitos de desmatamento da Amazônia, estes resultados podem sugerir uma grande destruição da floresta tropical amazônica. Esta redução no bioma Amazônia pode levar a um feedback positivo do aumento da temperatura e afetar o ciclo hidrológico regional.

O entendimento das interações entre a atmosfera e biosfera terrestre tem avançado nos últimos anos. Com isso, os modelos de vegetação dinâmica e os processos envolvidos estão em constante desenvolvimento para melhor representar essas interações e avaliar os impactos das mudanças climáticas. No Brasil, estudos com modelos de vegetação dinâmica devem continuar avançando e assim ajudar na compreensão das mudanças que a Floresta

Amazônica sofrerá no futuro. Outro estudo possível a partir deste framework seria investigar os processos de aridização, que hoje já ocorrem na Região Nordeste.

Como sugestões de trabalhos futuros propõe-se realizar as projeções do modelo Eta com o acoplamento síncrono com o modelo InLand até 2100. Agregar a esse modelo totalmente acoplado as modificações e implementações recentes do modelo Inland que incorporam módulos de cultura (AGRO-IBIS, KUCHARIK; BRYE, 2003; CUADRA et al., 2012), fogo (CARDOSO et al, 2013), e de planícies inundáveis (*Terrestrial Hydrological Model with Biogeochemistry* – THMB, COE et al., 2000). Propõe-se ainda o estudo das consequências do uso da terra, desmatamento, do fogo em conjunto com cenários de mudanças climáticas para investigar impacto na distribuição da vegetação da Amazônia de uma forma mais complexa que envolve a sinergia entre os diversos processos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALO, C. A.; WANG, G. L. Potential future changes of the terrestrial ecosystem based on climate projections by eight general circulation models. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, G01004, 2008.
- AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.; MARENGO, J. A.; PISNITCHENKO, I.; ALVES, L. **cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais**. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS – SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, 2007.
- ANTHONY W. K.; WILERRED M. P.; STAN, D. W. The potential response of terrestrial carbon storage to changes in climate and atmospheric CO₂. **Climatic Change**, v. 35, p. 199–227, 1997.
- ARORA, V. K.; BOER, G. J. Fire as an interactive component of dynamic vegetation models. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 110, G02008, p. 1–20, 2005a.
- ARORA, V. K.; BOER, G. J. A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models, **Global Change biology**, v. 11, n. 1, p. 39-59, 2005b.
- ARORA, V. K.; BOER, G. J. Simulating competition and coexistence between plant functional types in a dynamic vegetation model. **Earth Interactions**, v. 10, p. 1-30, 2006.
- ARORA, V. K.; BOER, G. J. Terrestrial ecosystems response to future changes in climate and atmospheric CO₂ concentration. **Biogeosciences**, v. 11, p. 4157–4171, 2014.
- BAKER, T. R.; PHILLIPS, O. L.; MALHI, Y.; ALMEIDA, S.; ARROYO, L., DI FIORE, A.; et al. Increasing biomass in Amazonian forest plots. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences**, v. 359, p.353–365, 2004.

- BELLARD, C.; BERTELSMEIER, C.; LEADLEY, P.; THUILLER, W.; COURCHAMP F. Impacts of climate change on the future of biodiversity, **Ecology Letters**, v. 15 p. 365–377, 2012. doi:10.1111/j.1461-0248.2011.01736.x.
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A New convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 677-691, 1986.
- BETTS, R. A.; COX, P. M.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. D. The role of ecosystem–atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest die-back under global climate warming. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 78, p. 157–175, 2004.
- BETTS, R. A.; GOLDING, N.; GONZALEZ, P.; GORNALL, J.; KAHANA, R.; KAY, G.; MITCHELL, L.; WILTSHIRE, A. Climate and land use change impacts on global terrestrial ecosystems and river flows in the HadGEM2-ES Earth system model using the representative concentration pathways. **Biogeosciences**, v. 12, p. 1317-1338, 2015.
- BERTHELOT, M.; FRIEDLINGSTEIN, P.; CIAIS, P.; DUFRESNE, J. L.; MONFRAY, P. How uncertainties in future climate change predictions translate into future terrestrial carbon fluxes. **Global Change Biology**, v. 11, n. 6, p. 959–970, 2005.
- BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, p. 265-278, 1994.
- BONAN, G. B.; LEVIS, S.; SITCH, S.; VERTENSTEIN, M., OLESON, K. W. A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. **Global Change Biology**, v. 9, n.11, p. 1543–1566, 2003.
- CALDARARU, S.; PALMER, P. I.; PURVES, D. W. Inferring Amazon leaf demography from satellite observations of leaf area index. **Biogeosciences**, v. 9, p. 1389–1405, 2012.
- CÂNDIDO, L. **Impacto da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul**. 2002. 175p. (INPE-10477-TDI/931). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/BPBuQ>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

CARDOSO, M.; SAMPAIO, G.; SHIMIZU, M. H.; SANCHES, M.; NOBRE, C. A. Improvements of land-surface models to account for fire-climate feedbacks in the Amazon region. Natural Hazards (NH) Wildfires on landscapes: theory, models, and management. **American Geophysical Union Meeting of Americas**, Cancun, Mexico, 2013.

CARTER, A.J.; SCHOLLES R.J. SoilData v2.0: generating a global database of soil properties. Available on: **Global soil data products, CD-ROM (IGBP-DIS)**. Postdam: USDA, CSIR, IGBP-DIS, FAO and ISRIC, IGBP Data and Information Services, 2000.

CHOU, S. C.; MARENGO, J. A.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.; ALVES, L. M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, v.38, p. 635-653, 2012.

CHOU, S. C.; LYRA, A. A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; et al. Evaluation of the Eta simulations nested in three global climate models. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 438-454, 2014a.

CHOU, S. C.; LYRA, A. A.; MOURÃO, C.; DEREZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; et al. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, p. 512-527, 2014b.

COE, M. T. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale: testing the accuracy of an atmospheric GCM. **Journal of Climate**, v. 13, p. 686–704, 2000

COLLINS, W. J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HALLORAN, P.; HINTON, T.; et al. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 1051–1075, 2011.

COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; BERRY, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, p. 107–136, 1991.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C.; MANZI, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo

de circulação geral da atmosfera (MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p.153-167, 2006.

COSBY, B. J., HORNBERGER, G. M., CLAPP, R. B., AND GINN, T. R. A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils, **Water Resour. Res.**, v. 20, p. 682–690, 1984

COSTA, M.H.; PIRES, G.F. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 1970–1979, 2010.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M.; SOUZA, P. J. O. P.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L07706, 2007.

COX, P.M.; BETTS, R.A.; BUNTON, C.; ESSERY, R.L.H.; ROWNTREE, P.R.; SMITH, J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 183–203, 1999.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184–187, 2000.

COX, P. **Description of the triffid dynamic global vegetation model**. Hadley Centre technical note 24, 2001.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Modelling vegetation and the carbon cycle as interactive elements of the climate system. **International Geophysics**, v.83 p. 259–279, 2002.
doi:10.1016/S0074-6142(02)80172-3

COX P. M.; BETTS R. A.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES C. D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 137–156, 2004.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; WOODWARD, F. I.; PRENTICE, I. C.; BETTS, R. A.; BROVKIN, V.; COX, P. M.; FISHER, V.; FOLEY, J. A.; FRIEND, A. D.; KUCHARIK, C.; LOMAS, M. R.; RAMANKUTTY, N.; SITCH, S.; SMITH, B.; WHITE, A.; YOUNG-MOLLING, C. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: Results from six dynamic

global vegetation models. **Global Change Biology**, v. 7, n. 4, p. 357–373, 2001.

CUADRA, S. V.; COSTA, M. H.; KUCHARIK, C. J.; DA ROCHA, H. R.; TATSCH, J. D.; INMAN-BAMBER, G.; DA ROCHA, R. P.; LEITE, C. C.; CABRAL, O. M. R. A biophysical model of Sugarcane growth. **Global Change Biology Bioenergy**, v. 4, p. 36-48, 2012.

DA ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; COUPE, N. R.; et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-8, 2009.

DAWSON, T. P.; JACKSON, S. T.; HOUSE, J. I.; PRENTICE, I. C.; MACE, G. M. Beyond predictions: biodiversity conservation in a changing climate. **Science**, v. 332, p. 53–58, 2011.

DAVIDSON, E. A.; DE ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; et al. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, p. 321-328, 2012

DELIRE, C.; LEVIS, S.; BONAN, G.; FOLEY, J. A.; COE, M.; VAVRUS, S. Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land-surface models. **Climate Dynamics**, v. 19, n. 8, p. 657–669, 2002.

DELIRE, C.; DE NOBLET-DUCOUDRE, N.; SIMA, A.; GOURIAND, I. Vegetation dynamics enhancing long-term climate variability confirmed by two models. **Journal of Climate**, v. 24, p. 2238–2257, 2011.

DIRZO, R.; RAVEN, P. H. Global state of biodiversity and loss. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 28, p. 137-167, 2003.

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 28, n. 9, p. 833–855, 1989.

ELLIS, E. C.; RAMANKUTTY, N. Putting people in the map: Anthropogenic biomes of the world. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 6, n. 8, p. 439–447, 2008.

EK, M. B.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUMMEN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land surface

advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. **Geophysical Research**, v. 108, n. 22, 8851, 2003.

FAO - Organização das nações unidas para a agricultura e alimentação. **Forest resources assessment**, Roma, 2005.

FARQUHAR, G. D.; SHARKEY, T. D. Stomatal conductance and photosynthesis. **Annual Review of Plant Physiology**, v. 33, p. 317-345, 1982.

