



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.52-TDI

**ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SAZONALIDADE E
TENDÊNCIAS DAS ESTAÇÕES CHUVOSAS E SECA
NA AMAZÔNIA: CLIMA PRESENTE E PROJEÇÕES
FUTURAS**

Lincoln Muniz Alves

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. José Antônio
Marengo Orsini, aprovada em 25 de
abril de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9KTPH>>

INPE
São José dos Campos
2016

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@inpe.br

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

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

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

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

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca 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, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.52-TDI

**ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SAZONALIDADE E
TENDÊNCIAS DAS ESTAÇÕES CHUVOSAS E SECA
NA AMAZÔNIA: CLIMA PRESENTE E PROJEÇÕES
FUTURAS**

Lincoln Muniz Alves

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. José Antônio
Marengo Orsini, aprovada em 25 de
abril de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L9KTPH>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Alves, Lincoln Muniz.

A187a Análise estatística da sazonalidade e tendências das estações chuvosas e seca na Amazônia: Clima presente e projeções futuras / Lincoln Muniz Alves. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xxvi + 140 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.52-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. José Antônio Marengo Orsini.

1. Modelo climático regional. 2. Climatologia. 3. Amazônia. 4. Meteorologia tropical. 5. Mudança climática. I.Título.

CDU 551.581.1:551.515(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/).

Aluno (a): **Lincoln Muniz Alves**

Título: " ANÁLISE ESTATÍSTICA DA SAZONALIDADE E TENDÊNCIAS DAS ESTAÇÕES CHUVOSAS E SECA NA AMAZÔNIA: CLIMA PRESENTE E PROJEÇÕES FUTURAS".

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

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira



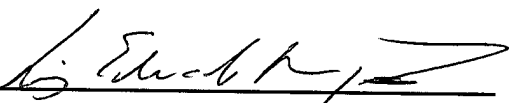
Presidente / CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Antônio Marengo Orsini



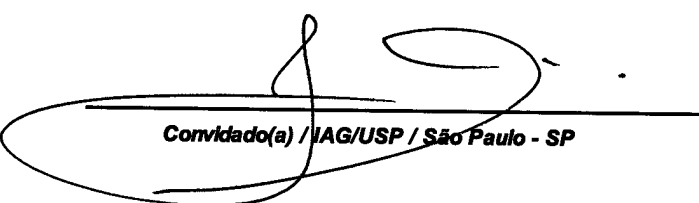
Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. Luiz Antônio Cândido



Convidado(a) / INPA / Manaus - AM

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 25 de Abril de 2016

“Se o plano não funcionar, mude o plano, mas nunca o objetivo.”

A meus pais, MANOEL ALVES DE MELO e CRISTINA MUNIZ ALVES, minha
esposa ANA CAROLINA RAMALHO e meus filhos GIOVANNA RAMALHO
MUNIZ e MATHEUS RAMALHO MUNIZ

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por mais uma etapa concluída, mais uma página da minha história escrita. Por estar sempre à frente de tudo, abençoando, iluminando e me mostrando a serenidade que preciso todos os dias da minha vida.

A meus pais, Manoel e Cristina, por primarem pela minha educação e acreditar, juntamente comigo, que é preciso sempre ir além; por sempre estarem presentes na minha vida e nunca deixar faltar amor. Pelas inúmeras lições de vida em especial o valor da humildade. Também, a minha irmã, que sempre torceu e me encorajou.

A minha esposa, Ana Carolina, pelo amor, compreensão, paciência, e estímulo todos os momentos deste trabalho. Pode ter certeza, que essa vitória em grande parte deve a sua presença na minha vida. Parabéns e obrigado por estar sempre a meu lado. Te amo! A meus filhos Giovanna e Matheus, pela presença em minha vida. Papai ama vocês infinitamente. Desculpas pelas muitas ausências.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Nelson Ferreira, Clovis Sansigolo, Mary Kayano, pelo conhecimento compartilhado, e em particular, ao Dr. José Marengo pela amizade, orientação, apoio na realização deste trabalho e por sempre acreditar no meu esforço ao longo da minha carreira profissional. À Simone Uemo, Luana Smith, Liliane, e demais pessoas da secretária da Pós-Graduação pela sua simpatia e pré-disposição em ajudar sempre que precisava.

Embora, por muitas vezes, tenha sido um trabalho individual, a caminhada até aqui não foi trilhada sozinha. Por isso, expresso um carinho especial aos amigos do CCST e CPTEC, Grupo dos Caceteiros (amigos de infância), da Escola Ciclo (pais dos amigos dos meus filhos) e do Somos 4 (Marcos Sanches, Eleutério e Jorge Gomes), que sempre estiveram comigo esses anos compartilhando alegrias e tristezas. Ainda, na turma dos companheiros é inevitável mencionar o apoio direto e indiretamente dos amigos e colegas, Rodrigo Bombardi, Marley Moscati, Nuri Calbete, Gilvan Sampaio, Jose Fernando Pesquero, Kelen Andrade, Adma Raia, Hélio Camargo, Wagner Soares,

Virginia Piccinini, por serem sempre fonte incansável de estímulo e apoio para vencer mais esta etapa de vida. Valeu pessoal pelo aprendizado, apoio e carinho que tivemos.

Estendo meus agradecimentos aos colegas do Met Office – Reino Unido, David Hein, Gillian Kay, Simon Tucker, Richard Jones, Carol McSweeney, Wilfran Moufouma-Okia e Erasmo Buonomo, pela amizade e que nunca hesitaram quando solicitados em ajudar no apoio técnico que foi indispensável para realização deste trabalho.

Por fim, a todas as pessoas que de alguma forma colaboraram para a conclusão deste trabalho.

RESUMO

Um dos possíveis grandes impactos na região Amazônica da mudança climática seriam possíveis alterações na estação chuvosa e seca em termos da duração (início e fim da estação), intensidade e variabilidade espaço-temporal. Este comportamento pode afetar a estrutura, composição e funcionamento do ecossistema assim como a hidrologia da região. Logo, os objetivos deste trabalho são descrever e compreender essas possíveis mudanças no clima presente e tendências de longo prazo, e investigar: (a) a variabilidade climática da precipitação num cenário futuro de mudanças climáticas a partir das projeções climáticas regionais; e (b) analisar a resposta do clima da Amazônia à mudança da vegetação a partir de cenários de desmatamento. Para atingir esses objetivos, foi analisada a série de precipitação observada no período de 1979 a 2014, e também as projeções climáticas geradas com o modelo climático regional HadRM3P aninhado a um subconjunto de quatro simulações do modelo global HadCM3 obtidas pelo método *Perturbed Physics Ensembles* (PPEs) no cenário de emissões A1B. Foram também realizadas simulações do modelo regional, no período de 1961-2010, com a implementação de cenários de desmatamento. De maneira geral, os resultados ressaltaram: (a) os sinais de variações observadas na variabilidade da precipitação nas últimas décadas, em particular reduções sistemáticas nos totais acumulados de chuva, tendência de diminuição da duração da estação chuvosa (-0,23 pântada/ano) e aumento na duração da estação seca (0,21 pântada/ano) sobre o sul da Amazônia (SAMZ); (b) os potenciais impactos das mudanças climáticas são redução da precipitação sobre grande parte do nordeste da Amazônia para todas as estações do ano e média anual, enquanto no sul projeta-se aumento durante o verão e redução nas estações de inverno e primavera; (c) além disso, as projeções indicam uma tendência de aumento dos eventos extremos de precipitação, tanto chuvosos quanto secos; e (d) as simulações do modelo com desflorestamento mostraram impactos no clima regional através de circulações de mesoescala induzidas pelas heterogeneidades da paisagem (“brisas de vegetação”). Em particular, as alterações climáticas se revelam como aumento nos valores dos campos médios de temperatura do ar, razão de Bowen (redução do fluxo de calor sensível e aumento de calor latente), magnitude dos fluxos de umidade e precipitação, principalmente, sobre as áreas desflorestadas, indicando que o desflorestamento tem uma contribuição importante na geração de microclimas e na variabilidade do clima regional, embora os efeitos variem espacial e temporalmente. Nota-se, também, uma diminuição dos eventos chuvosos e um aumento na frequência de eventos secos na categoria extremos e muito extremos. Por fim, o estudo tem repercussões na biodiversidade, agricultura, recursos hídricos e, portanto, com implicações ambientais e socioeconômicas significativas.

STATISTICAL ANALYSIS OF SEASONALITY AND TRENDS IN RAINY AND DRY SEASON IN THE AMAZON: PRESENT CLIMATE AND FUTURE PROJECTIONS

ABSTRACT

One of the major impacts in the Amazon region of climate change would be possible changes in the rainy and dry seasons in terms of duration (onset and demise), intensity and spatial and temporal rainfall variability. These changes may have impacts on forest composition, structure, and function as well as the water resources in Amazon basin. Therefore, the aim of this study is: to assess the possible changes in the present-day climate and long-term trends in seasonal rainfall; to identify possible future climate changes across Amazônia using regional climate dynamic downscaling; and to evaluate the impact of land surface changes on the climate of Amazon basin, particularly on the seasonal rainfall variability. To achieve these goals, we analyzed the observed rainfall data in the period 1979-2014, climate projections generated by regional climate model HadRM3P, nested in a subset of four HadCM3 global model simulations which are obtained by Perturbed Physics Ensembles method (PPEs) in A1B emission scenario. The regional model simulations were carried out in the period 1961-2010, with the implementation of deforestation scenarios in the HadRM3P. Our results highlights: (a) the signs of observed changes in the variability of precipitation in recent decades, in particular systematic reductions in rainfall accumulation, decrease the length of wet season rainfall (-0.23 pentad/year) and increase the duration of the dry season (0.21 pentad/year) over southern Amazon (SAMZ); (b) the potential impacts of climate change are reducing rainfall over great part of the northeast Amazon for all seasons and also annual mean, while in the southern Amazon it is projected to rainfall increase during the summer and reduction in winter and spring season. Furthermore, there is a tendency to increase the extreme rainfall events, such as extreme flood and drought; and (c) the model simulations showed deforestation impacts on regional climate through the mesoscale circulation (known as vegetation-breeze) induced by juxtaposition of deforested and forested lands. In a broader context, the regional impacts of deforestation are air temperature, Bowen ratio (reduction of sensible heat flux and increasing latent heat), the vertical integrated moisture transport and precipitation increase mainly over deforestation areas which indicating that deforestation has an important contribution on the generation of microclimate and regional climate variability, although the impacts can vary across spatial and temporal scales. Besides, a reduction of extreme wet events and an increase in frequency of extremes and very extremes dry events. Finally, the study has an impact on biodiversity, agriculture, water resources and therefore with significant environmental and socioeconomic implications.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 – Aumento da temperatura média global (em °C, relativo aos valores médios de 1961 a 90) no cenário de emissões A1B. As linhas individuais pretas indicam execuções do modelo com diferentes combinações de parâmetros. A linha vermelha representa a observação. Existem 17 integrações do mesmo modelo climático (HadCM3). Algumas integrações mostram maior sensibilidade (isto é, maior aquecimento com o mesmo forçamento de gases de efeito estufa) que outras, produzindo propagação do aquecimento. 28
- Figura 3.2 – Magnitude das mudanças da temperatura média (AT) e da precipitação (AP) sobre a Amazônia no verão (DJF) até 2080 em relação a 1961-1990 sob o cenário A1B para as 17 projeções do MOHC PPE (■) e as projeções geradas pelos diferentes modelos pertencentes ao CMIP3 (A1B) e CMIP5 (RCP6.0) (▲). As 4 simulações selecionadas neste trabalho são mostradas em vermelho 30
- Figura 3.3 – Ciclo anual da precipitação observada (linha preta) e simulada pelos 17 modelos do experimento PPEs (linhas coloridas) no clima presente sobre a Amazônia. Em destaque as simulações utilizadas neste trabalho 30
- Figura 3.4 – Mapa do *domínio do modelo* (cinza) e ilustração das áreas selecionadas para estudo representadas pelos retângulos contínuos. As siglas NEAMZ e SAMZ se referem às regiões nordeste (55°W – 45°W, 5°S – 2.5°N) e sul da Amazônia (70°W – 50°W, 12.5°S – 5°S), respectivamente. 35
- Figura 3.5 – Ciclo anual da precipitação pentadal observada (linha azul) sobre as áreas selecionadas para o estudo. A linha vermelha representa o ciclo anual suavizado aplicando-se um filtro 1-2-1 para remover ruídos decorrentes de imperfeições na amostragem da variabilidade anual. 35
- Figura 3.6 – Exemplo de aplicação do método adaptado de Liebmann e Marengo (2001) para a determinação do início e decaimento da estação chuvosa. A linha tracejada indica a estimativa de S; a linha contínua indica a estimativa

“alisada” de S (um filtro 1-2-1 e 70 passadas) e a linha pontilhada indica a derivada de S alisada. As curvas estão representadas em função do tempo a partir da pênstada inicial (pênstada 0) e a ordenada representa a anomalia de precipitação acumulada (mm/pênstada). A taxa de variação de S (dS/dt) é utilizada para determinar o início ($dS/dt > 0$) e fim ($dS/dt < 0$) da estação chuvosa 37

Figura 3.7 - Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução espacial de 40 km de latitude/longitude. (a) Cenário 2030 – 28% de área desflorestada e (b) Cenário 2050 - 38% de área desflorestada. A cor vermelha indica área desflorestada. O contorno azul indica a delimitação da Amazônia legal..... 44

Figura 4.1 - Precipitação média anual (1979-2014) em mm/ dia. Fonte dos dados: NOAA/CPC 48

Figura 4.2 - Precipitação média sazonal (1979-2014) em mm/ dia. Fonte dos dados: NOAA/CPC 49

Figura 4.3 – Curvas de densidade de probabilidade das datas de início (a, c) e fim (b, d) da estação chuvosa na área sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia. A linha contínua representa a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início/fim da estação chuvosa. Todas as datas de início/fim da estação chuvosa são indicadas por círculos. A cruz preta representa a data média de início/fim e a data mais provável para o início/fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada. A data de início (fim) mais adiantado (atrasado), é indicada pela cruz vermelha (azul). 53

Figura 4.4 – Série temporal da duração (pênstadas) das estações chuvosa (azul) e seca (vermelho) nas regiões sul (a) e nordeste (b) da Amazônia. A linha tracejada representa a tendência linear..... 56

Figura 4.5 – Série temporal dos totais pluviométricos acumulados na estação chuvosa (azul) e seca (vermelho) nas regiões sul (a) e nordeste (b) da Amazônia. A linha tracejada representa a tendência linear..... 57

- Figura 4.6 – Séries de tempo das anomalias de TSM do Pacífico (a), Atlântico Tropical Norte (c), Índice da Oscilação Decenal do Pacífico (b) e Anomalia de precipitação no período chuvoso da região sul da Amazônia (d) referente ao período de 1980 e 2014. A correlação temporal entre a série de anomalia de precipitação (d) e as séries de tempo de ATSM (a,c) e o IODP (b) é indicado no canto inferior esquerdo de cada painel. A tendência das séries de tempo é representada pela linha preta contínua em cada painel. 61
- Figura 4.7 – Climatologia média sazonal e anual de precipitação (superior), e viés associado (inferior), resultante da média das simulações do HadRM3P para o período de 1979 a 2010. As unidades estão mm/dia. 64
- Figura 4.8 – Ciclo anual de precipitação observada (preta, CPC) e simulada (linhas tracejadas coloridas) pelo HadRM3P nas áreas de estudo: nordeste (NEAMZ) e sul (SAMZ) da Amazônia. A linha em cinza representa a média das simulações. As unidades estão mm/dia. 66
- Figura 4.9 – Mudanças sazonal e anual de precipitação (%), projetadas para diferentes períodos (2011-2040, painel superior; 2041-2070, painel do médio; 2071-2100, painel inferior) em relação à média do período 1961-1990 a partir da média dos modelos. As linhas tracejadas representam regiões em que os modelos concordam no sinal da mudança. As áreas não tracejadas são as que apresentam incerteza. 70
- Figura 4.10 – Boxplot da mudança da precipitação média mensal (mm/dia) projetada para 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 provenientes dos diferentes modelos nas áreas de estudo: (a) sul da Amazônia – SAMZ, (b) nordeste da Amazônia – NEAMZ. As diferentes tonalidades de cores representam os diferentes modelos. No boxplot linha central representa a mediana da série de dados. A linha inferior da caixa marca o quartil inferior (Q1), que delimita o valor que deixa 25% dos dados abaixo desse valor, e a linha superior marca o quartil superior (Q3) que delimita o valor que deixa 75% dos dados abaixo desse valor. As hastes inferiores e superiores marcam, respectivamente, os valores de $Q1 - 1.5IQR$ e $Q3 + 1.5IQR$, sendo IQR o intervalo interquartil ($IQR = Q3 - Q1$). 74

- Q1). A significância estatística ao nível de 95% do teste-t é representada pelo símbolo * acima do eixo das abscissas. As unidades são mm/dia. 72

Figura 4.11 – Curvas densidade de probabilidade a partir das simulações e projeções das datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na área sul da Amazônia (SAMZ). As linhas contínuas representam a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início e fim da estação chuvosa em diferentes períodos futuros: curto (2011-2040), médio (2041-2070) e longo prazo (2071-2100) e clima presente (1961-2010). A cruz representa a data média de início ou fim em cada período e a data mais provável para o início ou fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada. 75

Figura 4.12 – Curvas densidade de probabilidade a partir das simulações e projeções das datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na área nordeste da Amazônia (NEAMZ). As linhas contínuas representam a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início e fim da estação chuvosa em diferentes períodos futuros: curto (2011-2040), médio (2041-2070) e longo prazo (2071-2100) e clima presente (1961-2010). A cruz representa a data média de início ou fim em cada período e a data mais provável para o início ou fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada. 76

Figura 4.13 – Mudança anual de temperatura do ar próximo à superfície (°C) projetada para o final do século XXI (2071-2100) baseada na média dos membros. A mudança é definida como a diferença entre os períodos de 2071-2100 e 1961-1990..... 79

Figura 4.14 – Diferença da evaporação para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não-desmatada. Unidade: mm/dia..... 84

Figura 4.15 – Diferença da razão de Bowen para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030

e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada.....	85
Figura 4.16 – Diferença da temperatura para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: graus Celsius.....	88
Figura 4.17 – Diferença da precipitação para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: mm/dia.....	92
Figura 4.18 – Diferença do fluxo de umidade médio integrado (vetores, em $g/kg*m/s*hPa$) e divergência do fluxo integrado de umidade (em mm/dia) médio entre 1000 e 500 hPa (valores negativos sombreados representam convergência) para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada.	93
Figura 4.19 – Diferença do ômega (Pa/s) em 500 hPa para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: Pa/s.....	94
Figura 4.20 – Boxplot da precipitação média mensal (mm/dia) nas simulações de desflorestamento (CEN2030 - azul e CEN2050 - bege) e controle (cinza) nas áreas de estudo: (a) sul da Amazônia – SAMZ, (b) nordeste da Amazônia – NEAMZ. No boxplot linha central representa a mediana da série de dados (1961 – 2010). A linha inferior da caixa marca o quartil inferior (Q1), que delimita o valor que deixa 25% dos dados abaixo desse valor, e a linha superior marca o quartil superior (Q3) que delimita o valor que deixa 75% dos dados abaixo desse valor. As hastes inferiores e superiores marcam, respectivamente, os valores de $Q1 - 1.5IQR$ e $Q3 + 1.5IQR$, sendo IQR o	

intervalo interquartil ($IQR = Q3 - Q1$). A significância estatística ao nível de 95% do teste-t é representada pelo símbolo * acima do eixo das abscissas. 103

Figura 5.1 – Esquema resumido da cadeia de fatores naturais e antrópicos que afetam a variabilidade climática da precipitação na Amazônia e seus potenciais impactos e consequências. As linhas tracejadas na figura representam as componentes abordadas diretamente neste trabalho. 116

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Número de pântadas e suas respectivas datas	26
Tabela 3.2 – Principais características do modelo regional HadRM3P	33
Tabela 3.3 - Sumário das estatísticas.....	39
Tabela 3.4 - Definição dos grupos de início/fim normais e anômalos	40
Tabela 3.5 – Valores do Índice Padronizado de Precipitação (SPI) e Categorias de seca ou de chuva.	42
Tabela 4.1 – Tendência da precipitação média mensal no período de 1979 – 2014 a partir do teste estatístico de Mann-Kendall e o método de Sen considerando o nível de confiança maior ou igual 95% (negrito). Sendo (+) representando tendência positiva e (-) tendência negativa.	51
Tabela 4.2 – Pântada de início, fim e duração da estação chuvosa para a região sul da Amazônia (SAMZ)	55
Tabela 4.3 – Pântada de início, fim e duração da estação chuvosa para a região nordeste da Amazônia (NEAMZ)	55
Tabela 4.4 – Escores estatísticos entre a precipitação média observada e a simulada pelo modelo (média dos modelos) para as áreas: sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia	67
Tabela 4.5 – Pântadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca na área sul da Amazônia (SAMZ) simulada para o clima presente (1961-2010) e projetada para o clima futuro (2011-2100). ...	78
Tabela 4.6 – Pântadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca na área nordeste da Amazônia (NEAMZ) simulada para o clima presente (1961-2010) e projetada para o clima futuro (2011-2100).	78

Tabela 4.7 – Frequência relativa (%) de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área SAMZ nas simulações do clima presente e projeções climáticas para o final do século XXI.	80
Tabela 4.8 – Frequência relativa (%) de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área NEAMZ nas simulações do clima presente e projeções climáticas para o final do século XXI.	81
Tabela 4.9 – Diferenças entre a rodada controle e os cenários de desflorestamento (2030 e 2050) para a área sul da Amazônia (SAMZ) e nordeste da Amazônia (NAMZ). Os valores estão separados por estação: DJF / JJA / Anual	90
Tabela 4.10 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca nas áreas sul da Amazônia (SAMZ).	105
Tabela 4.11 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca nas áreas nordeste da Amazônia (NEAMZ).	105
Tabela 4.12 – Frequências percentuais de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área SAMZ	107
Tabela 4.13 – Frequências percentuais de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área NEAMZ	107
Tabela A1 - Modelos Climáticos Globais	127
Tabela A2 - Modelos Climáticos Regionais.....	130

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ANA	Agência Nacional de Água
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
AS	América do Sul
ATLN	Atlântico Norte
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CCST	Centro de Ciência do Sistema Terrestre
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CMIP3	Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas, em inglês
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HadCM3	<i>Hadley Centre Coupled Model, version 3</i>
HadRM3P	<i>Hadley Centre Regional Climate Model, version 3</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
LBA	<i>Large-scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia</i>
LISAM	<i>Large-scale Index for South America Monsoon</i>
LuccME	<i>Land Use and Cover Change</i>
MCG	Modelo de Circulação Geral
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférico
MCR	Modelo Climático Regional
MCWD	<i>Maximum Climatological Water Deficit</i>
MERRA	<i>Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications</i>
MOHC	<i>MetOffice Hadley Centre</i>
MOSES	<i>Met Office Surface Exchange</i>
NEAMZ	Região nordeste da Amazônia
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
OP	Oceano Pacífico
PPE	<i>Perturbed Physics Ensembles</i>
PRECIS	<i>Providing REgional Climates for Impacts Studies)</i>
PSD	<i>Physical Sciences Division</i>
QUMP	<i>Quantifying Uncertainty in Model Predictions</i>

RMSE	Root-Mean-Square-Error
ROL	Radiação de Onda Longa
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SAMZ	Região sul da Amazônia
SPI	Standardized Precipitation Index
SRES	<i>Special Report on Emission Scenarios</i>
TerraME	<i>Terra Modelling Environment.</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos	4
1.2	Estrutura do documento	5
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1	Início e fim da estação chuvosa na Amazônia	7
2.2	Modelagem Climática	11
2.3	Impactos da variabilidade e mudança climática na estação chuvosa.....	15
2.4	Impactos regionais do desmatamento na Amazônia	17
3.	DADOS E METODOLOGIA	25
3.1	Dados	25
3.2	Simulações do clima presente e projeções climáticas futuras – HadRM3P ..	27
3.3	Metodologia	34
3.3.1	Caracterização da estação chuvosa/seca	34
3.3.2	Análise da variabilidade interanual e Extremos Climáticos	40
3.3.3	Clima na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal ..	42
4.	RESULTADOS E DISCUSSÕES	47
4.1	Análise observacional do clima da Amazônia	47
4.2	Projeções de mudanças climáticas na Amazônia	63
4.2.1	Destreza do modelo climático regional.....	63
4.2.2	Clima futuro e avaliação das incertezas nas projeções de mudanças climáticas na Amazônia	68
4.3	Clima na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal ..	82
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	109

5.1	Conclusões	109
5.2	Sugestões para trabalhos futuros.....	117
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
	ANEXO A	127
	ANEXO B – CAPÍTULOS PUBLICADO NO LIVRO “SECAS NA AMAZÔNIA: CAUSAS E CONSEQUÊNCIAS”	135

1. INTRODUÇÃO

O bioma Amazônia desempenha um relevante papel na reciclagem de água, e nos balanços de energia e carbono além de ser um importante regulador do clima em escala regional e global. Como resultado, dentre as florestas tropicais, a Amazônia é, hoje, uma das mais bem estudadas devido ao interesse da comunidade científica nacional e internacional em entender o funcionamento da sua vegetação e interação com a atmosfera e a hidrosfera como mostra a implementação de inúmeros projetos científicos nas últimas décadas, congregando centenas de cientistas e as mais modernas ferramentas e técnicas científicas de observação e modelagem ambiental. Um exemplo desses grandes projetos é o Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA, sigla em inglês), que teve início no final da década de 1990 e no qual foram desenvolvidos centenas de subprojetos de pesquisa e produziram milhares de artigos, dezenas de livros e bancos de dados em 17 anos de operação, gerando conhecimentos necessários à compreensão do meio ambiente amazônico (NOBRE, 2014; <http://lba2.inpa.gov.br/>)

Uma breve revisão e síntese da literatura científica das questões mais importantes relacionadas ao assunto revela a importância da floresta Amazônica no ciclo da água na bacia, que demonstra que a floresta seria responsável por, pelo menos, metade da precipitação gerada na região, sendo a outra metade de origem oceânica (SALATI et al., 1979). Além disso, a floresta atua como fonte de umidade para outras regiões da América do Sul através do Jato de Baixos Níveis (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006a). Na década seguinte outros estudos têm demonstrado que a Amazônia é potencialmente suscetível aos extremos climáticos (ESPINOZA et al., 2013; LEWIS et al., 2011; MARENGO; ESPINOZA, 2015; MARENGO; BORMA; RODRIGUEZ, 2013) e que as mudanças climáticas regionais, por exemplo, o desmatamento ligado à ação antrópica tem várias consequências e impactos sobre os sistemas naturais, sociais e econômicos na região (SALATI, 2001). Entretanto, a despeito de seu importante papel no sistema climático, a ciência ainda desconhece muitos detalhes das complexas interações entre a biosfera, atmosfera, oceanos e os impactos sociais dessas interações sobre as comunidades regionais.

O bioma amazônico apresenta características peculiares quanto à variabilidade climática. Trabalhos pioneiros como Figueroa e Nobre (1990) e Molion (1993) abordam vários aspectos que caracterizam e determinam o clima da região Amazônica. Recentemente, Marengo e

Espinoza (2015), numa revisão sobre a climatologia da Amazônia observam um clima equatorial chuvoso, praticamente sem estação seca. Ainda, segundo esses autores, esta região apresenta significativa heterogeneidade espacial e sazonal da pluviosidade, sendo o maior total pluviométrico anual (superior a 2000 mm/ano) da América do Sul (AS). As condições climáticas exercem uma influência significativa na manutenção da biodiversidade tropical (DIRZO; RAVEN, 2003), na estabilidade do clima em nível local, regional e global (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991), e nas atividades humanas. Por exemplo, nas secas severas de 2005 e 2010 estima-se que a floresta perdeu 2,2 Peta grama de Carbono (PgC), isto é, mais que o dobro em situações normais (GATTI et al., 2014; LEWIS et al., 2011).

Essas características tornam a região especialmente interessante para estudos que visam entender as alterações do clima, nas diferentes escalas de variabilidade, decorrentes de causas naturais (p.ex., El Niño – Oscilação Sul (ENOS), variabilidade do Atlântico tropical na escala interanual e decadal) (KAYANO; DE OLIVEIRA; ANDREOLI, 2009), e/ou por ações antrópicas, decorrentes do uso inadequado dos recursos naturais (p.ex., mudanças na cobertura vegetal e uso do solo) (BETTS; SILVA DIAS, 2010; COX et al., 2008; NOBRE et al., 2009; SALAZAR; NOBRE; OYAMA, 2007; SAMPAIO et al., 2007), bem como as dinâmicas sócioecológicas associadas aos eventos climáticos extremos na Amazônia Brasileira (PINHO; MARENGO; SMITH, 2015).

Nas últimas décadas, os efeitos do desmatamento da Amazônia sobre o clima regional têm sido avaliados através de estudos observacionais e de modelagem (D'ALMEIDA et al., 2007), entretanto, o impacto do desmatamento em mudanças na precipitação ainda é uma questão contraditória nos diferentes experimentos com modelos. Ademais, estudos com particular interesse a alterações na cobertura vegetal da Amazônia, no início, fim, duração e intensidade das estações, são poucos, principalmente, com MCR.

Na Amazônia, mudanças na variabilidade natural do ciclo sazonal do clima e da hidrologia (duração e intensidade das estações, por exemplo, secas extremas), somadas às alterações da vegetação resultantes das mudanças do uso da terra, notadamente os desmatamentos da floresta tropical e do cerrado aumentaria sobremaneira a suscetibilidade dos ecossistemas amazônicos ao fogo e causaria uma redução de espécies menos tolerantes a essas variações, podendo até induzir a uma possível “savanização” de partes da Amazônia (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; OYAMA, 2003), ainda que este cenário tenha sido questionado posteriormente (HUNTINGFORD et al., 2013; MALHI et al., 2009). Diferentes estudos têm

mostrado que dependendo de certos limiares críticos de CO₂ atmosférico e de alterações climáticas, a floresta, que representa um sumidouro de carbono converte-se numa fonte, o que pode levar a quase total mudança da vegetação para outros tipos de menor porte como as savanas, num processo denominado “*Amazon Dieback*” (COX et al., 2000; PHILLIPS et al., 2009). Embora, altamente tolerante às secas devido à existência de raízes profundas, a floresta Amazônica, se submetida a estiagens prolongadas (> 3 anos sucessivos) pode entrar em colapso dando início a um processo de degradação sem volta (NEPSTAD et al., 2008).

Importante ressaltar que o processo de “savanização” da Amazônia, ainda é uma temática permeada de incertezas (NOBRE; BORMA, 2009), particularmente em relação à busca de limiares específicos (“pontos críticos”), relacionada a um colapso do equilíbrio clima-vegetação e mudanças abruptas do ecossistema. Além disso, é importante lembrar as incertezas inerentes às divergências nas projeções climáticas, consequência da representação de processos físicos nos modelos utilizados nesses estudos, os que em alguns casos não consideram fatores essenciais como a competição por recursos entre as espécies, fatores limitantes nos solos, presença de fogo, efeito da fumaça e aerossóis de queimadas no início e qualidade da estação chuvosa, entre outros necessários para o melhor entendimento da dinâmica da vegetação.

Adicionalmente, uma mudança na variabilidade do ciclo sazonal da precipitação poderá gerar impactos significativos no regime hidrológico da Amazônia, uma vez que chuvas abaixo do normal na estação chuvosa associada ao aumento de temperatura, como observado durante as secas de 2005 e 2010, provocaram meses depois uma diminuição nas vazões dos rios, um aumento da mortalidade de árvores e no número de focos de queimadas (MARENGO et al., 2008; PHILLIPS et al., 2009).

Embora, o enorme avanço científico e computacional das últimas décadas tenha possibilitado maior entendimento do sistema climático e contribuído valiosamente para maior conhecimento da variabilidade climática nessa região, dúvidas em relação às possíveis mudanças tanto no clima presente quanto futuro na precipitação pluviométrica, ainda, permeiam, principalmente, em escala regional.

Neste contexto, nota-se que a maioria dos estudos tem generalizado seus resultados nas mudanças da precipitação média anual, diferenças entre períodos chuvosos e secos, ou em algum mês ou estação específica do ano. No entanto, um dos possíveis grandes impactos são

mudanças na duração (início e fim da estação), intensidade e variabilidade espaço-temporal da estação chuvosa e seca os quais podem afetar a estrutura, composição e funcionamento do ecossistema amazônico e, assim, o ciclo do carbono. Logo, descrever e compreender essas características no clima presente e tendências de longo prazo é importante. Apesar de grandes implicações ambientais e socioeconômicas, ainda não se encontram totalmente exploradas na literatura.

Com base no exposto, este trabalho foi motivado pela oportunidade de poder contribuir para incrementar o conhecimento a respeito da variabilidade climática no bioma Amazônia. Assim sendo, propõe-se a responder a seguinte questão: **é possível assinalar e explicar as alterações na variabilidade espacial e temporal da precipitação no clima presente e possíveis mudanças num cenário futuro de mudanças climáticas no bioma Amazônia?** A hipótese é que o bioma Amazônia vive uma transformação rápida e intensa, associada às mudanças no uso da terra, cobertura vegetal e de mudanças climáticas que pode alterar a variabilidade espacial e temporal da precipitação.

Enfim, baseado numa revisão da literatura científica que será apresentada ao longo deste trabalho, pode-se notar que são vários os estudos na área das ciências atmosféricas que têm abordado o tema da variabilidade climática e uso da terra na Amazônia, mas poucos têm dado ênfase à mudança na sazonalidade do clima, principalmente em escala regional, essencial para a biodiversidade, agricultura, recursos hídricos e, portanto, com implicações ambientais e socioeconômicas significativas.

1.1 Objetivos

Assim, o objetivo geral deste trabalho é analisar a variabilidade das estações chuvosas e secas em duas regiões específicas da Amazônia, nas fases de início e fim da estação chuvosa assim como a sua duração, intensidade e variabilidade espaço-temporal no clima presente e num cenário futuro de mudança climática, considerando alterações na concentração dos gases de efeito estufa e no uso da terra.

A possível resposta da atmosfera à mudança na cobertura vegetal é ainda uma questão fundamental na agenda científica atual, devido as suas implicações no balanço de energia, ciclo de carbono e no ciclo hidrológico regional e global. Neste contexto, propõe-se investigar, também, a sensibilidade da variabilidade climática à mudança da vegetação na

Amazônia, por meio de simulações com o modelo climático regional HadRM3P, desenvolvido no Hadley Centre e que faz parte do Sistema integrado de Modelagem Regional PRECIS (*Providing REgional Climates for Impacts Studies*) versão 1.9.4. Nesta etapa do trabalho, foi utilizado um dos cenários de desmatamento da Amazônia projetados por Aguiar et al., (2015).

Como objetivos específicos, propõem-se:

- Caracterizar e atribuir alterações na variabilidade temporal e espacial da precipitação (início, fim, duração e total acumulado de precipitação nas estações) nas décadas recentes em duas áreas específicas (sul e nordeste) da Amazônia as quais apresentam potencial de antropização e um ciclo anual bem definido;
- Avaliar a destreza do modelo climático regional HadRM3P em reproduzir a variabilidade espacial e temporal da precipitação no clima presente, além da identificação de erros sistemáticos na simulação, já que o conhecimento desses erros possibilita atribuir e quantificar o grau de incerteza às projeções do clima futuro;
- Estimar mudanças na variabilidade espacial e temporal da precipitação num cenário futuro de mudanças climáticas e identificar quais regiões são mais suscetíveis a essas mudanças;
- Simular a resposta do clima em várias escalas de tempo de diferentes regiões do bioma Amazônia aos cenários de desflorestamento utilizando o modelo climático regional HadRM3P.

1.2 Estrutura do documento

Este trabalho é dividido em seis capítulos. O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica dos principais estudos referentes aos temas abordados no presente trabalho. Os dados utilizados e a metodologia aplicada para se obter os resultados pretendidos são descritos no Capítulo 3. O Capítulo 4 apresenta a caracterização observacional da variabilidade espacial e temporal da precipitação no clima presente e no Capítulo 5 uma avaliação dessas características num cenário futuro de mudanças globais. O estudo sobre os impactos do desflorestamento é apresentado no Capítulo 6 e no Capítulo 7 as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Na primeira seção deste capítulo apresenta-se uma revisão bibliográfica sobre o histórico observacional das metodologias para determinação das datas de início e fim da estação chuvosa. Na segunda seção aborda-se a temática da modelagem climática com ênfase na modelagem climática regional. Na última seção deste capítulo apresenta-se uma breve revisão dos estudos de modelagem dos impactos do desflorestamento na Amazônia. Cabe ressaltar, aqui, que para evitar redundância de citações a complementação da revisão bibliográfica é apresentada nas seções de cada capítulo dos resultados.

2.1 Início e fim da estação chuvosa na Amazônia

Estudos indicam que a circulação sobre a América do Sul (AS) apresenta padrões característicos de monção, embora, a reversão sazonal dos ventos à superfície não seja aparente durante o inverno e verão, como em um regime “clássico” de monção como no caso da Ásia (MARENGO et al., 2012b). Entretanto, ao remover a média anual dos ventos em superfície, observa-se a reversão associada ao forte aquecimento diabático sobre a região do platô boliviano na AS (ZHOU; LAU, 1998). Além da circulação, a precipitação sobre partes da Amazônia possuem um ciclo anual bem definido, ou seja, duas fases distintas: a “úmida” e a “seca”. Indiscutivelmente, parte desta característica está associada ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Uma revisão ampla sobre o SMAS pode ser visualizada em Nogués-Paegle et al. (2002), Vera et al. (2006b) e Marengo et al. (2012).

Apesar da precipitação sobre as regiões de monção apresentar, em média, um ciclo anual bem definido, verifica-se uma grande variabilidade em torno das datas do início e fim do período chuvoso, e, também, excesso e falta de precipitação dentro da estação úmida. Neste sentido, são encontrados na literatura vários estudos que objetivam identificar e caracterizar o início e o fim da estação chuvosa em diversas regiões do globo, pois, além do interesse científico, é uma informação valiosa para os setores econômicos, agrícolas, energéticos e pela sociedade em geral.

Sobre a AS, definições baseadas nas mudanças da direção do vento (GAN; RAO; MOSCATI, 2005), e outras baseadas em pântadas de Radiação de Onda Longa, que permitem inferir a ocorrência ou não da convecção sobre a AS e/ou pântadas de precipitação, como mencionado em Kousky (1988), Horel; Hahmann e Geisler, (1989), Marengo et al.

(2001), Liebmann e Marengo (2001), Alves et al. (2005), Garcia e Kayano (2013), González et al. (2007), Da Silva, Véspoli de Carvalho (2007), foram usadas para identificar e prever o início da estação chuvosa. Em relação às forçantes dinâmicas que determinam o início da estação chuvosa, esses mesmos autores, também, pesquisaram o impacto da Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) no início da estação chuvosa daquelas regiões e observaram que a estação chuvosa, nos setores central e norte da Amazônia, começou mais tarde e foi mais fraca durante alguns anos com forte aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico Tropical.

Em particular, sobre a AS, Kousky (1988) utilizou pântadas de radiação de onda longa (ROL), no período de 1979 a 1987, para identificar o início e o fim climatológico da estação chuvosa sobre a região de monção. A metodologia utilizada foi baseada na ocorrência da primeira pântada de ROL menor que 240 W/m^2 , sendo esta condição precedida por 12 pântadas, das quais pelo menos 10 possuem $\text{ROL} > 240 \text{ W/m}^2$; e pelo menos 10 das 12 pântadas posteriores devem possuir $\text{ROL} < 240 \text{ W/m}^2$. O fim da estação chuvosa foi identificado de forma inversa à identificada na fase inicial.

Horel et al. (1989) descreveram o ciclo anual da atividade convectiva e padrões de circulação sobre a Bacia Amazônica. Usando pântadas de ROL, eles definiram uma medida do nível de atividade convectiva na região. Eles observaram que o início da estação chuvosa na Bacia Amazônica é relativamente rápido, ocorrendo tipicamente dentro de um único mês, diferente do fim da estação, que é mais lento. Constataram que a Alta da Bolívia (AB) se desenvolve rapidamente durante o início da convecção, sendo uma resposta à liberação de calor latente sobre a Amazônia.