FARQUHAR, G. D.; CAEMMERER, V. S.; Berry, J. A. A biogeochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species, **Annual Review of Plant Physiology**, v. 149, p. 78-90, 1980.

FEELEY, K. J.; WRIGHT, S. J.; NUR SUPARDI, M. N.; KASSIM, A. R.; DAVIES, S. J. Decelerating growth in tropical forest trees. **Ecology Letters**, v. 10, p. 461–469, 2007.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475-1488, 1975.

FIELD, C.B.; BEHRENFELD, M.J.; RANDERSON, J.T.; FALKOWSKI, P. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. **Science**, v. 281, p. 237-240, 1998.

FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, p.603628, 1996.

FOLEY, J. A.; LEVIS, S.; PRENTICE, I. C.; POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. Coupling dynamic models of climate and vegetation. **Global Change Biology**, v. 4, n. 5, p. 561–79, 1998.

FOLEY, J. A.; LEVIS, S.; COSTA, M. H.; CRAMER, W.; POLLARD, D. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. **Ecological Applications**, v. 10, n. 6, p. 1620–1632, 2000.

FRIEDLINGSTEIN, P.; DUFRESNE, J. L.; COX, P. M.; RAYNER, P. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? **Tellus B Chem. Phys. Meteorol**, v. 55, n. 2, p. 692–700, 2003.

FRIEND, A. D.; STEVENS, A. K.; KNOX, R. G.; CANNELL, M. G. R. A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). **Ecological Modelling**, v. 95, n. 2-3, p. 249-287, 1997.

FRIEND A. D.; WHITE A. Evaluation and analysis of a dynamic terrestrial ecosystem model under preindustrial conditions at the global scale. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, p. 1173–1190, 2000.

FURLEY, P. A.; RATTER, J. A.; PROCTOR J. **Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries**. Springer Netherlands, 1992. 616 p. ISBN (0412443708, 9780412443701)

GALBRAITH, D.; LEVY, P. E.; SITCH, S.; HUNTINGFORD, C.; COX, P.; WILLIAMS, M.; MEIR, P. Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. **New Phytologist**, v. 187, p. 647–665, 2010.

GERTEN, D.; SCHAPHOFF, S.; HABERLANDT, U.; LUCHT, W.; SITCH, S. Terrestrial vegetation and water balance – Hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. **Journal of hydrology**, v. 286, n. 1–4, p. 249–270. 2004.

GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D6, p. 6335–6352, 1999.

GOOD, P.; JONES, C.; LOWE, J.; BETTS, R.; BOOTH, B.; HUNTINGFORD, C. Quantifying Environmental Drivers of Future Tropical Forest Extent. **Journal of Climate**, v. 24, p. 1337–1349, 2011.

GOOD, P.; JONES, C.; LOWE, J.; BETTS, R.; GEDNEY N. Comparing tropical forest projections from two generations of Hadley Centre Earth System Models, HadGEM2-ES and HadCM3LC. **Journal of Climate**, v. 26, n. 2, p. 495–511, 2012.

GOLDING, N.; BETTS R. Fire risk in Amazonia due to climate change in the HadCM3 climate model: Potential interactions with deforestation. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 22, GB4007, 2008.

- GRUBER, N.; GALLOWAY, J. N. An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. **Nature**, v. 451, n. 7176, p. 293–296. 2008.
- HAXELTINE, A.; PRENTICE, I. C. A general model for the light use efficiency of primary production. **Functional Ecology**, v. 10, p. 551–561, 1997.
- HILKER, T.; LYAPUSTIN, A.I.; TUCKER, C.J.; HALL, F.G.; MYNENI, R.B.; WANG, Y.; BI, J.; MENDES DE MOURA, Y.; SELLERS, P.J. **Vegetation dynamics and rainfall sensitivity of the Amazon**. Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 111, n. 45, p. 16041–16046, 2014.
- HUNGATE, B. A.; DUKES, J. S.; SHAW, M. R.; LUO, Y.; FIELD, C.B. Nitrogen and climate change. **Science**, v. 302, p. 1512-1513, 2003.
- HUNTINGFORD, C., ZELAZOWSKI, P., GALBRAITH, D., MERCADO, L. M.; SITCH, S.; FISHER, R.; et al. Simulated resilience of tropical rainforests to CO₂-induced climate change. **Nature Geoscience**, v. 6, p. 1–6, 2013.
- IPCC. 2001. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge, New York.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge, UK: Cambridge University Press, 976p.
- IMBUZEIRO H. M. A. **Calibration of the IBIS model in the Amazonian forest using multiple sites**. Unpublished MS Thesis (in Portuguese with abstract in English), Federal University of Viçosa, Viçosa, 67 pp. 2005.
- JONES, R. G.; NOGUER, M.; HASSELL, D.; HUDSON, D.; WILSON, S.; JENKINS, G.; MITCHELI, J. **Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS**. Exeter, UK: Met Off. Hadley Centre, 2004. Report.
- JONES, C. D.; HUGHES, J.K.; BELLOUIN, N.; HARDIMAN, S. C.; JONES, G. S.; KNIGHT, J.; et al. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations, **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 543-570, 2011.
- KLOSTER, S.; MAHOWALD, N. M.; RANDERSON, J. T.; THORNTON, P. E.; HOFFMAN, F. M.; LEVIS, S.; LAWRENCE, P. J.; FEDDEMA, J. J.; OLESON,

K. W.; LAWRENCE, D. M. Fire dynamics during the 20th century simulated by the Community Land Model. **Biogeosciences Discuss**, v. 7, n. 1, p. 565–630, 2010.

KÖRNER, C. Ecological impacts of atmospheric CO₂ enrichment on terrestrial ecosystems. **Phil. Trans. R. Soc. Lond. A**, v. 361, n. 1810, p. 2023–2041, 2003.

KÖRNER, C.; ASSHOFF R.; BIGNUCOLO O.; HÄTTENSCHWILER S.; KEEL S. G.; PELÁEZ-RIEDL S.; PEPIN S.; SIEGWOLF R. T. W.; ZOTZ G. Carbon flux and growth in mature deciduous forest trees exposed to elevated CO₂. **Science**, v. 309, p. 1360–1362, 2005.

KIEHL, J.; HACK, J.; BONAN, G.; BOVILLE, B.; WILLIAMSON, D.; RASCH, P. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. **Journal of Climate**, v.11, p.1131–1149, 1998.

KILLEEN, T. J.; SOLÓRZANO, L. A. Conservation strategies to mitigate impacts from climate change in Amazonia. **Phil. Trans. R. Soc. B**, v. 363, n. 1498, p. 1881–1888, 2008.

KRINNER, G., VIOVY, N.; DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N.; OGÉE, J.; POLCHER, J.; FRIEDLINGSTEIN, P.; CIAIS, P.; SITCH, S.; PRENTICE I. C. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 19, GB1015, 2005.

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.; GOWER, S. T. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795–825, 2000.

KUCHARIK, C. J.; BRYE, K. R. Integrated biosphere simulator (IBIS) yield and nitrate loss predictions for Wisconsin maize receiving varied amounts of Nitrogen fertilizer. **Journal of Environmental Quality**, v. 32, p. 247–268, 2003.

KUCHARIK, C. J.; BARFORD, C. C.; MAAYAR, M. E.; WOFESY, S. C.; MONSON, R. K.; BALDOCCHI, D. D. A multiyear evaluation of a Dynamic Global Vegetation Model at three AmeriFlux forest sites: Vegetation structure, phenology, soil temperature, and CO₂ and H₂O vapor exchange. **Ecological Modelling**, v. 196, n. 1–2, p. 1–31, 2006.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A Parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 11, p. 118-133, 1974.

LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; NOBRE C. A. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: The role of CO₂ fertilization and seasonality. **Global Biogeochemical Cycles**, 23: GB3003, 2009.

LLOYD, J.; FARQUHAR, G. D. Effects of rising temperatures and [CO₂] on the physiology of tropical forest trees. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1811–1817, 2008.

LEAN, J.; WARRILOW, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, 342, 411–413, 1989.

LEUNING, R. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C₃ plants. **Plant. Cell Environ.**, v. 18, p. 339-355, 1995.

LEVIS, S.; BONAN, G. B.; VERTENSTEIN, M.; OLESON K. W. **The Community Land Model's Dynamic Vegetation Model (CLM-DGVM): technical description and user's guide**. Boulder, CO: NCAR, 2004. 50p. NCAR technical note NCAR/TN-459?IA. DOI: [10.5065/D6P26W36](https://doi.org/10.5065/D6P26W36).

LEWIS, S. L.; MALHI, Y.; PHILLIPS, O. L. Fingerprinting the impacts of global change on tropical forests. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 359, p. 437–462, 2004.

LEWIS, S. L.; PHILLIPS, O. L. , BAKER, T. R. , LLOYD, J., MALHI, Y., ALMEIDA, S.; et al. Concerted changes in tropical forest structure and dynamics: Evidence from 50 South American long-term plots, **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological**, v. 359, n. 1443, p. 421–436, 2004.

LUCHT, W.; SCHAPHOFF, S.; ERBRECHT, T.; HEYDER, U.; CRAMER, W. Terrestrial vegetation redistribution and carbon balance under climate change. **Carbon Balance and Management**, v. 1, p. 1–7, 2006.

LUO, Y.; SU, B.; CURRIE, W. S.; DUKES, J. S.; FINZI, A.; HARTWIG, U.; HUNGATE, B.; MCMURTRIE, R. E.; OREN, R.; PARTON, W. J.; PATAKI, D. E.; SHAW, M. R.; ZAK, D. R.; FIELD, C. B. Progressive nitrogen limitation of ecosystem responses to rising atmospheric carbon dioxide. **Bioscience**, v. 54, n. 8, p. 731–739, 2004.

LUO, Y.; HUI, D.; ZHANG, D. Elevated CO₂ stimulates net accumulations of carbon and nitrogen in land ecosystems: a meta-analysis. **Ecology**, v. 87, n. 1, p. 53–63, 2006.

MAGRIN, G. O.; MARENGO, J. A.; BOULANGER, J. P.; BUCKERIDGE, M. S.; CASTELLANOS, E.; POVEDA, G.; SCARANO, F. R.; VICUÑA, S. 2014: Central and South America. In: **Climate Change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. part b: regional aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1499-1566, 2014.

MALHI, Y.; WOOD, D.; BAKER, T. R.; WRIGHT, J.; PHILLIPS, O. L.; COCHRANE, T.; et al. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. **Global Change Biology**, v. 12, p. 1107–1138, 2006.

MALHI, Y., ARAGAO, L. E. O. C., GALBRAITH, D., HUNTINGFORD, C., FISHER, R., ZELAZOWSKI, P., ... MEIR, P. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America - PNAS**, v. 106, n. 49, p. 20610-20615, 2009.

MALHI, Y. The carbon balance of tropical forest regions, 1990-2005. **Current Opinion in Sustainability Science**, v. 2, n. 4, p. 237-244, 2010.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade**: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006. (Biodiversidade, 26).

MARENGO, J.; AMBRIZZI, T. Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: The CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. In: In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO)., 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** 2006. p. 291-296. CD-ROM; On-line. (INPE-13894-PRE/9075). Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.31.13.01>. Acesso em: 24 ago. 2015.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.; ALVES, L. M.; CUADRA, S. V.; VALVERDE, M.; FERRAZ, S. E. T.; TORRES, R. R.; SANTOS, D. C. Future

change of climate in South America in the late XXI century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1073-1097, 2010.

MARENGO, J. A.; CHOU, S. C.; KAY, G.; ALVES, L. M.; PESQUERO, J. F.; SOARES, W. R.; SANTOS, D. C.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River Basins, **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9-10, 2012.

MARTHEWS, T. R.; MALHI, Y.; GIRARDIN, C. A. J.; SILVA ESPEJO, J. E.; ARAGÃO, L. E. O. C.; METCALFE, D. B.; RAPP, J. M.; MERCADO, L. M.; FISHER, R. A.; GALBRAITH, D. R.; FISHER, J. B.; SALINAS-REVILLA, N.; FRIEND, A. D.; RESTREPO-COUBE, N.; WILLIAMS, R. J. Simulating forest productivity along a neotropical elevational transect: temperature variation and carbon use efficiency. **Global Change Biology**, v. 18, p. 2882–2898, 2012.

METCALFE, D. B.; MEIR, P.; ARAGÃO, L. E. O. C.; LOBO-DO-VALE, R.; GALBRAITH, D.; FISHER, R. A.; CHAVES, M. M.; MAROCO, J. P.; DA COSTA, A. C. L.; DE ALMEIDA, S. S.; BRAGA, A. P.; GONÇALVES, P. H. L.; DE ATHAYDES, J.; DA COSTA, M.; PORTELA, T. T. B.; DE OLIVEIRA, A. A. R.; MALHI, Y.; WILLIAMS, M. Shifts in plant respiration and carbon use efficiency at a large-scale drought experiment in the eastern Amazon, **New Phytologist**, v. 187, p. 608–621, 2010.

MELILLO, J. M.; MCGUIRE, A. D.; KICKLIGHTER, D. W.; MOORE, B.; VOROSMARTY, C. J.; SCHLOSS, A. L. Global climate change and terrestrial net primary production. **Nature**, v. 363, p. 234–240, 1993.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronautica**, v. 44, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z. I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, E. D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-875, 1982.

MITCHELL, K. **The Community NOAH Land Surface Model (LSM)**. [S.l.]: NOAH, 2001.

MOORCROFT, P. R. How close are we to a predictive science of the biosphere? **Trends in Ecology and Evolution**, v. 21, n. 7, p. 400–407, 2006.

MOSS, R. H.; EDMONDS, J. A.; HIBBARD, K. A.; MANNING, M. R.; ROSE, S. K.; VAN VUUREN, D. P.; CARTER, T. R.; EMORI, S.; KAINUMA, M.; KRAM, T.; MEEHL, G. A.; MITCHELL, J. F. B.; NAKICENOVIC, N.; RIAHI, K.; SMITH, S. J.; STOUFFER, R. J.; THOMSON, A. M.; WEYANT, J. P.; WILBANKS, T. J. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. **Nature**, v. 463, p. 747-756, 2010.

NAKICENOVIC, N.; ALCAMO, J.; DAVIS, G.; DE VRIES, B.; FENHANN, J.; GAFFIN, S.; GREGORY, K.; GRUBLER, A.; JUNG, T.Y.; KRAM, T.; et al. **IPCC special report on emission scenarios**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 612, 2000.

NEMANI, R. R.; KEELING, C. D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W. M.; PIPER, S. C.; TUCKER, C. J.; MYNENI, R. B.; RUNNING, S. W. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. **Science**, v. 300, p. 1560–1563, 2003.

NEPSTAD, D. C.; MOUTINHO, P.; DIAS-FILHO, M. B.; DAVIDSON, E.; CARDINOT, G.; MARKEWITZ, D.; FIGUEIREDO, R.; VIANNA, N.; CHAMBERD, J.; RAY, D.; GUERREIROS, J. B.; LEFEBVRE, P.; STERNBERG, L.; MOREIRA, M.; BARROS, L.; ISHIDA, F. Y.; TOHLVER, I.; BELK, E.; KALIF, K.; SCHWALBE, K. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, LBA 53-1–LBA 53-18, 2002.

NEPSTAD, D. C. **The Amazon's vicious cycles** drought and fire in the greenhouse: ecological and climatic tipping points of the world's largest tropical rainforest, and practical preventive measures. Falmouth, MA: Woods Hole Research Center, 2007.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J.. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 957–988, 1991.

NOBRE, C.; ASSAD, E.D.; OYAMA, M.D. Mudança ambiental no Brasil. Em terra na estufa. **Scientific American Brasil**, n.12, p. 70-75, 2005. ed. especial.

NOBRE, C. A.; BORMA, L. D. S. Tipping points for the Amazon forest. **Current Opinion in Environmental Sustainability**, v. 1, n. 1, p. 28-36, 2009.

NORBY, R.J.; DELUCIA, E.H.; GIELEN, B.; CALFAPIETRA, C.; GIARDINA, C. P.; KING, J. S.; et al. Forest response to elevated CO₂ is conserved across a broad range of productivity. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 102, n. 50,, p. 18052-18056, 2005.

NOTARO, M.; VAVRUS, S.; LIU, Z. Global Vegetation and Climate Change due to Future Increases in CO₂ as Projected by a Fully Coupled Model with Dynamic Vegetation, **Journal of Climate**, v. 20, p. 70-90, 2007.

O'ISHI, R., ABE-OUCHI, A. Influence of dynamic vegetation on climate change arising from increasing CO₂. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 5, p. 645-663, 2009.

OLIVEIRA, S. G. **Consequências climáticas da substituição gradual da Floresta Tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja**: um estudo de modelagem. 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos: INPE, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

OYAMA, M. D. **Consequências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro: um estudo de modelagem**. 2002-12-16. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese (Doutorado em meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

OYAMA, M.D.; AND NOBRE, C.A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South América. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. 2199–2203, 2003.

PAL, J. S.; GIORGI, F.; BI, X.; ELGUINDI, N.; SOLMON, F.; GAO, X.; RAUSCHER, S. A.; FRANCISCO, R.; ZAKEY, A.; WINTER, J.; ASHFAQ, M.; SYED, F. S.; BELL, J. L.; DIFFENBAUGH, N. S.; KARMACHARYA, J.; KONARE, A.; MARTINEZ, D.; DA ROCHA, R. P.; SLOAN, L. C.; STEINER, A. The ICTP RegCM3 and RegCNET: Regional Climate Modeling for the Developing World. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, p. 1395–1409, 2007.

PARTON, W. J.; SCURLOCK, J. M. O.; OJIMA, D. S.; GILMANOV, T. G.; SCHOLLES, R. J.; SCHIMMEL, D. S.; KIRCHNER, T.; MENAULT, J. C.; SEASTEDT, T.; GARCIA MOYA, E.; KAMNLRUT, A.; KINYAMARIO, J. I. Observations and modeling of biomass and soil matter dynamics for the grassland biome worldwide. **Global Biogeochemical Cycles**, v.7, p.785-809, 1993.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857-861, 1970.

PESQUERO, J. F.; CHOU, S. C.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A. Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, n. 1-2, p. 75-93, 2009.

PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G.; LEWIS, S. L.; LÓPEZ-GONZÁLEZ, G.; ARAGÃO, L. E. O. C.; LLOYD, J.; MALHI, Y.; et al. Drought–mortality relationships for tropical forests. **New Phytologist**, v. 187, p. 631–646, 2010.

PISNICHENKO, I.; TARASOVA, T. A. Climate version of the ETA regional forecast model. **Theoretical and applied climatology**, v. 99, n. 3, p. 255-272, 2009.

PIRES, G. F.; COSTA M. H. Deforestation causes different subregional effects on the Amazon bioclimatic equilibrium, **Geophys. Res. Lett.**, v. 40, p. 3618–3623, 2013.

PRENTICE, I.; BONDEAU, A.; CRAMER, W.; HARRISON, S.; HICKLER, T.; LUCHT, W.; SITCH, S.; SMITH, B.; SYKES, M. Dynamic global vegetation modeling: quantifying terrestrial ecosystem responses to large-scale environmental change. **Terrestrial Ecosystems in a Changing World**. p. 175–192, 2007.