Marengo et al. (2001) analisaram o início e fim da estação chuvosa na Bacia Amazônica brasileira para o período de 1979 a 1996 utilizando apenas limiares de precipitação. Segundo este critério, o início (fim) da estação chuvosa ocorre na primeira pântada com precipitação acima (abaixo) de 4 mm/dia , na qual 6 das 8 pântadas precedentes tenham precipitação menor (maior) que $3,5 \text{ mm/dia}$ e 6 das 8 pântadas subsequentes tenham precipitação maior (menor) que $4,5 \text{ mm/dia}$, para cada ponto de grade. Eles observaram que as chuvas começam mais cedo na Foz do Amazonas e gradativamente mais tarde em direção ao sudoeste. Eles encontraram correlações significativas entre as Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) do Pacífico e do Atlântico e as datas de início e fim na Bacia Amazônica central. ATSM negativas no leste do Atlântico equatorial sul e ATSM positivas no Pacífico,

centradas ao norte do equador e a leste de 150°W associadas a um início atrasado, e ATSM positivas no Atlântico associadas a um fim atrasado. Esses resultados são corroborados com as análises posteriormente feitas por González e Barros (2002), que analisando a ATSM do Atlântico Norte e Mar do Caribe, concluíram que quando as ATSM nessas áreas são predominantemente acima (abaixo) da média observa-se um atraso (adiantamento) no início das chuvas na Amazônia.

Consistentemente, Liebmann e Marengo (2001) constataram que ATSM positivas no Pacífico leste são associadas a um início atrasado e com um déficit de precipitação nessa região. Eles determinaram o início e o fim baseados na evolução do acumulado local de precipitação na região do SMAS, notando que o início progride de sul para norte, coerentemente com Marengo et al. (2001), que também encontraram esse sentido de início quando o valor limiar do critério utilizado por eles é duplicado.

Gan, Kousky e Ropelewski (2004) utilizando um índice combinado de precipitação e vento, identificaram as pântadas de início e fim da estação chuvosa para a região Centro-Oeste do Brasil no período de 1979 a 2000. O início (fim) da estação chuvosa foi definido como a primeira ocorrência de ventos de oeste (de leste) em 850 hPa ao longo de 60° W na banda de 10° - 20° S em conjunto com pântadas de precipitação maiores (menores) em pelo menos 75% das 8 pântadas subsequentes. Eles encontraram uma maior variabilidade nas datas de início quando comparadas às de fim, justificada pela possível dependência de sistemas transientes para iniciar a convecção profunda. Eles confirmaram os resultados obtidos por Kousky (1988), Horel, Hahmann e Geisler (1989) e Marengo et al. (2001) no que concerne à direção noroeste-sudeste de propagação da convecção associada ao SMAS. Também, utilizando dados de vento Gan, Rao e Moscati (2005) propuseram quatro índices (cisalhamento do vento meridional e zonal, vento zonal em 850 hPa e o somatório do vento zonal e meridional em 850 hPa), sendo o índice de vento zonal em 850 hPa também utilizado por Gan, Kousky e Ropelewski (2004), para identificar as datas de início e fim da estação chuvosa. Eles concluíram que tal índice representa melhor as datas de início e fim

Alves et al. (2005) analisaram o início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil baseando-se na avaliação conjunta dos campos de precipitação, circulação em baixos níveis e convecção, utilizando diferentes critérios e limiares de precipitação e ROL para o período de 1979 a 1997. Em tal estudo concluíram que, em média, o início acontece na pântada 57 (08 a 12 de outubro), com desvio padrão de mais ou menos duas pântadas. Eles ainda variaram o

valor limítrofe de ROL de 240 W/m^2 estabelecido por Kousky (1988) para 230 W/m^2 e 220 W/m^2 e notaram um atraso das datas de início, já que se aumenta o rigor no critério de determinação, concluindo que a variabilidade temporal da pântada média é resultado dos limiares escolhidos.

González et al. (2007) também avaliaram o início da estação chuvosa na região central da AS baseado nas metodologias propostas por Kousky (1988), Marengo et al. (2001), e Liebmann e Marengo (2001). Os autores concluíram que tanto os dados de ROL quanto de precipitação descrevem bem o movimento migratório da convecção do noroeste para o sudeste do Brasil. Além disto, eles observaram que subsequente ao início da estação chuvosa (em média três pântadas) há uma mudança abrupta na magnitude da precipitação relacionada com a variabilidade sinótica e intrassazonal.

Ainda sobre a AS, utilizando dados de precipitação, umidade específica, vento zonal e meridional e temperatura do ar em 850 hPa, Silva e Carvalho (2007) aplicaram a técnica de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) para a obtenção de um índice de grande escala para o SMAS (LISAM, em inglês) como sendo a série temporal referente ao primeiro modo da EOF e que pode ser utilizado para caracterizar a evolução temporal do SMAS, isto é, sua variabilidade intrassazonal e interanual. Os autores definiram o início (fim) quando a média móvel de 3 pântadas do LISAM torna-se positiva (negativa). Seus resultados apresentaram pequenas diferenças quando comparados aos de Gan, Kousky e Ropelewski (2004), explicadas, possivelmente, pelo fato do LISAM não estarem restritas à região de estudo de Gan, Kousky e Ropelewski (2004).

Raia e Cavalcanti (2008) analisou o ciclo de vida do SMAS aplicando sobre a região central do SMAS um método de detecção das datas de início e fim adaptando o índice monçônico baseado no ciclo hidrológico desenvolvido por Fasullo e Webster (2003). Esse índice tem como base o transporte normalizado de umidade integrado verticalmente realizado pelo vento zonal. Logo, o início (fim) é estabelecido quando o índice mostra o primeiro valor positivo (negativo), seguido por, pelo menos, 3 pântadas com valores positivos (negativos) em 4 pântadas subsequentes. Elas observaram que, para a maioria dos anos, o início e fim ocorreram dentro da média encontrada (pântadas 60 e 18, respectivamente) mais ou menos 1 desvio padrão de 5 pântadas.

Garcia e Kayano (2010) investigaram os aspectos físicos, dinâmicos e termodinâmicos relacionados ao SMAS para o período de 1979-2006 através da utilização do campo antissimétrico em relação ao equador de Radiação de Onda Longa (ROL_{ant}). A mudança de sinal de positivo para negativo (negativo para positivo) das médias espaciais do ROL_{ant} indicam o início (fim) para Amazônia Central. Quanto ao novo método de detecção tem-se que o início apresenta uma característica oscilatória em alguns anos, refletindo, possivelmente, a variação na convecção tropical nas Américas associada com a Oscilação Madden Julian (OMJ). No que concerne ao fim, a mudança de sinal do ROL_{ant} é menos oscilatória que o início.

Em geral, independentemente da metodologia aplicada os diversos trabalhos ressaltam que as datas de início, fim e intensidade da precipitação na estação chuvosa variam em diversas escalas de tempo. Na escala intrassazonal, interanual e decadal, as oscilações e os sistemas que regem alguns dos principais fenômenos atmosféricos e oceânicos variam nessas escalas de tempo, por exemplo, OMJ, ENOS, Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Adicionalmente, a variabilidade das datas de início e fim parece ser influenciada também por efeitos locais, associados aos processos de superfície (FU; LI, 2004).

2.2 Modelagem Climática

Os modelos climáticos são as ferramentas adequadas para realizar estudos que nos conduzem a um melhor entendimento do sistema climático até à geração de projeções do clima futuro, foco deste estudo.

Modelos Climáticos Globais (MCGs) que em geral têm baixa resolução espacial (da ordem de centenas de quilômetros) têm tido grandes avanços nos últimos anos em termos da representação de processos (físicos e dinâmicos) e fenômenos críticos para estudos das mudanças climáticas globais e seus impactos sobre o Brasil. Porém, para observar como as mudanças climáticas ocorrem em nível regional é preciso ter acesso a informações mais detalhadas. Neste sentido, faz-se necessário a utilização de técnicas de regionalização (conhecidas como *downscaling*) para traduzir as informações fornecidas por esses modelos numa escala espacial mais refinada. A maior resolução espacial proporciona uma representação mais realística de características como regiões costeiras, montanhosas e de processos atmosféricos de menor escala. Portanto, espera-se que um modelo climático

regional represente o clima da área de interesse mais realisticamente do que um modelo global.

A grande maioria dos modelos climáticos globais subestima a precipitação sobre a AS tropical incluindo a Amazônia (SUN et al. 2005; VERA et al. 2006c; YIN *et al.* 2012), entre outros. Vera et al. (2006c) realizaram uma análise sazonal da precipitação sobre a AS em sete MCGs do CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*; MEEHL et al., 2007) e observaram que a maioria dos modelos consegue reproduzir as características básicas do ciclo anual da precipitação, tais como a migração sazonal da convecção sobre a AS tropical e o máximo de precipitação observado sobre o sul dos Andes, embora, os modelos diverjam quanto à intensidade e localização desse máximo. Pode-se dizer que a deficiência em representar adequadamente as condições climáticas (precipitação) pode estar associada às parametrizações e esquemas de superfície, camada limite, microfísica e, radiação, utilizadas pelos modelos (YIN et al., 2012).

Cook et al. (2012) utilizaram 24 modelos do CMIP3 para avaliar as mudanças nas projeções (2070-2099 em relação a 1961-1990) de precipitação, temperatura do ar à superfície e outras variáveis sobre a Amazônia. Há uma forte concordância entre os modelos de que a região sul da Amazônia se tornará mais seca no próximo século e as principais causas estão associadas ao deslocamento mais para o norte da ZCIT causando subsidência sobre essa região e o maior aquecimento do Atlântico subtropical norte em relação ao sul, e em menor importância, o Oceano Pacífico mais quente.

Joetzjer et al. (2013) avaliaram e compararam a precipitação de dois conjuntos de dados (CMIP3 e CMIP5) sobre a Amazônia para o clima presente (1971-2000) e futuro (2071-2100). Segundo os autores, a precipitação no clima presente a qual inclui seu ciclo anual, distribuição espacial e sua relação com a TSM foi melhorada, porém grandes incertezas permanecem nas projeções climáticas. A comparação entre esses dois conjuntos de dados evidenciou que há um pequeno consenso no aumento da precipitação durante a estação chuvosa, contudo um maior consenso é verificado no que diz respeito a condições menos úmida e ao comprimento da estação seca. Isso está relacionado, também, ao deslocamento mais para norte da ZCIT durante o verão boreal nas simulações do CMIP5 decorrente do aquecimento assimétrico entre os dois hemisférios.

Mais recentemente, Gulizia e Camilloni, (2015) notaram que os vieses na precipitação sazonal sobre várias regiões da América do Sul foram reduzidos, incluindo a Amazônia, nos modelos do CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*; TAYLOR et al., 2012) quando comparados aos do CMIP3. As autoras sugerem que o aumento da resolução horizontal nos modelos pode ser um problema relevante para uma melhor estimativa da precipitação, pelo menos nas regiões analisadas.

Nos últimos anos, vários estudos têm analisado as projeções de mudanças climáticas na América do Sul (BOMBARDI; CARVALHO, 2009; BOULANGER; MARTINEZ; SEGURA, 2006a, 2006b; JUNQUAS et al., 2011; SETH; ROJAS; RAUSCHER, 2009; VERA; SILVESTRI, 2009; VERA et al., 2006c; IPCC, 2007), baseando-se, principalmente, nos MCGs provenientes do CMIP3, e mais recentemente, baseando-se na nova geração de MCGs (BLÁZQUEZ; NUÑEZ, 2013; GULIZIA; CAMILLONI, 2015; IPCC, 2007; JOETZJER et al., 2013; JONES; CARVALHO, 2013; YOON, 2016) integrantes do CMIP5.

Recentemente, Torres e Marengo (2012) avaliaram as incertezas envolvidas nas projeções de mudanças de temperatura e precipitação na AS, geradas pelos MCGs do CMIP3 e CMIP5 em sete diferentes cenários forçantes e concluíram que as simulações dos MCGs do CMIP3 e CMIP5 demonstraram ser capazes de representar bem os aspectos climatológicos básicos observados, tais como média sazonal e ciclo anual, apesar de alguns vieses serem identificados, principalmente sobre os Andes, noroeste da América do Sul, bacia Amazônica, e Nordeste brasileiro. Entretanto, os MCGs do CMIP5 apresentaram simulações mais próximas das observações comparadas ao CMIP3. Quanto à precipitação, os resultados dos métodos aplicados para quantificar a incerteza revelaram que não há mudanças substanciais diferentes daqueles obtidos com uma média aritmética simples dos MCGs, tanto para o CMIP3 quanto para o CMIP5 e os intervalos de incerteza apresentaram magnitudes iguais ou maiores do que a das mudanças projetadas.

Vários estudos, também, analisaram as projeções climáticas nessa região utilizando alguns métodos de *downscaling* dos resultados dos MCGs (ALVES; MARENGO, 2009; BOULANGER et al., 2009; DA ROCHA et al., 2009; MARENGO et al., 2009, 2011a, 2012b; NUÑEZ; SOLMAN; CABRÉ, 2008; PESQUERO et al., 2009; URRUTIA; VUILLE, 2009).

Nestes estudos, nenhum dos modelos apresentou um desempenho superior em representar o clima presente. O desempenho dos modelos variou de acordo com a região, escala temporal, e variáveis analisadas. Além disso, poucos desses estudos analisaram a variabilidade da precipitação, em termos de duração, datas de início e fim, e precipitação total acumulada sobre a AS com foco na Amazônia de uma forma sistemática, e na maioria dos casos, utilizou somente um pequeno subconjunto de MCGs.

Em um dos trabalhos Bombardi e Carvalho (2008) estudaram a variabilidade do SMAS com particular interesse sobre o centro-oeste e sudeste do Brasil. Analisaram o desempenho de dez modelos climáticos acoplados do IPCC em simular estas características em dois cenários distintos: o clima do século XX (1981-2000) e o clima em um cenário futuro de mudanças globais (cenário A1B) (2081-2100). Em geral, sobre a região central do Brasil, os modelos conseguem reproduzir as características das monções de verão, assim como sua variabilidade espacial e interanual. Além disso, mostrou que a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um importante papel sobre a variabilidade da precipitação total acumulada durante a monção de verão. Já o fenômeno El Niño tem um papel significativo na variabilidade das datas de início da estação chuvosa na região Centro-Sudeste do Brasil.

Silva (2009), também investigou a habilidade do MCGA do CPTEC em simular o ciclo de vida do SMAS e concluiu que o MCGA/CPTEC consegue simular as principais características atmosféricas associadas com o ciclo de vida. Entretanto, o modelo apresentou deficiência em simular a intensidade e a localização de alguns componentes atmosféricos importantes para as fases de transição do SMAS, como a Alta Subtropical do Atlântico Sul, transporte de umidade, circulação em baixos níveis e, principalmente, o movimento vertical sobre o continente. O modelo conseguiu capturar o sinal da variabilidade interanual do ciclo de vida do SMAS, entretanto tal variabilidade foi menor que a observada nos campos de reanálise e sugere que isto pode estar relacionado à forma como o modelo identifica as condições atmosféricas do período de transição das estações do ano, ou seja, quando o modelo atmosférico identifica as primeiras características associadas a uma estação, logo, tal estação é estabelecida.

Jones e Carvalho (2013) analisaram as características de grande escala do SMAS (início, fim, e duração da monção) para a simulação histórica (1951-2005) e projeções futuras (2006-2100) no cenário RCP 8.5 a partir dos modelos do CMIP5. Comparações qualitativas com o estudo realizado por Bombardi e Carvalho (2009) indicam que alguns MCGs do CMIP5

apresentam expressiva melhora na representação do SMAS comparado as suas versões no conjunto CMIP3. Todavia, alguns MCGs persistem em exibir deficiências na simulação do SMAS. A maioria das simulações e projeções apresentou aumento na amplitude sazonal e duração do SMAS, consistentes com um progressivo adiantamento do início (14 dias) e retardamento do fim da monção (17 dias). Os autores identificaram também uma falta de concordância dos MCGs quanto às projeções de mudanças no total de precipitação na estação chuvosa sobre a América do Sul para o final do século XXI. O padrão mais consistente refere-se a um aumento no total de precipitação monçônica sobre o sul do Brasil, Uruguai, e norte da Argentina, corroborando com os estudos anteriores realizados com o CMIP3.

Reboita et al. (2014) analisaram as projeções de temperatura do ar e precipitação, cenário de emissões A1B, sobre a AS a partir do modelo climático regional RegCM3 aninhado aos modelos globais ECHAM5 e HadCM3. O ciclo de vida do SMAS também foi investigado no clima presente e futuro. As projeções para o período de 2010-2040 mostraram um pequeno atraso (1 pântada) no início da estação chuvosa, resultando em uma pequena redução do comprimento do SMAS. Para o período de 2070-2100 não há uma concordância entre as projeções quanto a uma possível mudança no ciclo de vida do SMAS.

2.3 Impactos da variabilidade e mudança climática na estação chuvosa

Esta seção dará ênfase aos impactos resultantes das variações conjuntas do ciclo sazonal da precipitação e da mudança na cobertura do solo sobre a Amazônia.

Fu, Zhu e Dickinson (1999) mostraram que antes da pântada que caracteriza o início da estação chuvosa na Amazônia, observa-se um acúmulo sistemático de umidade na camada limite planetária. No sul da Amazônia a atmosfera é bastante estável; por conseguinte, é necessário um forte aquecimento na superfície para forçar a transição para a estação chuvosa. Perto do Equador, no entanto, a estabilidade durante a estação seca é mais fraca. Portanto, eles concluíram que o início da estação chuvosa na porção sul da Amazônia tem fortes associações com as características locais da camada limite e está pouco associada às ATSM dos oceanos tropicais. Seus resultados também sugerem que o início da estação chuvosa em regiões como a Amazônia central e a foz do Rio Amazonas além de estarem associadas às ATSM dos oceanos adjacentes podem também ser influenciadas por outros fatores, tais como forçantes de superfície (por exemplo, vegetação e umidade do solo).

Malhi et al. (2009), considerando 19 modelos climáticos do IPCC, calcularam que a probabilidade de diminuição severa (diminuição > 50%) na chuva da estação seca é de 50% no sudeste, 30% no leste e 10% no centro e oeste da bacia Amazônica. Neste cenário, o papel do fogo nessas regiões potencialmente mais secas torna-se um fator crítico (ARAGÃO et al., 2007), como o ocorrido no ano 2005 (MARENGO et al., 2008).

Qualquer alteração na magnitude ou no período de ocorrência da estação chuvosa, seja no norte, seja no sul da bacia Amazônica, pode exacerbar a subida ou descida dos níveis hidrométricos na calha principal do rio Amazonas e dos seus tributários. Por exemplo, no caso da vazante de 1997, relacionada com um evento El Niño, (terceira maior vazante do período 1907-2009), os níveis do rio na calha principal foram afetados pela queda brusca dos níveis dos tributários do Norte; já na vazante de 2005 (sétima maior vazante no período 1903-1999), a descida dos tributários do norte foi acentuada pelos déficits de vazão nos tributários localizados ao sul da calha principal (Gavião, Rio Juruá; Canutama, Rio Purus; Fazenda Vista Alegre, Rio Madeira) (TOMASELLA et al., 2011).

Marengo et al. (2011b) identificaram uma tendência de aumento no comprimento da estação seca na Amazônia a partir da década de 1970. Por conseguinte, os níveis mínimos de vazão em Manaus e Óbidos também mostraram uma tendência negativa, consistente com a tendência de precipitação na estação seca. Neste sentido, convém salientar que essa variação tem consequências diretas sobre o regime hidrológico, não apenas no que tange a magnitude das cheias do período chuvoso, mas, também sobre as vazões no período seco pela menor recarga dos níveis dos rios. Lewis et al. (2011), mostram que a região Amazônica está sujeita a fortes variações na precipitação, culminando por vezes em eventos de secas severas como a ocorrida em 2010, que causou drásticas quedas no nível de água dos rios, além de incêndios e danos à navegação e população local.

Canziani et al. (2012) utilizaram o modelo HadRM3P aninhado ao modelo global ECHAM4 e as reanálises ERA-40 para estudar os efeitos do desflorestamento na AS, com particular interesse na Amazônia e região do Chaco e concluíram que as mudanças nos padrões de precipitação embora significativa dentro das áreas desmatadas, não resultaram em mudanças regionais significativas. Além disto, dadas às condições climáticas atuais, o efeito primário do desflorestamento permanece confinado na maior parte das latitudes tropicais da Amazônia e do Grande Chaco.

O desmatamento tem demonstrado, reiteradamente, afetar o clima regional, embora os efeitos variem em escala (WERTH; AVISSAR, 2002a). Em grande escala, os cenários de desmatamento resultam em reduções na precipitação e umidade relativa e em aumentos da temperatura (COSTA et al., 2007). Além disso, Costa e Pires (2010) sugerem que a remoção total do Cerrado juntamente com o desmatamento da Amazônia pode induzir a um aumento na duração da estação seca na região de transição entre floresta e savana, o que pode trazer severas consequências à vegetação da região.

Butt et al. (2011) investigaram tendências nas datas de início das chuvas no estado de Rondônia associadas à mudança na cobertura de vegetação a partir da década de 1970. Suas análises evidenciaram diferenças significativas nas datas de início da estação chuvosa entre as décadas de 2000 e 1970 nas estações que se encontravam em áreas fortemente sujeitas à mudança na cobertura de vegetação, indicando um atraso de aproximadamente 18 dias. Adicionalmente, os autores sugerem que o período de transição da estação seca para chuvosa parece ser diretamente afetado pela mudança na cobertura vegetal da região. Em uma região onde a precipitação é essencialmente convectiva, as mudanças no balanço de radiação à superfície, causadas pelo desmatamento, parecem ser as principais responsáveis pelas alterações nos padrões da precipitação na estação chuvosa.

Um início atrasado ou um fim adiantado na estação úmida imporiam um estresse significativo na floresta tropical (NEPSTAD et al., 1999). Segundo Malhi et al. (2008a) a Amazônia enfrenta ameaças duplas do desmatamento e das mudanças climáticas no século 21. Enquanto o desmatamento é a ameaça mais visível para o ecossistema amazônico, as mudanças climáticas estão emergindo como as ameaças mais insidiosas para o futuro da região. Mudanças na frequência e intensidade de períodos de seca é provavelmente o fator mais crítico na Amazônia.

2.4 Impactos regionais do desmatamento na Amazônia

É consenso entre diversos autores que a Amazônia desempenha um papel importante no funcionamento do sistema climático e pode ser considerada como uma região de grande risco do ponto de vista das influências das mudanças climáticas. Por exemplo, a evapotranspiração da floresta é uma fonte importante de vapor d'água que é transportado pela circulação atmosférica global e regional, com efeitos sobre a precipitação em outras regiões brasileiras e países vizinhos (MARENGO et al., 2004). Estudos indicam que, aproximadamente, a

metade do vapor d'água que entra na Amazônia é transportada para fora da região em direção ao sul, por meio do jato de baixos níveis (CORREIA; ALVALÁ; MANZI, 2006; D'ALMEIDA et al., 2007; DAI et al., 2009; DOYLE; SAURRAL; BARROS, 2011; MARENGO et al., 2004).

Se por um lado o ecossistema amazônico é bastante dependente do clima local, por outro, a floresta exerce um significativo controle no clima regional e global (NOBRE et al., 1991). Esta influência ocorre desde, por exemplo, a formação dos fenômenos de precipitação e o controle da temperatura, até no controle da emissão dos gases do efeito estufa.

O equilíbrio dinâmico da atmosfera amazônica está sujeito a forças de transformação que levam às variações climáticas e podem ser estudadas sob diferentes aspectos, entre elas, mudanças climáticas de origem antrópicas, decorrentes de mudanças nos padrões de cobertura do solo (SALATI, 2001; COE et al., 2013).

A questão de mudanças nos padrões de cobertura do solo tem despertado interesse, dentro e fora do meio científico, devido ao acelerado processo de mudança da paisagem das últimas décadas e aos possíveis impactos ambientais e socioeconômicos dessas mudanças, que causam preocupações desde o nível local até o global. Tais mudanças estão ligadas diretamente ao desflorestamento para transformação em sistemas agrícolas e/ou agropecuários, o que pode provocar alterações no clima regional.

Evidências de estudos observacionais e de modelagem demonstraram que mudanças na cobertura superficial podem ter um impacto significativo no clima regional e global (COSTA et al., 2007; NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; PIRES; COSTA, 2013; SAMPAIO et al., 2007; SPRACKLEN; GARCIA-CARRERAS, 2015; ZHANG et al., 2015; ZHAO; PITMAN; CHASE, 2001). Estudo recente conduzido por Lawrence e Vandecar (2015) indica que o desmatamento em grande escala impulsiona mudanças significativas na disponibilidade de água e pode ter fortes implicações para os sistemas de produção agrícola e segurança alimentar em algumas regiões. Os efeitos do desmatamento no clima são importantes, não apenas para a região, mas também para o ciclo hidrológico global (AVISSAR; WERTH, 2005; DAI, 2011; GLOOR et al., 2013).

Os possíveis impactos do desflorestamento incluindo os vários mecanismos envolvidos nas interações terra-atmosfera nas várias escalas (espaciais e temporais) relevantes à Bacia

Amazônica podem ser vistos em um grande número de estudos (BUTT; DE OLIVEIRA; COSTA, 2011; COE et al., 2013; COSTA; YANAGI, 2006; LEJEUNE et al., 2014; OLIVEIRA et al., 2013; SILVA DIAS; AVISSAR; SILVA DIAS, 2009; SPRACKLEN; ARNOLD; TAYLOR, 2012). Entretanto, o impacto do desmatamento em mudanças na precipitação e na circulação atmosférica ainda é uma questão contraditória nos diferentes experimentos de modelagem, haja vista que os estudos apresentam resultados distintos conforme varie o nível da análise, configuração dos experimentos e padrões sub-regionais e ainda pouco entendidos sob o ponto de vista das interações superfície-atmosfera. Ademais, estudos com simulações longas e modelos climáticos regionais com particular interesse no início, fim, duração e intensidade das estações, alterações na cobertura do solo da Amazônia, são poucos.

Em termos observacionais, Durieux et al. (2003) compararam regiões do arco de desmatamento da Amazônia (parte sudeste da bacia amazônica, que apresenta uma alta taxa de desmatamento) com regiões de floresta totalmente preservada (situadas mais ao norte) e observaram uma menor precipitação durante a estação seca nas regiões parcialmente desmatadas, e maior precipitação na estação chuvosa (gerada pelo aumento da convecção), o que levou aos autores a sugerir que o desmatamento pode levar ao aumento da sazonalidade.

D'Almeida et al. (2007) discutiram como os impactos do desmatamento no ciclo hidrológico se alteram em função da escala considerada. Os autores sugerem que um cenário de desmatamento em grande escala ($> 10^5 \text{ km}^2$) na Amazônia imporá um severo declínio na evapotranspiração e, conseqüentemente, na reciclagem de precipitação, enfraquecendo o ciclo hidrológico na Amazônia como um todo. Em oposição, um cenário de desmatamento regional ($10^2 - 10^5 \text{ km}^2$) influencia a circulação, fortalece a convecção, gerando aumento da precipitação. Já um cenário de desmatamento em escala local ($< 10^2 \text{ km}^2$) não é suficientemente grande para afetar a precipitação. Nesta tese os cenários de desmatamento estão inseridos numa escala da ordem de aproximadamente 1200 km^2 .

Em geral, embora os resultados dos estudos numéricos de desflorestamento em grande escala na Amazônia possam variar, a maioria conclui que o desmatamento causa um clima mais quente, diminuição da evapotranspiração, redução da convergência de umidade sobre a região desmatada e indicam, predominantemente, a redução da precipitação, principalmente, sobre as áreas mais desmatadas.

Quando a floresta é sujeita a períodos anormalmente secos, aumenta a probabilidade de ocorrência de queimadas que podem destruir centenas de milhares de hectares de floresta e injetar na atmosfera grandes quantidades de fumaça e aerossóis que poluem o ar em extensas áreas, afetando a população e com potencial para afetar o início da estação chuvosa e a quantidade de chuva na região (ANDREAE et al., 2004).

Recentemente, Sparcklen e Garcia-Carreras (2015) fizeram uma compilação dos diversos estudos tanto com modelos climáticos regionais quanto globais sobre o impacto do desmatamento na precipitação sobre Amazônia, com o objetivo de documentar e quantificar a diversidade das simulações e explorar possíveis razões para essa diversidade de resultados e constataram que apesar da grande variedade de resultados, 92% das simulações concordam com o sinal de mudança e preveem que o desmatamento produz uma redução na precipitação (8,1%). Além disso, os resultados sugerem que a escolha dos parâmetros de superfície nos modelos não parece ser uma das principais fontes de incerteza causando a diversidade de resultados entre as simulações, mas sim como as diferentes estruturas de modelos respondem às alterações nas propriedades da superfície.

Baseado em cenários de desmatamento de Soares-Filho et al. (2006), Sampaio et al. (2007), utilizando o Modelo de Circulação Geral do CPTEC-INPE, avaliaram os impactos do desflorestamento sobre a precipitação em diferentes níveis de desmatamento sobre a Amazônia, em comparação com a extensão original da floresta. Nas simulações as áreas desflorestadas foram convertidas em plantações de soja. Os resultados dessas simulações sugerem que, quando o desmatamento atinge mais de 40% da extensão original da Floresta Amazônica, a precipitação pluviométrica diminui de forma significativa no leste da Amazônia. Neste cenário de desflorestamento as temperaturas poderiam ser até 4 °C mais quente e as chuvas de julho a novembro poderiam diminuir em até 40% quando comparado ao clima presente.

Costa et al. (2007) examinaram o efeito da conversão da cobertura vegetal de floresta em áreas de cultivo, especialmente de soja, ao invés de áreas de pastagem, como na maioria dos estudos. Eles mostraram que a diminuição da precipitação depois da plantação de soja é significativamente maior quando comparada com a conversão para pastagem, uma consequência do albedo muito alto da soja.

Mais recentemente, Pires e Costa (2013) também investigaram a resposta do clima de diferentes regiões da floresta Amazônica ao desmatamento da Amazônia e do Cerrado através de 10 cenários de desmatamento amazônico e 10 cenários de desmatamento combinado entre floresta e Cerrado, que foram implantados no modelo acoplado atmosfera-biosfera CCM3-IBIS. Os resultados mostraram que a precipitação pode aumentar com o desmatamento moderado e localizado, mas em geral, diminui significativamente com o desmatamento em larga escala. Porém, o clima de diferentes regiões da floresta responde de forma distinta.

Em alguns experimentos a redução da precipitação e aumento da temperatura na Amazônia, simulados por MCGs acoplados oceano-atmosfera foram maiores em relação a um MCGA. Esta diferença chegou a aproximadamente 60% na precipitação como mostrado por meio de experimentos numéricos por Nobre et al. (2009) e Voltaire e Royer (2005), devido basicamente a processos de retroalimentação que surgem no sistema, o que pode compensar ou amplificar algum efeito, afetando a resposta climática. Estes últimos autores também descobriram que durante os períodos de El Niño os efeitos de desmatamento são mais acentuados, resultados que convergem para aqueles de da Silva, Werth e Avissar (2008) obtidos com o modelo regional RAMS.

Os estudos realizados com os MCGs, com ou sem acoplamento com modelos biofísicos, mostram alterações nos processos meteorológicos em consequência de mudanças em características da superfície, tais como, albedo, fração de cobertura vegetal, tipo de mudança na cobertura do solo, entre outros, e, por conseguinte, os impactos são diversos. Entretanto, é preciso considerar que as parametrizações e a resolução espacial utilizadas nestes experimentos não são as mais adequadas para simular mudanças e investigar impactos em escala regional, o que requer o uso de modelos numéricos de mesoescala.

Estudos numéricos do impacto do desmatamento de menor escala, torna-se mais complexo, pois nesta condição poderia haver até mesmo aumento da chuva devido às circulações de mesoescala induzidas, segundo estudos numéricos (AVISSAR et al., 2002). Por exemplo, Correia et al. (2008) com o modelo Eta (40 km) investigaram o impacto das mudanças na cobertura vegetal no clima regional da Amazônia. Em todos os cenários, houve um aumento significativo da temperatura em superfície com valores de até 2,8 °C. Nos cenários de desmatamento de escala regional foi observado um mecanismo de retroalimentação negativa no ciclo hidrológico, com quantidades maiores de umidade sendo carregadas para áreas desmatadas. O aumento da convergência de umidade foi maior do que a redução da

evapotranspiração. Esses processos, juntamente com processos termodinâmicos de mesoescala, causaram aumento na precipitação. Situação diferente foi observada no cenário de desmatamento em grande escala: observou-se um aumento local de convergência de umidade, mas não suficientemente intenso para gerar aumento na precipitação; a diminuição da evapotranspiração local foi dominante nesse cenário. Esses resultados indicam que o desmatamento parcial da Amazônia pode causar aumento da precipitação local. Entretanto, se o desmatamento aumentar, essa condição torna-se insustentável, criando condições mais secas, o que, conseqüentemente, reduz a precipitação na região.

Tendo como objetivo avaliar impactos no ciclo hidrológico decorrentes do desmatamento regional na região da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163), Rosolem (2005) realizou um experimento numérico de alta resolução (16 km x 16 km) utilizando um cenário de desmatamento obtido por modelos empíricos de desmatamento, para o ano de 2026 e mostrou que de maneira geral, há modificação substancial no padrão de chuva da região após o desmatamento, com redução de até 7% da precipitação média na área desmatada. Porém, a distribuição heterogênea do uso da terra induz à formação de uma célula térmica sobre a região desmatada, o que resulta em certa variabilidade espacial da chuva. A célula térmica gerada, transportando vapor d'água proveniente das áreas de floresta nas adjacências, provoca levantamento de massa (por convergência) aproximadamente acima da região desmatada, induzindo a formação de nuvens e a chuva convectiva. A extensão da célula, entre os dois ramos descendentes, é aproximadamente o dobro da extensão da faixa de desmatamento, mostrando que os efeitos vão além das áreas desmatadas. Este resultado converge para aqueles de Avissar et al. (2002) que sintetizaram possíveis mudanças na precipitação acumulada devido à expansão progressiva do desmatamento.

Em resumo, diversos experimentos numéricos, tanto com MCGs quanto MCRs, têm sido feitos no estudo do impacto ambiental e seus resultados evidenciam a alta sensibilidade dos modelos as diferentes mudanças na cobertura do solo, estrutura e formulações dos modelos e configurações dos experimentos e deste modo os resultados destas simulações variam significativamente tanto na magnitude quanto nos sinais.

O Anexo I contém uma tabela adaptada de Spracklen e Garcia-Carreras (2015) com uma completa compilação de estudos relevantes publicados entre 1975 e 2015 sobre os impactos do desmatamento de grande escala sobre a precipitação pluviométrica em toda Bacia Amazônica, totalizando 44 estudos e 96 diferentes simulações.

Diante do exposto e baseado nos trabalhos apresentados até aqui e nos capítulos seguintes, nota-se que existe uma vasta literatura direcionada para obtenção de uma melhor compreensão do funcionamento do bioma amazônico, principalmente entender as causas e consequências dos eventos climáticos extremos que são fundamentais nos processos decisórios relacionados à conservação, mitigação e adaptação a essas novas condições climáticas que se tornam cada vez mais frequentes e as quais devem se acentuar no futuro. Porém, constata-se também que são pouquíssimos os estudos integradores, que consideram a variabilidade de longo prazo, relacionados à duração (início e fim da estação), intensidade e variabilidade espaço-temporal das estações chuvosa e seca em diferentes áreas da Amazônia no clima presente e num contexto de cenário de mudanças climáticas utilizando modelos climáticos regionais e cenários de mudanças na cobertura do solo, previamente apresentados, o que justifica os objetivos pretendidos por este trabalho. No próximo capítulo, os dados utilizados e a metodologia a ser seguida serão descritos.

3. DADOS E METODOLOGIA

Este trabalho foi dividido em três etapas: estudos observacionais, modelagem de mudança climática regional considerando cenários de emissão definidos pelo IPCC e de sensibilidade climática aos cenários de desflorestamento. Nos estudos observacionais foram utilizados dados de precipitação, os quais forneceram o suporte para as análises da variabilidade do ciclo sazonal da precipitação no clima presente. Na segunda etapa foi estudado e discutido o comportamento da variabilidade sazonal no clima presente e projeções futuras usando um modelo climático regional (MCR). Na terceira e última etapa foram avaliados os impactos climáticos aos cenários de desflorestamento na Amazônia nas simulações com o MCR.

3.1 Dados

Um dos principais problemas nos estudos e análises de mudanças climáticas em muitas regiões do país, em especial na região Amazônica, está relacionado à ausência ou insuficiência de séries longas de dados históricos observacionais. A maior parte dos bancos de dados nacionais foi criada nas décadas de 1970 e 1980, impedindo uma análise de tendências de longo prazo mais abrangente. Por vezes, essa situação se agrava quando as poucas estações existentes apresentam problemas de funcionamento, deixando de coletar dados ou gerando dados inconsistentes. Importante ressaltar que esse é um dos motivos pelo qual vários estudos hidroclimtológicos utilizam dados fluviométricos (vazão e/ou cota de nível d'água) que têm séries longas e consistentes, a exemplo do Rio Negro (Manaus), que contém dados a partir de 1903.

Os dados usados como referência neste estudo tiveram como base os dados de precipitação diária do NOAA *Climate Prediction Center* (CPC), com resolução espacial $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ latitude por longitude, a partir da interpolação e controle de qualidade dos dados de precipitação reportados por aproximadamente 30.000 estações através do sistema *Global Telecommunication System* (GTS), além de outras fontes de dados de instituições nacionais tais como, Agência Nacional de Energia (ANEEL), Agência Nacional de Águas (ANA) e Centros Regionais de Meteorologia. A base de dados esta disponível no sítio, ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/CPC_UNI_PRCP. Esses dados são utilizados para a área limitada por 20°S , 20°N , 90°W e 20°W e para o período de 1979 a 2014. Chen et al., (2008) apresentam uma descrição detalhada desta base de dados.

Estes dados do CPC têm sido usados em vários estudos na região, por exemplo, Carvalho et al. (2012) estudaram várias propriedades estatísticas da precipitação de monção da América do Sul a partir de múltiplos conjuntos de dados de precipitação (PSD, GPCP, CFSR, MERRA e TRMM) incluindo o CPC e concluíram que em geral todos os conjuntos de dados representam de forma consistente os padrões espaciais e temporais do Sistema de Monção da América do Sul. O início, fim e duração do SMAS são consistentes entre PSD, GPCP, CPC e o TRMM, enquanto CFSR e MERRA parecem ter problemas em capturar o ciclo correto do SMAS.

Nesta tese são calculadas pântadas dos dados de precipitação. Assim, foram geradas médias pentadais de precipitação, a partir dos dados diários, sem sobreposição de datas, obtendo-se então, para cada ano um total de 73 pântadas. Para um ano bissexto, o dia 29 de fevereiro foi incluído na pântada 12 (25/Fev-01/Mar), de tal forma que, o valor desta pântada representa uma média de seis dias (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 - Número de pântadas e suas respectivas datas

Pântada	Data	Pântada	Data	Pântada	Data
1	1-5/janeiro	26	6-10	51	8-12
2	6-10	27	11-15	52	13-17
3	11-15	28	16-20	53	18-22
4	16-20	29	21-25	54	23-27
5	21-25	30	26-30	55	28/set-2/out
6	26-30	31	31/mai-4/jun	56	3-7
7	31/jan-4/fev	32	5-9	57	8-12
8	5-9	33	10-14	58	13-17
9	10-14	34	15-19	59	18-22
10	15-19	35	20-24	60	23-27
11	20-24	36	25-29	61	28/out-1/nov
12	25/fev-1/mar	37	30/jun-4/jul	62	2-6
13	2-6	38	5-9	63	7-11
14	7-11	39	10-14	64	12-16
15	12-16	40	15-19	65	17-21
16	17-21	41	20-24	66	22-26
17	22-26	42	25-29	67	27/nov-1/dez
18	27-31	43	30/jul-3/ago	68	2-6
19	1-5/abr	44	4-8	69	7-11
20	6-10	45	9-13	70	12-16
21	11-15	46	14-18	71	17-21
22	16-20	47	19-23	72	22-26
23	21-25	48	24-28	73	27-31
24	26-30	49	29/ago-2/set		
25	1-5/maio	50	3-7		

3.2 Simulações do clima presente e projeções climáticas futuras – HadRM3P

As simulações (clima presente: 1960 – 2010) e projeções climáticas (clima futuro: 2011 – 2100) utilizadas neste estudo foram obtidas a partir do *downscaling* dinâmico do modelo regional HadRM3P aninhado a um subconjunto de quatro simulações do modelo do *MetOffice Hadley Centre* (MOHC) – HadCM3 obtidos pelo método *Perturbed Physics Ensembles* (PPEs) no cenário de emissões A1B desenvolvido no âmbito do projeto QUMP (*Quantifying Uncertainty in Model Predictions*, Murphy et al. (2004)), integrado por um período de 141 anos (1960 – 2100).