QUILLET, A.; PENG, C.; GARNEAU, M. Toward dynamic global vegetation models for simulating vegetation–climate interactions and feedbacks: recent developments, limitations, and future challenges. **Environmental Reviews**, v. 18, n. 1, p. 333-353, 2010.

RAMMIG, A.; JUPP, T.E.; THONICKE, K.; TIETJEN, B.; HEINKE, J.; OSTBERG, S.; LUCHT, W.; CRAMER, W.; COX P.M. Estimating the risk of Amazonian forest dieback. **New Phytologist**, v. 187, p. 694–706, 2010.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, v. 1, n. 5, p. 318–333, 1931.

ROWLAND, L.; HARPER, A.; CHRISTOFFERSEN, B. O.; GALBRAITH, D. R.; IMBUZEIRO, H. M. A.; POWELL, T. L.; DOUGHTY, C.; LEVINE, M. N.; MALHI, Y.; SALESKA, S. R.; MOORCROFT, P. R.; MEIR, P.; WILLIAMS, M. Modelling climate change responses in tropical forests: similar productivity estimates across five models, but different mechanisms and responses. **Geoscientific Model Development**, v. 8, p. 1097-1110, 2015.

SAATCHI S.; ASEFI-NAJAFABADY S.; MALHI Y.; ARAGÃO L.E.O.C.; ANDERSON L.O.; MYNENI R.B.; NEMANI R. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America** 10.1073/pnas.1204651110, 2013.

SAGE. Atlas of the Biosphere. 2002.
(<http://www.sage.wisc.edu/atlas/maps.php?datasetid=25includerelatedlinks=1&dataset=25>). Access on 14/05/2015

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, 34 (17), L17709, 2007.

SALAZAR L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, n. 34, p. 1-6, 2007.

SATO, H.; ITOH, A.; KOHYAMA, T. SEIB-DGVM: A new Dynamic Global Vegetation Model using a spatially explicit individual-based approach. **Ecological Modelling**, v. 200, n. 3–4, p. 279–307. 2007.

SESTINI, M. F.; ALVALÁ, R. C. S.; MELLO, E. M. K. **Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos**. São José dos Campos: INPE, 2002. (INPE-8972-RPQ/730). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/marciana/2003/03.05.15.05>>. Acesso em: 24 ago. 2015.

SCHAPHOFF, S.; LUCHT, W.; GERTEN, D.; SITCH, S.; CRAMER, W.; PRENTICE, I. C. Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projections. **Climatic Change**, v. 74, p. 97–122, 2006.

SCHMETZ, J. On the parametrization of the radiative properties of broken clouds. **Tellus**, v. 36A, p. 417-432, 1984.

SCHOLZE, M.; KNORR, W.; ARNELL, N. W.; PRENTICE, I. C. A climate change risk analysis for world ecosystems. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 103, p. 13116–13120, 2006.

SELLERS, P. J.; BERRY, J. A.; COLLATZ, G. J.; FIELD, C. B.; HALL, F. G. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. **Remote Sensing of the Environment**, v. 42, p. 187–216, 1992.

SETTELE, J.; SCHOLES, R.; BETTS, R.; BUNN, S.; LEADLEY, P.; NEPSTAD, D.; OVERPECK, J. T.; TABOADA, M. A. Terrestrial and inland water systems. In: **Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change** [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 271-359, 2014.

SHELLITO, C. J.; SLOAN, L. C. Reconstructing a lost Eocene Paradise, Part II: On the utility of dynamic global vegetation models in pre-Quaternary climate studies. **Global and Planetary Change**, v. 50, n. 1–2, p 18–32. 2006.

SILVA, V.B.; KOUSKY, V.E.; HIGGINS R.W. Daily precipitation statistics for South America: An intercomparison between NCEP reanalyses and observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, p. 101–117, 2011.

SITCH, S.; SMITH, B.; PRENTICE, I. C.; ARNETH, A.; BONDEAU, A.; CRAMER, W.; KAPLAN, J. O.; LEVIS, S.; LUCHT, W.; SYKES, M. T.; THONICKE, K.; VENEVSKY, S. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. **Global Change Biology**, v. 9, n. 2, p. 161–185. 2003.

SITCH, S.; HUNTINGFORD, C.; GEDNEY, N.; LEVY, P. E.; LOMAS, M.; PIAO, S. L.; BETTS, R.; CIAIS, P.; COX, P.; FRIEDLINGSTEIN, P.; JONES, C. D.;

PRENTICE, I. C.; WOODWARD, F. I. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs). **Global Change Biology**, v. 14, n. 9, p. 2015-2039, 2008.

THOMPSON, S. L.; GOVINDASAMY, B.; MIRIN, A.; CALDEIRA, K.; DELIRE, C.; MILOVICH, J.; WICKETT, M.; ERICKSON, D. Quantifying the effects of CO₂-fertilized vegetation on future global climate and carbon dynamics. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 23, L23211, 2004.

THONICKE, K.; VENEVSKY, S.; SITCH, S.; CRAMER, W. The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: Coupling fire into a dynamic global vegetation model. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, n. 6, p. 661–677, 2001.

VERBERNE, E. L. J.; HASSINK, J.; DE WILLIGEN, P.; GROOT, J. J. R.; VAN VEEN, J. A. Modelling organic matter dynamics in different soils. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, v. 38, n. 3A, p. 221-238, 1990.

WOODWARD, F. I.; SMITH, T. M.; EMANUEL, W. R. A global land primary productivity and phytogeography model. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, n. 4, p. 471–490, 1995.

WOODWARD, F. I.; LOMAS, M. R. Vegetation dynamics—simulating responses to climatic change. **Biological reviews of the Cambridge Philosophical Society**, v.79, n. 3, p. 643–670, 2004.

ZHANG, K.; ALMEIDA CASTANHO, A. D.; GALBRAITH, D. R.; MOGHIM, S.; LEVINE, N. M.; BRAS, R. L.; COE, M. T.; COSTA, M. H.; MALHI, Y.; LONGO, M.; KNOX, R. G.; MCKNIGHT, S.; WANG, J.; MOORCROFT, P. R. The fate of Amazonian ecosystems over the coming century arising from changes in climate, atmospheric CO₂, and land use. **Global Change Biology**, v. 21, p. 2569–2587, 2015.

ZHAO, Q.; BLACK, T. L.; BALDWIN, M. E. Implementation of the cloud prediction scheme in the Eta model at NCEP. **Weather and Forecasting**, v. 12, p. 697-711, 1997.

ZOBLER, L. **A world soil file for global climate modeling**. Washington: NASA, 1986. 33p. (NASA Tech. Memo. 87802).

ANEXO A – ARTIGO

Lyra, A. A.; Chou, S. S.; Sampaio, G. Sensitivity of the Amazon Biome to High Resolution Climate Projections. Manuscript submitted in **Acta Amazônica**, July-2015.



Sensitivity of Amazon Biome to High Resolution Climate Projections

Journal:	<i>Acta Amazonica</i>
Manuscript ID:	AA-2015-0222.R1
Manuscript Type:	Original Article
Keyword:	climate change, regional climate model, dynamic vegetation model

SCHOLARONE[™]
Manuscripts

Sensitivity of the Amazon biome to high resolution climate projections

Andre de Arruda LYRA ^{1*}, Sin Chan CHOU ², Gilvan de Oliveira SAMPAIO ¹

1. National Institute for Space Research, Earth System Science Center, Cachoeira Paulista, SP, Brazil
2. National Institute for Space Research, Center for Weather Forecasts and Climate Studies, Cachoeira Paulista, SP, Brazil

*Corresponding author : andre.lyra@cptec.inpe.br

Abstract:

Despite the reduction in deforestation rate in recent years, the impact of global warming by itself can cause changes in vegetation cover. The objective of this work was to investigate the possible changes on the major Brazilian biome, the Amazon Rainforest, under different climate change scenarios. The dynamic vegetation models may simulate changes in vegetation distribution and the biogeochemical processes due to climate change. Initially, the Inland dynamic vegetation model was forced with initial and boundary conditions provided by CFSR and the Eta regional climate model driven by the historical simulation of HadGEM2-ES. These simulations were validated using the Santarém tower data. In the second part, we assess the impact of a future climate change on the Amazon biome by applying the Inland model forced with regional climate change projections. The projections show that some areas of rainforest in the Amazon region are replaced by deciduous forest type and grassland in RCP4.5 scenario and only

by grassland in RCP8.5 scenario at the end of this century. The model indicates a reduction of approximately 9% in the area of tropical forest in RCP4.5 scenario and a further reduction in the RCP8.5 scenario of about 50% in the eastern region of Amazon. Although the increase of CO₂ atmospheric concentration may favour the growth of trees, the projections of Eta-HadGEM2-ES show increase of temperature and reduction of rainfall in Amazon region, which caused the forest degradation in these simulations.

Keywords: climate change, regional climate model, dynamic vegetation model

Sensibilidade da floresta amazônica a projeções climáticas de alta resolução

Resumo:

Apesar da redução na taxa de desmatamento nos últimos anos, o impacto do aquecimento global por si só pode causar alterações na cobertura vegetal. O Objetivo deste trabalho foi investigar as possíveis alterações no maior bioma brasileiro, a Floresta Amazônica, levando em consideração diferentes cenários de mudanças climáticas. Os modelos de vegetação dinâmica permitem representar as mudanças na distribuição de vegetação bem como nos processos biogeoquímicos diante de mudanças no clima. Na primeira parte do trabalho, o modelo de vegetação dinâmica Inland foi forçado com condições iniciais e de contorno geradas a partir de dados de reanálise (CFSR) e pela regionalização da simulação histórica de um modelo global do sistema terrestre (HadGEM2-ES) com o modelo Eta. Estas simulações foram validadas utilizando os dados da torre de Santarém-K83. Na segunda parte, avaliou-se o impacto de uma futura mudança climática sobre o bioma floresta através das projeções do modelo Inland forçado com um modelo regional climático. As projeções mostram que algumas áreas

de floresta tropical na Amazônia são substituídas por tipo de floresta decídua e pastagem natural no cenário RCP4.5 e apenas por pastagem natural no cenário RCP8.5 no final do século XXI. No Estado do Amazonas, o modelo indica uma redução de cerca de 9% da área de floresta tropical no cenário RCP4.5 e uma redução maior no cenário RCP8.5 de cerca de 50%. Embora o aumento da concentração de CO₂ atmosférico possa favorecer o crescimento das árvores, as projeções do modelo Eta-HadGEM2-ES mostram aumento da temperatura e redução da precipitação na região Amazônica, levando a degradação da floresta nestas simulações.

Palavras-chave: mudança climática, modelagem regional, vegetação dinâmica.

INTRODUCTION

Climate change may impact directly on vegetation such as water deficit stress, dieback, or increased fire frequency. The combined effects of these factors may impact severely the major biomes in Brazil, such as the Amazon Rainforest and the Cerrado. In addition, global and regional climate models have projected changes in precipitation and enhanced warming over central South America for the next decades (Marengo *et al.* 2012).

Despite the reduction in deforestation rate in recent years, the impact of global warming by itself can cause changes in vegetation cover. Several studies have sought to identify the response of vegetation due to climatic changes, but the results have not been consistent. Kirschbaum and Fischlin (1996) indicated that an increase in the average surface temperature of about 1 ° C would be sufficient to cause changes in the growth and regeneration capacity of many forest species. Miles *et al.* (2004) indicated that the

species of higher tolerance to environmental variations were less sensitive to changes in the atmospheric concentration of CO₂.

It is well agreed that climate change and the occurrence of extreme weather events can alter the composition of species (*IPCC 2007*) and affect the future sustainability of tropical forests. Salazar *et al.* (2007) studied the consequences of projected climate change on the biome distribution in South America using a potential vegetation model for two greenhouse gas emission scenarios, A2 and B1. Their results indicated the reduction of tropical forest areas, and the replacement by savanna areas in the worst scenario. The large loss of forest biomass was also projected using more complex vegetation models under increased drying and warming scenarios (Cox *et al.* 2000; Cox *et al.* 2004; Betts *et al.* 2004). Hutyra *et al.* (2005) suggested that the climate variability, drought frequency, and seasonality of soil moisture, in addition to other factors that may interact synergistically as fire, are critical factors determining forest savanna boundaries and vegetation vulnerability in the Amazon. Some studies tried to find which major factor affects the conversion of Amazon forest to another biome (Malhi *et al.* 2009; Galbraith *et al.* 2010; Good *et al.* 2011; Settele *et al.* 2014). However, the projections are strongly dependent on the model used as future projections of different models show large differences in rainfall over the Amazon at the end of the century.

Projections of climate change derived from regional climate models can be considered useful for studies on climate impacts. Due to the subcontinental pattern and the magnitude of change, a better representation of topography, land use and land-sea mask is required. Therefore, the objective of this study is to investigate the possible changes on the major Brazilian biome, the Amazon Rainforest, under different climate change scenarios.

MATERIALS AND METHODS

In this study, the dynamic vegetation model Inland (Integrated Model of Land Surface Processes) driven by two representative concentration pathways (RCPs) scenarios was applied to assess long-term interactions between the Amazon biome and climate, and to verify the potential impacts on vegetation cover caused by climate changes and by increase in the concentration of CO₂ in the atmosphere. The Inland model is a dynamic vegetation model developed using IBIS (Integrated Biosphere Simulator, Foley *et al.*, 1996). However, the Inland model includes improvements of the representation biosphere-atmosphere interactions over South American biomes, such as: the representation of croplands with special interest to Brazilian major crops, floodplain dynamics, and the transient land cover dynamics that characterize the Amazon and Cerrado regions.

Initially, two numerical experiments were performed for present climate period. In the first experiment, this dynamic vegetation model is driven by reanalysis data (Climate Forecast System Reanalysis - CFSR) (Saha *et al.* 2010). In a second experiment, the Inland model is forced with initial and boundary conditions provided by a regional climate model driven by the historical simulation of an Earth system global model (HadGEM2-ES). The use of these two data sets is important to analyse the response of the Inland surface flux with different input data, and furthermore, allows to perform a validation of the model. The nested regional-global simulations will be referred to as Eta-HadGEM2-ES. The modelling system used in this study is outlined as follows: the global model (HadGEM2-ES) provides the large-scale characteristics of flow to the Eta model which in turn provides more detailed atmospheric physical and dynamical processes for Inland model. Thus, the dynamic vegetation model simulates the dynamic

behaviour of the land surface and the processes that occur in ecosystems and their consequences for the structure and composition of the physical and dynamical vegetation processes. The future projections of land surface changes were generated with Inland forced by Eta-HadGEM2-ES for RCP4.5 and RCP8.5 scenarios until 2100. In addition to the Eta-HadGEM2-ES forcing these runs used the RCP4.5 and RCP8.5 CO₂ equivalent concentration curve, respectively.

In the following sections, the dynamic vegetation model will be described followed by Eta model, the global climate model, HadGEM2-ES, and the emissions scenarios, RCP4.5 and RCP8.5. In addition the input data used to force the present climate simulations will also be discussed, such as the data used for evaluation of these simulations.

The Models

Initially, an overview of the models and parametrizations used in this work is presented. The models are based on physical principles. The confidence to provide quantitative estimates of future climatic change is increasing with improvements of resolution, computational methods, and parametrizations.

Inland

The Inland was designed to represent the processes of the Earth's surface, with a primary focus on the representation of the Brazilian ecosystems and also of other parts of South America. The model is divided into four modules which operate on a common grid at different time steps.

The modules are: the land surface, vegetation phenology, carbon balance and dynamic vegetation. The land surface module uses two surface layers of vegetation and six layers

of soil to simulate the energy balance, water, carbon dioxide and when the surface. The module of vegetation phenology is used to describe the behaviour of specific types of plants in response to seasonal climatic conditions. The module of carbon balance sum of gross photosynthesis, maintenance respiration, and growth respiration to represent the annual carbon balance for each of the nine functional types of plants. The dynamic vegetation module simulates change of vegetation coverage resulting from changes in primary liquid yield, sequestration, biomass growth, mortality and biomass volume for each functional type of plant. Therefore, the Inland is capable of to detect changes in vegetation structure and composition in response to environmental conditions. Thus, it is possible to perform simulations detecting the effects of changes in terrestrial carbon balance and of atmospheric CO₂ on climate.

Initially, one of the 15 vegetation types is specified for each grid point for a given input. Thus, based on specific climatic variables, vegetation type for the tall and lower canopy is assigned using the distribution of one or more of the twelve plant functional types (PFTs) (Table 1). At least one functional type of plant should exist in each grid point and the Inland model explicitly allows different PFTs in the same grid point that can compete for resources such as light, water and nutrients. Thus, the Inland updates annually the vegetation type based on the distribution of leaf area index (LAI) in each of the PFTs. For example, in an area where the predominant type is Temperate Broadleaf Deciduous Trees, if the designated LAI for trees is high, medium or low, then the area will be designated as Temperate Deciduous Forest, Grassland and Savana, respectively. That is, a layer of taller vegetation is able to capture light first and also shades the lower canopy of vegetation. However, the lowest layer of vegetation captures soil moisture

before the water percolates through the soil. Thus, the model can simulate the competition between trees and grasses.

Competition between PFTs within a layer of vegetation is governed by differences in the annual carbon balance resulting from different ecological strategies. This includes differences in phenology (evergreen vs. deciduous), and photosynthetic pathway (C3 or C4) (Foley *et al.* 1998). Therefore the model comprises a generalized method of simulating the dynamic competition between types of plants in a single layer.

Eta Model

The regional climate model chosen to perform the downscaling of the global climate model simulation is the Eta model (Mesinger *et al.* 1988). This model was developed by the University of Belgrade (Mesinger 1984). It has been used at CPTEC (Center for Weather Forecasts and Climate Studies) for weather forecast since 1996 (Chou 1996). The model was adapted to perform decadal mode integrations for studies of climate change scenarios by Pesquero *et al.* (2009) and Chou *et al.* (2012). Climate change scenarios were produced over South America for the future climate period taken from 2010-2100, for A1B emission scenario, with a resolution of 40 km and boundary conditions of the HadCM3 model (Marengo *et al.* 2012).

The Eta Model, nested in the HadGEM2-ES, was configured with 20-km horizontal resolution and 38 layers in the vertical (Chou *et al.* 2014a). The model uses the eta vertical coordinate (Mesinger 1984). Model precipitation is produced by Betts-Miller-Janjic cumulus parameterization scheme (Janjić 1994) and by the Zhao cloud microphysics scheme (Zhao *et al.* 1997). The land–surface transfer processes are parameterized by the NOAH scheme (Chen *et al.* 1997; Ek *et al.* 2003). The radiation

scheme package was developed by the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. The scheme includes short-wave (Lacis and Hansen 1974) and long-wave radiation (Fels and Schwarzkopf, 1975). The radiation tendencies are recalculated every 1 h and are applied every time step. CO₂ equivalent concentrations followed the RCP4.5 and RCP8.5 are updated every 3 years since 2005. The atmospheric turbulence scheme has the turbulent kinetic energy as prognostic variable. Monin–Obukhov similarity theory combined with Paulson stability functions (Paulson, 1970) are applied at the surface layer. A more detailed description and recent developments of the Eta Model can be found in Mesinger *et al.* 2012.