Desenvolvidos pelo MOHC e utilizados para projeções do clima futuro de acordo com diferentes cenários SRES (Relatório Especial sobre Cenários de Emissões) de concentrações de gases de efeito estufa, os PPEs também fazem parte dos conjuntos de múltiplos modelos do IPCC. Trata-se de uma abordagem inovadora de como avaliar sistematicamente as incertezas da modelagem. Cada PPE é composto de variantes de um único modelo global. Um processo (por exemplo, a taxa de queda de gelo de uma nuvem) é representado por um parâmetro que é definido pelos especialistas como um valor específico, mas que, na realidade, poderia situar-se dentro de um intervalo de valores possíveis. Em um PPE os valores dos “parâmetros-chave” são ajustados dentro de suas possíveis faixas, gerando diferentes combinações. O efeito de executar o modelo com essas diferentes combinações causa variações nas projeções de mudanças climáticas.

As variantes do modelo que são mais sensíveis ao aumento das concentrações de gases de efeito estufa simulam maiores aumentos na temperatura global do que as variantes menos sensíveis (HARRIS et al., 2006). Isso significa que, para um único cenário SRES de concentrações de gases de efeito estufa, existe uma faixa no nível de aquecimento global (Figura 3.1). Cada PPE do MOHC refere-se ao modelo climático padrão HadCM3 (*Hadley Centre Coupled Model, version 3*) juntamente com 16 variantes desse modelo, fornecendo, assim, um conjunto de 17 simulações (HadCM3Q0-Q16). Importante mencionar que a versão do HadCM3 utilizado neste estudo difere da versão HadCM3 utilizada no CMIP3, na medida em que nesta versão o modelo utiliza os ajustes de fluxo para corrigir o viés na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e salinidade e inclui o primeiro efeito indireto da interação microfísica aerossol-nuvem, de forma interativa. Mais detalhes a respeito desse conjunto de dados pode ser encontrado em Murphy et al. (2004) e Collins et al. (2006, 2011).

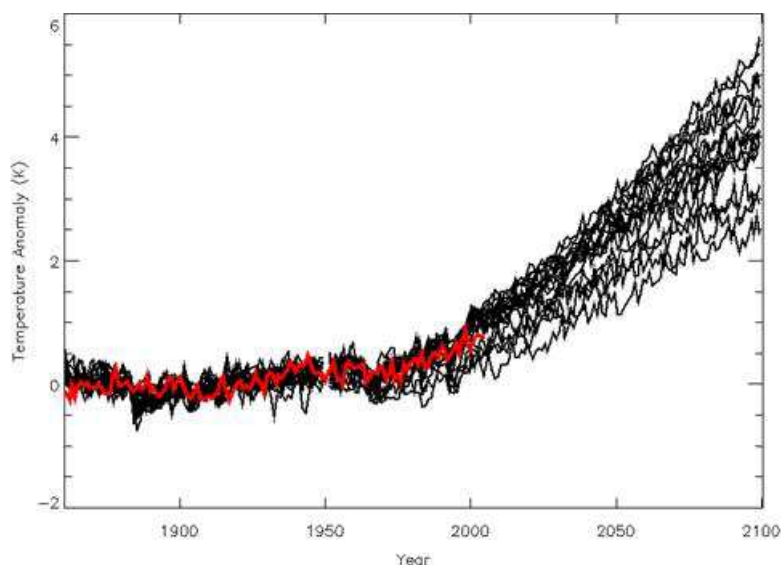


Figura 3.1 – Aumento da temperatura média global (em °C, relativo aos valores médios de 1961 a 90) no cenário de emissões A1B. As linhas individuais pretas indicam execuções do modelo com diferentes combinações de parâmetros. A linha vermelha representa a observação. Existem 17 integrações do mesmo modelo climático (HadCM3). Algumas integrações mostram maior sensibilidade (isto é, maior aquecimento com o mesmo forçamento de gases de efeito estufa) que outras, produzindo propagação do aquecimento.
 Fonte: www.metoffice.gov.uk

A seleção das quatro simulações que serviram de condição inicial para o modelo regional foram baseadas nos procedimentos propostos por McSweeney et al. (2012) que sugerem que as simulações selecionados estejam dentro de uma faixa plausível de projeções futuras produzidas pelos modelos climáticos globais acoplados do IPCC (Figura 3.2) e, ao mesmo tempo, simulassem, razoavelmente, bem o clima presente sobre a Amazônia quando comparados às observações (Figura 3.3).

A Figura 3.2 mostra o diagrama de espalhamento (“*Scatter Plot*”) da mudança sazonal de temperatura e precipitação projetada pelos modelos dos CMIPs e QUMP sobre a Amazônia no verão austral. As projeções dos modelos dos CMIPs mostram, de modo geral, um aumento de temperatura até 2080 de aproximadamente 3°C (cenário A1B e RCP6.0), enquanto as projeções do QUMP em média de 4,5°C. No que concerne às precipitações, o nível de incerteza é maior dado que se observa que as diversas projeções dos modelos dos CMIPs não concordam entre si. Para o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), há projeções que indicam aumento de precipitação, enquanto outras mostram redução. Para os outros trimestres (Março-Abril-Maio, Junho-Julho-Agosto e Setembro-Outubro-Novembro)

observa-se o mesmo comportamento (não mostrado). Já para o QUMP, há predominância de projeções indicando redução de precipitação. Em suma, apesar da dispersão dos resultados entre os CMIPs e QUMP serem diferentes, em geral eles apresentam características semelhantes de sinal (redução de precipitação ao aumento de temperatura), e o que difere é a magnitude da resposta que é maior no QUMP, ou seja, as mudanças são bastante lineares, com a maioria dos modelos mostrando redução de precipitação ao aumento de temperatura.

A partir dessa premissa, foram selecionadas as simulações HadCM3Q4, HadCM3Q9, HadCM3Q12 juntamente com a simulação HadCM3Q0 que representa a versão “não perturbada”, em outras palavras, utiliza as configurações originais do modelo. Neste trabalho, a escolha de um subconjunto de simulações deve-se, principalmente, à disponibilidade das condições de contorno fornecidas pelo MOHC e às dificuldades computacionais para rodar um grande número de simulações.

Os PPEs já foram utilizados em estudos para a América do Sul. Chou et al. (2012), com o modelo Eta-CPTEC fizeram a regionalização do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3, em 4 versões de perturbação do modelo global para os períodos de 1961-1990 e cenários futuros em 3 períodos de 30 anos, de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (MARENGO et al., 2012c). O clima presente reproduzido pelo Eta-CPTEC mostrou boa concordância com as observações de temperatura e precipitação, e com a circulação de altos e baixos níveis dos dados de reanálise (CHOU et al., 2012).

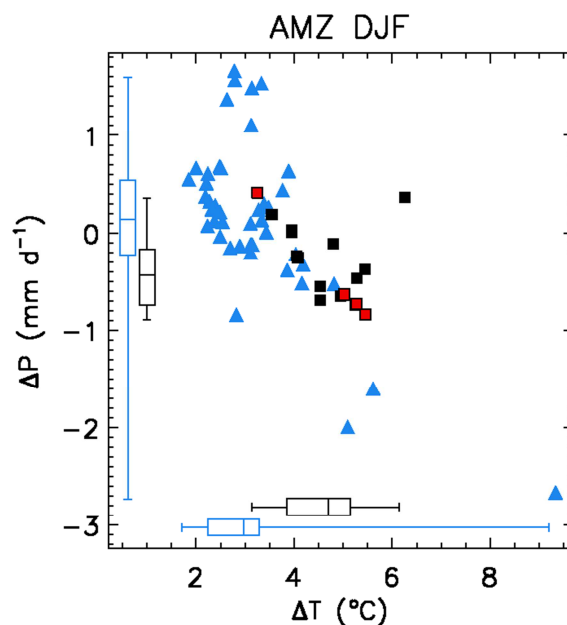


Figura 3.2 – Magnitude das mudanças da temperatura média (AT) e da precipitação (AP) sobre a Amazônia no verão (DJF) até 2080 em relação a 1961-1990 sob o cenário A1B para as 17 projeções do MOHC PPE (■) e as projeções geradas pelos diferentes modelos pertencentes ao CMIP3 (A1B) e CMIP5 (RCP6.0) (▲). As 4 simulações selecionadas neste trabalho são mostradas em vermelho

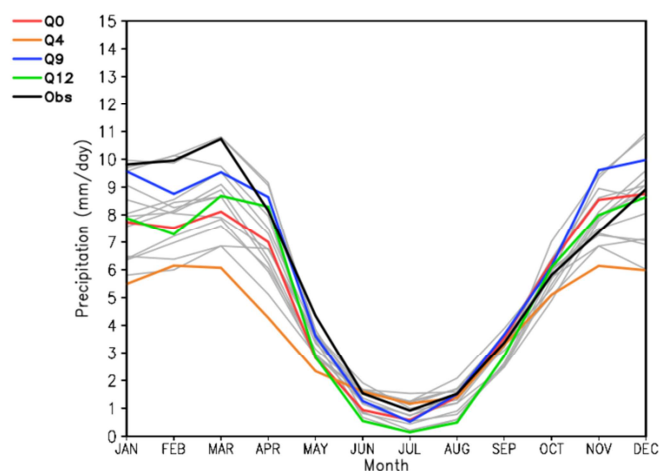


Figura 3.3 – Ciclo anual da precipitação observada (linha preta) e simulada pelos 17 modelos do experimento PPEs (linhas coloridas) no clima presente sobre a Amazônia. Em destaque as simulações utilizadas neste trabalho

É importante ressaltar que o reconhecimento da existência e a inclusão de incertezas nas projeções das mudanças climáticas não eliminam sua utilidade. Pelo contrário, essas projeções fornecem informações altamente valiosas se forem comunicadas de maneira eficiente aos usuários. A inclusão de estudos das incertezas não apenas representa mais adequadamente o estado atual do conhecimento sobre o clima futuro como, também, fornece

a base para a tomada de decisões sobre mitigação dos efeitos, assim como a estrutura para o planejamento das adaptações necessárias.

O modelo utilizado para realizar o *downscaling* foi o Modelo Climático Regional do MOHC, chamado de HadRM3P, que é a versão do modelo regional desenvolvido no *Hadley Centre* e que faz parte do Sistema integrado de Modelagem Regional PRECIS 1.9.4 (*Providing REgional Climates for Impacts Studies*), desenvolvido com financiamento do UK *Department for Environment, Food and Rural Affairs* (DEFRA), o UK *Department for International Development* (DFID) e o *United Nations Development Programme* (UNDP). O sistema PRECIS foi originalmente desenvolvido a partir da crescente demanda dos países que necessitavam gerar cenários climáticos regionais com alta resolução espacial de forma relativamente “barata” e simples. O sistema PRECIS já é utilizado e consolidado como uma importante ferramenta para estudos de vulnerabilidade climática em vários países, a exemplo da Inglaterra, Índia, África do Sul, China e Brasil. A versão do PRECIS instalada no CCST/INPE e usada neste estudo foi reformulada para melhor eficiência computacional (tempo de integração) e é diferente da utilizada por Alves e Marengo (2009). Maiores detalhes acerca do sistema PRECIS 1.9.4 podem ser obtidos no sítio www.metoffice.gov.uk/precis.

A utilização do HadRM3P é motivada pelo bom desempenho apresentado por este modelo na representação da variabilidade climática da América do Sul (ALVES; MARENGO, 2009), pela acessibilidade das condições iniciais e contorno e pelo fato dele ser integrado a um sistema de modelagem amigável (PRECIS), ou seja, através de uma interface gráfica o usuário pode facilmente configurar experimentos sobre qualquer área do globo em um microcomputador relativamente econômico, e obter informações climáticas regionais necessárias para a compreensão do funcionamento do sistema climático, incluindo a geração de cenários de mudanças climáticas.

Além disso, a dinâmica do HadRM3P é baseada no HadAM3P, uma versão melhorada da componente atmosférica do HadCM3 (GORDON et al., 2000; POPE et al., 2000), o modelo acoplado do *Hadley Centre*. Detalhes do desenvolvimento do HadAM3P são descritos por Jones et al. (2001). Uma descrição das principais características do modelo HadRM3P pode ser vista de forma geral na Tabela 3.2.

As integrações do HadRM3P foram feitas sobre o domínio configurado entre 20°S a 20°N de latitude (nx: 220 pontos) e 100°W a 10°W de longitude (ny: 108) (Figura 3.4). A resolução horizontal utilizada foi de 0.44° x 0.44°, aproximadamente 50 km, com 19 níveis na vertical, sendo o nível mais baixo em aproximadamente 50 m e o mais alto em 0,5 hPa (CULLEN, 1993), com a coordenada σ (σ = pressão/pressão à superfície) usada nos quatro primeiros níveis, puramente a coordenada de pressão nos três últimos níveis e uma combinação da coordenada σ e de pressão nos níveis intermediários (SIMMONS; BURRIDGE, 1981). A especificação de 19 níveis na vertical é determinada por considerar benéfico utilizar o mesmo número de níveis do modelo global, neste caso o HadAM3P, além disso, podemos atribuir possíveis melhorias no sinal no RCM apenas ao aumento da resolução horizontal, embora, alguns trabalhos, a exemplo de Cavalcanti et al. (1995), demonstrem uma substancial sensibilidade das simulações a uma combinação da resolução vertical e horizontal nos MCGAs. O HadRM3P está acoplado ao esquema de superfície MOSES I (*Met Office Surface Exchange*, COX et al., 1999), cujos processos de superfície são tratados considerando quatro camadas (da superfície até 0,1 m, 0,1 até 0,35 m, 0,35 até 1 m e 1 até 3 m). As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica e pressão à superfície.

Na modelagem climática regional a escolha do domínio é também um tópico importante uma vez que diversos estudos têm demonstrado que os resultados das simulações são sensíveis ao tamanho do domínio, por exemplo, Seth e Rojas (2003) mostraram que nos trópicos as simulações com MCRs requerem domínios mais largos do que nas latitudes médias.

Vannitsem e Chomé (2005), utilizando o modelo regional Eta (versão NCEP) realizaram integrações centradas no oeste da Europa com sete domínios diferentes e verificaram que tanto as parametrizações do modelo quanto o tamanho do domínio são cruciais para se obter uma “ótima” simulação e sugere que, especialmente, sobre os trópicos seja feita uma análise semelhante. Apesar disto, neste trabalho não foi feito teste para a escolha do melhor domínio. A área foi escolhida a fim de se evitar a proximidade com as condições de fronteiras à região de interesse (área continental) e visando englobar os sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul e os oceanos adjacentes. Em particular, o HadRM3P tem sido rodado sobre diferentes regiões utilizando diferentes domínios, a exemplo de Jones et al. (1995), sobre a Europa e Bhaskaran et al. (1996), sobre o subcontinente Indiano.

As principais conclusões de Jones et al. (1995) foram que em domínio muito grande, a circulação principal e a variabilidade diária no MCR divergem daquela do MCGA na escala sinótica. Na escala de ponto de grade o RCM gera livremente suas próprias características, ao nível de domínios menores. Somente nos pontos adjacentes ao limite do domínio havia evidência da distorção significativa pela condição de contorno forçada pelo MCGA. Já os resultados dos experimentos feitos por Bhaskaran et al. (1996) sobre o subcontinente indiano, contrastam fortemente com os resultados sobre a Europa. Para a região da Índia, com um domínio, relativamente, similar, obteve-se a variabilidade e a circulação principal do MCR fortemente correlacionadas com aqueles forçados pelo MCGA. Portanto, estes dois estudos ressaltam a importância de considerar inerente à dinâmica da região quando da escolha do domínio do modelo.

Tabela 3.2 – Principais características do modelo regional HadRM3P

CARACTERÍSTICAS		HadRM3P
Coordenada vertical		σ (Híbrido)
Grade horizontal		B de Arakawa
Dinâmica		Hidrostático
Física	Nuvens	Smith, 1990 e modificado por Gregory e Morris, 1996
	Precipitação	Esquema descrito por Senior e Mitchell (1993) juntamente com a evaporação da precipitação descrita por Gregory (1995)
	Camada superficial	Wilson and Henderson-Sellers, 1985
	Processos de superfície	MOSES I (Cox <i>et al.</i> , 1999)
	Convecção	Fluxo de Massa (Gregory and Rowntree, 1990) com adicional “ <i>downdraft</i> ” (Gregory and Allen, 1991)
	Radiação	Esquema desenvolvido por Edwards e Slingo (1996) e modificado por Cusack <i>et al.</i> , (1999). Este esquema é dividido em 6 bandas de onda curta e 8 de onda longa
Condição de Contorno	Lateral	Método de relaxação Newtoniana (Davies and Turner, 1977)
Calendário		360 dias
Tempo de Integração		1 mês (31 anos)
ΔT		5 minutos

As simulações do clima presente (1961-2010) e projeções futuras (2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100) foram realizadas a partir do subconjunto das condições laterais do modelo HadCM3, experimento PPE (resolução horizontal 2.5° de latitude x 3.75° de longitude, com

intervalo de 6h), previamente selecionadas, para que cada condição de lateral represente um modelo.

As simulações foram iniciadas um ano antes do primeiro ano de interesse, estendendo-se até ao término do último ano. Com este início prévio das simulações espera-se que o modelo ultrapasse o período de "*spin-up*", que para a atmosfera é de poucos dias, mas para os processos no solo (umidade) podem atingir algumas estações (GIORGI; MEARNNS, 1999) ou até mesmo alguns anos (ROBOCK et al., 1998).

3.3 Metodologia

3.3.1 Caracterização da estação chuvosa/seca

O estudo foi detalhado em duas áreas sobre a Amazônia (Figura 3.4), e foram selecionadas, principalmente, por apresentarem um ciclo anual bem definido, uma variação sazonal, que define diferentes regimes de precipitação (Figura 3.5) e por terem uma grande variabilidade interanual na precipitação, causada pela interação entre a atmosfera, os oceanos e a fisiografia regional e, portanto, constituindo-se foco de importantes pesquisas, o que reflete a relevância destas áreas para os estudos do bioma floresta tropical, dos sistemas climáticos, hidrológicos e sociais associados a elas (MALHI et al., 2009; JUPP et al., 2010).

Além disso, observa-se que os fenômenos meteorológicos de grande escala, podem influenciar parte destas regiões de modo diferenciado, atuando mais intensamente em uma determinada área e menos intensamente em outra, mas não de modo sistemático (SALAZAR et al., 2007).

A precipitação acumulada média anual nas áreas de estudo é de 2034 mm (SAMZ) e 2149 mm (NEAMZ), sendo 70% ou mais da chuva anual na estação chuvosa (SAMZ: outubro a abril; NEAMZ: dezembro a junho) e menor que 30% na estação seca (Figura 3.5). Rao et al. (2015) examinaram a variação anual da chuva sobre o Brasil para o período de 1979-2011. Os autores sugeriram que a bacia Amazônica é a principal fonte de umidade para o Brasil central durante o período de setembro a fevereiro e o fluxo de vapor d'água do Atlântico equatorial associado com os ventos alísios é a principal fonte de umidade para a bacia Amazônica.

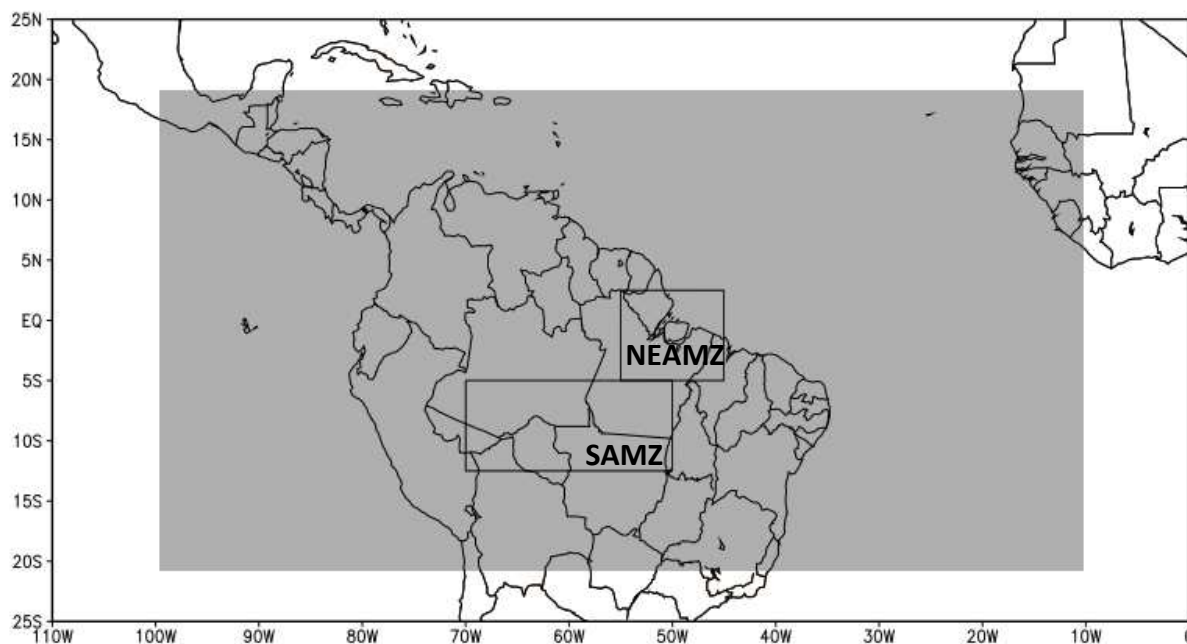


Figura 3.4 – Mapa do *domínio do modelo* (cinza) e ilustração das áreas selecionadas para estudo representadas pelos retângulos contínuos. As siglas NEAMZ e SAMZ se referem às regiões nordeste (55°W – 45°W, 5°S – 2.5°N) e sul da Amazônia (70°W – 50°W, 12.5°S – 5°S), respectivamente.

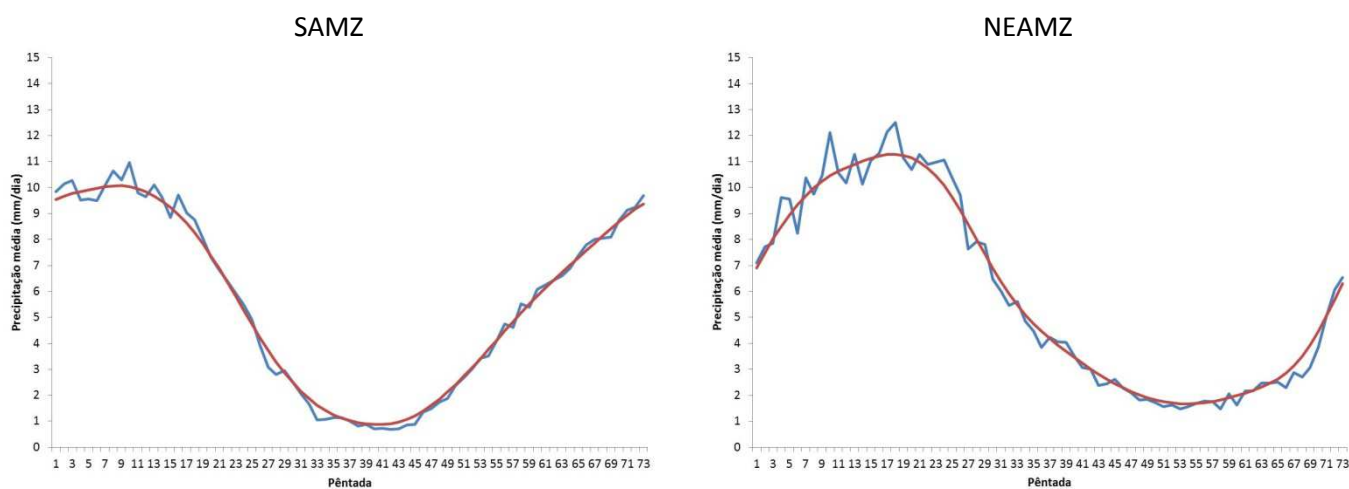


Figura 3.5 – Ciclo anual da precipitação pentadal observada (linha azul) sobre as áreas selecionadas para o estudo. A linha vermelha representa o ciclo anual suavizado aplicando-se um filtro 1-2-1 para remover ruídos decorrentes de imperfeições na amostragem da variabilidade anual.

Fonte: Hartmann e Michelsen (1989).

As datas de início, fim, duração e intensidade da estação chuvosa (EC) e seca (ES) foram calculadas baseadas na metodologia proposta por Liebmann e Marengo (2001) e adaptada por Bombardi e Carvalho (2009), considerada bastante eficiente em caracterizar o período em que as chuvas tornam-se mais regulares e é calculada da seguinte maneira:

$$S(\text{pentada}) = \sum_{n=\text{pentada}0}^{\text{pentada}} (R(n) - \bar{R}) \quad (\text{Eq. 3.1})$$

Onde $R(n)$ é a precipitação medida na pântada n , \bar{R} é a precipitação média anual climatológica (tomados as 73 pântadas). Para se determinar o início da estação chuvosa, calcula-se a somatória S (linha cheia – Figura 3.6) para cada ano, iniciando na estação seca de um determinado ano e terminando na estação seca do ano seguinte. A primeira pântada (pântada 0) desta somatória deve ser tomada dentro da estação seca para que não seja perdido o início da estação chuvosa. No presente trabalho, a pântada 0 é a pântada em que o ciclo anual médio da precipitação para aquela área apresenta seu mínimo, SAMZ (40 pântada: 15-19/jul) e NEAMZ (54 pântada: 23-27/set). Para cada ano, a somatória S será calculada a partir da pântada 0 até cinco pântadas após a pântada 0 do ano seguinte. $S(\text{pântada})$ será suavizada aplicando-se um filtro 1-2-1 para remover ruídos decorrentes de imperfeições na amostragem da variabilidade anual, passada 70 vezes (linha contínua – Figura 3.6). Inicialmente, a somatória S terá contribuições negativas. O momento em que S passa a ter contribuições positivas, após apresentar um ponto de mínimo na curva $S(\text{pântada})$ (isto é, $dS/dt > 0$) (Figura 3.6), é considerado o início da estação chuvosa. Analogamente, tomando-se a pântada 0 bem dentro da estação chuvosa, determina-se o decaimento dela quando a somatória S , antes positiva, passa a ter contribuições negativas ($dS/dt < 0$). A precipitação total durante a estação chuvosa (seca) será calculada considerando-se a precipitação acumulada entre as datas de início e fim da estação chuvosa (seca).

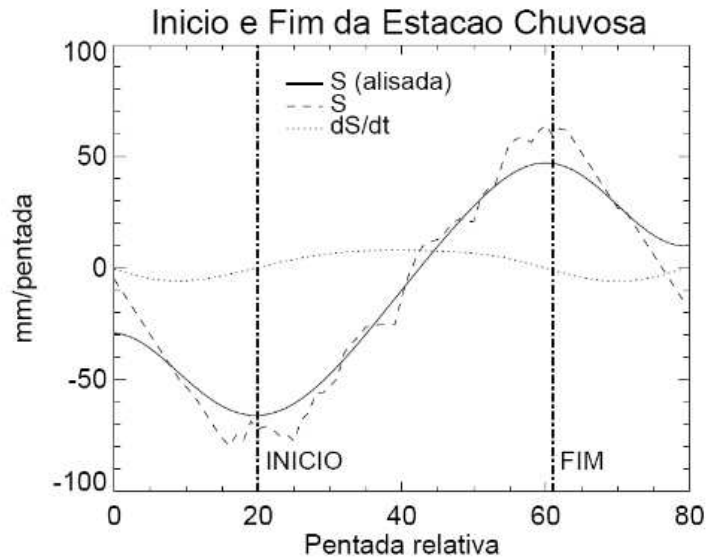


Figura 3.6 – Exemplo de aplicação do método adaptado de Liebmann e Marengo (2001) para a determinação do início e decaimento da estação chuvosa. A linha tracejada indica a estimativa de S; a linha contínua indica a estimativa “alisada” de S (um filtro 1-2-1 e 70 passadas) e a linha pontilhada indica a derivada de S alisada. As curvas estão representadas em função do tempo a partir da pênstada inicial (pentada 0) e a ordenada representa a anomalia de precipitação acumulada (mm/pênstada). A taxa de variação de S (dS/dt) é utilizada para determinar o início ($dS/dt > 0$) e fim ($dS/dt < 0$) da estação chuvosa

A maior vantagem deste método está em caracterizar a estação chuvosa de acordo com os períodos em que as chuvas tornam-se regulares em relação a sua climatologia. Além disso, o método é bastante simples de ser aplicado, pois é baseado apenas em dados de precipitação (LIEBMANN; MARENGO, 2001). Entretanto, uma consequência de caracterizar a estação chuvosa pela regularidade das chuvas neste período consiste em desconsiderar as primeiras e últimas chuvas da estação chuvosa (BOMBARDI; CARVALHO, 2009).

As mesmas análises foram realizadas para os resultados das simulações e projeções climáticas sobre as áreas de estudo e posteriormente comparadas com as análises observacionais.

Para testar a tendência nas séries temporais do início, fim, duração e total acumulado das estações chuvosa e seca foi aplicado o teste não paramétrico de Mann-Kendall (KENDALL, 1975; WILKS, 2011). Este teste tem a vantagem de não assumir nenhuma distribuição implícita aos dados e usa a magnitude relativa dos valores da série, filtrando valores extremos (OBREGÓN, 2003). Este teste é, também, recomendado pela Organização

Meteorológica Mundial (SNEYERS, 1990) e tem sido amplamente aplicado em estudos climáticos.

Brevemente, pode-se descrever o teste de Mann-Kendall da seguinte forma: considerando uma série temporal Y_i de N termos ($i = 1, \dots, N$), calcula-se a soma dada pela equação:

$$t_n = \sum_{i=1}^n m_i \quad (3.2)$$

onde m_i é número de termos da série relativo ao valor Y_i , cujos termos anteriores são inferiores ao mesmo.

Para um valor de N grande, sob a hipótese nula H_0 de ausência de tendência, t_n apresentará uma distribuição normal com média $E(t_n)$ e variância $Var(t_n)$ dados pelas seguintes equações:

$$E(t_n) = \frac{n(n-1)}{4} \text{ e } Var(t_n) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (3.3)$$

A hipótese nula pode ser rejeitada testando a significância estatística de t_n utilizando o teste bilateral obtido através da seguinte relação:

$$u(t_n) = \frac{(t_n - E(t_n))}{\sqrt{Var(t_n)}} \quad (3.4)$$

A hipótese nula é aceita sempre que $u(t_n)$ for maior do que α_0 , sendo α_0 o valor do nível de significância dado pela distribuição normal. A rejeição da hipótese nula implica aceitar que em algum ponto da série temporal existe uma mudança brusca da sua média. O sinal de $u(t_n)$ indica se a tendência é positiva ($u(t_n) > 0$) ou negativa ($u(t_n) < 0$). Calculando $u(t_n)$ no sentido positivo da série temporal (de i até N) e depois no sentido inverso, obtém-se a distribuição $u^*(t_n)$. A interseção das curvas de $u(t_n)$ e $u^*(t_n)$ mostra o ponto aproximado da mudança brusca da média.

A curva da tendência foi estimada pelo método não paramétrico de Sen (SEN, 1968), onde se assume que a tendência é linear. Isso significa que a série temporal do variável X pode ser descrita por um modelo na forma

$$X(t) = Qt + B \quad (3.5)$$

Onde Q é a tendência (inclinação da reta) e B é o coeficiente angular.

Para estimar a tendência Q , primeiro calculam-se todas as inclinações (tendências) entre cada par de variáveis j e k .

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \text{ com } j > k \quad (3.6)$$

Se existem n valores para x_j , temos $N = \frac{n(n-1)}{2}$ estimativas para a tendência Q_i . O estimador de Sen para a tendência é a mediana dos N valores obtidos para Q_i . Depois de ordenados os N valores de Q_i , por ordem crescente, o estimador de Sen para a tendência é:

$$\begin{cases} Q = Q_{[(N+1)/2]}, \text{ se } N \text{ é ímpar} \\ Q = \frac{1}{2}(Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}), \text{ se } N \text{ é par} \end{cases} \quad (3.7)$$

Em relação às simulações do MCR foi realizada uma validação quantitativa entre a precipitação observada e as simuladas em escala anual para o clima presente (1961 – 2010) com o objetivo de identificar erros sistemáticos do modelo. Para tal foram utilizados o viés (simulação menos observação), raiz do erro médio quadrático (RMSE, sigla em inglês) e correlação temporal (*c.c*), conforme apresentado na Tabela 3.3 e sendo N o tamanho da amostra, \bar{S} e \bar{O} as médias da simulação e observação, respectivamente, e S representa a simulação e O a observação de uma variável meteorológica.

Tabela 3.3 - Sumário das estatísticas

Medidas de Verificação	Expressões
Viés	$Viés = S - O$
Coef. Correlação	$c.c = \frac{\sum_{n=1}^N (S_n - \bar{S})(O_n - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{n=1}^N (S_n - \bar{S})^2 \sum_{n=1}^N (O_n - \bar{O})^2}}$
RMSE	$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (S_n - O_n)^2\right)}$

Fonte: Wilks (2011)

Em seguida foram avaliadas as projeções de mudanças climáticas em escala sazonal e anual do MCR forçado com os modelos globais selecionados para diferentes períodos (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) com relação ao clima presente (1961-2010), identificando-se as regiões de maior ou menor confiabilidade baseada na concordância entre eles.

3.3.2 Análise da variabilidade interanual e Extremos Climáticos

A variabilidade interanual das características do ciclo sazonal, tais como início, fim, duração e precipitação acumulada da estação chuvosa e seca nas áreas de estudo sobre a Amazônia, foram feitas com base no critério adotado por Silva e Cavalcanti (2008), para o Sistema de Monção da América do Sul.

De posse das pântadas de início (PI) e de fim (PF), para cada ano estudado, foi calculada a média (\bar{x}) e o desvio padrão das pântadas de início (S_i) e fim (S_f) para cada série de acordo com as equações 3.8 e 3.9, respectivamente. Posteriormente, as datas de início e fim foram divididas em seis grupos, sendo três relacionados à fase inicial e três relacionados à fase final como mostrado na Tabela 3.4. O grupo início (fim) normal é composto por todos os anos em que as pântadas de início (fim) estão concentradas entre a média \pm desvio padrão. Os anos que apresentam a pântada de início (fim) maiores que a média + desvio padrão ficam no grupo início (fim) atrasado e os anos em que as pântadas de interesse são menores que a média - desvio padrão formam o grupo de início (fim) prematuro.

Tabela 3.4 - Definição dos grupos de início/fim normais e anômalos

Grupo	Definição
Início normal (IN)	$\bar{x} - S_i \leq PI \leq \bar{x} + S_i$
Início prematuro (IP)	$PI \leq \bar{x} - S_i$
Início atrasado (IA)	$PI \geq \bar{x} + S_i$
Fim normal (FN)	$\bar{x} - S_f \leq PF \leq \bar{x} + S_f$
Fim prematuro (FP)	$PF \leq \bar{x} - S_f$
Fim atrasado (FA)	$PF \geq \bar{x} + S_f$

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (\text{Eq. 3.8})$$

$$S = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \quad (\text{Eq. 3.9})$$

A variabilidade interanual do clima mostra a presença de anos mais secos (ou mais úmidos) e mais quentes (ou mais frios) sobre a Amazônia. O fenômeno ENOS destaca-se como o principal modo de variabilidade na escala interanual (GRIMM 2009). A sua influência no regime de precipitação na AS é conhecida e bastante documentada na literatura (GRIMM; AMBRIZZI 2009). Além do ENOS, o regime de precipitação em parte da Amazônia sofre também influência do dipolo do Atlântico (NOBRE; SHUKLA 1996), ou seja, é diretamente afetado por variações da TSM.

Neste contexto, foi analisada também a influência de forçantes remotas com o objetivo de identificar relações associadas com as anomalias de TSM (ENOS e Atlântico Tropical) e o comportamento do ciclo sazonal (datas de início, fim e duração e intensidade). Essa relação foi realizada comparando-se a série temporal de cada parâmetro, média em cada uma das áreas sobre a Amazônia, e a série temporal dos índices oceânicos.

Para esta análise foram utilizadas as anomalias da Temperatura da Superfície do Mar na área do Niño 3.4 (5°N - 5°S, 120° - 170° W), do Atlântico Tropical sobre a região entre 6°N-22°N e 80°W-15°W (Atlântico Tropical Norte – ATN) e da Oscilação Decenal (ODP) do oceano Pacífico.

Adicionalmente, uma análise das frequências de eventos severos e extremos de seca e de chuva foi feita através do índice de precipitação normalizada (SPI, sigla em inglês) proposto por McKee et al., (1993). Baseado no ajuste de séries de precipitação à distribuição gama, o SPI quantifica o excesso ou o déficit de chuva, acumulados em diferentes escalas de tempo, em um determinado local. A descrição completa do procedimento computacional do SPI pode ser encontrada em McKee et al., (1993).

Conceitualmente, o índice SPI está relacionado ao número de desvios padrão que a precipitação acumulada para uma determinada escala de tempo (1 mês, 3 meses, 6 meses, etc.) se afasta da média climatológica para uma variável aleatória com distribuição normal. De maneira geral, o SPI é, simplesmente, a diferença normalizada de uma média móvel das precipitações numa escala de tempo (por exemplo, 3 meses) em relação à climatologia deste mesmo período e pode ser utilizado para comparar regiões com diferentes características climáticas.

Neste trabalho para o cálculo do índice foram utilizadas as séries de precipitação observadas (1979 a 2010) e simuladas pelo HadRM3P, clima presente e futuro, para quantificar os eventos na escala de tempo de 1, 3, 6 e 12 meses nas áreas de estudo. As categorias de classificação dos eventos são demonstradas na Tabela 3.5. A escala semestral do SPI representa os eventos de média duração. É importante para monitoramento do período de transição entre estação seca e a chuvosa. O SPI anual reflete padrões de precipitação de longo prazo; é uma importante ferramenta para monitorar a variabilidade anual e interanual.

Tabela 3.5 – Valores do Índice Padronizado de Precipitação (SPI) e Categorias de seca ou de chuva.

SPI	Categoria
> 3.0	Muito extremo
] 2.0 – 3.0]	Extremo

O índice é negativo para condições de déficit, nas quais a precipitação é inferior à média histórica (climatológica), e positivo para condições de excesso, que indicam precipitação superior à média histórica.

3.3.3 Clima na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal

O estudo da sensibilidade climática foi considerado tomando-se duas metodologias de integração do HadRM3P aninhado à condição de contorno HadCM3Q0 que representa a versão “não perturbada”: na primeira, denominada de **controle** (aqui referenciado como **CTL**), todas as condições de inicialização foram mantidas semelhantes ao formato original do MCR; na segunda, denominada **experimento** (aqui referenciado como **CEN**), mantêm-se todas as condições semelhantes ao caso controle, com a única diferença no mapa de vegetação, que neste caso corresponde à projeção futura do cenário de desflorestamento da Amazônia, cenário C, proveniente de Aguiar et al., (2015). Estas simulações foram realizadas para o período de 1960 a 2010, sendo o primeiro ano de integração considerado período de *spin-up* do modelo.

O mapa de vegetação implementado no modelo para as simulações de desflorestamento refere-se ao cenário C no ano de 2030 (**CEN2030**) e 2050 (**CEN2050**) o que corresponde aproximadamente a 28% e 38% da floresta substituída por área desflorestada, respectivamente. Cada “*timeslice*” (período de tempo) representa um experimento

independente. Importante ressaltar que a floresta amazônica já foi desmatada em aproximadamente 18% (~ 720.000 km²) e que as taxas de desmatamento na Amazônia apresentaram uma tendência de redução após 2004, devido a uma combinação de ações governamentais e privadas (AGUIAR et al., 2015), chegando a valores atuais da ordem de 5.012 km²/ano (média de 2014) - as menores taxas desde o início do monitoramento em 1988 (www.obt.inpe.br/prodes).

O cenário C é um cenário pessimista, com recursos naturais esgotados, baixa qualidade de vida para a maioria da sociedade, acesso desigual aos serviços e oportunidades, e urbanização caótica. Em termos do processo de desmatamento, este cenário considera o retorno das altas taxas observadas antes de 2004, com médias anuais em torno de 19,500 km²/ano (média 1996-2005) após 2020.

Em relação aos padrões espaciais resultantes, o cenário C mostra uma concentração gradual das áreas desmatadas em torno das áreas anteriormente abertas e áreas mais conectadas, mas também o surgimento de novas fronteiras ao redor de algumas estradas planejadas (por exemplo, no Estado do Amazonas).

A abordagem adotada por Aguiar et al. (2015) para a construção dos cenários de uso e cobertura da terra foi o uso de métodos participativos, combinando elementos qualitativos e quantitativos. Histórias qualitativas sobre o futuro foram discutidas com representantes de diferentes setores da sociedade em workshops realizados no Brasil. Os cenários qualitativos foram, então, traduzidos em modelos computacionais capazes de gerar representações espacialmente explícitas de alternativas de uso e cobertura da terra na região da Amazônia nas próximas décadas. A modelagem foi realizada no arcabouço de modelagem espacialmente explícita LuccME (AGUIAR et al., 2012).

O LuccME é uma plataforma computacional de código aberto desenvolvido para modelos especialmente explícitos de mudança de uso e cobertura da terra. Foi desenvolvido pelo Centro de Ciências do Sistema Terrestre (CCST) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e implementado no TERRAME (AGUIAR et al., 2012). O TerraME, por sua vez, constitui-se em um ambiente de programação para modelagem de dinâmica espacial e também foi desenvolvido pelo INPE em parceria com a Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP). A plataforma apresenta uma estrutura comum a diversos modelos de uso e

cobertura da terra com abordagem Top-down encontrada na literatura combinando componentes de Demanda, Potencial e Alocação.

Os cenários de desflorestamento originais produzidos por Aguiar et al. (2015) com resolução espacial de 25 x 25 km² foram degradados para a resolução de 40 km de latitude/longitude que é a resolução de leitura dos dados de vegetação feita pelo MOSES I no modelo HadRM3P. Nas simulações de desflorestamento foram consideradas áreas desflorestadas os pontos de grade do modelo com 50% ou mais de área desflorestada (soma das classes vegetação secundária mais agricultura/pastagem). O desflorestamento representado neste trabalho é definido com a substituição da vegetação natural (WILSON; HENDERSON-SELLERS,1985) por pastagem. A Figura 3.7 apresenta os cenários de desflorestamento em 2030 e 2050 utilizados nas simulações.

O mapa original de biomas utilizado pelo MOSES I no HadRM3P é derivado do esquema de classificação de Wilson e Henderson-Sellers (1985), totalizando 53 classes de cobertura da terra e foi considerado como mapa de referência do experimento controle.

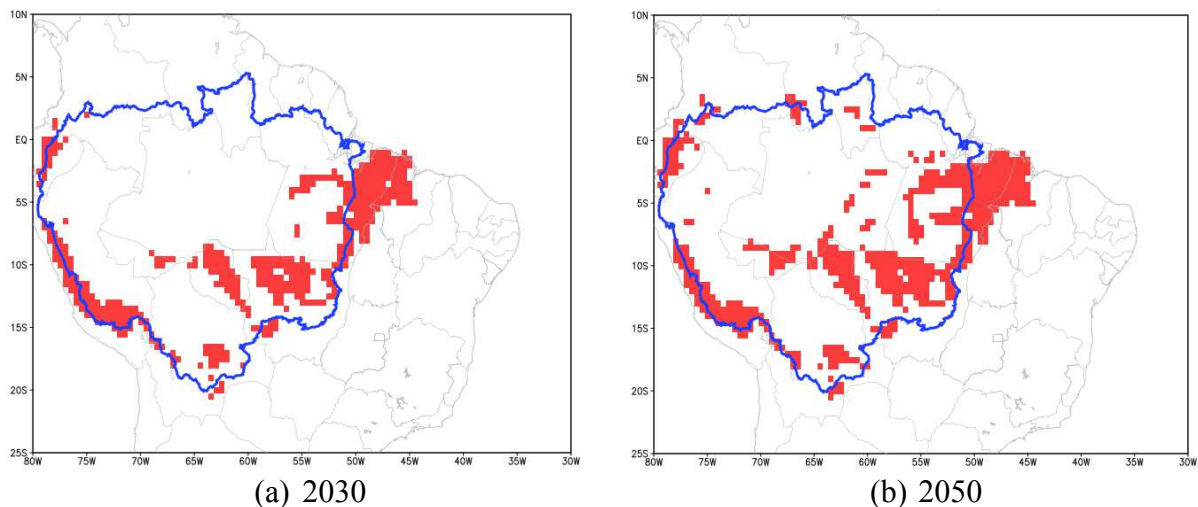


Figura 3.7 - Mapas dos cenários de desflorestamento para a Amazônia com resolução espacial de 40 km de latitude/longitude. (a) Cenário 2030 – 28% de área desflorestada e (b) Cenário 2050 - 38% de área desflorestada. A cor vermelha indica área desflorestada. O contorno azul indica a delimitação da Amazônia legal.

Fonte: adaptado de Aguiar et al. (2015)

Em suma, a partir do conjunto de simulações realizadas com o HadRM3P foram feitas análises dos possíveis efeitos da substituição da vegetação natural na variabilidade das datas de início, fim, duração e intensidade da estação chuvosa e seca. Essas avaliações foram baseadas na simulação controle e utilizando a metodologia conforme descrita na Seção 3.2.2.

Para verificar se a diferença entre as simulações de desflorestamento e controle são significativas estatisticamente, utilizou-se o *t-Student*, também conhecido como teste-t. O teste-t leva em consideração, além da diferença entre as médias de cada amostra, a variância de cada uma (S) e o número de graus de liberdade (n - 1), que depende do tamanho das amostras (n). A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (3.10)$$

Onde \bar{X}_1 (\bar{X}_2) é o valor médio do grupo X_1 (X_2), n_1 n_2 é o número de dados \bar{X}_1 (\bar{X}_2), S_1^2 (S_2^2) é a variância de X_1 (X_2).

O nível de confiança de 95% (ou significância de 5%) foi adotado como mínimo para que as anomalias fossem consideradas significativas estaticamente. A partir desse nível de confiança e do número de graus de liberdade (n - 1) obtém-se um valor de referência t_r (obtido a partir de <http://statpages.org/pdfs.html>). A hipótese de que dois grupos são estatisticamente diferentes é corroborada se t for maior que t_r .

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Análise observacional do clima da Amazônia

Este capítulo apresenta uma breve análise das características climatológicas da precipitação na Amazônia. Em seguida serão analisadas e discutidas possíveis mudanças na sazonalidade do clima com ênfase na variabilidade das estações chuvosa e seca das duas regiões de estudo, sul e nordeste da Amazônia com foco nas fases de início e fim, duração, intensidade e nos principais padrões atmosféricos e oceânicos associados a essa variabilidade. Todas as análises foram realizadas para o período de 1979 a 2014.

A Amazônia é uma região onde predomina o clima equatorial chuvoso, praticamente, sem estação seca. Apesar desta classificação, a região Amazônica apresenta uma grande variabilidade anual e interanual na precipitação, causada pela interação entre a atmosfera, os oceanos Pacífico e Atlântico, a topografia e a cobertura vegetal. É, também, nesta região que se observam os maiores índices pluviométricos anuais, com maior pluviosidade no litoral do Amapá, na foz do rio Amazonas e no setor ocidental da região, onde a precipitação excede 3000 mm/ano (Figura 4.1).

Outra característica marcante desta região é a considerável heterogeneidade espacial e sazonal da precipitação, que define pelo menos quatro regimes de precipitação para quatro áreas distintas (RAO et al., 2015). Na área situada no noroeste da Amazônia, a precipitação concentra-se no trimestre abril/maio/junho, devido ao efeito do levantamento orográfico das massas de ar úmido provenientes do Atlântico tropical pelos ventos alísios. O segundo regime está na parte central da Amazônia, em torno de 5°S, em uma banda zonalmente orientada, estendendo-se até à parte central da Amazônia, onde a estação chuvosa ocorre no trimestre março/abril/maio, com regime associado, principalmente, ao deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que é influenciado, principalmente, pelo padrão de gradiente de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico tropical Norte e Sul (MOURA; SHUKLA, 1981; VERA et al., 2006b; MARENGO; ESPINOZA, 2015).

O terceiro regime apresenta período chuvoso entre janeiro/fevereiro/março e está na parte sul da região amazônica, associada à convecção organizada da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e frentes frias que vêm do Sul. O quarto regime, localiza-se na parte leste da bacia Amazônica, próximo a Belém, com precipitação anual superior a 2000

mm/ano e com máximo acumulado no período fevereiro/março/abril devido à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e também à convergência das brisas marítimas na região próxima à Foz do Amazonas (FIGUEROA; NOBRE 1990, RAO et al., 2015).

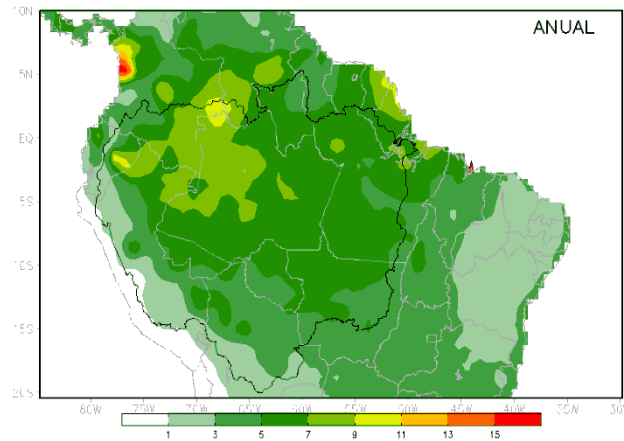


Figura 4.1 - Precipitação média anual (1979-2014) em mm/ dia. Fonte dos dados: NOAA/CPC

Em escala sazonal, a Figura 4.2 ilustra bem dois regimes de precipitação adjacentes: monção de verão (DJF), na porção sul e máximos de outono na Amazônia central, desde o oeste até à foz do Amazonas, que são os responsáveis pelos máximos de precipitação em março/abril/maio e estão associados às linhas de estabilidade que se formam ao longo da costa e são forçadas pela brisa marítima durante o fim de tarde e a ZCIT que modulam a chuva na região. No inverno (JJA), observa-se a estação seca na Amazônia central e sul, enquanto o máximo da estação chuvosa acontece no extremo norte da Amazônia. Na primavera (SON) o padrão de precipitação muda progressivamente tendo-se o início da estação chuvosa da porção sul da bacia em decorrência da atuação da ZCAS (RAO et al., 2015).

Um aspecto particular que se verifica na Amazônia, em relação à chuva, é a defasagem da ordem de seis meses entre o máximo de chuva observado na região norte da bacia, onde o período chuvoso ocorre entre julho e agosto (inverno austral), e aquele verificado na parte sul da bacia, em que o período chuvoso normalmente se inicia em dezembro (verão austral). Isso, provoca, também, uma defasagem entre os picos de cheias entre os tributários das margens direita e esquerda do rio Amazonas, assim como uma defasagem no pico de chuvas na Amazônia do sul (DJF) e do norte (MAM), e das vazões do rio Amazonas em Óbidos (maio-junho) que ocorre cerca de 2 meses após o pico da cheia do rio Madeira (MARENGO; NOBRE, 2009).

Sobre o papel dos processos de superfície e uso da terra, Angelini et al. (2011) sugeriram que a chuva na Amazônia ocorre, a princípio, devido a sistemas meteorológicos de grande escala provenientes do Atlântico Tropical, não sendo acionada diretamente pela evapotranspiração local. Os autores evidenciam ainda que alterações na cobertura vegetal influenciam a temperatura e o conteúdo de umidade à superfície, assim como a camada limite atmosférica, mas não se refletem, necessariamente, em mudanças na precipitação. Por outro lado, Makarieva et al. (2013) sugerem que o vapor de água fornecido para a atmosfera através da evaporação representa um estoque de energia potencial disponível para acelerar o ar e, assim, conduzir ventos. Isto implica que as mudanças na precipitação sobre a Amazônia são devido a uma combinação de diferentes processos regionais e interações que são, parcialmente, influenciadas pela circulação de grande escala, bem como pelas fontes locais de água a partir da floresta e da umidade do solo. Em suma, a atuação de mecanismos de interação superfície-oceano-atmosfera das diversas escalas resultam nesta alta variabilidade espacial e temporal da precipitação na Amazônia.

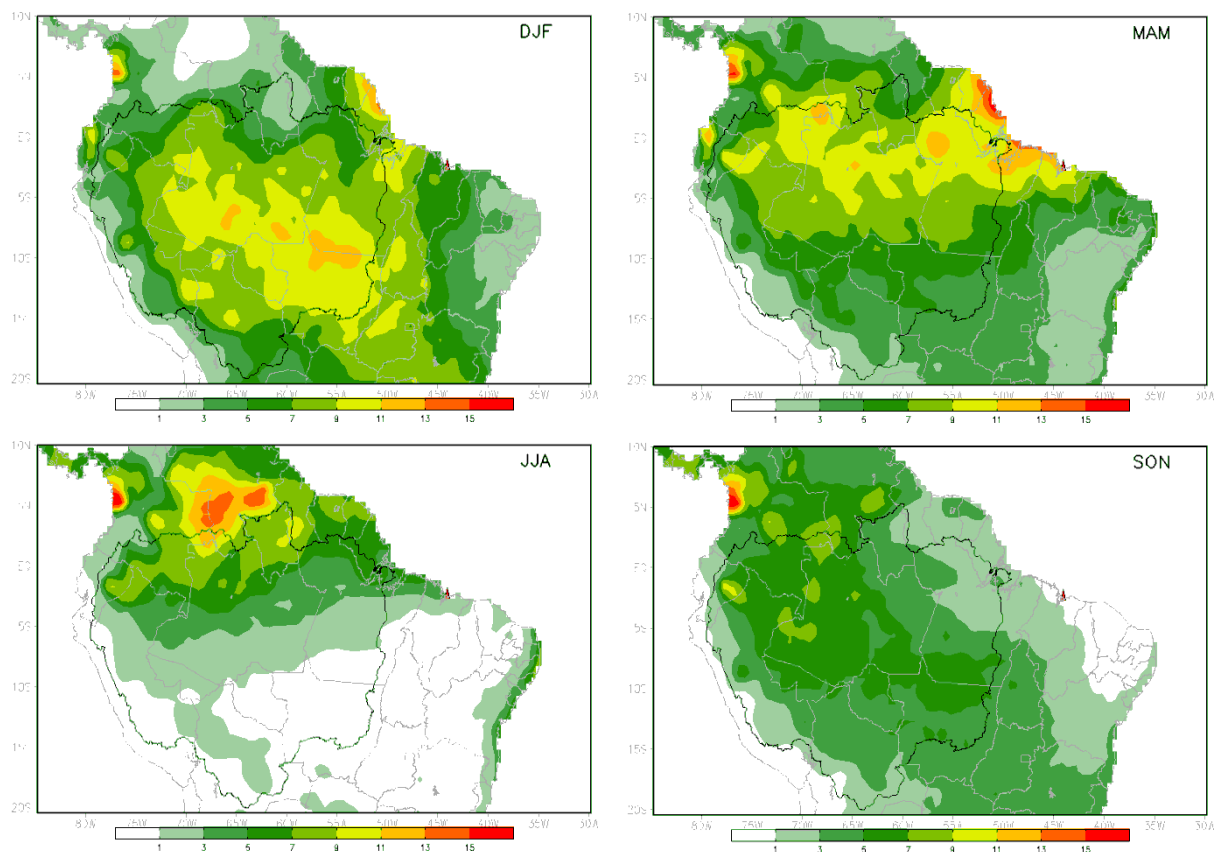


Figura 4.2 - Precipitação média sazonal (1979-2014) em mm/ dia. Fonte dos dados: NOAA/CPC

Indicações de que o clima está mudando e ocorrências de extremos climáticos, a exemplo das duas grandes secas (2005, 2010 e 2015) e das piores enchentes (2009, 2012, 2014), implicando significativos impactos socioeconômicos têm sido pauta constante em debates e estudos científicos nas últimas décadas (IPCC, 2014). Diante desse cenário, é importante considerar não somente as características climatológicas, mas também analisar o comportamento da variabilidade da precipitação na Amazônia, buscando identificar alterações ou mesmo tendências de longo prazo.

Sob este aspecto, nos últimos anos verifica-se um crescente aumento nos estudos sobre tendências de séries temporais de precipitação. Trabalhos como Paiva e Clarke (1995), Haylock et al. (2006), Obregón e Marengo (2007), Espinoza et al. (2009), Marengo (2009), Satyamurty et al. (2010), Yoon e Zeng (2009), e Marengo e Espinoza (2015) têm procurado analisar o comportamento de variáveis como temperatura, precipitação e vazões de rios ao longo do tempo e atribuindo a variabilidade interanual dessas variáveis a variações de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico tropical ou ainda às mudanças do uso do solo. Marengo e Espinoza (2015), por exemplo, fizeram uma revisão dos eventos extremos hidroclimáticos na Amazônia e notaram um aumento na frequência nas duas últimas décadas, não sendo exclusivamente associados a eventos ENOS e a uma intensificação do fluxo de umidade a partir do Oceano Atlântico Tropical em direção à Amazônia. Além disso, os autores ressaltaram a vulnerabilidade da região Amazônica devido a uma série de impactos sociais, econômicos e ambientais causados por esses extremos hidroclimáticos.

Nesta tese o teste não paramétrico de Mann-Kendall foi aplicado às precipitações médias mensais e anuais sobre o sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia para verificar a existência de tendências (Tabela 4.1). Os resultados do teste mostram tendências negativas e estatisticamente significativas durante o período de 1979-2014 em praticamente todos os meses do ano, exceto julho, sobre a área SAMZ e em particular durante a pré-estação (outubro/novembro) e o pico da estação chuvosa (dezembro/janeiro/fevereiro), o que coincide com o relatado por Li et al. (2008) que através do índice de precipitação normalizada também mostra que tem havido um aumento na frequência de condições secas.

Por outro lado, as precipitações médias mensais e anuais na área NEAMZ apesar de apresentarem tendências negativas, estas não são estatisticamente significativas. Estas tendências apresentam resultados contraditórios aos apresentados por Obregón e Marengo (2007) que encontraram tendências positivas em algumas estações pluviométricas nessa

região. Os contrastes entre as tendências observadas podem ser explicados pelas diferentes bases de dados, duração da série temporal e área analisada.

Marengo (2009), a partir de uma análise estatística das séries hidrometeorológicas, concluiu que não há uma tendência sistemática de longo prazo para condições secas ou úmidas, desde 1920. Satyamurty et al. (2010) não constataram tendências significativas na Bacia Amazônica como um todo, afirmando que a precipitação na região não passa por mudanças significativas, exceto em algumas estações individuais.

Espinoza et al., (2009), levando em consideração toda a bacia amazônica e o período de 1964 a 2003, verificou que a precipitação média apresenta uma tendência de redução particularmente intensa durante o inverno austral. Esta tendência é coerente com os resultados apresentados por Arias et al. (2011) que ressalta uma redução na convecção e nebulosidade na região amazônica.

Em geral, os estudos prévios que investigaram tendências da precipitação de longo prazo mostram diferentes tendências, muitas vezes contraditórias, seja pelas diversas técnicas utilizadas na análise de séries de tempo, ou seja, pelo tamanho da série de dados e/ou ainda diferentes períodos de tempo. No entanto, Marengo (2009) sugere que a variabilidade observada nas séries de precipitação na Amazônia pode ser explicada pela variabilidade climática na escala interanual, decadal e interdecadal e são mais evidentes na porção sul da Amazônia.

Tabela 4.1 – Tendência da precipitação média mensal no período de 1979 – 2014 a partir do teste estatístico de Mann-Kendall e o método de Sen considerando o nível de confiança maior ou igual 95% (negrito). Sendo (+) representando tendência positiva e (-) tendência negativa.

Mês	Sul da Amazônia (SAMZ)	Nordeste da Amazônia (NEAMZ)
janeiro	-	-
fevereiro	-	-
março	-	-
abril	-	+
maio	-	+
junho	-	-
julho	+	+
agosto	-	-
setembro	-	-
outubro	-	-
novembro	-	-
dezembro	-	-
Anual	-	-

Como visto anteriormente a precipitação na Amazônia apresenta uma considerável variabilidade espacial e temporal. Essa característica está associada diretamente aos sistemas meteorológicos que produzem chuva na região e à variabilidade do início e do fim do período chuvoso/seco. Desse modo, um estudo acerca de possíveis tendências na variabilidade interanual do início/fim da estação chuvosa/seca e os mecanismos pelos quais os padrões de grande escala influenciam esta variabilidade, é fundamental para compreender as tendências atuais.

A Figura 4.3 apresenta a curva densidade de probabilidade a partir das ocorrências observacionais de início e fim da estação chuvosa no período de 1979 a 2014 nas duas áreas de estudo sobre a Amazônia utilizando o critério descrito na seção 3.2.1. Ademais, as Tabelas 4.2 e 4.3 apresentam as pântadas climatológicas de início e fim, analisadas conjuntamente com a duração das estações para a climatologia observada.

O período climatológico de maior precipitação pluviométrica no sul da Amazônia (SAMZ) tem início em meados de outubro (pântada 59: 18-22) até a pântada 23 (21-25/abr) (Figura 4.3 a,b) e é seguida por uma estação seca que tem duração de 34 pântadas (170 dias) (Tabela 4.2). Resultados similares foram obtidos por Gan et al. (2004), baseado no vento zonal e na precipitação, para calcular as fases do SMAS em uma região situada sobre o Centro-Oeste do Brasil e por Garcia e Kayano (2013) aplicando a técnica de EOF ao campo antissimétrico em relação ao equador de Radiação de Onda Longa $\square ROL_{ant}$ \square . As pequenas diferenças nos resultados encontrados podem ser atribuídas à metodologia utilizada, à localização e ao tamanho da região de estudo bem menor do que a do presente trabalho.

Na área nordeste da Amazônia (NEAMZ) o início climatológico da estação chuvosa ocorre no final de dezembro (pântada 72: 22 a 26) e o fim ocorre no começo de junho (pântada 32: 5 a 9), ou seja, tem uma duração ligeiramente menor (35 pântadas: 175 dias) e uma estação seca maior (38 pântadas: 190 dias) se comparado com a área SAMZ.

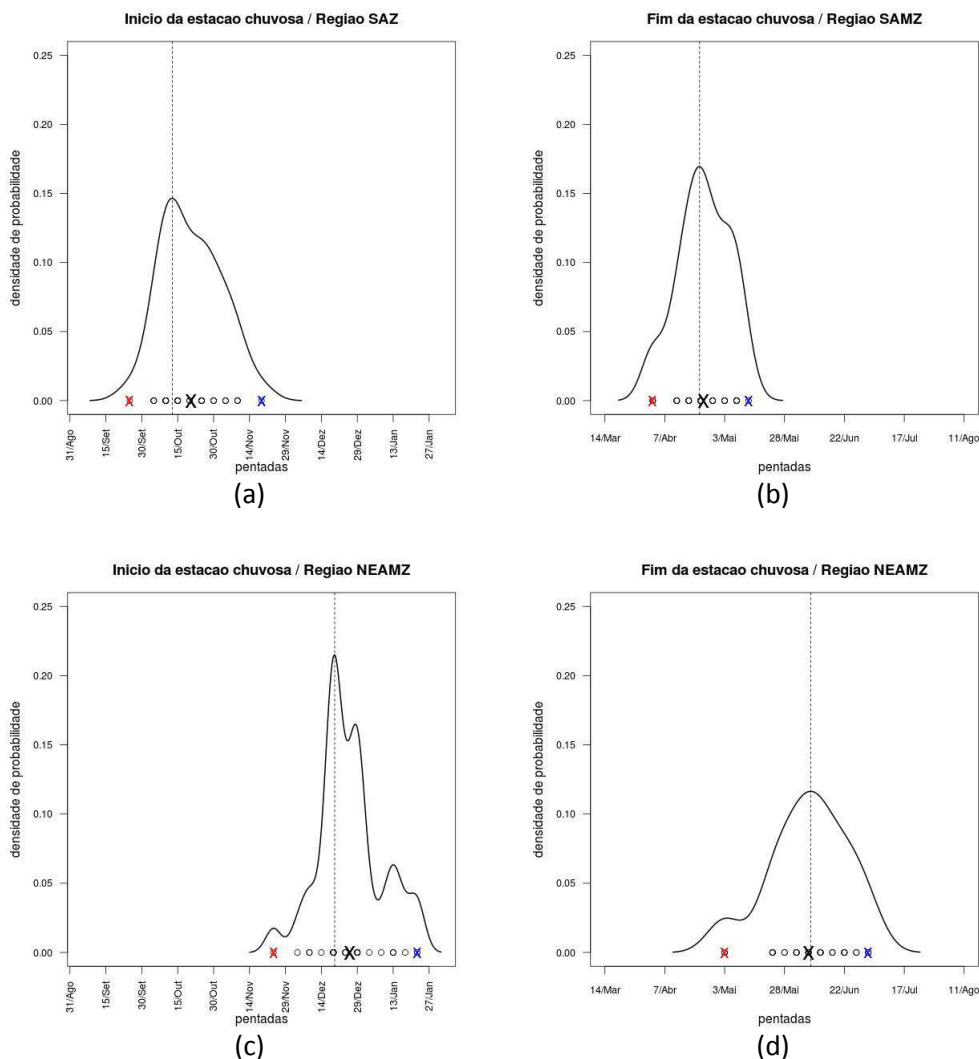


Figura 4.3 – Curvas de densidade de probabilidade das datas de início (a, c) e fim (b, d) da estação chuvosa na área sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia. A linha contínua representa a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início/fim da estação chuvosa. Todas as datas de início/fim da estação chuvosa são indicadas por círculos. A cruz preta representa a data média de início/fim e a data mais provável para o início/fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada. A data de início (fim) mais adiantado (atrasado), é indicada pela cruz vermelha (azul).

A Figura 4.3, também, revela diferença entre as formas simétricas das curvas densidade de probabilidade entre as duas áreas tanto para o início quanto o final da estação chuvosa. Revela-se também que as pênadas de início e fim da estação chuvosa nas duas áreas de estudo possuem variabilidade interanual quando comparadas com as pênadas climatológicas. Considerando o período analisado, as pênadas de início e fim apresentaram um desvio padrão de aproximadamente 3 pênadas em torno da pênada climatológica, indicando assim uma variação de aproximadamente 15 dias em torno das datas climatológicas.

Apesar desta variabilidade, os resultados mostram que em geral, ambas as áreas analisadas, possuem comportamentos similares, ou seja, prevaleceram pântadas com início normal ($\geq 80\%$ dos anos), ou seja, concentradas entre a pântada média climatológica \pm um desvio padrão. Para o fim da estação chuvosa também predominou a categoria normal ($\geq 70\%$ dos anos), sobre as duas áreas. Apenas em 3% (SAMZ) e 6% (NEAMZ) dos anos, o início adiantou e em 11% (SAMZ) e 14% (NEAMZ) dos anos a estação chuvosa teve seu início tardio.

A transição da estação chuvosa para a estação seca também teve um comportamento semelhante. O atraso no fim da estação chuvosa foi registrado em apenas 20% (SAMZ) e 14% (NEAMZ) dos anos e em 9% dos anos ocorreu fim prematuro.

Esse resultado é concordante com o de Silva e Cavalcanti (2008), baseado no comportamento do fluxo de umidade, visto que embora seja observada uma variabilidade interanual nas datas de início e fim da estação chuvosa, essa variabilidade é pequena e na maioria dos anos ocorreu no intervalo entre a pântada média climatológica \pm um desvio padrão (categoria normal).

Nas Tabelas 4.2 e 4.3, também é possível visualizar as datas extremas de início e fim prematuro que ocorreram em 1986 (pântada 54) e 2005 (pântada 19), respectivamente, na região sul da Amazônia. Os casos extremos de atraso no início e fim ocorreram em 2006 (pântada 65) e 1995 (pântada 27), respectivamente.

Na região nordeste da Amazônia, os anos anômalos foram 1985 (pântada 66) e 1983, 1992, 2012 (pântada 25) com início e fim prematuro da estação chuvosa, respectivamente. Os anos de 1983 e 2007 (pântada 5) tiveram início tardio e os anos de 1988 e 1989 (pântada 37) com fim atrasado.

Tabela 4.2 – Pêntada de início, fim e duração da estação chuvosa para a região sul da Amazônia (SAMZ)

	Sul da Amazônia			
	Início	Fim	Duração período chuvoso (pêntada)	Duração período seco (pêntada)
Prematuro	54 (23-27/Set)	19 (1-5/Abr)	-	-
Média	59 (18-22/Out)	23 (21-25/Abr)	39	34
Atrasado	65 (17-21/Nov)	27 (11-15/Mai)	-	-
Desvio Padrão	3	2	4	4

Tabela 4.3 – Pêntada de início, fim e duração da estação chuvosa para a região nordeste da Amazônia (NEAMZ)

	Nordeste da Amazônia			
	Início	Fim	Duração período chuvoso (pêntada)	Duração período seco (pêntada)
Prematuro	66 (22-26/Nov)	25 (1-5/Mai)	-	-
Média	72 (22-26/Dez)	32 (5-9/Jun)	35	38
Atrasado	5 (21-25/Jan)	37 (30/Jun-4/Jul)	-	-
Desvio Padrão	3	3	5	5

Um aspecto que deve ser ressaltado, é que não foi possível identificar uma relação clara entre a ocorrência das pêntadas de início e fim da estação chuvosa, pois há anos com início prematuro e fim normal (por exemplo, 1986/87) ou atrasado (1988/89), e anos com início atrasado e fim normal (1997/98) ou prematuro (2006/07).

Apesar dessa característica e da predominância de anos com início e fim da estação chuvosa na categoria normal analisando a duração das estações (chuvosa e seca) ao longo do período de estudo, verifica-se uma relação inversa e defasada entre a duração das estações e principalmente tendência de diminuição da duração da estação chuvosa (-0,23 pêntada/ano) e

um aumento na duração da estação seca (0,21 pênstada/ano) (Figura 4.4a) ambas com significância estatística acima de 95% no sul da Amazônia. Isto se torna mais evidente, principalmente, na última década, e pode estar associado às anomalias positivas de TSM do Atlântico Tropical Norte (COX et al., 2008; MARENGO et al., 2011b; GLOOR et al., 2015). Além disso, o ligeiro aumento na frequência de eventos de secas em toda a região amazônica, e particularmente no sul é concomitante com as tendências observadas da duração das estações (ZENG et al., 2008; LEWIS et al., 2011; MARENGO et al., 2011b). Esse resultado é comparável com aqueles encontrados por Fu et al. (2013). No nordeste da Amazônia apesar de também indicar a mesma tendência, ela é muito pequena e não é estatisticamente significativa (Figura 4.4b).

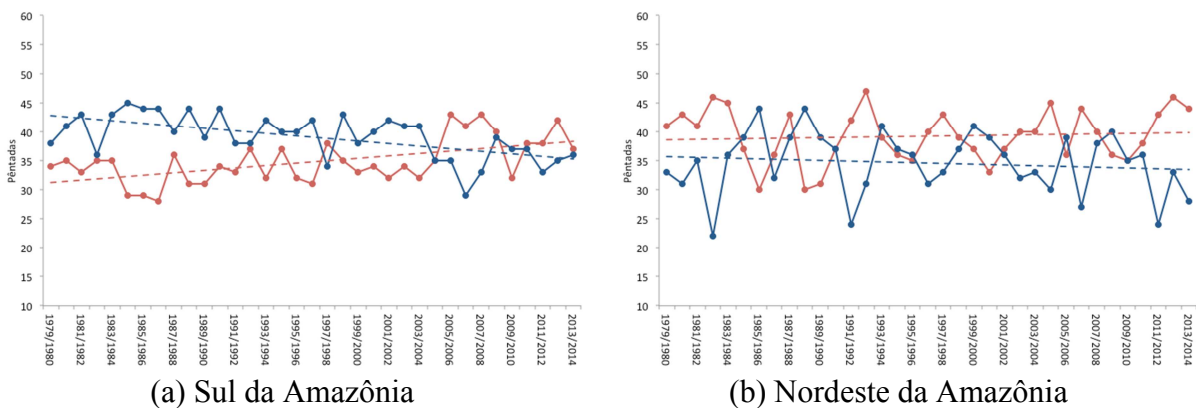


Figura 4.4 – Série temporal da duração (pênstadas) das estações chuvosa (azul) e seca (vermelho) nas regiões sul (a) e nordeste (b) da Amazônia. A linha tracejada representa a tendência linear.

Além de estudar as pênstadas de início, fim e da duração da estação chuvosa é igualmente importante, também, analisar a variabilidade da precipitação durante a mesma. Em geral, a correlação entre a duração e a precipitação acumulada na estação chuvosa é alta, com valores superiores 0,90 nas áreas de estudo. Na estação seca a correlação é um pouco menor (0,71 no sul e 0,51 no nordeste da Amazônia), o que pode ser indicativo da influência de mecanismos dinâmicos de alta frequência, por exemplo, oscilações intrassazonais dentro da estação.

Uma particularidade que merece ser destacada é que apesar de não haver uma relação forte entre a ocorrência das pênstadas de início e fim e o total acumulado na estação chuvosa, nos anos com início atrasado foram observadas anomalias negativas de precipitação e nos anos com fim atrasado prevaleceram anomalias positivas de precipitação em ambas as regiões. Na região sul da Amazônia, por exemplo, o período chuvoso de 1984/1985 foi marcado por ter tido o maior total acumulado de precipitação, 2019,3 mm, com início na pênstada 56 (normal)

e fim na pênstada 26 (tardio). O período chuvoso mais seco de toda a série foi em 2006/2007, com 1026,1 mm, caracterizado pelo início tardio (pênstada 65) e fim prematuro (pênstada 19). Por fim, também não foi observada uma relação clara entre as anomalias de precipitação no período chuvoso e a anomalias da estação seca subsequente como notado, também, por Liebmann e Marengo (2001).

Em relação às observações de longo prazo a Figura 4.5 mostra a tendência da precipitação acumulada durante as estações (chuvosa e seca) para as áreas de estudo. Os resultados mostram o sul da Amazônia com uma forte tendência estatisticamente significativa, ao nível de 95%, de redução dos totais acumulados na estação chuvosa (Figura 4.5a). Já os totais acumulados durante a estação seca apresentam uma pequena tendência significativa de aumento o que sugere um aumento da sazonalidade nesta região, o que é compatível com os resultados de Rao et al., (2015). A precipitação acumulada na estação chuvosa da região nordeste da Amazônia (Figura 4.5b) apresenta uma grande variabilidade interanual se comparado com a estação seca, entretanto, ambas as estações não apresentam tendência de redução ou aumento significativo. Vale ressaltar que Rao et al. (2015) e Satyamurty et al. (2010) detectaram uma tendência de aumento significativo da precipitação nesta região no período de 1979-2011 e 1925-2007, respectivamente. É possível que as diferenças encontradas com estes trabalhos estejam associadas ao critério usado na definição do período chuvoso e seco como também da área de estudo.

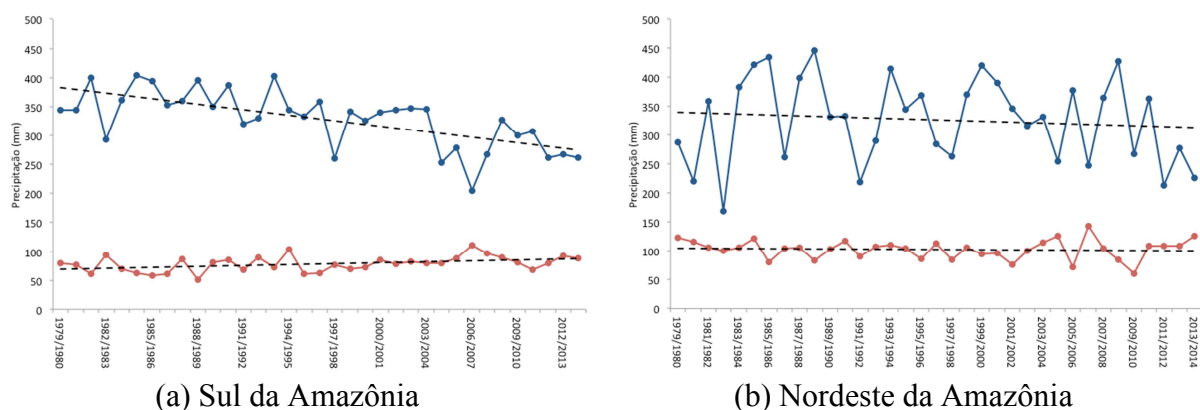


Figura 4.5 – Série temporal dos totais pluviométricos acumulados na estação chuvosa (azul) e seca (vermelho) nas regiões sul (a) e nordeste (b) da Amazônia. A linha tracejada representa a tendência linear.

Para a Amazônia, vários estudos dedicados na identificação e compreensão da variabilidade climática e suas tendências de longo prazo são encontrados na literatura (FERNANDES et

al., 2015; MARENGO; ESPINOZA, 2015; MARENGO et al., 2012a; RONCHAIL et al., 2002; YIN et al., 2014; YOON; ZENG, 2009) e muitos outros. Entretanto, a importância relativa dos vários fatores que contribuem para a variabilidade climática na Amazônia, em geral é difícil de ser determinada, visto que o clima dessa região é um claro exemplo da complexidade das interações entre os processos físicos, locais e/ou remotos, em diferentes escalas espaço/temporais, dos elementos do sistema climático. O regime de chuvas na bacia amazônica, por exemplo, é fortemente influenciado pela variação das TSMs do Pacífico e Atlântico tropicais, que estão dinamicamente acoplados entre si (RONCHAIL et al., 2002; YOON; ZENG, 2009; FERNANDES et al., 2015; GLOOR et al., 2015; SOUZA; AMBRIZZI 2002) e também por processos de superfície (ver referências no Capítulo 3).

Esses trabalhos identificaram que anomalias negativas de precipitação no centro, norte e leste da Amazônia são em geral associadas aos eventos ENOS e anomalias de TSM no Atlântico tropical. Esses estudos ressaltaram, ainda, que algumas das maiores secas na Amazônia foram devido a: ocorrência de intensos eventos de El Niño; forte aquecimento das águas superficiais do Atlântico tropical norte durante o verão-outubro no Hemisfério Norte; ou ambos. Estudos paleoclimáticos evidenciam secas extensivas e talvez de ampla propagação de fogo relacionadas a eventos de paleoENOS que ocorreram na Bacia Amazônia em 1.500, 1.000, 700 e 400 A.P., e esses eventos podem ter sido substancialmente mais severos do que aqueles de 1982–1983 e de 1997–1998 (MEGGERS, 1994; ALVES et al., 2013).

Na temática dos estudos encontrados na literatura, fez-se também uma análise diagnóstica do impacto das anomalias de TSM do oceano Pacífico (OP) (Niño 3.4) e Atlântico Tropical Norte (ATLN) (10-28S/58-20W) na variabilidade climática sobre as áreas de estudo.

Em geral, correlações pouco significativas, negativas e menores que 0,30, foram encontradas entre as anomalias de TSM no OP e a variabilidade da precipitação (início, fim, duração e total acumulado de precipitação nas estações) sobre área sul da Amazônia. Correlações positivas das datas de início (0,51) e negativas com total acumulado na estação chuvosa (-0,60) foram verificadas sobre o nordeste da Amazônia indicando que um aumento nas TSMs do OP pode levar a um atraso na data de início do período chuvoso e uma redução dos totais acumulados na estação.

Correlação positiva ($> 0,40$) foi verificada com as datas de início e correlações negativas maiores que $0,40$ foram também encontradas para o fim e o total acumulado de precipitação na estação chuvosa para o sul da Amazônia. Esse resultado sugere que a precipitação nessa região pode estar relacionada ao aquecimento do Oceano Atlântico Tropical Norte que induz movimento subsidente sobre a região, resultando na diminuição das precipitações na região conforme também discutido por Yoon e Zeng (2009). Correlações pouco significativas entre as datas de início, fim, duração e total acumulado de precipitação na estação chuvosa no nordeste da Amazônia e as anomalias de TSM no ATLN foram obtidas.

De forma geral, os resultados das correlações obtidas aqui sugerem que as anomalias de TSM de ambos os oceanos relacionam-se de forma distintas com a variabilidade climática (início, fim, duração e total acumulado de precipitação nas estações) nas áreas de estudo, sendo o oceano Pacífico impactando o nordeste, e o Atlântico Tropical Norte o sul da Amazônia. Importante destacar que no caso do ATLN nas últimas décadas se observa a persistência de anomalias positivas de TSM (TRENBERTH; SHEA, 2006) o que pode ter refletido na ocorrência de secas na Amazônia, como as observadas em 2005 e 2010, pela influência de uma célula meridional de Hadley (MARENGO et al., 2008, 2011c).

Em 2005, não foram observadas alterações significativas na precipitação e no nível dos rios no nordeste e centro da Amazônia, onde historicamente ocorreram secas severas devido a eventos ENOS extremos (1926 1983 e 1998). Por outro lado, a TSM do Atlântico teve um impacto significativo no sul da Amazônia, especialmente durante a estação seca (maio-setembro) de 2005 (ZENG et al., 2008). Em 2010, embora a seca tenha sido iniciada por um El Niño, ela tornou-se mais intensa durante a estação seca devido ao aquecimento do ATLN (MARENGO et al., 2011c).