Climate Change Scenarios and HadGEM2-ES model

The lateral boundary conditions used to drive the Eta regional model were supplied by the Earth System configuration of the UK Met Office Hadley Centre Global Environmental Model, version 2, the HadGEM2-ES (Collins *et al.* 2011; Jones *et al.* 2011). This global model was used in the 5th Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) forced by all RCPs (Representative Concentration Pathways) scenarios. In this work, we use the RCP 4.5 and RCP8.5 runs of HadGEM2-ES. In RCP4.5 scenario the radiative forcing increases almost linearly up to about 2060 and then slows down the increase rate until the end of the century where it stabilizes. The RCP8.5 is characterized by a continuous increasing greenhouse gas emission which continues beyond 2100.

The HadGEM2-ES climate model comprises an atmospheric GCM at N96 and L38 horizontal and vertical resolutions, and an ocean GCM with a 1-degree horizontal resolution (increasing to 1/3 degree at the equator) and 40 vertical levels. Earth system components included are the terrestrial and ocean carbon cycle and tropospheric

chemistry. Terrestrial vegetation and carbon is represented by the dynamic global vegetation model, TRIFFID (Cox 2001). This scheme simulates the coverage and carbon balance of 5 vegetation types: broadleaf tree, needleleaf tree, C3 grass, C4 grass and shrub, in addition to bare soil. It considers fractions of urban areas, lakes and ice prescribed from the IGBP land cover map (Loveland *et al.* 2000). Ocean biology and carbonate chemistry are modelled by diat-HadOCC which comprises limitation of plankton growth by macro- and micro-nutrients, and representations of the silicate and dissolved iron cycles, as well as a DMS (dimethyl sulphide) sub-model for cloud feedback. Tropospheric chemistry is represented by the UKCA model, and also includes new aerosol species (organic carbon and dust).

Input atmospheric data

In order to provide a better understanding of the sensitivity of the Inland Model to the input data and validate the Inland outputs, the model was executed with two data sets: the CFSR reanalyses for the period between 1981 and 2005, and the Eta-HadGEM2-ES simulations, for the period between 1961 and 2005. The comparison of the atmospheric variables from these two dataset helps to understand the response of one of the Inland simulations with respect to the other simulation. The Eta-HadGEM2-ES simulations have been evaluated against observations by Chou *et al.* (2014a).

Figures 1 compare temperature, precipitation, cloud cover, and specific humidity output from Eta-HadGEM2-ES and CFSR. These are the atmospheric fields that drive Inland. This figure shows averages for January and June, and for the period 1981-2005. These variables are input to Inland model at daily frequency. The months are chosen as representative of opposite precipitation regimes in Amazon region. The differences in temperature and precipitation mean fields between the two datasets are generally small

in terms of the spatial pattern. In general, Eta-HadGEM2-ES simulation is colder than CFSR reanalyses in the central part of the continent and over tropical Atlantic Ocean (Figure 1A-D). In June in Central Brazil, the Eta-HadGEM2-ES mean precipitation shows higher values than CFSR (Figure 1G,H). In both months, the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the Atlantic Ocean is better defined as a band in the reanalyses. In January, precipitation in the reanalysis data is excessive, showing values over 12 mm/day over the central southern Amazon (Figure 1F), while in the Eta-HadGEM2-ES precipitation does not exceed 9 mm/day (Figure 1E). Silva *et al.* (2011) have shown that CFSR overestimates precipitation in this region. Actually, the Eta simulated precipitation agrees closer to the CRU observations (Chou *et al.* 2014a). Similar to precipitation field, CFSR data presents greater values of cloud cover over central southern Amazon than the Eta-HadGEM2-ES simulation in January (Figure 1I,J). On the other hand, in June over the Amazon, these two data sets show close similarities with one another (Figure 1K,L). It should be remarked that CFSR cloud cover is a model 6-h mean product. The mean specific humidity shows more disagreement between Eta and CFSR. For this variable the major differences is over the Andes Mountains in both months and over the Amazon in January. The CFSR data shows less humidity over Andes and more humidity over Amazon than Eta-HadGEM2-ES in both months (Figure 1M-P).

Another Inland input data is the initial vegetation type (Ramankutty and Foley 1999; SAGE 2002). The tropical evergreen forest area covers the central part of South America, surrounded by some areas of Savanna in south-eastern and dense shrubland in southern. These vegetation types are represented by a combination of 12 plant functional types (PFTs) (Table 1) distributed in two canopy layers. The Inland model

applies climatic constraints to determine the PFT in each grid cell (Foley *et al.* 1996). The initial vegetation map is shown in the results section for comparison with future vegetation cover. Input in terms of soil texture was derived from Carter and Scholes (2000).

Flux tower measurements

Data of the LBA Model Intercomparison Project (LBA-MIP) tower (Santarém-k83) (da Rocha *et al.* 2004) located at Tapajos National Forest, in Santarém-PA, Brazil, were used to validate the Inland Simulations. This tower, situated in a tropical humid forest, has an annual total precipitation above 1900 mm and a dry season shorter than 4 months (da Rocha 2009). Latent heat fluxes and sensible heat fluxes measurements for the period of 1st. January 2002 until 31st January 2004 were provided at 1-hour frequency.

RESULTS

The Inland model validation is carried out using the Santarém flux tower measurements, and is based on the analysis of the mean diurnal cycle and some statistical metrics such as mean square error (RMSE), the correlation and the standard deviation. Taking into account model errors, we will assess the impact of a future climate change on the forest biome considering the RCP4.5 and the RCP8.5 scenarios.

Validation

Figure 2 shows the 30-year average of the diurnal cycle of the sensible and latent heat fluxes for hourly tower observations data of Santarém-K83 and for the Inland simulations driven by CFSR (Inland-CFSR) and Eta-HadGEM2-ES (Inland-EtaHad). Both simulations represent reasonably well the diurnal cycle. In June, the Inland simulations forced by Eta-HadGEM2-ES, however, underestimate the amplitude of

latent heat fluxes (Figure 2C) which shows some differences between the two simulations. The sensible heat fluxes show underestimation in January in both simulations (Figure 2A), while in June the Inland simulations driven by CFSR and Eta-HadGEM2-ES exhibit a maximum displacement in an hour earlier (Figure 2B). In addition, underestimate of fluxes is found in both months at the hours immediately after sunset. Table 2 presents the root mean square error (RMSE), the correlation of the mean diurnal cycle and the standard deviation of the two simulations. These statistics were calculated from the 30-year mean diurnal cycle. Despite the differences between the simulations, satisfactory correlations and RMSE values are obtained, in particular for Inland-EtaHad simulations.

Impact on Amazon Biome

The distribution of predominant vegetation types in the Inland model domain for the present climate and considering the projections of the Eta-HadGEM2-ES model for RCP4.5 and RCP8.5 scenarios for two periods: middle of the century (2055 to 2065) and end of the century (2085 to 2095) are presented in Figure 3. Some areas of rainforest in the Amazon region are replaced by deciduous forest type and grassland in RCP4.5 scenario and only by grassland in RCP8.5 scenario at the end of the century (Figure 3D and 3E, respectively). Although part of this area is currently being considered as the arc of deforestation, the study shows that changes in biomes would progress to interior of the Amazon region in both scenarios.

Table 3 shows the percentage of occurrence of the predominant vegetation types in the Brazilian states of Northern Region namely: Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima, Amapá, Acre, and Tocantins (Figure 3A). Mato Grosso State was added as the arc of deforestation crosses this state. The location of the states on the map is shown in Figure

3A. The Amazon forest areas reduce as simulations approach the end of century and change from RCP4.5 to RCP8.5. The model indicates a reduction of approximately 9% in the area of tropical forest in RCP4.5 scenario and a further reduction in the RCP8.5 scenario of about 50% in the Amazonas State at the end of the century. In some states like Pará, Rondônia, and Acre, the reduction of forest areas is greater than 90% in the most pessimistic scenario in the 2085-2095 period. The states of Mato Grosso and Tocantins show 100% grassland cover by the end of the century, however, both areas did not have high forest cover percentage at the initial time. The impacts are distinguished for each state because the information obtained here aims at supporting adaptation or mitigation studies and measures, which should be taken by local governmental actions.

Figure 4 shows the projected changes in the sensible and latent heat fluxes designed for the Inland grid point model located in Santarem k83 for a wet month (January) and dry (June). In January (Figure 4C), the latent heat flux decreases substantially during the day in relation to the present climate latent heat flux. This reduction of the latent heat flux is more evident in the scenario RCP 8.5. On the other hand, the sensible heat flux increases, during daytime, between 07 am to 16 pm. Only minor changes occur in June in the future climate. The increase in the sensible heat flux responds to the increase of CO₂ concentration and to the increase of temperature up to 3 °C in the period 2071 to 2098 in RCP4.5 and temperature increase of up to 6 °C for RCP8.5 scenario (Figure 5). Figure 6 shows the reduction of precipitation over Amazonia, which can affect the soil moisture availability and, consequently, decrease the latent heat flux. Most of the net radiation is used for heating the soil, thereby increasing the sensible heat flux.

Leaf area index (LAI) and net primary production (NPP) of each PFT depends on the quantity of carbon absorbed by the vegetation during the year. Therefore, these are good parameters to indicate the impact of climate change in rainforest biome. Figure 7 shows the 5-year mean variation of LAI and NPP for the PFTs that exist in the nine grid points next to Santarem-k83 tower. It was applied the 5-year average to reduce interannual variability signal and show trend. There is a decrease of LAI and NPP in tropical broadleaf evergreen trees and tropical broadleaf drought-deciduous trees in both scenarios with statistical significance of 99,9%. The RCP8.5 scenario has a more pronounced decreasing trend than RCP4.5 scenario. However for the functional type of warm (c4) grasses there is increasing trend with statistical significance of 99,9% in the RCP4.5 and no statistical significance in the RCP8.5 scenario. The decrease of LAI and NPP in forest PFTs is due to the neutralization of CO₂ fertilization effect caused by reduced rainfall (Figure 6) and soil humidity designed by Eta-HadGEM2-ES in this area.