Vale ressaltar que Yoon e Zeng (2009) constataram que apenas uma fração da variabilidade da precipitação na Amazônia pode ser explicada pelo ENOS, e que esta relação é mais atuante somente durante a estação chuvosa. Os autores sugerem que a influência do Atlântico Tropical Norte na variabilidade climática na região Amazônica pode ser comparável ao ENOS do oceano Pacífico, sendo importante a avaliação conjunta da influência da TSM do Atlântico Tropical nessa região e concordando com estudos anteriores que mostraram que as variações de precipitação da Amazônia também estão relacionadas às TSM no Atlântico Tropical (LIEBMANN; MARENGO 2001; RONCHAIL et al. 2002; MARENGO et al. 2008).

Baseando-se no fato de que o sinal mais significativo de redução de chuva no período chuvoso deu-se no sul da Amazônia como visto na Figura 4.5a, fez-se uma análise das tendências das anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e da Oscilação Decenal do Pacífico associadas aos totais acumulados de precipitação para compreender os potenciais mecanismos que explicam essa tendência.

A Figura 4.6 mostra as séries de tempo das anomalias de TSM do Pacífico e Atlântico Tropical Norte, da Oscilação Decenal (ODP) do Pacífico e as anomalias de precipitação no período chuvoso da região sul da Amazônia de 1980 e 2014. O padrão de chuva (Figura 4.6d) mostra desvios predominantemente positivos até 2004 e negativos depois até 2014, indicando uma mudança de sinal (fase) na série temporal das anomalias de precipitação durante o período chuvoso. Associado a esse padrão nota-se a predominância de anomalias positivas no ATLN (Figura 4.6c) e a ODP na sua fase fria (valores negativos) e com correlação positiva (0,42) com as anomalias de precipitação. Já as anomalias do Pacífico (Figura 4.6a) mostram sinais alternantes de 1-3 anos durante todo o período e correlação pequena negativa (-0,22).

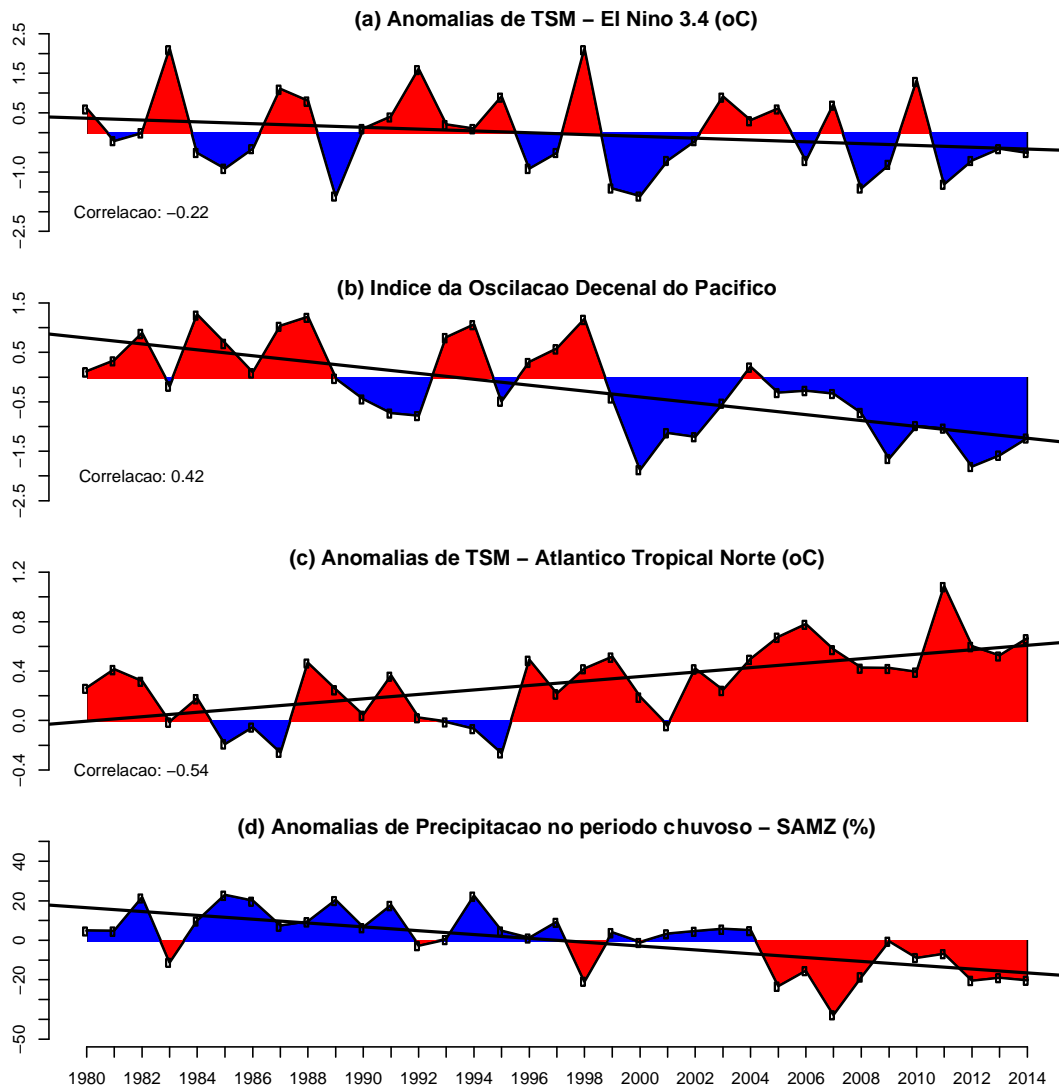


Figura 4.6 – Séries de tempo das anomalias de TSM do Pacífico (a), Atlântico Tropical Norte (c), Índice da Oscilação Decenal do Pacífico (b) e Anomalia de precipitação no período chuvoso da região sul da Amazônia (d) referente ao período de 1980 e 2014. A correlação temporal entre a série de anomalia de precipitação (d) e as séries de tempo de ATSM (a,c) e o IODP (b) é indicado no canto inferior esquerdo de cada painel. A tendência das séries de tempo é representada pela linha preta contínua em cada painel.

É importante relembrar que a variabilidade da precipitação na Amazônia não se deve somente aos padrões de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, é relevante considerar, também, os efeitos sinérgicos de mudança do uso e cobertura da terra e o efeito de aerossóis devido à queima de biomassa durante a estação seca, como ressaltado por estudos observacionais (ANDREAE et al., 2004; ARAGAO et al., 2008).

Os resultados de tendência de aumento da duração da estação seca, redução da duração e da precipitação na estação chuvosa, em particular no sul da Amazônia, e as relações entre as anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a variabilidade da precipitação, são

consistentes com as tendências negativas e estatisticamente significativas do total médio mensal e anual da precipitação, mostrado preliminarmente e com estudos que mostram que essa tendência de redução da precipitação parece ser mais evidente a partir da década de 1970 (ARIAS et al., 2015; FU et al., 2013; MARENGO et al., 2011b; SAATCHI et al., 2013; YIN et al., 2014; ZOU et al., 2015) e com o aumento na frequência de anomalias negativas de precipitação que caracterizaram secas extremas nas últimas décadas (LI et al., 2008; ESPINOZA et al., 2009a, 2009b; MARENGO; ESPINOZA, 2015).

Essas mudanças na duração e total acumulado de precipitação da estação seca são normalmente acompanhada por uma época prolongada de incêndios (FERNANDES et al., 2011; BRANDO et al., 2014) e como consequência um aumento na concentração de aerossóis que têm potencial de reduzir o fluxo de radiação solar líquida na superfície e efeito em diminuir o fluxo de calor latente e a quantidade de água precipitável na atmosfera com potencial de afetar o início da estação chuvosa e a quantidade de chuva na região (ANDREAE et al., 2004).

Esta combinação de aumento da duração da estação seca, redução da precipitação na estação chuvosa, secas extremas mais frequentes e um aumento da probabilidade de ocorrência de queimada pode desempenhar um papel crítico no futuro, em particular na área sul da Amazônia, apesar do aumento da resiliência das florestas tropicais em um ambiente de CO₂ atmosférico elevado (GOOD et al., 2013; COX et al., 2013).

Sob essa nova ordem climática regional, a redução da precipitação na estação chuvosa e prolongamento da estação seca como visto anteriormente, pode ter consequências graves para o bioma amazônico, incluindo uma potencial perda de biomassa (LEWIS et al., 2011), acelerando os efeitos das mudanças climáticas (COX et al., 2004).

Gimeno et al. (2012, 2013) investigando através do método Lagrangeano regiões oceânicas que contribuem como áreas fontes e sumidouros de umidade para regiões continentais e sua relação com a variabilidade climática e os impactos no ciclo hidrológico encontraram que o Atlântico tropical apareceu como uma importante região fonte de umidade para a Amazônia durante todo o ano, principalmente no verão. Mais recentemente, Tan et al. (2015), utilizando dados de sensoriamento remoto ressaltaram um aumento da precipitação tropical nas últimas décadas associado a um aumento na frequência de eventos de convecção

profunda organizada de mesoescala enquanto a frequência de convecção menos organizada diminuiu.

4.2 Projeções de mudanças climáticas na Amazônia

Neste capítulo serão analisadas as simulações e projeções de mudanças climáticas sobre a Amazônia, feitas com o modelo regional, HadRM3P, aninhado ao subconjunto de quatro integrações do HadCM3 pelo método PPEs no cenário de emissões A1B, para o clima presente (1961-2010) e diferentes períodos do clima do século XXI (2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100).

A apresentação e discussão das projeções climáticas são precedidas de uma breve análise da destreza do modelo em simular as características climatológicas do clima presente da variável precipitação sobre a Amazônia, bem como assinalar o sinal e a magnitude dos vieses do modelo.

4.2.1 Destreza do modelo climático regional

A variabilidade sazonal e anual climatológica da precipitação e o viés associado, resultante da média do conjunto dos modelos podem ser vistos na Figura 4.7. De maneira geral, a distribuição espacial e temporal simulada pelo modelo se aproxima do padrão climatológico, ou seja, permite identificar os diferentes regimes pluviométricos observados durante as estações do ano. Neste caso, merece destaque: i) estação seca e chuvosa bem definida no sul e nordeste da Amazônia; ii) altos valores pluviométricos na estação de verão (Figura 4.7a), em particular na porção central e sul associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Nota-se que durante o outono (Figura 4.7b) o modelo consegue capturar bem a variabilidade da precipitação que se desloca para o noroeste da Amazônia representando o fim da estação chuvosa na porção sul da Amazônia continuando até meados da primavera.

No inverno (Figura 4.7c) o modelo representa bem as características climáticas da estação, como a ausência de precipitação na parte central do Brasil, sul e leste da Amazônia um padrão climatológico observado nesta época do ano e que está associado ao estabelecimento de forma persistente do flanco oeste da alta subtropical do Atlântico provocando forte subsidência atmosférica e diminuindo a umidade relativa.

Os máximos de chuva sobre a Venezuela e Colômbia que em geral ocorrem neste período do ano também estão presente nas simulações.

A estação da primavera (Figura 4.7d), por constituir-se uma estação de transição entre o inverno e o verão, e quando o SMAS começa a se desenvolver faz com que, em geral, os modelos tenham mais dificuldades em simular adequadamente as circulações, em baixos e altos níveis sobre a América do Sul tropical, fortemente associadas à precipitação máxima sobre a Amazônia e à ZCAS (VERA et al., 2006b), entretanto, o modelo representa razoavelmente bem a expansão da banda de precipitação do noroeste para leste e sudeste, da Amazônia coerente com a climatologia observada.

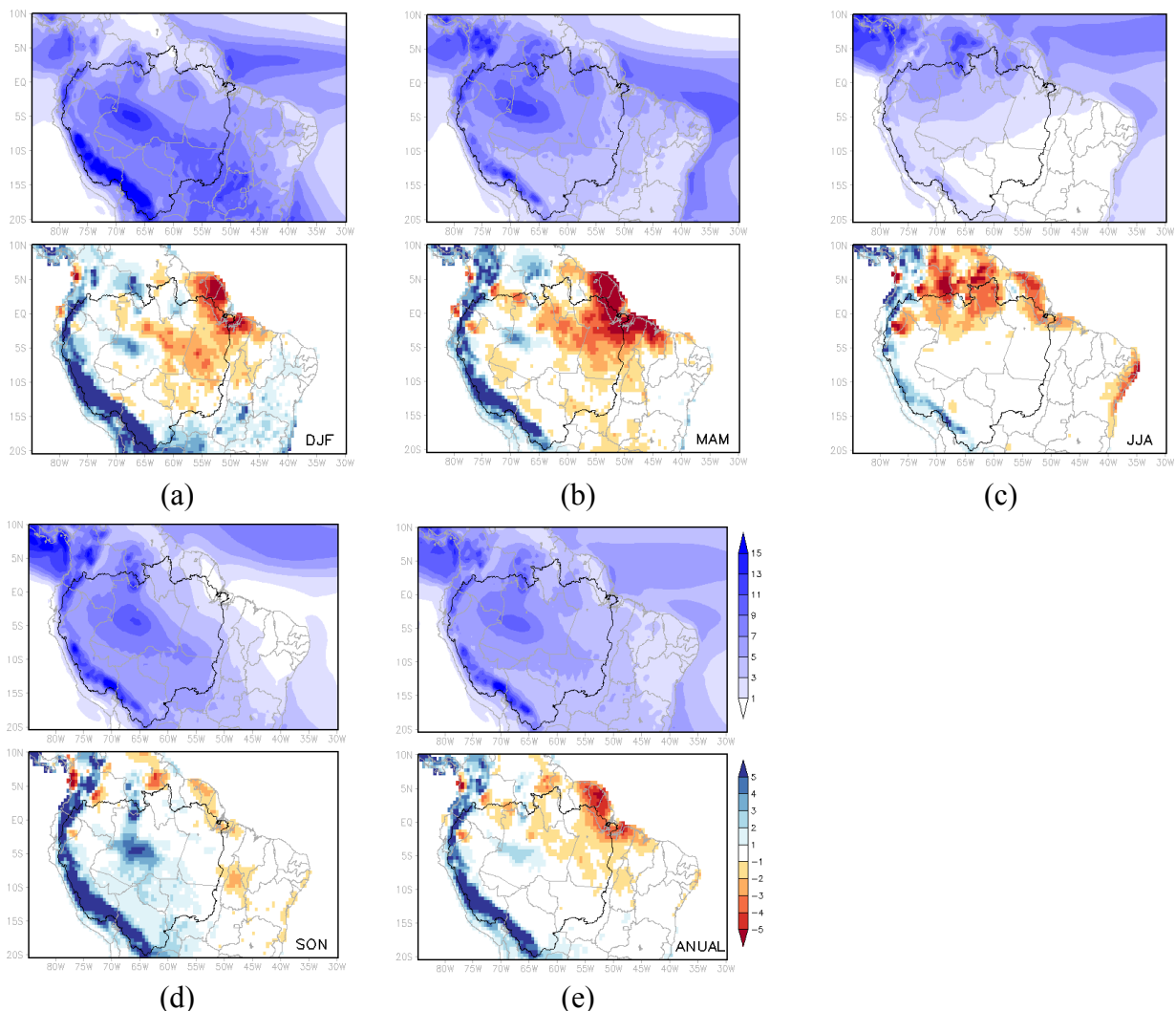


Figura 4.7 – Climatologia média sazonal e anual de precipitação (superior), e viés associado (inferior), resultante da média das simulações do HadRM3P para o período de 1979 a 2010. As unidades estão mm/dia.

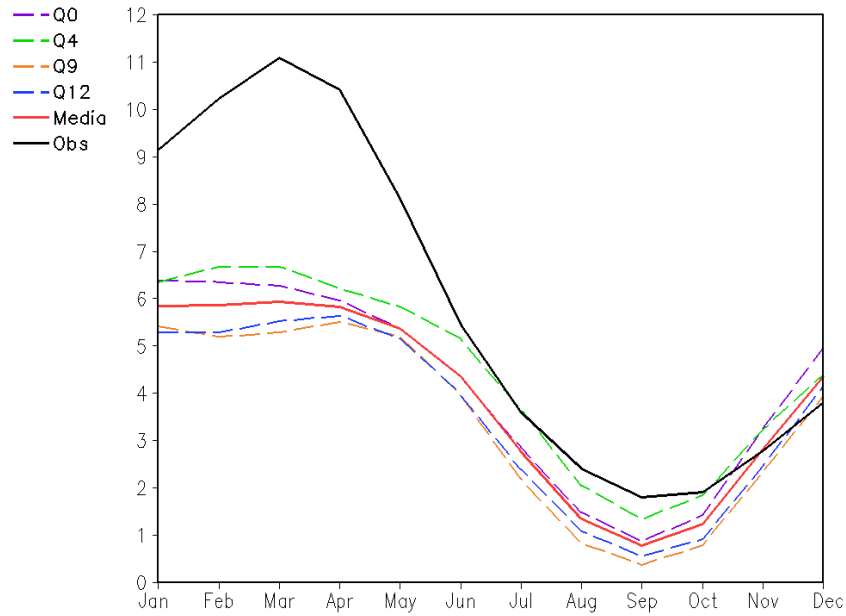
Apesar de o modelo representar bem os padrões climatológicos da precipitação de cada estação do ano sobre grande parte da Amazônia, observa-se uma subestimativa (anomalias negativas) do total pluviométrico em algumas áreas. Esse viés negativo (valores menores que 3 mm/dia) é verificado em todas as estações e na média anual principalmente no norte/nordeste da Amazônia. Superestimativas (anomalias positivas) de precipitação (~ 2 mm/dia) são observadas no oeste e partes do sul durante SON. Em geral, na média anual a precipitação é bem representada no sul da Amazônia. Em particular, sobre a região dos Andes, verificam-se superestimativas de precipitação, com desvios superiores a seis mm/dia. Essas imperfeições na simulação das chuvas em grande parte da Amazônia foram identificadas em vários estudos (ALVES; MARENGO, 2009; CHOU et al., 2012; FERNANDEZ; FRANCHITO; RAO, 2006; FIGUEROA, 1999; OYAMA, 2006; SOUZA, 2006), nos quais relacionam esses erros à má representação de alguns componentes do ciclo hidrológico (cobertura vegetal, umidade do solo, fluxos de superfície) e à parametrização de convecção não ajustada corretamente. Os resultados obtidos se assemelham aos obtidos por Torres (2014) que avaliou as simulações dos MCGs do CMIP3 e CMIP5.

A Figura 4.8 ilustra o ciclo anual climatológicos da precipitação observada (CPC – *Climate Prediction Center*) e simulada pelos modelos individualmente e a média do conjunto, sobre as áreas de estudo (nordeste (NEAMZ) e sul (SAMZ) da Amazônia - Figura 3.4). Em geral, em ambas as áreas observa-se pouca dispersão entre os modelos. Logo, a variabilidade gerada por processos no interior do domínio deve ser pequena, o que sugere que é possível reduzir o número de modelos em estudos climáticos utilizando modelos regionais e assim reduzindo o custo computacional. Essa hipótese é reforçada por Oyama (2006) e Alves e Marengo (2009), que encontraram pequena variabilidade intermembros em todos os meses do ano nas suas simulações utilizando o modelo MM5 e HadRM3P, respectivamente.

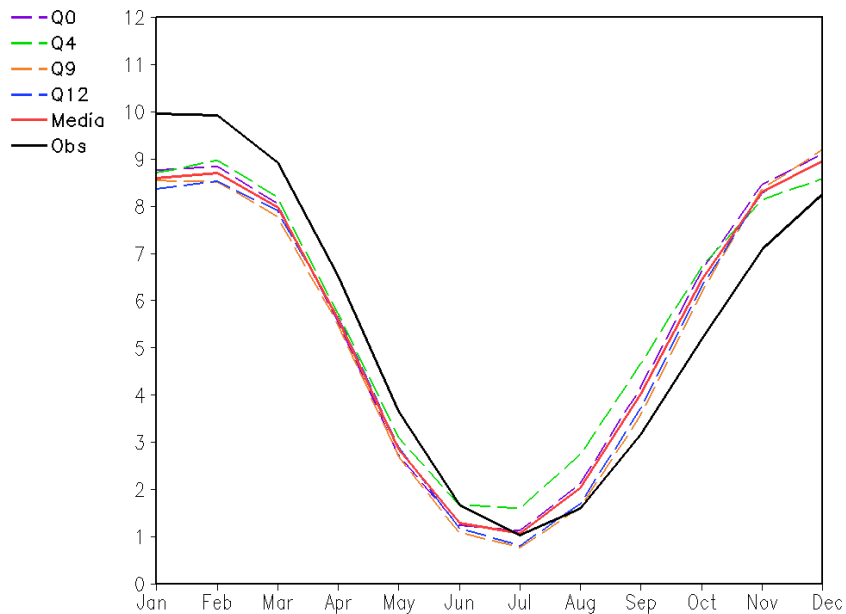
Uma característica marcante nas séries temporais simuladas pelo modelo, considerando as características regionais de cada área, é uma concordância com o ciclo climatológico observado, isto é, a variação sazonal bem representada (pouca precipitação durante os meses secos e totais elevados durante os meses chuvosos), entretanto, apresenta viés com relação à magnitude observada principalmente no verão.

Sistematicamente, observa-se uma forte tendência do modelo em subestimar a precipitação na estação chuvosa na área NEAMZ, exceto nos meses de novembro e dezembro (Figura 4.8a). Contudo, o modelo consegue capturar os máximos e mínimos, associados às estações

de inverno e verão. Já para o SAMZ, comparativamente, nota-se que o modelo consegue simular razoavelmente melhor o ciclo anual, apesar de subestimar a precipitação durante os meses mais chuvosos e superestimar no período de transição (estação seca/chuvosa). Nesta área (Figura 4.8b), também foi registrado um deslocamento na fase do ciclo anual de precipitação simulada em relação ao observado.



(a) Nordeste da Amazônia



(b) Sul da Amazônia

Figura 4.8 – Ciclo anual de precipitação observada (preta, CPC) e simulada (linhas tracejadas coloridas) pelo HadRM3P nas áreas de estudo: nordeste (NEAMZ) e sul (SAMZ) da Amazônia. A linha em cinza representa a média das simulações. As unidades estão mm/dia.

Resultados da verificação quantitativa das simulações obtidas a partir do cálculo do viés, RMSE e correlação (*c.c*) entre a simulação (média do conjunto) e os dados observados de precipitação são apresentados na Tabela 4.4. Observaram-se resultados bastante expressivos nas duas áreas de estudo, isto é, coeficiente de correlação (*c.c*) significativo, superiores a 0,8. No entanto, a magnitude das taxas anuais de precipitação média simulada e observada, difere. O viés exibe déficits de precipitação sobre as duas áreas de estudo. Para o SAMZ o modelo possui menor erro de viés e RMSE, com valores da ordem de 0,8 e 5,44, respectivamente. Durante os meses de maior precipitação (janeiro a maio), no NEAMZ, o modelo apresenta viés seco. Isso reflete, na média, em um erro de viés da ordem de -10,1 mm e RMSE de 14,45. Não é uma tarefa fácil quantificar a importância das diversas componentes num modelo climático devido a complexidade dos fatores envolvidos e suas inter-relações, entretanto, sugere-se que os vieses encontrados nessa região podem estar relacionados em maior e/ou menor grau as parametrizações dos processos físicos ligados a precipitação (esquema de parametrização de convecção, os processos de superfície e processos de subgrade do modelo regional) e/ou ainda as condições de fronteiras laterais e possíveis vieses inseridos do modelo global (ALVES; MARENGO, 2009). Para a climatologia mensal da precipitação, o HadRM3P, possui correlações superiores a 0,90 tanto sobre o NEAMZ quanto sobre o SAMZ.

Tabela 4.4 – Escores estatísticos entre a precipitação média observada e a simulada pelo modelo (média dos modelos) para as áreas: sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia

Área	Viés	RMSE	<i>c.c</i>
NEAMZ	-10,1	14,45	0,89
SAMZ	-0,8	5,44	0,95

As análises acima mostram que o modelo regional HadRM3P consegue simular as principais características da variabilidade sazonal da precipitação apesar de apresentar deficiências com relação à intensidade. Os maiores vieses encontrados são sobre a área NEAMZ. Apesar dos erros sistemáticos com relação à intensidade da precipitação, ressalta-se que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem o ciclo anual similarmente ao encontrado com a observação, sendo, portanto, essa condição fundamental para aplicar o critério aqui proposto para identificar as fases e características do ciclo anual. Em complemento, este conhecimento é importante para análise e compreensão dos resultados nos itens subsequentes deste capítulo.

4.2.2 Clima futuro e avaliação das incertezas nas projeções de mudanças climáticas na Amazônia

Nesta seção serão apresentadas as projeções de mudanças climáticas no bioma Amazônia para diferentes períodos do século XXI. As análises serão feitas a partir da média das projeções produzidas pelo HadRM3P-HadCM3.

A Figura 4.9 mostra a mudança sazonal e anual de precipitação sobre a Amazônia projetada para diferentes períodos futuros: curto (de 2011 a 2040), médio (2041 a 2070) e longo prazo (2071 a 2100) em relação à média do período 1961-2010 (clima presente) a partir da média do conjunto de modelos. Algumas similaridades são notadas entres os diferentes períodos em todas as estações e na média anual. Os padrões de mudanças são quase idênticos e diferem somente em magnitude, ou seja, à medida que avançamos no século as mudanças projetadas se tornam maiores. Em geral, projeta-se redução de precipitação sobre grande parte do nordeste da Amazônia para todas as estações e média anual, enquanto no sul e oeste vê-se aumento, o qual é mais intenso no final do século (2071-2100) para as estações de verão (DJF), outono (MAM) e anual com mudança de precipitação em torno de 13% durante o verão. A média anual apresenta padrões similares aos do verão e outono, porém com intensidades muito mais reduzidas.

A média do conjunto também indica redução significativa da precipitação no inverno (JJA) e primavera (SON) sobre grande parte do norte/nordeste e algumas porções do sul da Amazônia em todos os períodos com redução da precipitação de aproximadamente 30% na primavera.

Para explorar a incerteza com relação às mudanças, a Figura 4.9 também apresenta a concordância (linhas tracejadas) no sinal projetado de mudança sazonal e anual de precipitação proveniente do conjunto de integrações. Notam-se que os padrões de concordância são coerentes para os diferentes períodos e estações do ano e média anual, o que pode ser constatado ao considerar as áreas hachuradas. Para o verão e outono no sul da Amazônia, por exemplo, as projeções dos vários membros do ensemble concordam no sinal de aumento de precipitação nos três períodos.

A incerteza com relação às mudanças, também, é bem pequena na primavera (SON) e em geral as áreas em que a magnitude das projeções de mudanças de precipitação são maiores

em todas as estações do ano e na média anual. Adicionalmente, no extremo norte/nordeste da Amazônia os modelos concordam com uma redução da precipitação nestas regiões. Por outro lado, durante o inverno nota-se a maior discordância em relação ao sinal da mudança, exceto para oeste da Amazônia (aumento da precipitação) o que confere a esta estação um alto nível de incerteza nas mudanças projetadas.

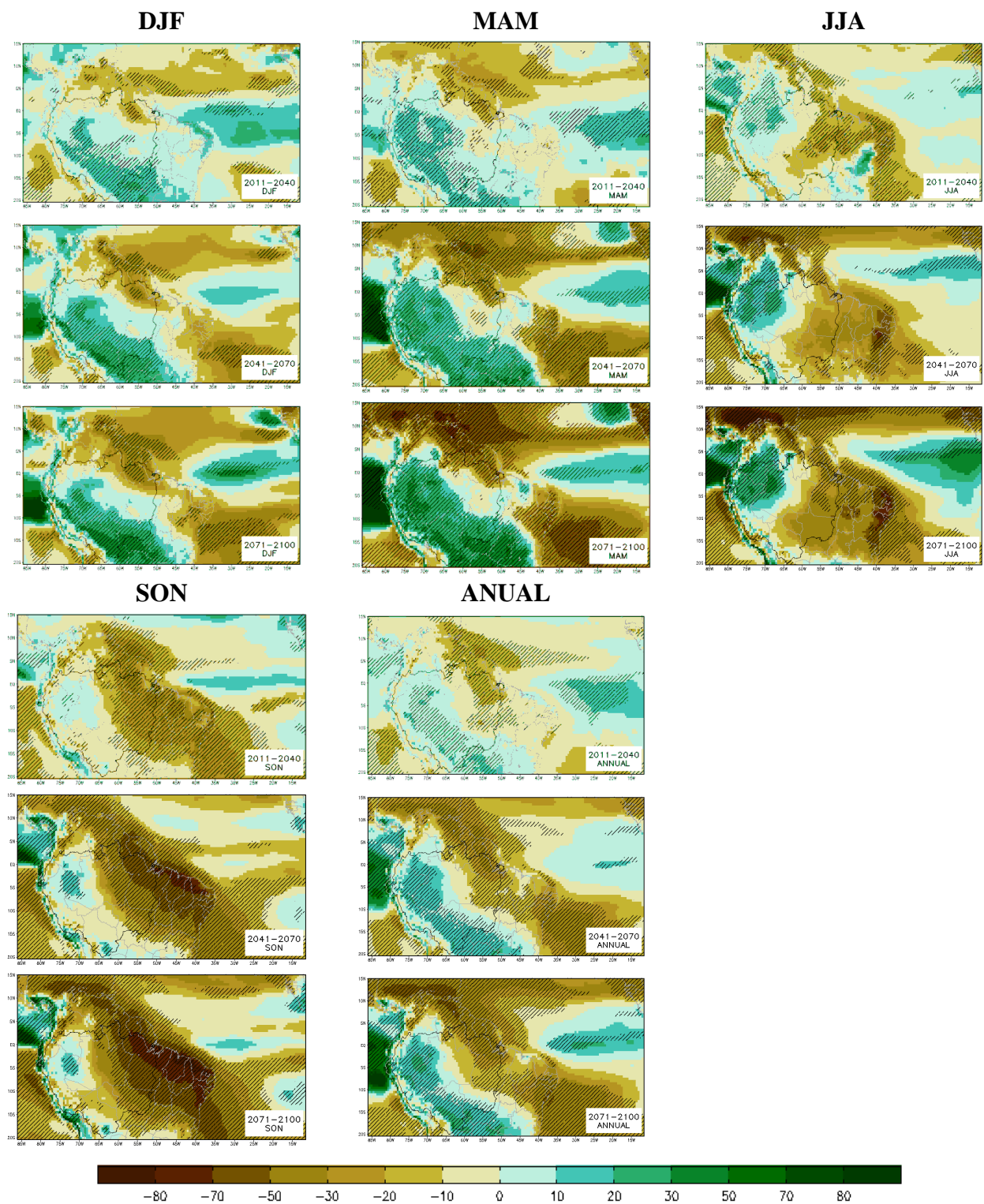


Figura 4.9 – Mudanças sazonal e anual de precipitação (%), projetadas para diferentes períodos (2011-2040, painel superior; 2041-2070, painel do médio; 2071-2100, painel inferior) em relação à média do período 1961-1990 a partir da média dos modelos. As linhas tracejadas representam regiões em que os modelos concordam no sinal da mudança. As áreas não tracejadas são as que apresentam incerteza.

Apesar de não ser correto comparar diretamente os resultados aqui apresentados com os produzidos pelos Modelos Climáticos Globais participantes do CMIP3 e CMIP5 por causa

de suas naturezas distintas (por exemplo, resolução espacial e esquemas de parametrização) é importante ressaltar que as projeções aqui analisadas estão bastante consistentes com aquelas produzidas pelos conjuntos de modelos do CMIP3 e 5, ou seja, para o clima futuro, alguns padrões são projetados para a Amazônia, como aquecimento, chegando a valores acima de 5°C e redução da precipitação no inverno e primavera austral sobre o norte/nordeste e aumento de precipitação nos meses de verão e outono no sul e oeste da Amazônia. Esses padrões sobre a Amazônia, também, foram encontrados em outros trabalhos de mudanças climáticas que utilizaram a técnica de downscaling dinâmico, como em Marengo et al. (2012c), Reboita et al. (2014) e Solman et al. (2013).

Além da análise espacial da mudança de precipitação projetada, foi realizada também uma análise quantitativa da sazonalidade das projeções individuais de cada modelo para as duas regiões de estudo que podem auxiliar na identificação de mudança no ciclo anual da precipitação. A Figura 4.10 apresenta o boxplot da mudança da precipitação pelos diferentes membros para a região sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia para diferentes períodos futuros. Avaliando, individualmente, as projeções de precipitação de todos os membros, é possível observar a incerteza a eles associada em ambas as regiões. Nota-se, ainda, que existe uma amplificação dos extremos, tanto desvios máximos quanto mínimos.

No SAMZ existe uma predominância de redução da precipitação no fim da estação seca (junho a agosto) e nos meses de transição (setembro – novembro) sugerindo uma intensificação e prolongamento da estação seca, entretanto, nos meses subsequentes nota-se uma tendência de aumento significativo das precipitações em média 2 mm/dia em relação à média histórica para a maioria dos modelos. Este sinal é consistente com a variabilidade interanual de precipitação observada na Amazônia nas últimas décadas (Seção 4.1) e com as hipóteses de que este cenário é, provavelmente, devido ao deslocamento para norte da ZCIT decorrente do aquecimento assimétrico entre os dois hemisférios que é particularmente claro na bacia do Atlântico tropical e por padrão mais frequente de temperatura das águas superficiais do oceano Pacífico equatorial, típica do fenômeno El Niño, conforme levantada em vários trabalhos (COOK et al., 2012; JOETZJER et al., 2013; FU et al., 2013).

Avaliando, individualmente, as projeções de precipitação no NEAMZ, podemos observar que existe uma maior incerteza entre os membros, ou seja, alguns indicando redução da precipitação em alguns meses e outros até aumento. Apesar dessa discrepância de magnitude entre as projeções, em geral, existe uma tendência de redução significativa da precipitação

em praticamente todos os meses do ano e um incremento dos extremos (tamanho das hastes inferiores e superiores).

Não obstante, apesar do comportamento distinto entre as áreas nota-se que existe uma tendência de redução da precipitação com significância estatística ao nível de 95% nos meses de transição (setembro e outubro) em todos os períodos em ambas as regiões, apesar de ser menos acentuada no NEAMZ, corroborando com as análises anteriores.

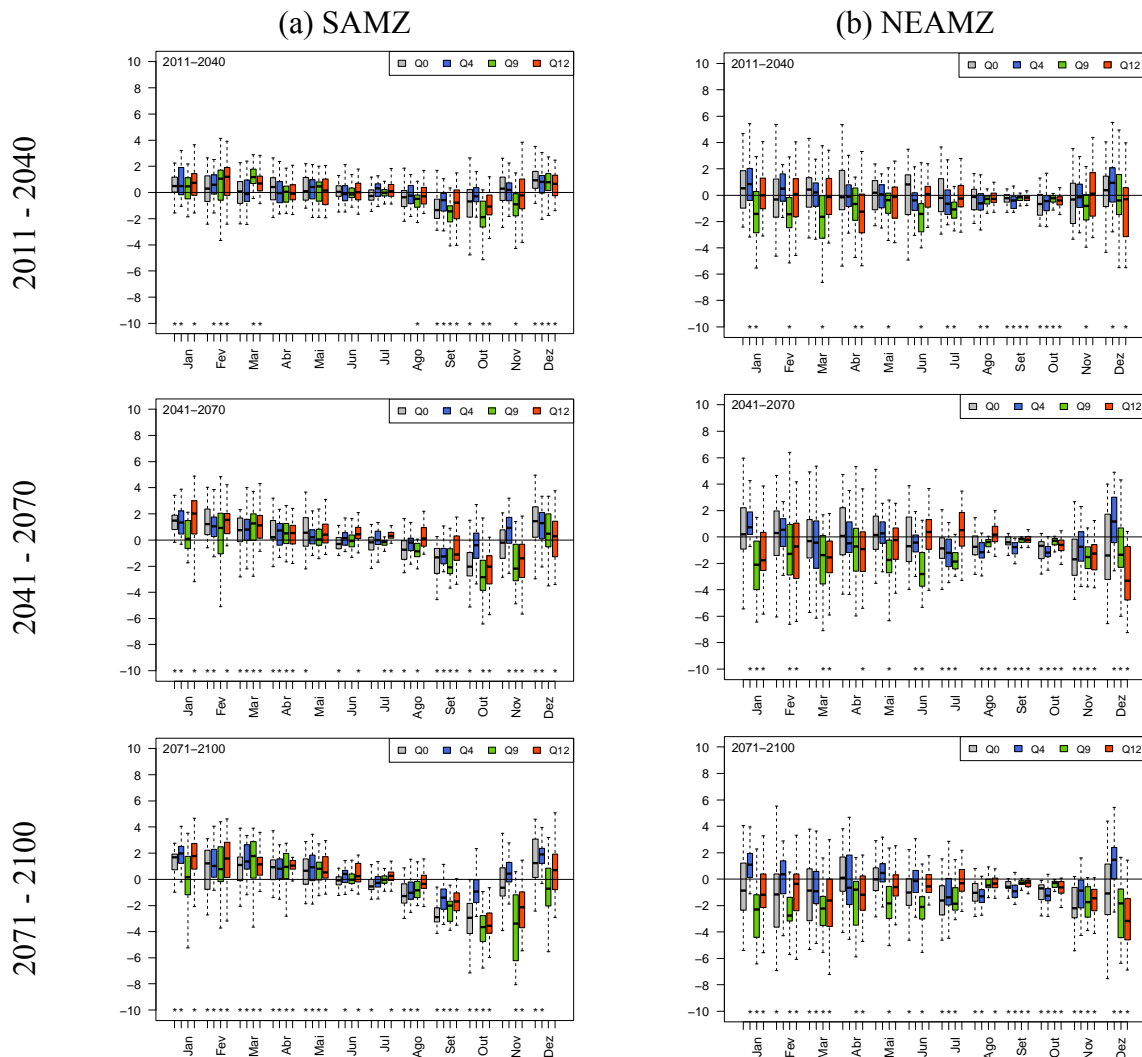


Figura 4.10 – Boxplot da mudança da precipitação média mensal (mm/dia) projetada para 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 provenientes dos diferentes modelos nas áreas de estudo: (a) sul da Amazônia – SAMZ, (b) nordeste da Amazônia – NEAMZ. As diferentes tonalidades de cores representam os diferentes modelos. No boxplot linha central representa a mediana da série de dados. A linha inferior da caixa marca o quartil inferior (Q1), que delimita o valor que deixa 25% dos dados abaixo desse valor, e a linha superior marca o quartil superior (Q3) que delimita o valor que deixa 75% dos dados abaixo desse valor. As hastes inferiores e superiores marcam, respectivamente, os valores de $Q1 - 1.5IQR$ e $Q3 + 1.5IQR$, sendo IQR o intervalo interquartil ($IQR = Q3 - Q1$). A significância estatística ao nível de 95% do teste-t é representada pelo símbolo * acima do eixo das abscissas. As unidades são mm/dia.

Até o presente, analisamos as alterações climáticas no contexto de média sazonal e anual da precipitação, ou simplesmente contrastando a estação chuvosa e seca, ou ainda focando num mês específico do ano. Mas, não são apenas as mudanças nos padrões médios de verão e/ou inverno que são relevantes para caracterização do clima. Os períodos de transição podem ser também igualmente importantes porque têm uma forte influência sobre os ecossistemas naturais e em atividades humanas como a agricultura, pecuária, gestão da água, transporte ou turismo, em relação, principalmente, à época do início e fim da estação chuvosa. Essa influência se dá devido, principalmente, a mudanças nos processos e ciclos dentro da floresta, entre estes, destacam-se as alterações nas características do solo, quantidade de biomassa vegetal e emissões de CO₂, e gases de efeito estufa devido a queima da biomassa, maior vulnerabilidade a queimadas, entre outros.

Nesse sentido, uma das graves consequências das mudanças na variabilidade climática não é somente uma mudança na intensidade da precipitação durante a estação chuvosa, mas um aumento na duração da estação seca desde a década de 1970, como ressaltado por diversos autores (FU et al., 2001; COSTA; PIRES, 2010; MARENGO et al., 2011b). Isto é, particularmente, importante no sul e leste da Amazônia que já conta com uma estação seca relativamente longa (em média 34 pântadas) e que qualquer aumento na sua duração pode ter impactos regionais significativos, implicando, por exemplo, aumento do risco da ocorrência de queimadas e mudança na climatologia da chuva e conseqüentemente aumentando a vulnerabilidade dos ecossistemas. Esses impactos ecológicos afetam a possibilidade de manejo sustentável da floresta na região, que é uma premissa básica para a economia regional (BROWN et al., 2006).

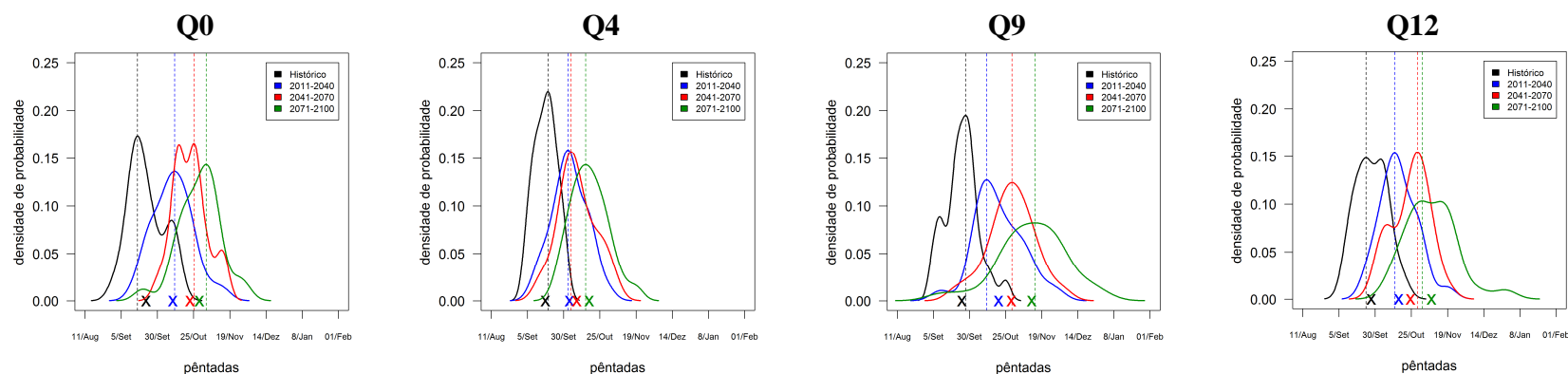
As Figuras 4.11 e 4.12 ilustram as curvas densidade de probabilidade com base nas datas de início e fim projetadas por cada membro nas duas áreas de estudo sobre a Amazônia. Ademais, as Tabelas 4.5 e 4.6 apresentam as pântadas de início e fim para a média do conjunto dos membros, analisado conjuntamente com a duração e a precipitação acumulada na estação chuvosa e seca utilizando o critério descrito no item 3.2.1.

As projeções do fim da estação chuvosa (Figura 4.11b e 4.12b) nas duas áreas de estudo, mostram que apesar de existir uma diferença na forma das curvas entre os resultados dos membros individualmente, em geral, as curvas não mostram assimetrias o que sugerem que o fim da estação não tem uma grande variabilidade temporal e não há indicação de mudança significativa na data média do fim da estação chuvosa.

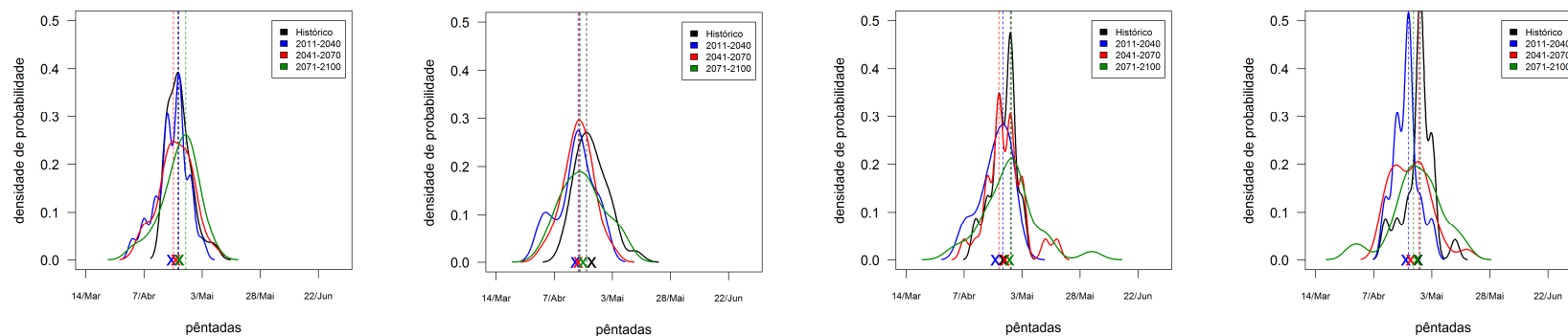
É na área SAMZ que os membros mostram sinais mais significativos de mudança no início da estação chuvosa (Figura 4.11a). Observamos que há um deslocamento à direita das curvas de densidade de probabilidade relativa ao clima presente além da diminuição na densidade de probabilidade dos valores próximos às médias revelando, com isso, que os membros projetam maior probabilidade de ocorrência de atraso no início da estação chuvosa (+ 5 pântadas) e, conseqüentemente, um prolongamento da estação seca (+ 4 pântadas) em relação ao clima presente. Além disso, no clima futuro nota-se também uma assimetria maior nas caudas da distribuição, o que sugere um possível aumento na variabilidade do início da estação chuvosa.

Na área NEAMZ, que compreende o nordeste da Amazônia, a Figura 4.12a revela que apesar de existir uma pequena variabilidade na projeção das datas de início da estação chuvosa indicando uma tendência de atraso (pântada 69 no período de 2071-2100) esta variabilidade encontra-se dentro de uma faixa compreendida entre a média e mais ou menos um desvio padrão, ou seja, não existe uma tendência clara de mudança nas fases climatológicas do ciclo anual da precipitação, entretanto, como visto anteriormente e evidenciado na Tabela 4.6 que mostra que redução dos totais acumulados deve prevalecer tanto na estação chuvosa (230,6 mm) quanto na seca (103,6 mm) no final do século XXI. Neste contexto, Li et al. (2006) encontraram que as anomalias negativas de precipitação no modelo UKMO-HadCM3 estavam relacionadas com condições mais frequentes de El Niño no Oceano Pacífico e aumento do gradiente norte-sul de temperaturas no oceano Atlântico Tropical (o que desloca a ZCIT para o norte e reduz a precipitação na Amazônia).

Neste contexto, há evidências de que o prolongamento do período de estiagem nesta região pode ocasionar um efeito local de aumento da temperatura que contribui mais ainda para a diminuição das chuvas. Este efeito seria uma diminuição da reciclagem de vapor d'água pela vegetação devido à própria estiagem, implicando *feedback* positivo, reduzindo possivelmente as chuvas locais (SWANN et al., 2015). Além disso, os aerossóis com origem na queima de biomassa pode afetar a precipitação no sul da Amazônia através de processos radiativos, termodinâmicos e microfísicos, e possivelmente adiar o início da estação chuvosa (ZHANG et al., 2008).



(a) Início da estação chuvosa



(b) Fim da estação chuvosa

Figura 4.11 – Curvas densidade de probabilidade a partir das simulações e projeções das datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na área sul da Amazônia (SAMZ). As linhas contínuas representam a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início e fim da estação chuvosa em diferentes períodos futuros: curto (2011-2040), médio (2041-2070) e longo prazo (2071-2100) e clima presente (1961-2010). A cruz representa a data média de início ou fim em cada período e a data mais provável para o início ou fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada.

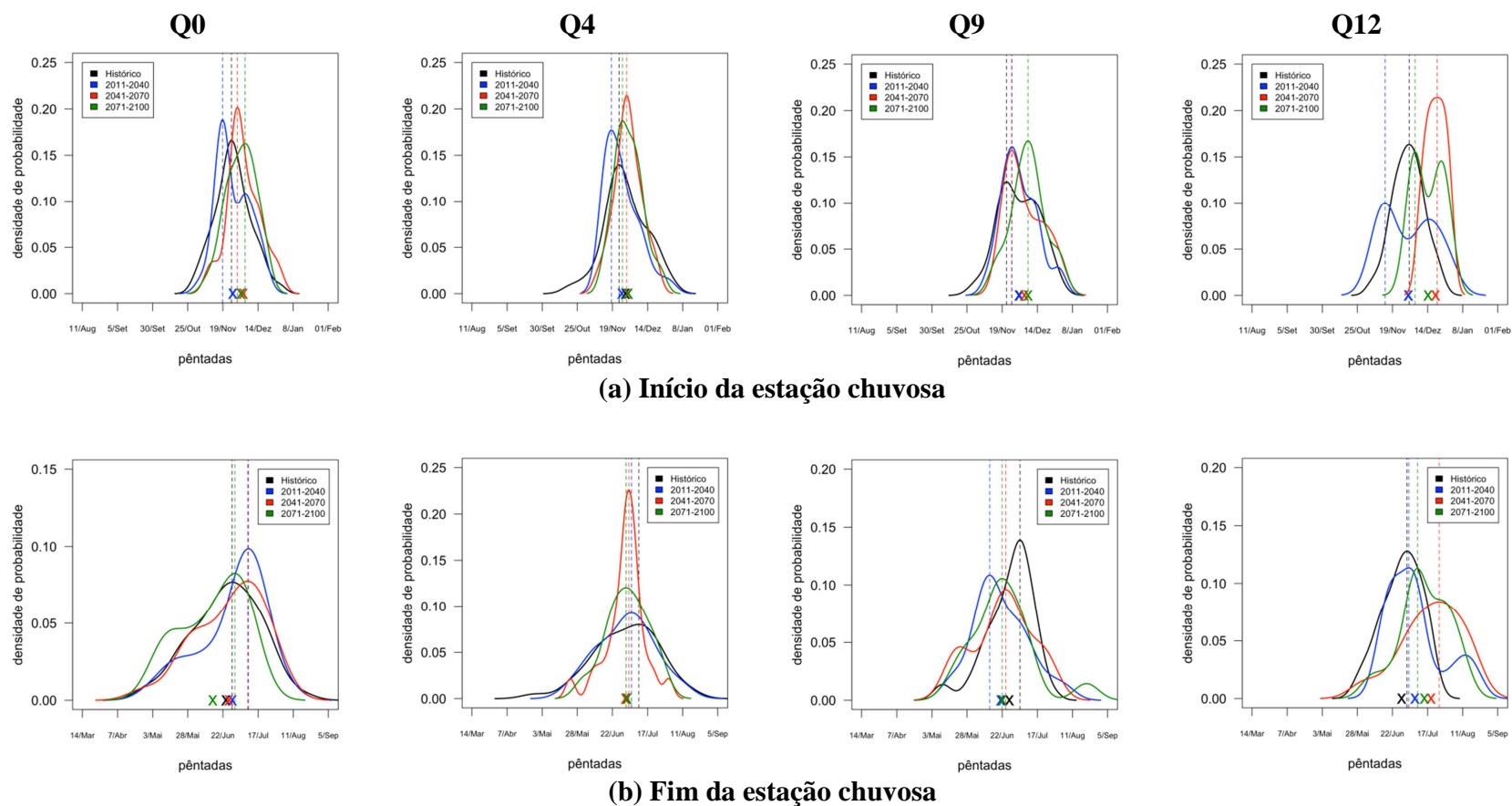


Figura 4.12 – Curvas densidade de probabilidade a partir das simulações e projeções das datas de início (a) e fim (b) da estação chuvosa na área nordeste da Amazônia (NEAMZ). As linhas contínuas representam a curva (distribuição) de densidade de probabilidade do início e fim da estação chuvosa em diferentes períodos futuros: curto (2011-2040), médio (2041-2070) e longo prazo (2071-2100) e clima presente (1961-2010). A cruz representa a data média de início ou fim em cada período e a data mais provável para o início ou fim da estação chuvosa é representada pela linha vertical tracejada.

Esses resultados podem ser explicados por possíveis mudanças nos processos de superfície conforme sugerido por Fu et al. (1999) e Li et al. (2006) que evidenciam que variações na estrutura termodinâmica da atmosfera possuem mais influência nas datas de início da estação úmida, que as variações de TSM dos oceanos tropicais adjacentes. A alteração nessa estrutura pode ser conseguida pela modificação da circulação e/ou dos processos de superfície via variação dos perfis de temperatura e umidade do ar. Considerando a circulação inalterada, a variação da temperatura e umidade do ar, via processos de superfície, ocorrerá: i) através da alteração da energia disponível à superfície, causada pela variação do albedo e da radiação térmica emitida pela superfície; ou ii) pela alteração da partição desta energia disponível nos fluxos de calor latente e sensível que depende da disponibilidade de água no solo.

Apesar da causa de uma possível mudança na data de início da estação chuvosa sobre o sul da Amazônia, como um todo, não parecer estar relacionada fortemente com as variações de TSM, é importante salientar que, alguns trabalhos indicam que existe uma relação inversa intensa entre as fases quente do ENOS e o período de chuvas abaixo da média em alguns anos, pelo qual não se pode generalizar esta relação (RAO et al., 1986; FU et al., 2001). Uma possível explicação é que a Amazônia, principalmente a porção sul e leste, pode ser influenciada pela subsidência anômala associada com o El Niño e, assim, as condições atmosféricas de grande escala tornam-se desfavoráveis para o início da atividade convectiva, resultando em atraso no início da estação chuvosa.

Analisando a média dos membros para o final do século, no sul da Amazônia (Tabela 4.5), projeta-se redução do total acumulado de precipitação na estação chuvosa (- 57 mm) e incrementos na seca (+ 28 mm) em relação ao clima presente, entretanto, é importante ressaltar que os estudos observacionais destacam que não existe uma relação direta entre o acumulado de precipitação entre as pântadas de início e fim e a duração da estação, uma vez que houve anos com duração extensa e acumulado pequeno de precipitação, como também, anos com duração curta e acumulados elevados. Marengo et al., (2008) indicam que durante a seca intensa de 2005 o comportamento médio da TSM na bacia do Atlântico Tropical Norte, mais quente que o normal, favoreceu a intensificação do movimento ascendente do ar que normalmente ocorre no Atlântico Tropical Norte, associado à célula de Hadley e consequentemente, esta intensificação da circulação atmosférica fez com que os movimentos descendentes especialmente sobre o sudoeste da Amazônia fossem mais intensos do que a

média, o que dificultou a formação de nuvens e, portanto, impactando os totais acumulados de precipitação e a duração da estação chuvosa.

Tabela 4.5 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca na área sul da Amazônia (SAMZ) simulada para o clima presente (1961-2010) e projetada para o clima futuro (2011-2100).

Período Chuvoso	1961-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Início	56 (3-7/out)	58 (13-17/out)	60 (23-27/out)	61 (28/out-1/nov)
Fim	22 (16-20/abr)	22 (16-20/abr)	23 (21-25/abr)	23 (21-25/abr)
Duração (pêntada)	40	38	37	36
Precip. Acumulada (mm)	1636,7	1629,2	1607,7	1579,6
Período Seco				
Início	23 (21-25/abr)	23 (21-25/abr)	24 (26-30/abr)	24 (26-30/abr)
Fim	55 (28/set-2/out)	57 (8-12/out)	59 (18-22/out)	60 (23-27/out)
Duração (pêntada)	33	35	36	37
Precip. Acumulada (mm)	342,2	364,1	390,0	370,2

Tabela 4.6 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca na área nordeste da Amazônia (NEAMZ) simulada para o clima presente (1961-2010) e projetada para o clima futuro (2011-2100).

Período Chuvoso	1961-2010	2011-2040	2041-2070	2071-2100
Início	68 (2-6/dez)	67 (27/nov-1/dez)	69 (7-11/dez)	69 (7-11/dez)
Fim	36 (25-29/jun)	36 (25-29/jun)	36 (25-29/jun)	36 (25-29/jun)
Duração (pêntada)	42	43	41	41
Precip. Acumulada (mm)	1193,1	1117,5	1025,4	962,5
Período Seco				
Início	37 (30/jun-4/jul)	37 (30/jun-4/jul)	37 (30/jun-4/jul)	37 (30/jun-4/jul)
Fim	67 (27/nov-1/dez)	66 (22-26/nov)	68 (2-6/dez)	68 (2-6/dez)
Duração (pêntada)	31	30	32	32
Precip. Acumulada (mm)	225,0	184,8	150,9	121,4

Juntamente com a análise da variabilidade espacial e temporal da precipitação outro aspecto que merece ser destacado, apesar de não ser foco deste trabalho, são as projeções de mudança de temperatura no século XXI, tipicamente com aumento de temperatura média

anual excedendo a 4 °C em 2071-2100 sobre toda região amazônica quando comparado ao período do clima presente (Figura 4.13). Em geral, projeta-se aquecimento na Amazônia em todas as estações, sendo mais proeminente durante o inverno austral, onde são projetados aumentos de temperatura de até 6 °C comparado ao clima presente. Portanto, o risco dos impactos dessas mudanças na Amazônia aumenta ainda mais quando consideramos também possíveis alterações na distribuição de frequência dos extremos climáticos de precipitação.

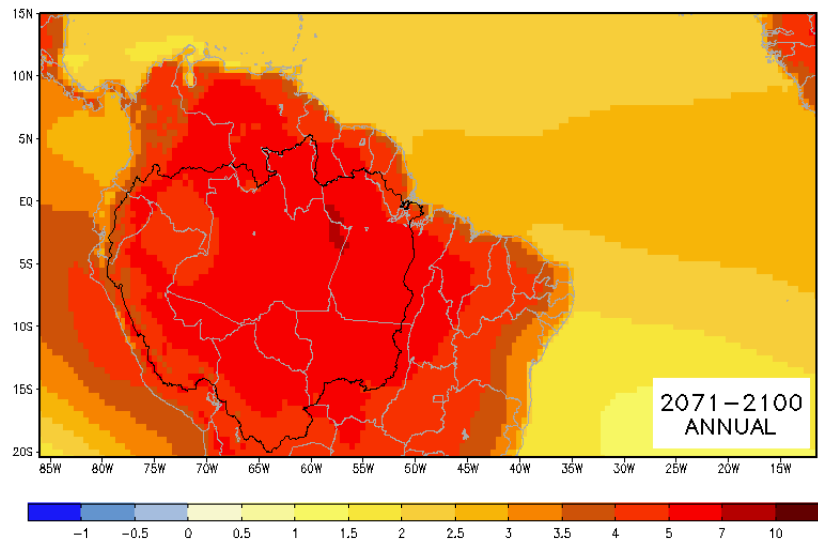


Figura 4.13 – Mudança anual de temperatura do ar próximo à superfície (°C) projetada para o final do século XXI (2071-2100) baseada na média dos membros. A mudança é definida como a diferença entre os períodos de 2071-2100 e 1961-1990.

As Tabelas 4.7 e 4.8 apresentam a frequência relativa dos eventos climáticos extremos de precipitação baseados no Índice de Precipitação Normalizada (SPI), em quatro diferentes escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses), durante o clima presente (1961–2010) e futuro (2071–2100) sobre as áreas de estudo. No sul da Amazônia é possível observar que no clima presente há uma proporcionalidade de eventos secos e chuvosos em todas as escalas de tempo, entretanto, no clima futuro (2071-2100) nota-se que esse aspecto muda com a tendência de uma frequência maior para eventos secos principalmente nas categorias severos e extremos em todas as escalas de tempo, como demonstrado na Tabela 4.7.

No caso da área NEAMZ (Tabela 4.8), em geral, os resultados seguem o mesmo padrão do sul da Amazônia, ou seja, uma maior frequência de eventos secos no futuro, contudo, indicam também um aumento na frequência de eventos chuvosos à medida que se aumenta a escala temporal do SPI.

Em suma, os resultados das projeções revelam um aumento na frequência e intensidade de eventos secos principalmente na escala de mais longo prazo (SPI6 e SPI12) em ambas as regiões corroborando com os resultados de Cox et al. (2008), Malhi et al. (2009), entre outros.

Neste contexto, os efeitos dos eventos secos podem ter consequências catastróficas para o bioma amazônico, incluindo uma potencial perda de biomassa, acelerando os efeitos das mudanças climáticas (COX et al., 2004). Além do efeito direto na vegetação (PHILLIPS et al., 2009), espera-se que a redução de chuvas sobre a Amazônia catalise o sinergismo entre as forçantes antropogênicas, como, por exemplo, desmatamento e queimadas (HUTYRA et al., 2005) e, conseqüentemente, um aumento na frequência da queima de biomassa pode ter impacto, potencialmente, significativo na variabilidade da estação chuvosa e seca (ZHANG et al., 2008).

Tabela 4.7 – Frequência relativa (%) de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área SAMZ nas simulações do clima presente e projeções climáticas para o final do século XXI.

		Eventos Secos		Eventos Chuvosos	
		Severos	Extremos	Severos	Extremos
1961-1990	SPI1	5	2	5	2
	SPI3	5	2	3	3
	SPI6	3	2	2	3
	SPI12	3	3	4	1
2071-2100	SPI1	6	2	5	1
	SPI3	6	2	4	2
	SPI6	6	2	5	2
	SPI12	10	1	4	1

Tabela 4.8 – Frequência relativa (%) de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área NEAMZ nas simulações do clima presente e projeções climáticas para o final do século XXI.

		Eventos Secos		Eventos Chuvosos	
		Severos	Extremos	Severos	Extremos
1961-1990	SPI1	5	2	4	2
	SPI3	4	3	5	1
	SPI6	4	3	3	1
	SPI12	2	2	3	2
2071-2100	SPI1	5	2	4	3
	SPI3	6	3	6	1
	SPI6	6	4	5	0
	SPI12	7	3	5	0

Tendo por base os resultados apresentados anteriormente, pode-se concluir que o clima do bioma amazônico nas próximas décadas poderá ser mais quente – com aumento gradativo da temperatura média em todas as regiões do bioma com anomalias superiores a 4 °C, em comparação ao clima do século 20 (Figura 4.13).

As projeções de mudanças climáticas também indicam tendências de mudança no ciclo anual da precipitação nos diferentes períodos analisados. Essa tendência está principalmente relacionada à redução dos totais acumulados de precipitação no inverno (~ 34%) e primavera (~ 65%) no nordeste e leste da Amazônia no final do século XXI. No sul da Amazônia, por outro lado, projeta-se aumento de precipitação durante o verão e outono (~ 13%). Ademais, os resultados sugerem também mudanças no início da estação chuvosa (atraso) e prolongamento da estação seca (5 pênadas em ao clima presente), em particular no sudeste da Amazônia, corroborando com os estudos observacionais de variabilidade climática no regime de chuvas na Amazônia (FU et al., 2013) e resultados de modelos climáticos globais do CMIP5 (BOISIER et al. 2015; MALHI et al., 2009) que suportam essa projeção. Igualmente, os resultados sinalizam também um aumento de eventos extremos de seca e estiagens prolongadas no fim do século XXI.

É conveniente ressaltar que tendo em vista que as mudanças climáticas projetadas não são uniformes em toda a Amazônia, é importante levar em conta as diferenças regionais no desenvolvimento de ações de adaptação e mitigação para essas diferentes regiões.

Por fim, enquanto as alterações associadas às mudanças climáticas regionais projetadas podem ter impactos no médio e longo prazo, a questão atual do desmatamento decorrente das intensas atividades de uso da terra pode representar uma ameaça mais imediata para a Amazônia. Costa e Pires (2010), por exemplo, sugerem que a remoção total do Cerrado, agindo em conjunto com os cenários de desmatamento da Amazônia pode induzir o mesmo impacto, principalmente, na região de transição entre floresta e savana, o que pode trazer severas consequências à vegetação e à biodiversidade regional.

Mudanças no uso da terra e as mudanças provocadas pelo clima na frequência do fogo teriam impactos na perda de biomassa acima do solo e reduções na extensão da floresta. O impacto relativo do uso da terra e da dinâmica do fogo em relação aos impactos do clima e CO₂ variam consideravelmente, dependendo tanto dos cenários climáticos quanto dos cenários de uso da terra, e do modelo de biosfera terrestre utilizado, e destacaram a importância de uma melhor compreensão quantitativa de cada um dos quatro fatores. Partindo-se desta premissa e considerando que a compreensão completa desta temática na Amazônia ainda não é totalmente conhecida no Capítulo 6 será investigado a possível influência da mudança na cobertura vegetal na variabilidade climática da Amazônia a partir de um cenário de desflorestamento da Amazônia.

4.3 Clima na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal

Neste capítulo, serão discutidos os potenciais impactos do desflorestamento em simulações climáticas na Amazônia. Para tanto, foi utilizado o Modelo Climático Regional HadRM3P forçado com cenários de desflorestamento da Amazônia, cenário C, no ano de 2030 (CEN2030) e 2050 (CEN2050) provenientes de Aguiar et al. (2015), conforme apresentado na seção 3.2.3

Num primeiro momento, para avaliar os potenciais impactos do desflorestamento nas simulações do clima regional, no período de 1961 a 2010, as análises são feitas baseadas nas diferenças dos campos médios da temperatura do ar, evaporação, transporte de umidade integrado de 1000 a 500 hPa, velocidade vertical ômega em 500 hPa, razão de Bowen (relação entre os fluxos de calor latente e sensível) e precipitação, entre as simulações do modelo regional aninhado à condição de contorno HadCM3Q0, mas forçado com os cenários de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e a simulação controle, que é representada pela integração do HadRM3P, aninhado também à condição de contorno HadCM3Q0,

considerando o mapa de vegetação original do modelo regional (WILSON; HENDERSON-SELLERS,1985). Buscou-se identificar o impacto, principalmente, durante as estações de verão (DJF), inverno (JJA) e média anual. Ênfase é dada nas duas áreas de estudo: sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia.

As Figuras 4.14 a 4.19 mostram os campos sazonais e anuais médios da distribuição espacial da temperatura do ar, evaporação, razão de Bowen, fluxo de umidade integrado e precipitação resultante da diferença entre as simulações com os cenários de desflorestamento e controle (experimento com a cobertura vegetal nativa) feitas com o HadRM3P.

Os resultados evidenciam a sensibilidade do modelo às mudanças na cobertura do solo, ou seja, as simulações em ambos os cenários de desflorestamento mostram as diferentes respostas da atmosfera ao tipo de cobertura vegetal e distribuição espacial do desflorestamento.

Particularmente, numa atmosfera sob a influência de áreas desflorestadas a quantidade de umidade presente na baixa e média atmosfera sobre variações acentuadas, afeta, substancialmente, as variáveis termodinâmicas sob essas áreas. Essa redução no teor de umidade da atmosfera representa um forte controle sobre a taxa da evaporação (Figura 4.14) e pode afetar consideravelmente o balanço de energia em superfície e, conseqüentemente, a distribuição espacial dos fluxos de calor sensível e latente representados pela razão de Bowen (Figura 4.15).

Em ambos os cenários os impactos da mudança na cobertura vegetal são mais visíveis sobre as áreas desflorestadas dentro do domínio numérico. Nota-se que o desflorestamento causa redução da evaporação (Figura 4.14) e aumento da razão de Bowen (Figura 4.15) tanto no verão (DJF) quanto no inverno (JJA) e também na média anual, entretanto, o impacto é mais nítido nas áreas com maior extensão de desmatamento (“arco do desmatamento”) e também sobre algumas áreas da Amazônia Central que tem algum desflorestamento em pequena escala e durante o inverno (JJA).

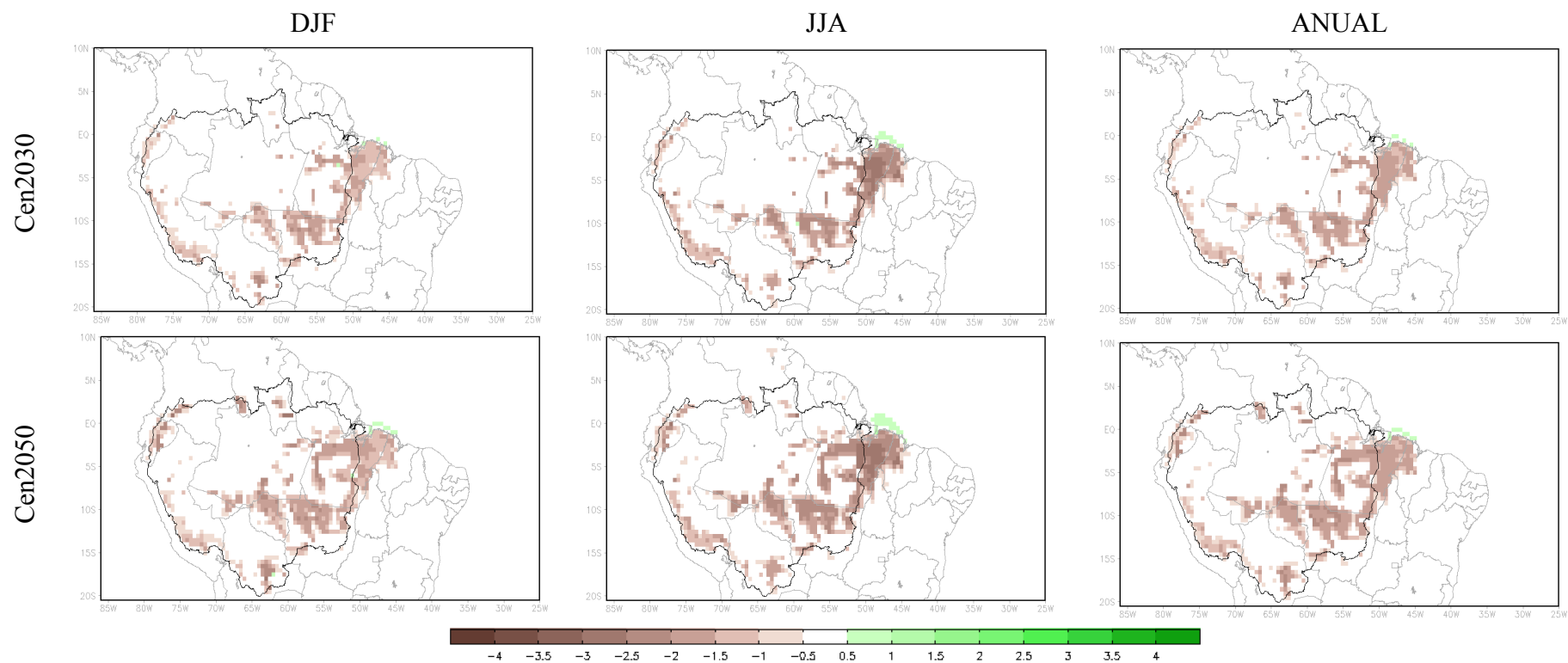


Figura 4.14 – Diferença da evaporação para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não-desmatada. Unidade: mm/dia

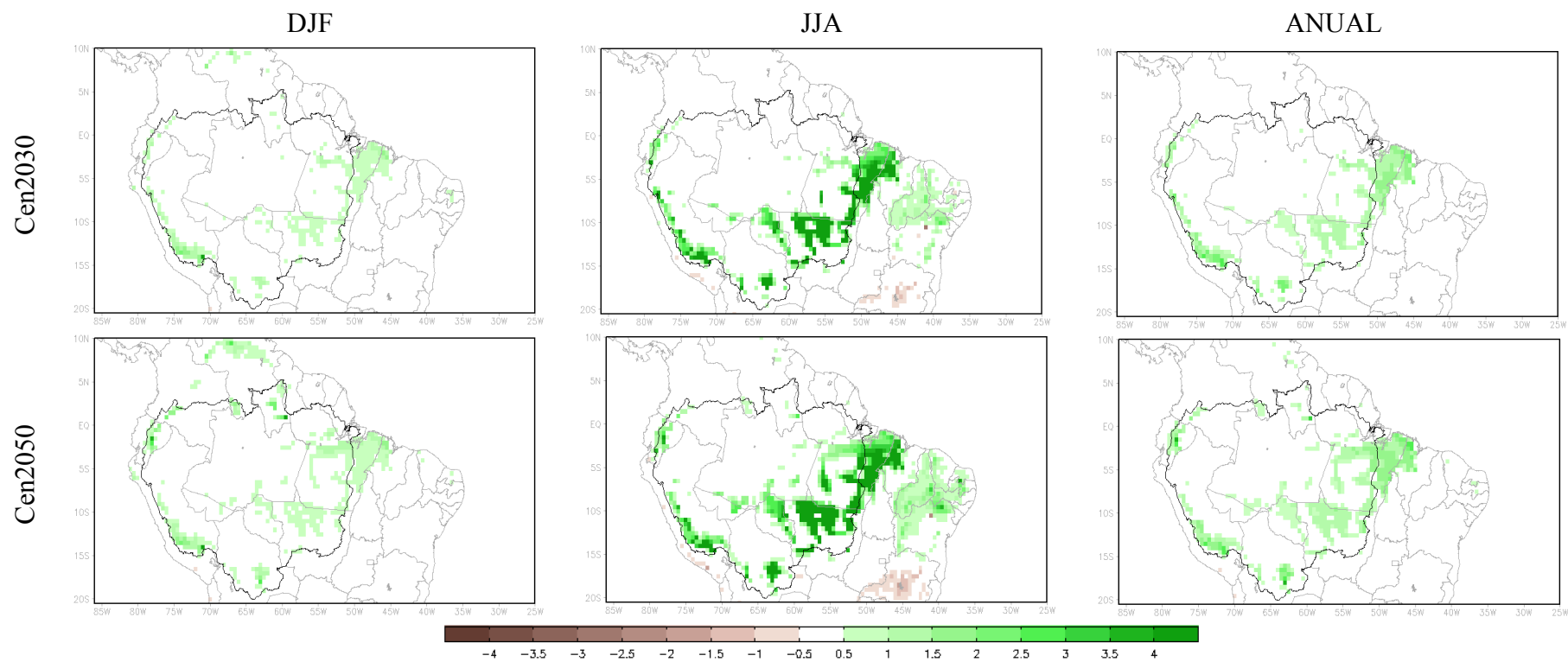


Figura 4.15 – Diferença da razão de Bowen para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada.

Como evidenciado por alguns autores, esses resultados são devido ao aumento do albedo à superfície causado pela diminuição do fluxo de calor latente, consequência da redução da evaporação e da radiação líquida absorvida pela superfície. Em geral, esta estrutura tenderia a resfriar a superfície, entretanto, o efeito da redução da evapotranspiração é muito maior do que o efeito do aumento do albedo e, portanto, a temperatura à superfície aumenta com a remoção da vegetação (FINDELL et al., 2007; CORREIRA et al., 2008).

Com respeito às modificações de temperatura (Figura 4.16) sobre a Amazônia, nota-se que em ambos os cenários de mudanças na cobertura do solo os efeitos são sempre de aumentar a temperatura do ar entre 1 °C e 3 °C, em particular sobre as áreas desflorestadas e com máximos aquecimentos localizados na região NEAMZ, principalmente no inverno (JJA). Esse aquecimento se estende também para a região SAMZ, entretanto, com menor magnitude durante o verão (DJF) e média anual.

Este aumento de temperatura é comparável àquele projetado pelos modelos globais do CMIP5 usados no IPCC AR5 para o RCP 4.5, mas bem inferior àqueles previsto no cenário mais extremo RCP 8.5 para meados do século XXI. Além disso, esses resultados seguem a mesma tendência de aumento da temperatura devido ao desflorestamento das várias simulações dos efeitos climáticos devido às mudanças na cobertura do solo realizadas por diferentes autores (CORREIA; ALVALÁ; MANZI, 2006; COSTA; FOLEY, 2000; WERTH; AVISSAR, 2002b; ROCHA, 2001; SAMPAIO et al., 2007; VOLDOIRE; ROYER, 2004).

Principalmente durante o inverno (JJA) a diferença entre as simulações mostram uma redução da evaporação de -0,89 mm/dia e aumento de 1,4 °C no CEN2050 sobre a área NEAMZ. A diminuição da evaporação também foi substancial na área SAMZ atingindo valores da ordem de -0,75 mm/dia e aumento da temperatura de 1,1 °C também no CEN2050 (Tabela 4.9).

Em síntese, o aumento das temperaturas e diminuição da evaporação poderiam provocar uma retroalimentação positiva entre clima e desmatamento, com efeito potencial para aumentar a incidência de incêndios e a consequente injeção de aerossóis na atmosfera, o que segundo estudos desenvolvidos durante o experimento LBA nos anos 90 podem afetar o início e a qualidade de estação chuvosa na região (ANDREAE et al., 2004; SILVA DIAS et al., 2009).

Esse ciclo teria potencial para aumentar a suscetibilidade dos ecossistemas amazônicos às mudanças do clima.

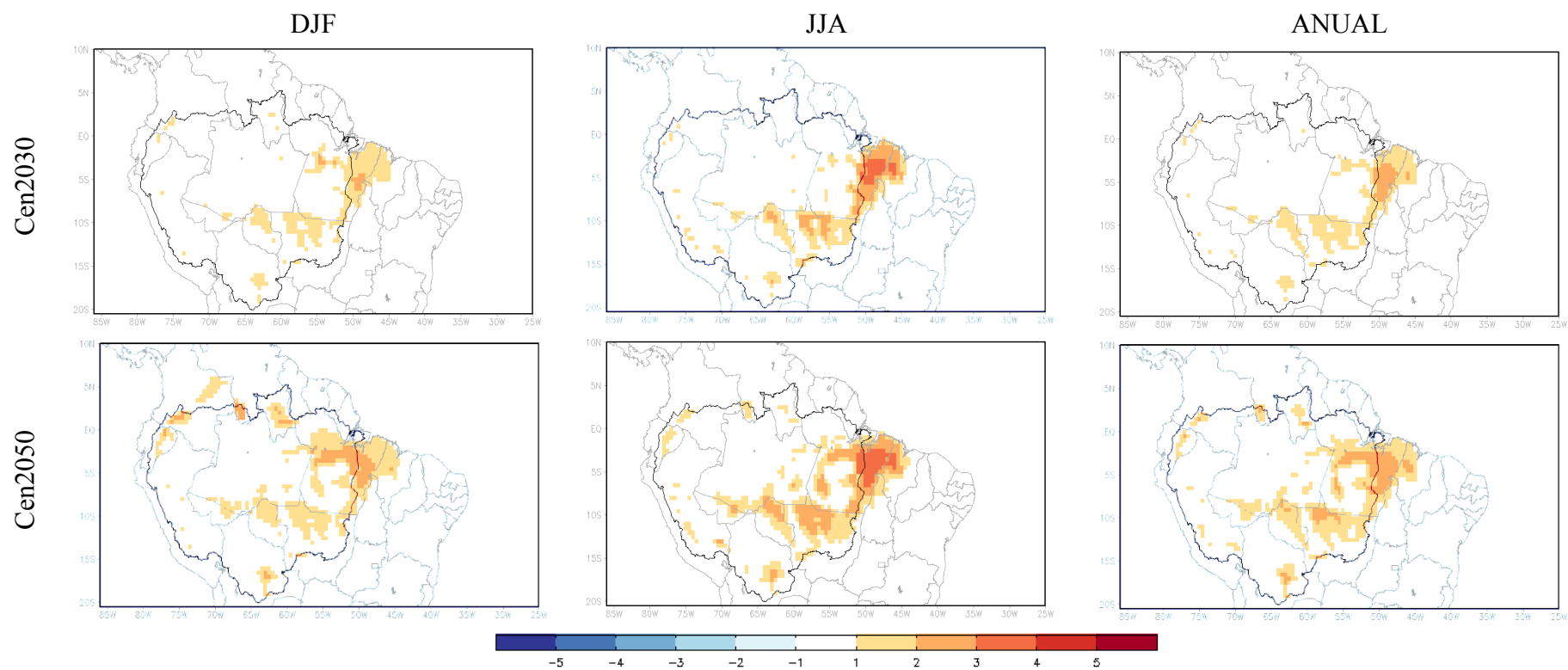


Figura 4.16 – Diferença da temperatura para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: graus Celsius

Os campos da distribuição espacial da precipitação sazonal e anual resultantes da diferença entre as simulações de desflorestamento e controle são apresentados na Figura 4.17. Verifica-se que houve alteração significativa da chuva em regiões bem marcadas com aumento (cores verdes) e diminuição (cores marrons) em ambos os cenários, entretanto, é mais evidente no verão (DJF) quando comparado com o inverno (JJA) e com reflexos no campo médio anual.

O aumento da precipitação sobre as grandes extensões de desflorestamento e diminuição da precipitação nas áreas sobrejacentes são um indicativo de que as mudanças nos fluxos de calor latente e sensível e temperatura como visto anteriormente não são os fatores que influenciam fortemente a distribuição espacial da precipitação, visto que nestas condições seria esperada redução da chuva.

Neste contexto, os resultados obtidos sugerem que devido às heterogeneidades da vegetação em que cada uma delas apresenta diferenças físicas (propriedades térmica e radiativa), as interações locais são capazes de criar condições que aumentaram a precipitação através de “brisas de vegetação” fortes o suficiente para gerar e sustentar circulações de mesoescala organizadas através do aumento da convergência do fluxo de umidade médio.