DISCUSSION

The Inland validation shows that the model can reproduce the surfaces fluxes over a forest biome in different months using reanalysis data as well as Eta model simulation. The model projects clear impacts in the sensible and latent heat fluxes in both scenarios. An increase in sensible heat flux is consistent with the changes in energy partition due to precipitation reduction. The significant reduction of latent heat flux in RCP8.5 is also related to changes in the surface cover type.

The most significant result of this study is the changes in the spatial distribution of biomes over northern Brazilian States. In both RCP scenarios, forest was replaced by grassland, which advanced toward the interior of the Amazon region. According to

Costa and Pires (2010), this vegetation replacement could increase the dry season duration. Furthermore intense droughts could cause damage to vegetation that can persist during longer periods leading to even more severe drought (Saatchi *et al.* 2013). The Eta-HadGEM2-ES projections show increase of the consecutive dry days in the region toward the end of the century in both scenarios (Chou *et al.* 2014b), which may have favoured the vegetation replacement in these simulations.

Although the increase of atmospheric CO₂ concentration may favour the growth of trees by direct effect on photosynthesis (Norby *et al.* 2005) and water use efficiency (Field *et al.* 2008), the projections of Eta-HadGEM2-ES in both RCP scenarios show temperature increase and rainfall decrease over Santarem-k83 in the last 30 years of the 21st century. This result agrees partially with other works that show a warmer and drier environment for the region, which could convert some part of the Amazon rainforest into a savanna type of vegetation (Salazar *et al.* 2007; Oyama and Nobre 2003). The major role of temperature as a driver of Amazon forest reduction is suggested by Galbraith *et al.* (2010).

The changes in LAI and NPP projected for the future indicate a reduction in the amount of CO₂ absorbed by the forest over Santarém-k83. The NPP reduction is due to both soil moisture limitations on photosynthesis, and increase in maintenance of respiration costs (Cox *et al.* 1999). Physiologically, the photosynthesis should increase forest productivity; however, this process is offset by the inhibitory effects of higher temperatures and lower soil moisture (Lloyd and Farquhar 2008). Tropical forest carbon sink exists as a consequence of the net primary productivity. Field measurements (Baker *et al.* 2004) demonstrate a significant carbon increase in forest plots across Amazonia which suggests that old-grown tropical forests are gaining in biomass. However,

changes in vegetation type may have important implications to the carbon cycle and biodiversity within these forests. Lapola *et al.* (2007) highlighted that if, in the future, either CO₂ fertilization does not play any important role on tropical forests or the dry season is longer than 4 months, then there can be replacement of large portions of Amazon forest by tropical savanna.

Some uncertainties should be taken into account. Uncertainties are assigned primarily to uncertainties in climate projections. Our framework does not consider human interventions as land use conversions. Some aspects are not treated in this study, such as the frequency and intensity of fires in a dryer and warmer future climate that could increase the forest mortality.

CONCLUSIONS

The simulations from the dynamic vegetation model are found adequate for long-term integrations and for the study of the earth system climate-biosphere feedbacks and their implications at regional scale. The results shown here agree with other studies but it must be clarified that they are model dependent and they refer to the system Inland-Eta-HadGEM2-ES. The simulations show that climate change may create environment conditions never before experienced by forest biome. Whether these climate change impacts on the biome are combined with effects of Amazon deforestation or not, still, these results can suggest a substantial destruction of the Amazon tropical forest. This Amazon biome reduction can lead to a positive feedback of temperature increase and affect the regional hydrological cycle. Studies with a fully coupled Eta and Inland models can better improve the representation of the climate-vegetation interaction.

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks to BADC (Martin Jukes) for the GCM boundary conditions. Thanks to the programs: CIAT, MCTI (through UNDP BRA/10/G32), CAPES, and CNPq (308035/2013-5 and 457874/2014-7) for partially funding the long-term integrations.

REFERENCES

- Baker, T.R.; Phillips, O.L.; Malhi, Y.; Almeida, S.; Arroyo, L., Di Fiore, A.; *et al.* 2004. Increasing biomass in Amazonian forest plots. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences*, 359: 353–365.
- Betts, R.A.; Cox, P.M.; Collins, M.; Harris, P.P.; Huntingford, C.; Jones, C.D. 2004. The role of ecosystem–atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theoretical and Applied Climatology*, 78: 157–175.
- Carter, A.J.; Scholes, R.J. 2000. SoilData v2.0: Generating a Global Database of Soil Properties. Available on: Global Soil Data Products, CD-ROM (IGBP-DIS), USDA, CSIR, IGBP-DIS, FAO and ISRIC, IGBP Data and Information Services, Postdam.
- Chen, F.; Janjic, Z.; Mitchell, K. 1997. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. *Boundary-Layer Meteorology*, 85: 391-421.
- Chou, S.C. 1996. Modelo Regional Eta. In: *Climanálise Especial*, Edição Comemorativa de 10 anos, p.203-207.

- Chou S.C.; Marengo J.A.; Lyra A.; Sueiro G.; Pesquero J.; Alves L.M.; *et al.* 2012. Downscaling of South America Present Climate Driven by 4-Member HadCM3 Runs. *Climate Dynamics*, 38: 635-653.
- Chou, S.C.; Lyra, A.A.; Mourão, C.; Dereczynski, C.; Pilotto, I.; Gomes, J.; *et al.* 2014a. Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. *American Journal of Climate Change*, 3: 438-454.
- Chou, S.C.; Lyra, A.A.; Mourão, C.; Dereczynski, C.; Pilotto, I.; Gomes, J.; *et al.* 2014b. Assessment of Climate Change over South America under RCP 4.5 and 8.5 Downscaling Scenarios. *American Journal of Climate Change*, 3: 512-527.
- Collins, W.J.; Bellouin, N.; Doutriaux-Boucher, M.; Gedney, N.; Halloran, P.; Hinton, T.; *et al.* 2011. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, 4: 1051–1075.
- Costa, M.H.; Pires, G.F. 2010. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *International Journal of Climatology*, 30: 1970–1979.
- Cox, P.M.; Betts, R.A.; Bunton, C.; Essery, R.L.H.; Rowntree, P.R.; Smith, J. 1999. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics*, 15: 183–203.
- Cox P.M.; Betts, R.A.; Jones, C.D.; Spall, S.A.; Totterdell, I.J. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408: 184–187.
- Cox, P.M. 2001. Description of the TRIFFID Dynamic Global Vegetation Model Hadley Centre, Met Office, Technical Note 24.

- Cox, P.M.; Betts, R.A.; Collins, M.; Harris, P.P.; Huntingford, C.; Jones C.D. 2004. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78: 137–156.
- da Rocha, H.R.; Goulden, M.L.; Miller, S.D.; Menton, M.C.; Pinto, L.D.V.O; Freitas, H.C; *et al.* 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecological Applications*, 14: 22-32.
- da Rocha, H.R.; Manzi, A.O.; Cabral, O.M.; Miller, S.D.; Goulden, M.L.; Saleska, S.R.; *et al.* 2009. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-8.
- Ek, M.; Mitchell, K.E.; Lin, Y.; Rogers, E.; Grunmann, P.; Koren, V.; *et al.* 2003. Implementation of Noah Land Surface Model Advances in the National Centers for Environmental Prediction Operational Mesoscale Eta Model. *Journal of Geophysical Research*, 108: 8851.
- Fels, S.B.; Schwarzkopf, M.D. 1975. The Simplified Exchange Approximation: A New Method for Radiative Transfer Calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32: 1475-1488.
- Field, C.B.; Jackson, R.B.; Mooney, H.A. 2008: Stomatal responses to increased CO₂- Implications from the plant to the global scale. *Plant Cell and Environment*, 18: 1214–1225.
- Foley, J.; Prentice, I.; Ramankutty, N.; Levis, S.; Pollard, D.; Sitch, S.; Haxeltine, A. 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10: 603–628.

- Foley, J.A.; Levis, S.; Prentice, I.C. 1998. Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, 4: 561–79.
- Galbraith, D.; Levy, P.E.; Sitch, S.; Huntingford, C.; Williams, M.; Meir, P. 2010. Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. *New Phytologist*, 187: 647–665.
- Good, P.; Jones, C.; Lowe, J.; Betts, R.; Booth, B.; Huntingford, C. 2011. Quantifying Environmental Drivers of Future Tropical Forest Extent. *Journal of Climate*, 24: 1337-1349.
- Hutyra, L.R.; Munger, J.W.; Nobre, C.A.; Saleska, S.R.; Vieira, S.A.; Wofsky, S.C. 2005. Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia, *Geophysical Research Letter*, 32: L24712.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. In: M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, (Ed). *Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976pp.
- Janjić, Z.I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122: 927–945.
- Jones, C.D.; Hughes, J.K.; Bellouin, N.; Hardiman, S.C.; Jones, G.S.; Knight, J.; *et al.* 2011. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. *Geoscientific Model Development*, 4: 543-570.

- Kirschbaum, M; Fischin, A. 1996. Climate change impacts on forests. In: Watson, R.; Zinyowera, M.C.; Moss, R.H. (Ed.). *Climate change 1995: impacts, adaptation and mitigation of climate change: scientific-technical analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p.95-129.
- Lacis, A.A.; Hansen, J. 1974. A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31: 118-133.
- Lapola, D.M.; Oyama, M.D.; Nobre C.A. 2009. Exploring the range of climate biome projections for tropical South America: The role of CO₂ fertilization and seasonality. *Global Biogeochemical Cycles*, 23: GB3003.
- Lloyd, J.; Farquhar, G.D. 2008. Effects of rising temperatures and [CO₂] on the physiology of tropical forest trees. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 363: 1811–1817.
- Loveland, T.R.; Reed, B.C.; Brown, J.F.; Ohlen, D.O.; Zhu, Z.; Yang, L.; *et al.* 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 1303–1330.
- Malhi, Y.; Aragao, L.E.O.C; Galbraith, D.; Huntingford, C.; Fisher, R; Zelazowski, P.; Sitch, S.; McSweeney, C.; Meir, P. 2009. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change induced dieback of the Amazon rainforest. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106: 20610-20615.
- Marengo, J.A.; Chou, S.C.; Kay, G.; Alves, L.M.; Pesquero, J.F.; Soares, W.R.; *et al.* 2012. Development of regional future climate change scenarios in South America

- using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. *Climate Dynamics*, 38: 1829-1848.
- Miles, L.; Grainger, A.; Phillips, O. 2004. The impact of global climate change on tropical biodiversity in Amazonia. *Global Ecology and Biogeography*, 13: 553-565.
- Mesinger, F. 1984. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 44: 195–202.
- Mesinger, F.; Janjic, Z.I.; Nickovic, S.; Gavrilov, D.; Deaven D.G. 1988. The step-mountain coordinate: model description, and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Monthly Weather Review*, 116: 1493–1518.
- Mesinger, F.; Chou, S.C.; Gomes, J.L.; Jovic, D.; Bastos, P.; Bustamante, J.F.; *et al.* 2012. An upgraded version of the Eta Model. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 116: 63-79.
- Norby, R.J.; DeLucia, E.H.; Gielen, B.; Calfapietra, C.; Giardina, C. P.; King, J. S.; *et al.* 2005. Forest response to elevated CO₂ is conserved across a broad range of productivity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102: 18052-18056.
- Oyama, M.D.; Nobre, C.A. 2003. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South América. *Geophysical Research Letters*, 30: 2199–2203.

- Paulson, C.A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9: 857-861.
- Pesquero, J.F.; Chou, S.C.; Nobre, C.A.; Marengo, J.A. 2009. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. *Theoretical and Applied Climatology*, 99: 75-93.
- Ramankutty, N.; Foley, J. A. 1999. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles*, 13: 997-1027.
- Saatchi S.; Asefi-Najafabady S.; Malhi Y.; Aragão L.E.O.C.; Anderson L.O.; Myneni R.B.; Nemani R. 2013. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110: 565-570.
- Saha, S.; Moorthi, S.; Pan, H.L.; Wu, X.; Wang, J.; Nadiga, S.; *et al.* 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91: 1015-1057.
- SAGE, 2002. Atlas of the Biosphere. (<http://www.sage.wisc.edu/atlas/maps.php?datasetid=25includerelatedlinks=1&dataset=25>). Access on 14/05/2015.
- Salazar, L.F.; Nobre, C.A.; Oyama, M.D. 2007. Climatic change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 34: L09708.
- Settele, J.; Scholes, R.; Betts, R.; Bunn, S.; Leadley, P.; Nepstad, D.; *et al.* 2014. Terrestrial and inland water systems. In: *Climate Change 2014: Impacts,*

Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. In: Field, C.B.; Barros, V.R.; Dokken, D.J.; Mach, K.J.; Mastrandrea, M.D.; Bilir, T.E.; et al. (Ed.). *Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 271-359.

Silva, V.B.; Kousky, V.E.; Higgins, R.W. 2011. Daily precipitation statistics for South America: An intercomparison between NCEP reanalyses and observations. *Journal of Hydrometeorology* 12: 101–117.

Zhao, Q.; Black, T.L.; Baldwin, M.E. 1997 Implementation of the Cloud Prediction Scheme in the Eta Model at NCEP. *Weather and Forecasting*, 12: 697-712.

Figure 1. January (top) and June (bottom) mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) (A-D), precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) (E-H), cloud cover (%) (I-L), and specific humidity ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) (M-P) simulated by Eta-HadGEM2-ES (left column) and of CFSR reanalyses (right column) for 1981-2005 period.

Figure 2. Mean diurnal cycle of sensible heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (A and B) and latent heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (C and D) of observation (no symbol), Inland-EtaHad (triangle) and Inland-CFSR (cross) for January (left) and June (right) at Santarém-k83.

Figure 3. Initial (A), RCP4.5 middle of the century (B), RCP8.5 middle of the century (C), RCP4.5 end of the century (D) and RCP8.5 end of the century (E) vegetation type.

Figure 4. Mean diurnal cycle of sensible heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (A and B) and latent heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) (C and D) of Inland Eta present climate (circle), Inland-EtaHad RCP4.5 future climate (triangle) and Inland-EtaHad RCP85 future climate (square) for January (left) and June (right) at Santarém-k83 station corresponding model grid point. The period considered for the present climate was from 1981 until 2005 and for the future climate was from 2071 until 2098.

Figure 5. Difference between the baseline (1981-2005) and the future (2071-2098) annual mean temperature ($^{\circ}\text{C}$) simulated by the Eta-HadGEM2 model for the RCP4.5 January (A), June (B) and annual (C) means, and for RCP8.5 January (D), June (E) and annual (F) means.

Figure 6. Difference between the baseline (1981-2005) and the future (2071-2098) annual mean precipitation (mm) simulated by the Eta-HadGEM2 model for the RCP4.5 January (A), June (B) and annual (C) means, and for RCP8.5 January (D), June (E) and annual (F) means.

Figure 7. 5-year mean leaf area index (no dimension) (A-C) and net primary production ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$) (D-F) for: tropical broadleaf evergreen trees (top), tropical broadleaf drought-deciduous trees (center), and warm C4 grasses (bottom). The symbols indicate the present climate (circles), RCP4.5 (triangles) and RCP8.5 (squares) and lines are tendency for RCP4.5 (dashed) and for RCP8.5 (solid).

Table 1. Plant Functional Types

PFTs	Description
1	tropical broadleaf evergreen trees
2	tropical broadleaf drought-deciduous trees
3	warm-temperate broadleaf evergreen trees
4	temperate conifer evergreen trees
5	temperate broadleaf cold-deciduous trees
6	boreal conifer evergreen trees
7	boreal broadleaf cold-deciduous trees
8	boreal conifer cold-deciduous trees
9	evergreen shrubs
10	cold-deciduous shrubs
11	C4 grasses
12	C3 grasses

Table 2. Root mean square error, correlation and the standard deviation ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) of sensible and latent heat fluxes for the mean diurnal cycle in January and June against Santarém-K83 tower.

January	Sensible heat flux			Latent heat flux		
	RMSE	Correlation	S. Deviation	RMSE	Correlation	S. Deviation
Inland-EtaHad	15.59	0.97	37.50	32.56	0.96	128.15
Inland-CFSR	33.80	0.90	31.84	32.83	0.98	124.27
June	Sensible heat flux			Latent heat flux		
	RMSE	Correlation	S. Deviation	RMSE	Correlation	S. Deviation
Inland-EtaHad	18.93	0.97	32.33	52.99	0.93	72.49
Inland-CFSR	23.63	0.94	36.44	72.49	0.94	116.71

Table 3. Projected occurrence of predominant vegetation type in each Brazilian states.

	Initial	RCP 4.5		RCP 8.5	
		2055 to 2065	2085 to 2095	2055 to 2065	2085 to 2095
Amazonas					
Trop. evergreen forest	100.0	93.8	91.0	89.6	50.0
Trop. deciduous forest	0.0	0.0	2.5	0.0	0.0
Savanna	0.0	0.4	0.0	0.8	0.0
Grassland	0.0	5.9	6.4	9.6	50.0
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Pará					
Trop. evergreen forest	91.2	51.8	32.1	30.1	5.3
Trop. deciduous forest	4.5	2.3	39.1	0.0	0.0
Savanna	4.3	18.7	0.0	6.8	4.3
Grassland	0.0	27.3	28.8	63.1	90.4
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rondônia					
Trop. evergreen forest	100.0	46.2	42.3	20.5	2.6
Trop. deciduous forest	0.0	2.6	29.5	1.3	0.0
Savanna	0.0	24.4	0.0	21.8	0.0
Grassland	0.0	26.9	28.2	56.4	97.4
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Roraima					
Trop. evergreen forest	83.8	28.4	14.9	20.3	8.1
Trop. deciduous forest	4.1	0.0	16.2	0.0	0.0
Savanna	12.2	5.4	0.0	0.0	0.0
Grassland	0.0	66.2	68.9	75.7	86.5
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	4.1	5.4
Amapá					
Trop. evergreen forest	63.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Trop. deciduous forest	0.0	0.0	2.2	0.0	0.0
Savanna	37.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Grassland	0.0	95.7	97.8	95.7	69.6
Open shrubland	0.0	4.3	0.0	4.3	15.2
Acre					
Trop. evergreen forest	100.0	78.0	76.0	62.0	6.0
Trop. deciduous forest	0.0	0.0	24.0	0.0	0.0
Savanna	0.0	20.0	0.0	12.0	0.0
Grassland	0.0	2.0	0.0	26.0	94.0
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Tocantins					
Trop. evergreen forest	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0
Trop. deciduous forest	36.7	3.3	13.3	0.0	0.0
Savanna	55.6	7.8	0.0	4.4	0.0
Grassland	0.0	88.9	86.7	95.6	100.0
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mato Grosso					
Trop. evergreen forest	58.9	16.1	6.6	4.3	0.0
Trop. deciduous forest	25.3	0.3	27.3	0.0	0.0
Savanna	15.8	30.3	0.0	10.9	0.0
Grassland	0.0	53.3	66.1	84.9	100.0
Open shrubland	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