O efeito do desmatamento na precipitação também pode ser visto através dos campos do fluxo de umidade médio sazonal e anual integrado na vertical entre 1000 e 500 hPa simulado pelo HadRM3P. A Figura 4.18 mostra as diferenças entre as simulações de desflorestamento e controle para o verão (DJF), inverno (JJA) e média anual. É possível observar a convergência de umidade integrada na coluna na maior parte da região de área desflorestada (valores negativos) que evidência o transporte de umidade pelos ventos a partir das áreas desflorestadas principalmente no verão (DJF) e na média anual. Os resultados convergem para aqueles obtidos por Correia et al. (2008) que afirmam que esses processos levaram a um aumento da convergência de umidade superando o efeito da redução da evapotranspiração, e portanto aumentando a precipitação.

A Figura 4.19 representa o campo de velocidade vertical ômega em médios níveis (500 hPa) e pode ser observado valores negativos (movimento ascendente) sobre as áreas desflorestadas e movimento descendente (valores positivos) nas áreas adjacentes. Tal fato corrobora com a presença de uma circulação, ou seja, concordando espacialmente com o fluxo convergente (Figura 4.18) e contribuindo para o aumento da precipitação sobre as

áreas desflorestadas. Resultados semelhantes foram documentados em por Silva Dias e Regnier (1996), Baidya Roy e Avissar (2000, 2002), Avissar et al. (2002), Correira et al., (2008), Da Silva et al, (2008), Lejeune et al., (2014), entre outros que indicam que há efeitos compensatórios que podem alterar os efeitos diretos da resposta climática ao desflorestamento.

Embora, o efeito das circulações de mesoescala induzidas na precipitação sejam bem similares durante o verão e inverno em ambos os cenários de desflorestamento (Figura 4.17) nota-se que a magnitude é mais intensa nas simulações de desflorestamento, CEN2050, e resultam em até 1,88 e 0,96 mm/dia mais de chuva na área SAMZ no verão (DJF) e na média anual, respectivamente. O mesmo ocorre na área NEAMZ, entretanto, em menor magnitude (Tabela 4.9).

Tabela 4.9 – Diferenças entre a rodada controle e os cenários de desflorestamento (2030 e 2050) para a área sul da Amazônia (SAMZ) e nordeste da Amazônia (NAMZ). Os valores estão separados por estação: DJF / JJA / Anual

SAMZ	Diferença		
	Controle	CEN2030	CEN2050
Temperatura (°C)	25,2 / 26,3 / 26,0	0,5 / 0,7 / 0,6	0,7 / 1,1 / 1,0
Evaporação (mm/dia)	4,4 / 2,9 / 3,8	-0,4 / -0,5 / -0,5	-0,6 / -0,8 / -0,7
Precipitação (mm/dia)	8,9 / 1,2 / 5,6	1,5 / 0,1 / 0,7	1,9 / 0,2 / 1,0
NEAMZ			
Temperatura (°C)	26,4 / 26,6 / 27,0	0,8 / 1,0 / 0,8	1,1 / 1,4 / 1,1
Evaporação (mm/dia)	3,7 / 3,6 / 3,5	-0,4 / -0,7 / -0,5	-0,6 / -0,9 / -0,7
Precipitação (mm/dia)	6,2 / 2,9 / 4,1	0,5 / -0,1 / 0,3	0,3 / -0,3 / 0,1

Importante ressaltar que nas áreas de floresta adjacente à área desmatada, pode-se observar, também, aumento da chuva gerada pelo efeito da “brisa de vegetação” quando estas áreas estão localizadas na direção predominante do vento, entretanto, também se observa redução da precipitação nas áreas de floresta adjacentes ao desflorestamento. Esta última mudança, possivelmente, devido às maiores quantidades de umidade sendo carregadas para áreas

desmatadas e, conseqüentemente, criando condições mais secas, reduz a precipitação nessas áreas (Figura 4.17).

Sobre as áreas próximas à costa o desflorestamento resultou também na redução da precipitação, resultado que converge para aqueles de Gandu et al. (2004) que avaliaram o impacto do desmatamento no clima da porção leste da Bacia Amazônica utilizando o modelo regional BRAMS, versão brasileira do RAMS. A partir de simulações de alta resolução obtiveram um aumento na velocidade do vento próximo à costa do Atlântico, diminuindo a convergência de umidade e reduzindo os totais pluviométricos em regiões próximas. Os autores concluíram que a topografia, o perfil da linha costeira e os grandes rios são importantes na definição dos padrões de anomalia da precipitação, do vento e da troca de energia na região.

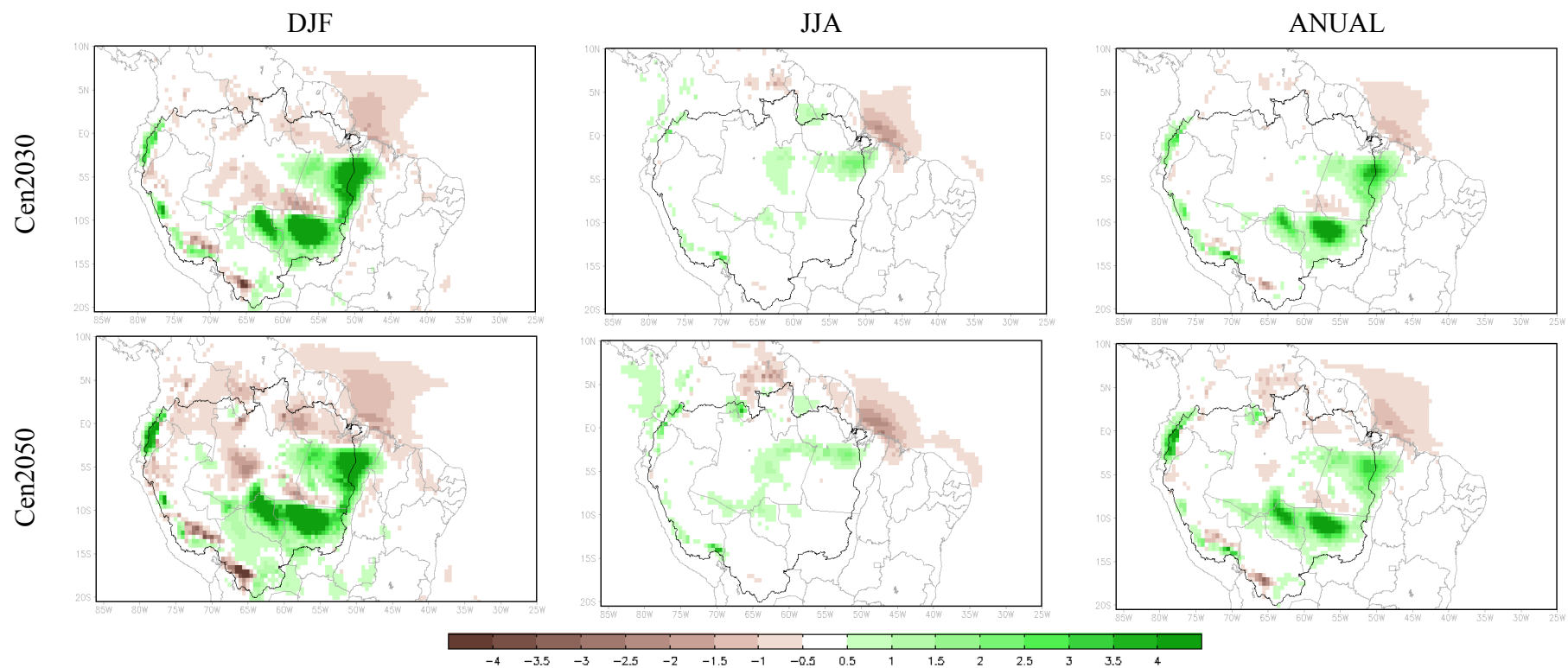


Figura 4.17 – Diferença da precipitação para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: mm/dia

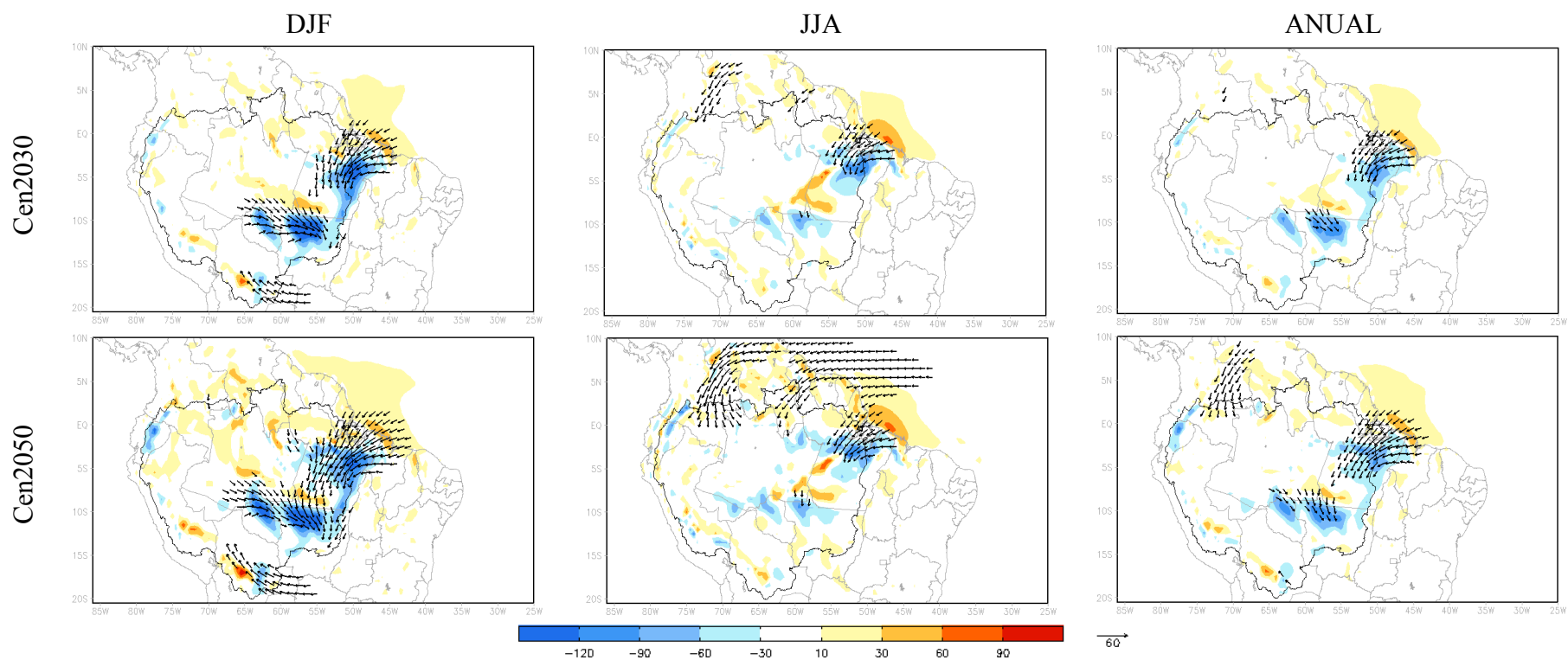


Figura 4.18 – Diferença do fluxo de umidade médio integrado (vetores, em $\text{g}/\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s} \cdot \text{hPa}$) e divergência do fluxo integrado de umidade (em mm/dia) médio entre 1000 e 500 hPa (valores negativos sombreados representam convergência) para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada.

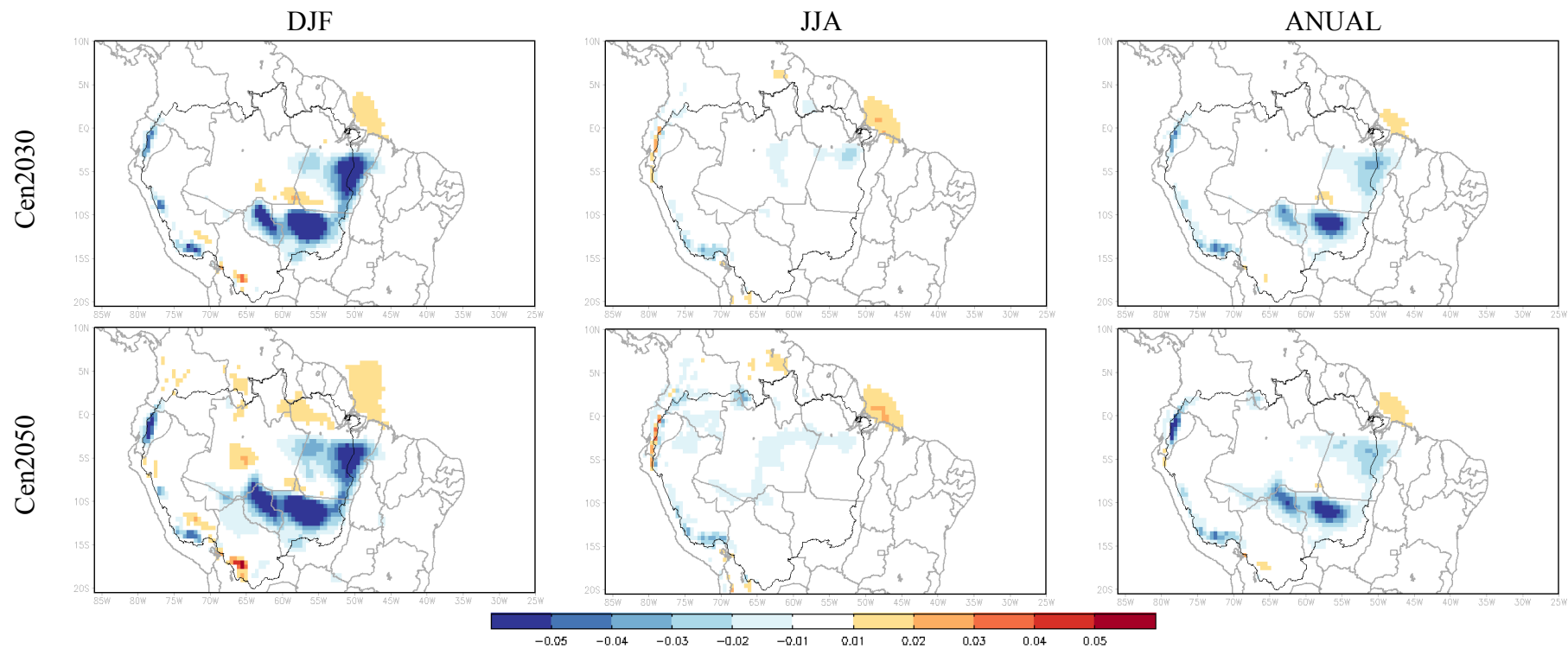


Figura 4.19 – Diferença do ômega (Pa/s) em 500 hPa para o verão (DJF), inverno (JJA) e média Anual entre as simulações dos experimentos de desflorestamento (CEN2030 e CEN2050) e o experimento controle, que considera a floresta não desmatada. Unidade: Pa/s

Desta forma, o aumento da precipitação encontrado nas simulações de desflorestamento (Figura 4.17) pode ser explicado pelo efeito das “brisas de vegetação”. A atmosfera sobre as áreas florestadas que têm alta taxa de evapotranspiração é relativamente fria e úmida, enquanto que sobre áreas desmatadas a atmosfera é relativamente quente e seca (isto aumenta a razão de Bowen – Figura 4.15). Como resultado, o gradiente da pressão atmosférica que resulta da diferença de densidade gerada por gradientes de umidade e temperatura entre floresta e área desmatada, desencadeia circulações atmosféricas na baixa troposfera, com um componente próximo à superfície direcionado a partir da área relativamente fria (que tem pressão de superfície mais alta) para a área relativamente quente (que tem menor pressão à superfície). Devido a essa convergência, mais nuvens convectivas e chuvas ocorrem sobre as áreas desmatadas (BAIDYA ROY; AVISSAR, 2000). A maior preocupação é que, se o desmatamento atinge um limiar crítico, ainda desconhecido, o total de precipitação na Amazônia poderia reduzir abruptamente levando ao colapso o sistema hidrológico regional (AVISSAR et al., 2002).

Em suma, os resultados até aqui apresentados mostraram que as áreas desflorestadas, aproximadamente 28% e 38% (~ 1200 km²) no CEN2030 e CEN2050, respectivamente, são capazes de modificar o clima regional através das circulações de mesoescala induzidas pelas heterogeneidades da paisagem. Em particular, as alterações climáticas se revelam como aumento nos valores dos campos médios de temperatura do ar, razão de Bowen (aumento do fluxo de calor sensível e redução de calor latente), na magnitude dos fluxos de umidade e precipitação, principalmente, sobre as áreas desflorestadas, indicando que o desflorestamento tem uma contribuição importante na geração de microclimas e na variabilidade do clima regional, embora os efeitos variem espacial e temporalmente.

Cabe destacar que há estudos que mostram uma redução na evaporação, umidade relativa e na precipitação, por exemplo, Tanajura et al. (2002) com o modelo Eta (80 km), da Silva, Werth e Avissar (2008) com o modelo RAMS (20 km), Costa et al., (2007) e Sampaio et al. (2007), estes últimos utilizando modelos globais. Em geral, nestes estudos a área considerada do desflorestamento nos experimentos são extensas, o que segundo Saad et al. (2010) resulta em uma redução na precipitação.

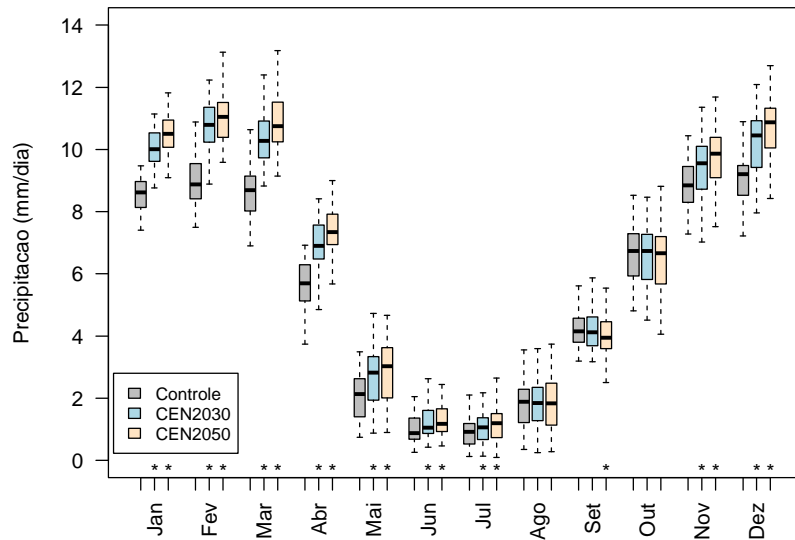
Uma análise exploratória que possibilita comparar as simulações de desflorestamento e controle com relação a sua simetria e dispersão é apresentada na Figura 4.20. O gráfico do tipo boxplot é útil para analisar a variabilidade mensal da chuva simulada nas áreas de estudo.

Em 75% dos meses do ano observa-se aumento da precipitação (valor da mediana) com significância estatística ao nível de 95% em ambos os cenários de desflorestamento (Figura 4.20). Entretanto, verifica-se que as principais diferenças entre as simulações de desflorestamento e controle ocorrem na variabilidade dos valores extremos (tamanho das hastas inferiores e superiores), embora seja mais evidente no NEAMZ.

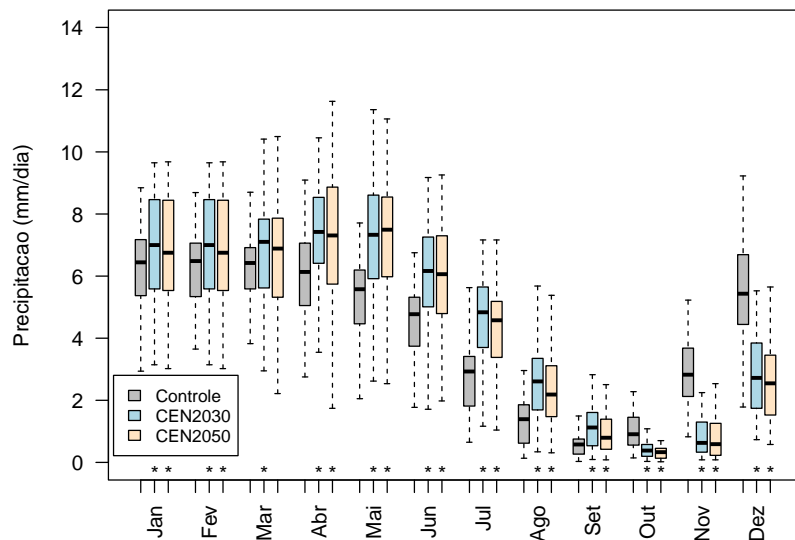
Na área SAMZ as simulações de desflorestamento apresentam os valores da mediana maiores que a simulação controle, em particular entre os meses de novembro a maio (meses do período chuvoso), evidenciando um aumento dos totais acumulados de precipitação neste período. Nos meses mais secos (junho a agosto) não se observam valores da mediana muito discrepantes. Nos meses de transição entre o período seco e chuvoso (agosto a outubro) as diferenças são pequenas e não são estatisticamente significativas o que indica que a posição central dos três conjuntos de dados é estatisticamente semelhante, embora, pode-se observar uma pequena variabilidade dos extremos.

No NEAMZ, a principal diferença é nos meses de transição entre o período seco e chuvoso (outubro a dezembro) que apresenta uma mudança significativa ao nível de 95% na posição central (valor da mediana) de sua distribuição de frequência com valores diferentes da ordem de 85 mm (outubro), 334 mm (novembro) e 432 mm (dezembro) em relação à simulação controle o que sugere uma possível mudança no ciclo anual nas simulações de desflorestamento. Ademais, nesta área é mais evidente a diferença no tamanho das hastas nas simulações de desflorestamento evidenciando que existe aumento na variabilidade temporal de eventos extremos em todos os meses do ano.

Embora, tenhamos a necessidade de conhecer as respostas climáticas, em termos dos campos médios, à mudança na cobertura do solo, o ciclo de vida da estação chuvosa e seca possui, também, um papel importante, principalmente nas áreas consideradas neste estudo, dado que mudanças nas datas de início, fim, duração e intensidade da estação chuvosa representam um risco para a manutenção do bioma. Além disto, essas informações pode ser a base para estudos e avaliações sobre vulnerabilidade ambiental e socioeconômica na Amazônia.



(a) SAMZ



(b) NEAMZ

Figura 4.20 – Boxplot da precipitação média mensal (mm/dia) nas simulações de desflorestamento (CEN2030 - azul e CEN2050 - bege) e controle (cinza) nas áreas de estudo: (a) sul da Amazônia – SAMZ, (b) nordeste da Amazônia – NEAMZ. No boxplot linha central representa a mediana da série de dados (1961 – 2010). A linha inferior da caixa marca o quartil inferior (Q1), que delimita o valor que deixa 25% dos dados abaixo desse valor, e a linha superior marca o quartil superior (Q3) que delimita o valor que deixa 75% dos dados abaixo desse valor. As hastes inferiores e superiores marcam, respectivamente, os valores de $Q1 - 1.5IQR$ e $Q3 + 1.5IQR$, sendo IQR o intervalo interquartil ($IQR = Q3 - Q1$). A significância estatística ao nível de 95% do teste-t é representada pelo símbolo * acima do eixo das abscissas.

Neste sentido, foi analisado o comportamento das características da estação chuvosa e seca tanto para a simulação controle quanto para os cenários de desflorestamento nas duas áreas de estudo (Tabela 4.10 e 4.11). O método utilizado para determinação do ciclo de vida das estações é baseado na metodologia apresentada na seção 3.2.1.

A estação chuvosa sobre o SAMZ (Tabela 4.10) mostra média de início em torno do começo de outubro (pêntada 56), duração de 40 pêntadas e precipitação acumulada de 1670,4 mm. As diferenças em relação ao cenário de desflorestamento (CEN2050) para esta área ficam, em geral, por volta de duas pêntadas para o início (pêntada 58), diminuição de uma pêntada para duração e em até + 257 mm para o total precipitado indicando que um cenário de aumento do desflorestamento pode levar a um aumento da concentração das chuvas na estação chuvosa nessa área. Além disso, nota-se um aumento na duração da estação seca em até duas pêntadas e aumento da precipitação acumulada de até 87 mm.

Sobre o NEAMZ, apesar das simulações de desflorestamento indicarem aumento da precipitação conforme visto na Figura 4.17 e confirmado na Tabela 4.11, verifica-se uma diminuição na duração da estação chuvosa da ordem de uma pêntada, comportamento semelhante à área SAMZ. Na estação seca observa-se um prolongamento na duração e pequeno aumento da precipitação. Estes resultados são consistentes com os trabalhos apresentados em Silva Dias et al. (2009) que constataram que circulações de mesoescala podem afetar a duração e a formação das nuvens, alterando a intensidade e a distribuição da precipitação.

Uma possível explicação para essas mudanças foi apresentada por Fu e Li (2004) e sugerem que o ressecamento da superfície terrestre, representada pela razão de Bowen, durante a estação seca parece ser a causa primordial do atraso do início da estação úmida subsequente. Isso ocorre em razão do aumento da evapotranspiração durante o final da estação seca, associado ao aumento sazonal do índice de área foliar ou verdejamento da floresta, que são críticos para o início da transição da estação seca para a chuvosa. Por fim, mudanças na frequência e intensidade das frentes frias e ondas de ar frio de alta latitude sobre a região amazônica (parte sudoeste) durante a estação de

transição tem a capacidade de modificar a estrutura atmosférica e as condições climáticas da região e, conseqüentemente, podem, também, afetar as datas do início da estação chuvosa (LI; FU, 2006).

Tabela 4.10 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca nas áreas sul da Amazônia (SAMZ).

Período Chuvoso	Controle	CEN2030	CEN2050
Início	56 (3-7/out)	58 (13-17/out)	58 (13-17/out)
Fim	22 (16-20/abr)	22 (16-20/abr)	23 (21-25/abr)
Duração (pêntada)	40	38	39
Precip. Acumulada (mm)	1670,4	1873,9	1927,9
Período Seco			
Início	23 (21-25/abr)	23 (21-25/abr)	24 (26-30/abr)
Fim	55 (28/set-2/out)	57 (8-12/out)	57 (8-12/out)
Duração (pêntada)	33	35	34
Precip. Acumulada (mm)	326,4	397,6	412,9

Tabela 4.11 – Pêntadas climatológicas de início/fim, duração e precipitação acumulada na estação chuvosa e seca nas áreas nordeste da Amazônia (NEAMZ).

Período Chuvoso	Controle	CEN2030	CEN2050
Início	67 (27/nov-1/dez)	67 (27/nov-1/dez)	67 (27/nov-1/dez)
Fim	36 (25-29/jun)	35 (20-24/jun)	35 (20-24/jun)
Duração (pêntada)	43	42	42
Precip. Acumulada (mm)	1335,1	1544,6	1428,6
Período Seco			
Início	37 (30/jun-4/jul)	36 (25-29/jun)	36 (25-29/jun)
Fim	66 (22-26/nov)	66 (22-26/nov)	66 (22-26/nov)
Duração (pêntada)	30	31	31
Precip. Acumulada (mm)	245,3	271,0	252,7

A análise do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) tem também papel relevante no estudo porque quantifica os eventos severos e extremos de seca e chuva, na escala de tempo de 1, 3, 6 e 12 meses (Tabela 4.12). Nota-se que apesar das simulações de desflorestamento indicarem, num primeiro momento, aumento da precipitação média, em particular durante a estação chuvosa, o SPI revela uma diminuição dos eventos chuvosos e um aumento na frequência de eventos secos na categoria extremos e muito extremos, em particular nas escalas de 3, 6 e 12 meses, indicando que qualquer mudança na cobertura do solo tem impacto também na frequência dos eventos extremos. Este resultado sugere que o efeito do desflorestamento pode afetar o ciclo hidrológico em escalas de tempo sazonais a interanual, com mudanças nas características das secas ou enchentes e pode ser explicada pelo aumento da variabilidade sazonal e interanual devido a mudanças na circulação regional e na atividade convectiva nas áreas sob influência do desmatamento. Este resultado é concordante com os apresentados por Gloor et al., (2015) que sugerem que apesar do impacto da mudança do uso da terra nos processos hidroclimatológicos em escalas temporais anuais e interanuais na Amazônia, há efeitos compensatórios que podem alterar os efeitos diretos da resposta climática ao desflorestamento. Segundo os autores, o aumento na frequência de extremos de precipitação pode ser devido a um aumento no fluxo de vapor d'água associado a mudanças nos padrões da TSM dos oceanos tropicais e consequentemente na circulação atmosférica regional.

Pode-se concluir que em geral há concordância nas simulações com MCGAs quanto aos sinais esperados dos efeitos do desflorestamento em grande escala no clima e em consonância com alguns cenários climáticos futuros.

Em resumo, os resultados das simulações aqui apresentadas demonstram que o desflorestamento pode afetar o clima e o funcionamento da Amazônia como ecossistema florestal, modificando o ciclo hidrológico regional e aumentando a temperatura. Essas alterações associadas ao desflorestamento podem ter consequências graves no funcionamento dos sistemas naturais (ecossistemas) e nos sistemas humanos (população, transporte, saúde) da Amazônia, por exemplo, aumento da inflamabilidade

da floresta, redução da capacidade de reter carbono e aumento do risco de maiores emissões de aerossóis que podem alterar a evolução das chuvas.

Tabela 4.12 – Frequências percentuais de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área SAMZ

		Eventos Secos		Eventos Chuvosos	
		Severos	Extremos	Severos	Extremos
Controle	SPI1	4	2	4	1
	SPI3	4	1	4	1
	SPI6	4	2	4	1
	SPI12	3	2	4	2
CEN2030	SPI1	3	3	4	1
	SPI3	5	1	6	0
	SPI6	4	3	4	1
	SPI12	3	4	2	1
CEN2050	SPI1	3	3	3	1
	SPI3	3	2	3	1
	SPI6	2	3	2	0
	SPI12	3	3	2	0

Tabela 4.13 – Frequências percentuais de eventos secos e chuvosos de diferentes intensidades e escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses) usando o SPI na área NEAMZ

		Eventos Secos		Eventos Chuvosos	
		Severos	Extremos	Severos	Extremos
Controle	SPI1	3	3	3	1
	SPI3	4	3	3	1
	SPI6	5	3	2	0
	SPI12	4	4	2	0
CEN2030	SPI1	4	3	4	0
	SPI3	6	3	3	1
	SPI6	4	3	2	0
	SPI12	3	5	2	0
CEN2050	SPI1	4	3	4	1
	SPI3	5	3	3	1
	SPI6	4	3	3	0
	SPI12	3	5	1	0

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 Conclusões

Grande parte da Amazônia já vive uma transformação rápida e intensa, associada às mudanças no uso e cobertura da terra devido a extração da madeira e o agronegócio. A hipótese de que uma mudança na variabilidade espacial e temporal da precipitação relacionada às mudanças na cobertura vegetal e um cenário de aquecimento global pode afetar o sistema climático e o funcionamento da floresta, significativos impactos ambientais e socioeconômicos. Isso constitui a motivação principal deste trabalho.

Neste contexto, foram analisadas as características da precipitação no clima presente e tendências de longo prazo, no período de 1979 a 2014, com foco nas fases de início e fim, duração e intensidade da estação chuvosa e seca em duas sub-regiões da Amazônia. A análise sobre ocorrências anômalas de início e fim da estação chuvosa/seca, bem como a intensidade da estação chuvosa foi associada a possíveis variações nos padrões da circulação na escala regional e global, usando indicadores climáticos dos padrões de Temperatura de Superfície do Mar nos Oceanos Pacífico e Atlântico tropical.

A análise da tendência linear da precipitação média mensal e anual sobre o sul da Amazônia (SAMZ) demonstrou reduções sistemáticas nos totais acumulados de chuva, estatisticamente significativas, durante o período de estudo em praticamente todos os meses do ano, mas em particular durante os meses de outubro a fevereiro. No nordeste da Amazônia (NEAMZ) apesar da precipitação média mensal e anual apresentar também tendência negativa, esta tendência não é estatisticamente significativa.

A precipitação média durante a estação chuvosa é aproximadamente 1643 mm no SAMZ e 1589 mm no NEAMZ. Sobre o SAMZ a estação chuvosa tem início em meados de outubro (pêntada 59: 18-22) até a pêntada 23 (21-25/abr) e é seguida por uma estação seca que tem duração de 34 pêntadas (170 dias). No NEAMZ o início climatológico da estação chuvosa ocorre no final de dezembro (pêntada 72: 22 a 26) e o fim ocorre no começo de junho (pêntada 32: 5 a 9), ou seja, tem uma duração

ligeiramente menor (35 pântadas: 175 dias) e uma estação seca maior (38 pântadas: 190 dias) se comparado com a área SAMZ.

A variabilidade interanual das pântadas de início e fim da estação chuvosa nas duas áreas de estudo mostra que na maioria dos anos prevaleceram pântadas com início/fim normal, ou seja, concentradas entre a pântada média climatológica mais ou menos um desvio padrão. Entretanto, alguns anos apresentaram início/fim atrasado ou prematuro. Além disso, a análise demonstrou que não há uma relação clara entre a ocorrência das pântadas de início e fim da estação chuvosa, pois há anos com início prematuro e fim normal (por exemplo, 1986/87) ou atrasado (1988/89), e anos com início atrasado e fim normal (1997/98) ou prematuro (2006/07). Apesar de se observar em anos extremos secos uma pequena tendência de início atrasado, por exemplo, em 2005/06 (pântada 19), também não há uma relação clara entre a ocorrência das pântadas de início e fim e os totais acumulados de precipitação da estação chuvosa.

Tendências de diminuição da duração da estação chuvosa (-0,23 pântada/ano) e de aumento na duração da estação seca (0,21 pântada/ano) ambas com significância estatística acima de 95% foram identificadas no SAMZ. Essas tendências se refletem nos totais acumulados de precipitação e conseqüentemente nota-se uma forte tendência estatisticamente significativa, ao nível de 95%, de redução dos totais acumulados na estação chuvosa. Já os totais acumulados durante a estação seca apresenta uma pequena tendência significativa de aumento o que sugere uma mudança na fase da variação sazonal nesta região também documentado por Rao et al. (2015).

No NEAMZ apesar de também indicar tendência similar nas durações das estações comparado com SAMZ, esta tendência é muito pequena e não é estatisticamente significativa. A precipitação acumulada nas estações não apresenta tendência de redução ou aumento significativo.

Quanto à influência das TSMs do Pacífico e Atlântico tropicais na variabilidade climática (início, fim, duração e total acumulado de precipitação nas estações) nas áreas de estudo, de maneira geral, os resultados das correlações sugerem que as anomalias de

TSM de ambos os oceanos relacionam-se de forma distintas com a variabilidade climática, sendo o oceano Pacífico impactando o NEAMZ e o Atlântico Tropical Norte o SAMZ. Em geral, observa-se que as anomalias positivas (negativas) da TSM no Oceano Pacífico associadas aos episódios El Niño (La Niña) produzem circulações anômalas de grande escala na atmosfera, gerando impactos significativos no clima do NEAMZ. Além disso, para os eventos ENOS que se desenvolvem sob condições de normalidade ou mesmo sinal no Atlântico Tropical, o impacto na precipitação é mais significativo na região norte e centro-oeste da bacia, associado ao fato de que nesses casos, o gradiente leste-oeste de Pressão ao Nível Médio do Mar entre o Pacífico e Atlântico é menos intenso e deslocado para leste (ARAUJO et al., 2013). Já o SAMZ é fortemente influenciado pelo ramo descendente da Célula de Hadley sobre esta região e se torna mais intenso com o maior aquecimento do Atlântico Tropical Norte (MARENGO et al., 2008; YOON; ZENG, 2009).

Baseando-se no fato de que o sinal mais significativo de redução de chuva no período chuvoso deu-se no sul da Amazônia, a análise das tendências das anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, associadas aos totais acumulado de precipitação evidenciaram que a tendência de anomalias negativas de precipitação no sul da Amazônia a partir do início da década de 2000, não estaria diretamente relacionada à variabilidade do início e fim da estação chuvosa, mas poderia estar relacionada à influência da fase fria da Oscilação Decenal do Pacífico amplificando o impacto das tendências de longo prazo das TSM do Atlântico Tropical. Entretanto, é importante lembrar que a variabilidade da precipitação não se deve somente aos padrões de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, é relevante considerar também os efeitos sinérgicos de mudança do uso e cobertura da terra e o efeito de aerossóis devido à queima de biomassa durante a estação seca como ressaltado por estudos observacionais (ANDREAE et al., 2004; ARAGAO et al., 2008).

Foi investigada ainda a variabilidade climática da precipitação num cenário futuro de mudanças climáticas a partir das projeções produzidas pelo HadRM3P-HadCM3 possibilitando avaliar o aumento na frequência de extremos climáticos e identificar quais regiões da Amazônia são potencialmente mais suscetíveis a essas mudanças.

Os padrões das projeções de mudança sazonal da precipitação sobre a Amazônia são quase idênticos e diferem somente em magnitude, ou seja, à medida que avançamos no século XXI, as mudanças projetadas se tornam maiores. Em geral, projeta-se redução de precipitação sobre grande parte do nordeste da Amazônia para todas as estações e média anual, enquanto no sul e oeste vê-se aumento, o qual é mais intenso no final do século (2071-2100). Isso acontece nas estações de verão (DJF), outono (MAM) e anual com mudança de precipitação em torno de 13% durante o verão. A média do conjunto também indica redução significativa da precipitação no inverno (JJA) e primavera (SON) sobre grande parte do norte/nordeste e algumas porções do sul da Amazônia em todos os períodos com redução da precipitação de aproximadamente 30% na primavera.

A análise das projeções do ciclo sazonal da precipitação pelos diferentes membros para a região sul (SAMZ) e nordeste (NEAMZ) da Amazônia para diferentes períodos futuros revelaram que existe uma tendência de aumento dos eventos extremos de precipitação, tanto chuvosos quanto secos.

Apesar de não ser correto comparar diretamente os resultados aqui obtidos com os produzidos pelos Modelos Climáticos Globais participantes do CMIP3 e CMIP5 por causa de suas naturezas distintas (por exemplo, resolução espacial e esquemas de parametrização) é importante ressaltar que as projeções analisadas são bastante consistentes, como aquecimento, chegando a valores acima de 5°C e redução da precipitação (~ 34%) no inverno e primavera austral sobre o norte/nordeste e aumento de precipitação (~ 12%) nos meses de verão e outono no sul e oeste da Amazônia.

Sobre o NEAMZ as datas de início e fim projetadas sobre as duas áreas de estudo, os resultados mostram que apesar de existir uma diferença entre os resultados dos membros individualmente, em geral, o início e fim da estação não tem uma grande variabilidade temporal e não há indicação de mudança significativa, entretanto, as projeções indicam redução dos totais acumulados tanto na estação chuvosa (230,6 mm) quanto na seca (103,6 mm) no final do século XXI.

É na área SAMZ que os modelos mostram sinais mais significativos de mudança no início da estação chuvosa projetando maior probabilidade de ocorrência de atraso no início da estação chuvosa (+5 pântadas) e conseqüentemente um prolongamento da estação seca (+4 pântadas) em relação ao clima presente. Além disso, no clima futuro nota-se também uma assimetria maior nas caudas da distribuição, o que sugere um possível aumento na variabilidade nas datas de início da estação chuvosa.

Um outro aspecto que merece ser destacado nas projeções é a frequência dos eventos climáticos extremos de precipitação baseados no Índice de Precipitação Normalizada (SPI), em quatro diferentes escalas de tempo (1, 3, 6 e 12 meses), durante o clima presente (1961–2010) e futuro (2071–2100) sobre as áreas de estudo. Neste sentido, no sul da Amazônia nota-se uma tendência de aumento na frequência de eventos secos principalmente nas categorias severos e extremos em todas as escalas de tempo. No caso do NEAMZ, em geral, os resultados seguem o mesmo padrão do sul da Amazônia, contudo, indicam também um aumento na frequência de eventos chuvosos à medida que se aumenta a escala temporal do SPI.

Por fim, documentou-se o impacto da mudança da vegetação a partir de cenários de desmatamento (AGUIAR et al. 2015) no clima da Amazônia. Em geral, os resultados mostraram que as áreas desflorestadas, com taxas de desmatamento de aproximadamente 28% e 38% (~1200 km²) no CEN2030 e CEN2050, respectivamente, são capazes de modificar o clima regional através das circulações de mesoescala induzidas pelas heterogeneidades da paisagem (“brisas de vegetação”). Em particular, as alterações climáticas se revelam como aumento nos valores dos campos médios de temperatura do ar, razão de Bowen (redução do fluxo de calor sensível e aumento de calor latente), na magnitude dos fluxos de umidade e precipitação principalmente sobre as áreas desflorestadas, indicando que o desflorestamento tem uma contribuição importante na geração de microclimas e na variabilidade do clima regional, embora os efeitos variem espacial e temporalmente.

Verifica-se também que as principais diferenças entre a simulação climática controle e as simulações com desflorestamento ocorrem na variabilidade dos valores extremos

embora seja mais evidente no NEAMZ. Neste sentido, apesar das simulações de desflorestamento indicarem, num primeiro momento, aumento da precipitação média, em particular durante a estação chuvosa, o SPI revela uma diminuição dos eventos chuvosos e um aumento na frequência de eventos secos na categoria extremos e muito extremos, em particular nas escalas de 3, 6 e 12 meses, indicando que qualquer mudança na cobertura do solo tem impacto também na frequência dos eventos extremos.

De uma maneira geral, este trabalho ressaltou: (a) os sinais da variabilidade climática observadas na variabilidade da precipitação nas últimas décadas; e (b) os potenciais impactos das mudanças climáticas e de alterações na cobertura vegetal no clima em sub-regiões da Amazônia, simulado por um modelo climático regional. O modelo climático regional usado neste estudo tem a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala regional de forma razoável e, geralmente, compatível com as escalas requeridas para estudos de impactos.

Logo, com a realização deste trabalho, espera-se ter contribuído frente à comunidade científica com uma maior compreensão e detalhamento da: (a) variabilidade das estações chuvosa e seca na Amazônia, principalmente em termos das fases de início e fim, duração, intensidade; e (b) variabilidade espaço-temporal no clima presente e num cenário futuro de mudança climática e de uso da terra. O estudo tem repercussões na biodiversidade, agricultura, recursos hídricos e, portanto, com implicações ambientais e socioeconômicas significativas.

Por fim, para sumarizar a abordagem metodológica utilizada neste trabalho, os resultados obtidos e potenciais impactos no âmbito da variabilidade climática da precipitação (início e fim, duração e intensidade da estação chuvosa) na Amazônia, um diagrama esquemático é apresentado na Figura 5.1. A síntese é apresentada ressaltando variabilidade climática da precipitação da Amazônia em função dos condicionantes naturais e antrópicos e suas inter-relações que afetam o comportamento climático e geram impactos ambientais.

É oportuno ressaltar que considerando o complexo quadro de fatores e suas inter-relações que afetam o clima da Amazônia, é imprescindível que em estudos futuros seja considerada uma cadeia bem mais ampla de agentes do que apenas os abordados neste trabalho e apresentados neste diagrama, principalmente a componente humana desde o nível individual até infraestruturas e políticas sociais. Portanto, a apresentação deste diagrama não tem a pretensão de esgotar o assunto, e sim fornecer uma visão resumida deste trabalho. É importante também ressaltar que os impactos regionais dependerão fundamentalmente de ações mitigadoras, da capacidade adaptativa e da gravidade e intensidade das mudanças climáticas.

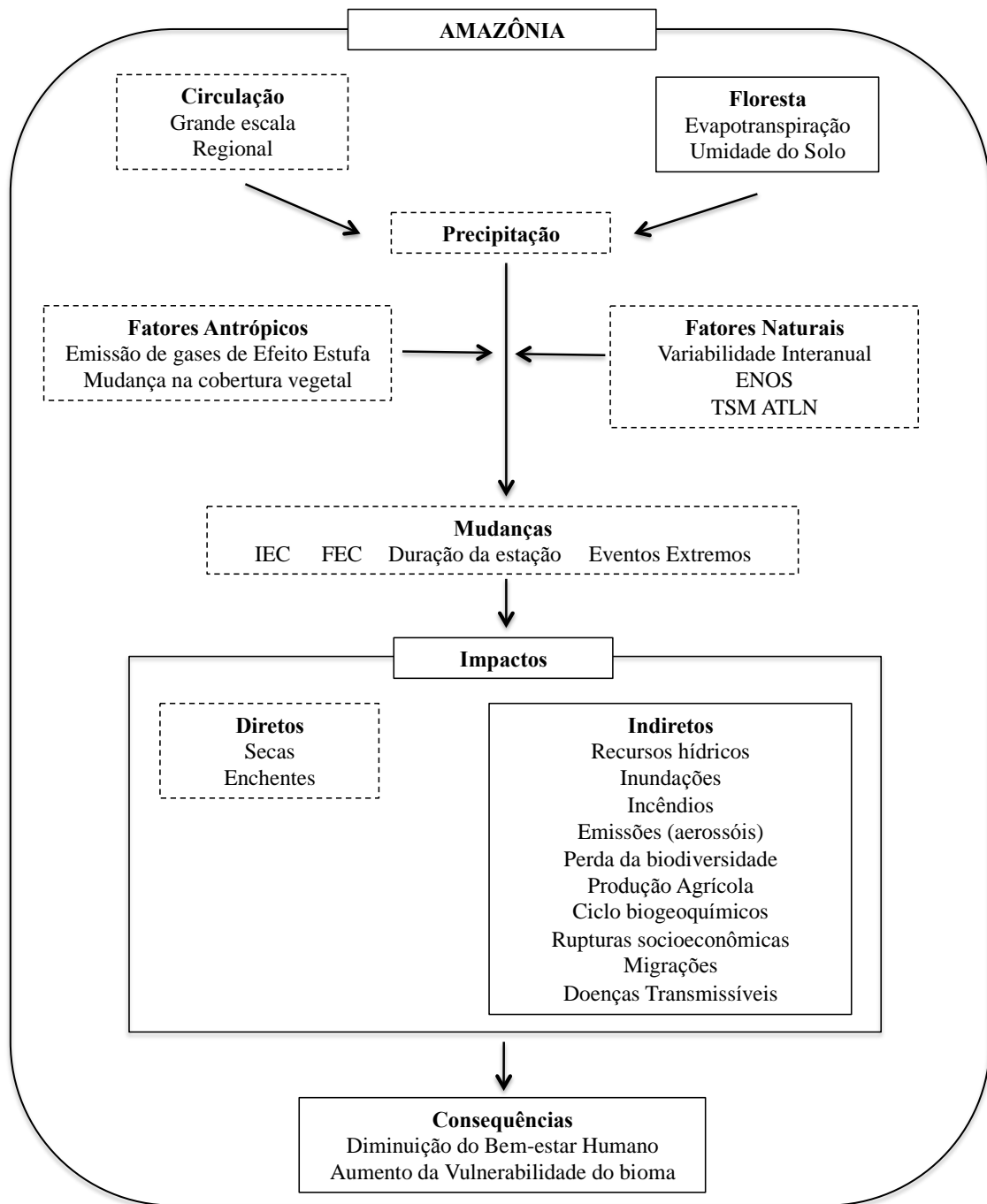


Figura 5.1 – Esquema resumido da cadeia de fatores naturais e antrópicos que afetam a variabilidade climática da precipitação na Amazônia e seus potenciais impactos e consequências. As linhas tracejadas na figura representam as componentes abordadas diretamente neste trabalho.

5.2 Sugestões para trabalhos futuros

A experiência adquirida no trabalho aliada aos resultados aqui apresentados permite fazer as seguintes sugestões:

- Realizar estudos qualitativos que investiguem os processos de resiliência e vulnerabilidade da Amazônia frente ao aumento da frequência de eventos climáticos extremos;
- Considerando que hoje uma das maiores dificuldades nos estudos climáticos sobre a Amazônia é a ausência ou insuficiência de séries longas de dados históricos observacionais é imperativo fortalecer e ampliar programas de monitoramento hidroclimáticos de longo prazo não deixando de levar em consideração também que diferentes sub-regiões apresentam (e apresentarão) comportamentos diversos, o que exige a implantação de monitoramentos regionais distintos sobre a Amazônia;
- Aplicar a metodologia utilizada neste trabalho em resultados de modelos climáticos regionais acoplados a modelos de superfície que levem em consideração processos terrestres de forma integrada, como dinâmica de vegetação, ciclo do carbono terrestre, fluxo de CO₂, fertilidade do solo, incêndios na vegetação, culturas agrícolas e hidrologia superficial.
- É importante disponibilizar através de uma plataforma projeções climáticas regionais e em formato adequado de maneira a facultar o desenvolvimento de ações de mitigação e adaptação pelos diversos setores da sociedade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, A. P. D. et al. Land use change emission scenarios: anticipating a forest transition process in the Brazilian Amazon? **Global change biology**, 29 out. 2015.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 3, p. 337–350, 2009.
- ARIAS, P. A. et al. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 11-12, p. 3183–3203, 25 dez. 2015.
- BETTS, A. K.; SILVA DIAS, M. A. F. Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 2, p. 6, 30 jun. 2010.
- BLÁZQUEZ, J.; NUÑEZ, M. N. Performance of a high resolution global model over southern South America. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 4, p. 904–919, 30 mar. 2013.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7-8, p. 893–916, 2009.
- BOULANGER, J.-P. et al. A Europe--South America network for climate change assessment and impact studies. **Climatic Change**, v. 98, n. 3, p. 307–329, 2009.
- BOULANGER, J.-P.; MARTINEZ, F.; SEGURA, E. C. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 1: Temperature mean state and seasonal cycle in South America. **Climate Dynamics**, v. 27, n. 2, p. 233–259, 2006a.
- BOULANGER, J.-P.; MARTINEZ, F.; SEGURA, E. C. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2: Precipitation mean state and seasonal cycle in South America. **Climate Dynamics**, v. 28, n. 2, p. 255–271, 2006b.
- BUTT, N.; DE OLIVEIRA, P. A.; COSTA, M. H. Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D11, p. D11120, 15 jun. 2011.
- CHOU, S. C. et al. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 3-4, p. 635–653, 12 fev. 2012.

COE, M. T. et al. Deforestation and climate feedbacks threaten the ecological integrity of south–southeastern Amazonia. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, v. 368, n. 1619, 22 abr. 2013.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. D. S.; 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.

COSTA, M. H. et al. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, 2007.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined Effects of Deforestation and Doubled Atmospheric CO₂ Concentrations on the Climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 18–34, 20 fev. 2000.

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, n. 13, p. 1970–1979, 2010.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M. Effects of Amazon deforestation on the regional climate - Historical perspective, current and future research. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 200–211, 2006.

COX, P. M. et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184–187, 9 nov. 2000.

COX, P. M. et al. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, n. 7192, p. 212–215, 8 maio 2008.

D'ALMEIDA, C. et al. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 5, p. 633–647, abr. 2007.

DA ROCHA, R. P. et al. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D10, p. D10108, 29 maio 2009.

DAI, A. et al. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. **Journal of Climate**, v. 22, n. 10, p. 2773–2792, maio 2009.

DAVID WERTH; RONI AVISSAR. The local and global effects of Amazon deforestation. **Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 391–401, 2002.

DIRZO, R.; RAVEN, P. H. Global State of Biodiversity and Loss. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 28, n. 1, p. 137–167, 2003.

DOYLE, M. E.; SAURRAL, R. I.; BARROS, V. R. Trends in the distributions of aggregated monthly precipitation over the La Plata Basin. **International Journal of Climatology**, p. n/a–n/a, 29 set. 2011.

ESPINOZA, J. C. et al. The Major Floods in the Amazonas River and Tributaries (Western Amazon Basin) during the 1970–2012 Period: A Focus on the 2012 Flood. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 1000–1008, 2013.

FERNANDES, K. et al. Decadal covariability of Atlantic SSTs and western Amazon dry-season hydroclimate in observations and CMIP5 simulations. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 16, p. 6793–6801, 28 ago. 2015.

FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 247–260, 26 set. 2006.

FIGUEROA, S. N. **ESTUDO DOS SISTEMAS DE CIRCULAÇÃO DE VERÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL E SUAS SIMULAÇÕES COM MODELOS NUMÉRICOS**. [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1999.

FU, R. et al. Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 45, p. 18110–18115, 5 nov. 2013.

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 4, p. 219–223, 2005.

GATTI, L. V et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, v. 506, n. 7486, p. 76–80, 6 fev. 2014.

GIMENO, L. et al. Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 4, 2012.

GIMENO, L. et al. Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 7, p. 1443–1450, 2013.

GULIZIA, C.; CAMILLONI, I. Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 4, p. 583–595, 7 mar. 2015.

HUNTINGFORD, C. et al. Simulated resilience of tropical rainforests to CO₂-induced climate change. **Nature Geosci**, v. 6, n. 4, p. 268–273, abr. 2013.

IPCC. Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. **Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC**, p. 1009, 2007.

- JOETZJER, E. et al. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11, p. 2921–2936, 2013.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Climate Change in the South American Monsoon System: Present Climate and CMIP5 Projections. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6660–6678, 1 fev. 2013.
- JUNQUAS, C. et al. Summer precipitation variability over Southeastern South America in a global warming scenario. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9, p. 1867–1883, 2011.
- KAYANO, M. T.; DE OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 10, p. 1439–1448, ago. 2009.
- LEJEUNE, Q. et al. Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 9, p. 2769–2786, 2014.
- LEWIS, S. L. et al. The 2010 Amazon Drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 554, 3 fev. 2011.
- MALHI, Y. et al. 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**, v. 106, n. 49, p. 20610–5, 2009.
- MARENGO, J. et al. Extreme climatic events in the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1-2, p. 73–85, 2012a.
- MARENGO, J. A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MARENGO, J. A. et al. The Drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495–516, fev. 2008.
- MARENGO, J. A. et al. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2241–2255, dez. 2009.
- MARENGO, J. A. et al. 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, p. 1829–1848, 2011a.
- MARENGO, J. A. et al. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, p. 1–5, 2011b.

MARENGO, J. A. et al. 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, p. 1829–1848, 10 maio 2012b.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, p. n/a–n/a, 14 jul. 2015.

MARENGO, J.; BORMA, L.; RODRIGUEZ, D. Recent Extremes of Drought and Flooding in Amazonia: Vulnerabilities and Human Adaptation. **American Journal of Climate Change**, v. 2013, n. June, p. 87–96, 2013.

MOLION, L. C. B. Amazonia Rainfall and Its Variability. In: BONELL, MICHAEL; MAYNARD M. HUFSCHMIDT, M. M.; GLADWELL, J. S. (Ed.). . **Hydrology and Water Management in the Humid Tropics**. [s.l.] Cambridge University Press, 1993. p. 99–111.

NEPSTAD, D. C. et al. Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1737–1746, 27 maio 2008.

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, out. 2009.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 31 jan. 1991.

NOBRE, P. et al. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. **Journal of Climate**, v. 22, n. 21, p. 5686–5697, 31 jan. 2009.

NUÑEZ, M. N.; SOLMAN, S. A.; CABRÉ, M. F. Regional climate change experiments over southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty-first century. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 7, p. 1081–1095, 2008.

OLIVEIRA, L. J. C. et al. Large-scale expansion of agriculture in Amazonia may be a no-win scenario. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. 2, 2013.

OYAMA, M. D. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. 2199, 2003.

OYAMA, M. D. Erros sistemáticos no clima da região tropical da América do Sul simulado pelo modelo regional MM5 em baixa resolução horizontal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 118–133, 2006.

PESQUERO, J. F. et al. Climate downscaling over South America for 1961--1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, n. 1, p. 75–93, 2009.

PHILLIPS, O. L. et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. **Science**, v. 323, n. 5919, p. 1344–1347, 6 mar. 2009.

PINHO, P. F.; MARENGO, J. A.; SMITH, M. S. Complex socio-ecological dynamics driven by extreme events in the Amazon. **Regional Environmental Change**, v. 15, n. 4, p. 643–655, 2015.

PIRES, G. F.; COSTA, M. H. Deforestation causes different subregional effects on the Amazon bioclimatic equilibrium. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 14, p. 3618–3623, 2013.

ROCHA, E. J. P. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.

RONCHAIL, J. et al. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 15 nov. 2002.

SAATCHI, S. et al. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 2, p. 565–570, 8 jan. 2013.

SALATI, E. et al. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. In: **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2001. p. 153–172.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 9, p. n/a–n/a, 16 maio 2007.

SAMPAIO, G. et al. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 17, p. L17709, 13 set. 2007.

SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. **Climatic Change**, v. 98, n. 3, p. 331–357, 2009.

SILVA DIAS, M. A.; AVISSAR, R.; SILVA DIAS, P. Modeling the regional and remote climatic impact of deforestation. In: KELLER, M. et al. (Eds.). . **Amazonia and Global Change**. American Geophysical Union, Washington, D. C.: [s.n.]. p. 251–260.

SOARES-FILHO, B. S. et al. Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v. 440, n. 7083, p. 520–523, 23 mar. 2006.

SOUZA, E. B. DE; AMBRIZZI, T. **A precipitação observada no norte-nordeste do Brasil durante episódios simultâneos de ENOS no Pacífico e do dipolo de anomalias de TSM no Atlântico**XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...**Foz de Iguaçu: 2002

SOUZA, S. S. **Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semi-árido do nordeste brasileiro.** [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2006.

SPRACKLEN, D. V.; ARNOLD, S. R.; TAYLOR, C. M. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature**, v. 489, p. 282–285, 2012.

SPRACKLEN, D. V; GARCIA-CARRERAS, L. The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 21, p. 9546–9552, 16 nov. 2015.

TOMASELLA, J. et al. The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 8, p. 1228–1242, 2011.

URRUTIA, R.; VUILLE, M. Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D2, p. D02108, 23 jan. 2009.

VERA, C. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006a.

VERA, C. et al. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 13, p. L13707, 2006b.

VERA, C.; SILVESTRI, G. Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 7, p. 1003–1014, 2009.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, 19 jul. 2004.

YIN, L. et al. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11, p. 3127–3143, 2012.

YIN, L. et al. What controls the interannual variation of the wet season onsets over the Amazon? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 5, p. 2314–2328, 16 mar. 2014.

YOON, J.-H. Multi-model analysis of the Atlantic influence on Southern Amazon rainfall. **Atmospheric Science Letters**, v. 17, n. 2, p. 122–127, 2016.

YOON, J.-H.; ZENG, N. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2, p. 249–264, 2009.

ZHANG, K. et al. The fate of Amazonian ecosystems over the coming century arising from changes in climate, atmospheric CO₂ and land use. **Global Change Biology**, 2015.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J.; CHASE, T. The impact of land cover change on the atmospheric circulation. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 5-6, p. 467–477, 6 mar. 2001.

ZOU, Y. et al. Do the recent severe droughts in the Amazonia have the same period of length? **Climate Dynamics**, p. 1–7, 2015.

ANEXO A

Tabela de estudos relevantes publicados entre 1975 e 2015 sobre os impactos do desmatamento de grande escala sobre a precipitação pluviométrica em toda Bacia Amazônica - adaptada de Sparcklen e Garcia-Carreras (2015). Para cada estudo são descritos: o nome do modelo e em alguns casos o esquema de superfície utilizado, a resolução espacial e se o modelo é Atmosférico (A) ou Acoplado (C). Também são descritas as mudanças da precipitação (ΔR) para cada modelo a partir de diferentes cenários de desmatamento (ΔD). Quando disponível foram, também, descritas as mudanças do Albedo (ΔA), Índice de Área Foliar (ΔLAI), e comprimento de rugosidade (ΔL) simulado devido a mudanças no uso e cobertura da terra.

Tabela A1 - Modelos Climáticos Globais

Referência	Modelo	Resolução	Oceano	ΔD (%)	ΔA	ΔLAI (m^2/m^2)	ΔL (m)	ΔR (%)
Henderson-Sellers and Gornitz (1984)	GISS	$8^\circ \times 10^\circ$	A	100	0.08	-	-	-12
Lean and Warrilow (1989)	UKMO	$2.5^\circ \times 3.75^\circ$	A	100	0.05	-	-	-20
Shukla et al. (1990); Nobre et al. (1991)	NMC/SiB	$1.8^\circ \times 2.8^\circ$	A	100	0.1	-	-2.57	-26.1
Dickinson and Kennedy (1992)	NCAR CCM1 + BATS	$4^\circ \times 7.5^\circ$	A	100	0.07	-	-1.95	-25.5
Lean and Rowntree (1993)	UKMO	$2.81^\circ \times 2.81^\circ$	A	100	0.052	-	-0.75	-14.2
Pitman et al. (1993)	CCM1-0z + BATS	$4^\circ \times 7.5^\circ$	C	100	0.04	-	-1.8	-28.3
Dirmeyer	COLA +		A	100	0.057		-2.57	-4.7

and Shukla (1994)	SSiB	$4.5^0 \times 7.5^0$			0.086		-2.67	-11.4
Polcher and Laval (1994b)	LMD + SECHIB	$5.6^0 \times 2^0$	A	100	0.081	-	-2.24	-11.5
Polcher and Laval (1994a)	LMD + SECHIB	$5.6^0 \times 2^0$	A	100	0.079	-	-	15.1
McGuffie et al. (1995)	CCM1+BA TS	$4^0 \times 7.5^0$	C	100	0.04	-	-1.8	-23.9
Manzi and Planton (1996)	EMERA UDE + ISBA	$2.81^0 \times 2.81^0$	A	100	-	-	-	-0.8
Sud et al. (1996)	GLA + SSiB	$4^0 \times 5^0$	A	100	-	-	-2.57	-27.2
Zhang et al. (1996)	NCAR CCM1 + BATS1e	$4.5^0 \times 7.5^0$	C	100	-	-	-	-0.06
Zeng et al. (1996)	Gill	$7.5^0 \times 4.5^0$	A	100	-	-	-	-56
Lean et al. (1996)	UKMO	$2.5^0 \times 3.75^0$	A	100	-	-	-	-8.6
Lean and Rowntree (1997)	UKMO	$2.5^0 \times 3.75^0$	A	100	0.05	-	-2.07	-4
Hahmann and Dickinson (1997)	NCAR CCM2 + BATS1e	$2.81^0 \times 2.81^0$	C	100	0.07	-	-1.95	-16.6
Costa and Foley (2000)	GENESIS + IBIS	$4.5^0 \times 7.5^0$	C	100	0.038	-2.6	-1.46	-11.8
Gedney and Valdes (2000)	ECMWF IFS	$3^0 \times 3^0$	C	100	0.046	-3	-2.45	-15.6
Kleidon and Heimann (2000)	ECHAM4	$5.6^0 \times 5.6^0$	A	100	-	-	-	-7.7
Zhang et al. (2001)	CCM1-Oz+BATS1	$4.5^0 \times 7.5^0$	C	100	0.07	-4.5	-1.8	-21.2

Voldoire and Royer (2004)	ARPEGE+I SBA	$2.8^0 \times 2.8^0$	A	100	0.03	-	-1.8	-8.7
Werth and Avissar (2002)	GISS- II	$4^0 \times 5^0$	A	100	-	-	-	-21.7
Avissar and Werth (2005)	GISS-II	-	A	100	0.04	-	-	-44
Voldoire and Royer (2005)	ARPEG E+ ISBA	$2.8^0 \times 2.3^0$	C	100	0.035	-	-1	-21
Sampaio et al. (2007)	CPTEC/IN PE+SSiE	$2^0 \times 2^0$	A	20	0.06	-3.3	-2.57	-0.2
				40				-2.2
				50				-5.8
				60				-9.2
				80				-14.9
				100				-18.2
Costa et al. (2007)	CCM3+IBI S	$2.81^0 \times 2.81^0$	A	25	0.055	-3	-	1.4
				50				-0.8
				75				-3.9
Da Silva et al. (2008)	GISS	$5^0 \times 4^0$	A	20	-	-	-	-2.1
				40				-7.6
				60				-12
				80				-16.8
				100				-19.0
Nobre et al. (2009)	CPTEC/Ssi B	$1.85^0 \times 1.85^0$	C	100				-42
			A	100				-26
Hasler et al. (2009)	GISS GMII & AM, CCSM3	$4^0 \times 5^0$	A	100	-	-	-	-11.4
Senna et al. (2009)	CCM3+IBI S	$2.81^0 \times 2.81^0$	A	20	-	-	-	-10.5
				40				-10.5
				60				-16.1
				80				-16.1
				100				-19.4
Costa and Pires (2010)	CCM3+IBI S	$2.81^0 \times 2.81^0$	A	22	-	-	-	-5.9
				28				-12.6
				33				-14
				47				-23.9
Hirota et al. (2011)	CPTEC	$1^0 \times 1^0$	A	100	-	-	-	-27.6

Pires and Costa (2013)	CCM3+IBIS	$2.81^{\circ} \times 2.81^{\circ}$	A	10	-	-	-	-2.7
				20				-4.0
				30				-5.4
				40				-6.7
				50				-8.3
				60				-10.1
				70				-12.3
				80				-14.7
				90				-17.5
				100				-18.6
Lima et al. (2014)	CCM3	$2.81^{\circ} \times 2.81^{\circ}$	A	15	0.052			-5
				26				-10
				38				-12.7

Tabela A2 - Modelos Climáticos Regionais

Referência	Modelo	Resolução	Oceano	ΔD (%)	ΔA	ΔLAI (m^2/m^2)	ΔL (m)	ΔR (%)
Da Silva et al. (2008)	RAMS	20 km	A	20	-	-	-	-4.3
				40				-7.4
				100				-12.5
Correia et al. (2008)	ETA+SSiB	40 km	A	15	0.06	-3.29	-2.53	13.2
				33				7.8
				100				-12.6
Moore et al. (2007); Walker et al. (2009)	RAMS 4.4	20 km	A	1	-	-	-	0
				55				0.6
				100				-8.2
Medvigy et al. (2011)	OLAM	25 km over Amazon	A	100	0.144	-	-	-2.3
Zhang et al. (2013)	WRF	30 km	A	18	-	-	-	-19.4
Lejeune et al. (2014)	COSMO-CLM	$0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$	A	33	-	-	-	-2.7
				67				-4.1
				100				-5.3
Bagley et al. (2014)	WRF3.2+N OAH	20 km	A	15	-	-	-	-4.2

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVISSAR, R. & WERTH, D. 2005. Global hydroclimatological teleconnections resulting from tropical deforestation. **Journal of Hydrometeorology**, 6, 134-145.
- BAGLEY, J. E., DESAI, A. R., HARDING, K. J., SNYDER, P. K. & FOLEY, J. A. 2014. Drought and Deforestation: Has Land Cover Change Influenced Recent Precipitation Extremes in the Amazon? **Journal of Climate**, 27, 345-361.
- CORREIA, F. W. S., ALVALA, R. C. S. & MANZI, A. O. 2008. Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, 93, 225-244.
- COSTA, M. H. & FOLEY, J. A. 2000. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, 13, 18-34.
- 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.
- COSTA, M. H., YANAGI, S. N. M., SOUZA, P., RIBEIRO, A. & ROCHA, E. J. P. 2007. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophys. Res. Lett.**, 34, 4.
- DA SILVA, R. R., WERTH, D. & AVISSAR, R. 2008. Regional impacts of future land-cover changes on the amazon basin wet-season climate. **Journal of Climate**, 21, 1153-1170.
- DICKINSON, R. E. & KENNEDY, P. 1992. IMPACTS ON REGIONAL CLIMATE OF AMAZON DEFORESTATION. **Geophysical Research Letters**, 19, 1947-1950.
- DIRMEYER, P. A. & SHUKLA, J. 1994. ALBEDO AS A MODULATOR OF CLIMATE RESPONSE TO TROPICAL DEFORESTATION. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, 99, 20863-20877.
- GEDNEY, N. & VALDES, P. J. 2000. The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate. **Geophysical Research Letters**, 27, 3053-3056.
- HAHMANN, A. N. & DICKINSON, R. E. 1997. RCCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**, 10, 1944-1964.
- HASLER, N., WERTH, D. & AVISSAR, R. 2009. Effects of Tropical Deforestation on Global Hydroclimate: A Multimodel Ensemble Analysis. **Journal of Climate**, 22,

1124-1141.

HENDERSON-SELLERS, A. & GORNITZ, V. 1984. POSSIBLE CLIMATIC IMPACTS OF LAND COVER TRANSFORMATIONS, WITH PARTICULAR EMPHASIS ON TROPICAL DEFORESTATION. **Climatic Change**, 6, 231-257.

HIROTA, M., OYAMA, M. D. & NOBRE, C. 2011. Concurrent climate impacts of tropical South America land-cover change. **Atmospheric Science Letters**, 12, 261-267.

KLEIDON, A. & HEIMANN, M. 2000. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics**, 16, 183-199.

LEAN, J., BUNTON, C. B., NOBRE, C. A. & 1996. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C., NOBRE, C. A., ROBERTS, J. M., VICTORIA, R. L. & AL., E. (eds.) Amazonian Deforestation and Climate New York: John Wiley.

LEAN, J. & ROWNTREE, P. R. 1993. A GCM SIMULATION OF THE IMPACT OF AMAZONIAN DEFORESTATION ON CLIMATE USING AN IMPROVED CANOPY REPRESENTATION. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 119, 509-530.

LEAN, J. & ROWNTREE, P. R. 1997. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, 10, 1216-1235.

LEAN, J. & WARRILOW, D. A. 1989. SIMULATION OF THE REGIONAL CLIMATIC IMPACT OF AMAZON DEFORESTATION. **Nature**, 342, 411-413.

LEJEUNE, Q., DAVIN, E., GUILLOD, B. & SENEVIRATNE, S. 2014. Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. **Climate Dynamics**, 1-18.

LIMA, L. S., COE, M. T., SOARES, B. S., CUADRA, S. V., DIAS, L. C. P., COSTA, M. H. & RODRIGUES, H. O. 2014. Feedbacks between deforestation, climate, and hydrology in the Southwestern Amazon: implications for the provision of ecosystem services. **Landscape Ecology**, 29, 261- 274.

MANZI, A. O. & PLANTON, S. 1996. Calibration of a GCM using ABRACOS and ARME data and simulation of Amazonian deforestation. In: GASH, J. H. C., NOBRE, C. A., ROBERTS, J. M. & VICTORIA, R. L. (eds.) **Amazonian deforestation and climate**. West Sussex: John Wiley.

MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A., ZHANG, H., DURBRIDGE, T. B. &

- PITMAN, A. J. 1995. GLOBAL CLIMATE SENSITIVITY TO TROPICAL DEFORESTATION. **Global and Planetary Change**, 10, 97- 128.
- MEDVIGY, D., WALKO, R. L. & AVISSAR, R. 2011. Effects of Deforestation on Spatiotemporal Distributions of Precipitation in South America. **Journal of Climate**, 24, 2147-2163.
- MOORE, N., ARIMA, E., WALKER, R. & DA SILVA, R. R. 2007. Uncertainty and the changing hydroclimatology of the Amazon. **Geophysical Research Letters**, 34.
- NOBRE, C. A., SELLERS, P. J. & SHUKLA, J. 1991. AMAZONIAN DEFORESTATION AND REGIONAL CLIMATE CHANGE. *Journal of Climate*, 4, 957-988.
- NOBRE, P., MALAGUTTI, M., URBANO, D. F., DE ALMEIDA, R. A. F. & GIAROLLA, E. 2009. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. **Journal of Climate**, 22, 5686-5697.
- PIRES, G. F.; COSTA, M. H. 2013. Deforestation causes different subregional effects on the Amazon bioclimatic equilibrium. **Geophysical Research Letters**, 40, 3618-3623.
- PITMAN, A. J., DURBIDGE, T. B., HENDERSON-SELLERS, A. & MCGUFFIE, K. 1993. Assessing climate model sensitivity to prescribed deforested landscapes. **International Journal of Climatology**, 13, 879-898.
- POLCHER, J. & LAVAL, K. 1994a. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. **Journal of Hydrology**, 155, 389-405.
- POLCHER, J. & LAVAL, K. 1994b. A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM. **Climate Dynamics**, 10, 205-219.
- SAMPAIO, G., NOBRE, C., COSTA, M. H., SATYAMURTY, P., SOARES, B. S. & CARDOSO, M. 2007. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, 34.
- SENNA, M. C. A., COSTA, M. H. & PIRES, G. F. 2009. Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios. **Journal of Geophysical Research- Atmospheres**, 114.
- SHUKLA, J., NOBRE, C. & SELLERS, P. 1990. Amazon deforestation and climate change. **Science**, 247, 1322-1325.
- SUD, Y. C., WALKER, G. K., KIM, J. H., LISTON, G. E., SELLERS, P. J. & LAU, W. K. M. 1996. Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: A GCM simulation study. **Journal of Climate**, 9, 3225-3247.

VOLDOIRE, A. & ROYER, J. F. 2004. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, 22, 857-874.

VOLDOIRE, A. & ROYER, J. F. 2005. Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs. **Climate Dynamics**, 24, 843-862.

WALKER, R., MOORE, N. J., ARIMA, E., PERZ, S., SIMMONS, C., CALDAS, M., VERGARA, D. & BOHRER, C. 2009. Protecting the Amazon with protected areas. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, 106, 10582-10586.

WERTH, D. & AVISSAR, R. 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, 107.

ZENG, N., DICKINSON, R. E. & ZENG, X. B. 1996. Climatic impact of Amazon deforestation - A mechanistic model study. **Journal of Climate**, 9, 859-883.

ZHANG, H., HENDERSON-SELLERS, A. & MCGUFFIE, K. 1996. Impacts of tropical deforestation .1. Process analysis of local climatic change. **Journal of Climate**, 9, 1497-1517.

ZHANG, H., HENDERSON-SELLERS, A. & MCGUFFIE, K. 2001. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. **Climatic Change**, 49, 309-338.

ZHANG, T., ZHAN, J. Y., WU, F., LUO, J. & HUANG, J. 2013. Regional Climate Variability Responses to Future Land Surface Forcing in the Brazilian Amazon. **Advances in Meteorology**.

ANEXO B – CAPÍTULOS PUBLICADO NO LIVRO “SECAS NA AMAZÔNIA: CAUSAS E CONSEQUÊNCIAS”

TÍTULOS:

Alves, L. M.; Marengo, J. A.; Cavalcanti, I. F. A. PARTE I – CARACTERIZAÇÃO GERAL DAS SECAS: Histórico das secas na Amazônia. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A (Org.). Secas na Amazônia: causas e consequências. Oficina de Textos, São Paulo, 2013. p. 21-28.

Alves, L. M.; Cavalcanti, I. F. A.; Silveira, V. P.; Marengo, J. A. PARTE II – ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS – OBSERVAÇÕES: Classificação dos anos de seca. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A (Org.). Secas na Amazônia: causas e consequências. Oficina de Textos, São Paulo, 2013. p. 49- 53.

Cavalcanti, I. F. A.; Silveira, V. P.; **Alves, L. M.** PARTE II – ASPECTOS CLIMATOLÓGICOS – OBSERVAÇÕES: Características atmosféricas e oceânicas em anos de seca. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A (Org.). Secas na Amazônia: causas e consequências. Oficina de Textos, São Paulo, 2013. p. 54-77

Laura De Simone Borma
Carlos Afonso Nobre

organizadores

SECAS NA AMAZÔNIA

causas e consequências

oficina **texto**

Copyright © 2013 Oficina de Textos

Grafia atualizada conforme o Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa de 1990, em vigor no Brasil desde 2009.

Conselho editorial Cylon Gonçalves da Silva; Doris C. C. K. Kowaltowski;
José Galizia Tundisi; Luis Enrique Sánchez;
Paulo Helene; Rozely Ferreira dos Santos;
Teresa Gallotti Florenzano

Capa e projeto gráfico Malu Vallim
Diagramação Resolvo Ponto Com
Foto capa Mario Zambrotti
Preparação de textos Cássio Pelin
Revisão de textos Elisa Andrade Buzzo e Hélio Hideki Iraha
Impressão e acabamento Intergraf Ind. Gráfica Ltda.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Secas na Amazônia : causas e consequências / Laura de Simone Borma, Carlos Nobre, organizadores. --
São Paulo : Oficina de Textos, 2013.

Vários autores.
Bibliografia.
ISBN 978-85-7975-078-6

1. Amazônia - Clima 2. Climatologia
3. Inundações 4. Mudanças climáticas - Aspectos ambientais 5. Secas - Amazônia I. Borma, Laura de Simone. II. Nobre, Carlos.

13-04114

CDD-551.6

Índices para catálogo sistemático:

1. Secas na Amazônia : Causas e consequências :
Clima : Estudos : Ciências da terra 551.6

Todos os direitos reservados à **Editora Oficina de Textos**
Rua Cubatão, 959
CEP 04013-043 São Paulo SP
tel. (11) 3085-7933 fax (11) 3083-0849
www.ofitexto.com.br
atend@ofitexto.com.br



HISTÓRICO DE SECAS NA AMAZÔNIA

L. M. Alves, J. A. Marengo e I. F. A. Cavalcanti

EXTREMOS CLIMÁTICOS DE CHUVA, temperatura e vento podem ter um impacto importante na vida das pessoas. Excepcionalmente, os extremos podem ter resultado no desaparecimento de civilizações, a exemplo da dinastia maia, que pode ter sucumbido por uma sucessão de secas severas (Hunter-Anderson e Elliott, 2002). Em geral, estudos observacionais de extremos climáticos são limitados pelas dificuldades de obtenção de séries temporais longas e homogêneas de dados climáticos capazes de registrá-los. Embora existam séries temporais relativamente longas em muitas partes do globo, os conjuntos de dados disponíveis para a bacia amazônica normalmente são escassos e limitados. Por causa dessas limitações, evidências paleoecológicas tornam-se ferramentas válidas para avaliar o histórico de secas e/ou enchentes no passado, apesar de alguma incerteza nas análises.

Com base em relatos históricos de carvão vegetal encontrado abaixo do solo das florestas e em sítios arqueológicos de civilizações antigas, Meggers (1994) mostrou evidências da existência de intensos extremos climáticos na Amazônia durante os últimos dois milênios. Identificações semelhantes de extremos na costa do Peru (enchentes) e em outras partes indicam que o desaparecimento de civilizações localizadas na Amazônia reflete o impacto de eventos de mega El Niño (El Niño

três

CLASSIFICAÇÃO DE ANOS DE SECA

L. M. Alves, I. F. A. Cavalcanti, V. P. Silveira e J. A. Marengo

A REGIÃO AMAZÔNICA, por sua grande extensão territorial, possui regimes climáticos diferenciados. De norte a sul, observa-se uma grande variabilidade espacial e temporal da precipitação, na qual os eventos extremos de secas ou enchentes trazem consequências socioeconômicas importantes para vários setores da sociedade (agricultura, transportes, recursos hídricos, saúde, habitação).

Como apresentado no Cap. 1, os eventos extremos de secas na Amazônia não são recentes e, do ponto de vista científico, atualmente já se tem um razoável entendimento das causas das secas que ocorrem nessa região. Neste capítulo é realizada uma análise da distribuição espacial sazonal da chuva na Amazônia e de suas anomalias em quatro áreas diferentes, com base no conjunto de dados do Global Precipitation Climatology Center (GPCC), com resolução $1^\circ \times 1^\circ$ (Rudolf; Schneider, 2005), no período de 1951 a 2010. O GPCC compreende uma análise global de precipitação mensal sobre a superfície da Terra baseada nos dados pluviométricos *in situ*.

As quatro áreas analisadas são definidas como noroeste da Amazônia (NW) (75°W - $62,5^\circ\text{W}$; 5°N - $2,5^\circ\text{S}$), nordeste da Amazônia (NE) ($62,5^\circ\text{W}$ - 50°W ; 5°N - $2,5^\circ\text{S}$), oeste da Amazônia (W) (75°W - $62,5^\circ\text{W}$; $2,5^\circ\text{S}$ - 10°S) e

quatro

CARACTERÍSTICAS ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS EM ANOS DE SECA

I. F. A. Cavalcanti, V. P. Silveira e L. M. Alves

NESTE CAPÍTULO SÃO APRESENTADAS as configurações de anomalias de precipitação sobre a América do Sul e anomalias de *temperatura da superfície do mar* (TSM) nos anos de seca na Amazônia. Para efeito de análise complementar, são apresentados também campos de outras variáveis, tais como anomalias do escoamento atmosférico em altos e baixos níveis, movimento vertical e convergência de umidade de alguns casos de secas na Amazônia. O escoamento atmosférico indica o comportamento dos ventos, e a convergência de umidade apresenta as regiões para onde a umidade da atmosfera está sendo transportada. O período-base para o cálculo das anomalias é de 1971 a 2000, considerado pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) como o ideal para representar a climatologia atual. Os dados de precipitação utilizados para as análises sobre a América do Sul são provenientes do Global Precipitation Climatology Center (GPCC) (Rudolf; Schneider, 2005). Os campos de TSM foram obtidos dos dados de ERSST.v3 (Smith et al., 2008), e os outros campos são baseados em informações provenientes da reanálise NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).

Conforme visto no Cap. 3, as estações chuvosa e seca na Amazônia variam de acordo com a região