MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.11.13.22-TDI

CARACTERÍSTICAS DOS EVENTOS EXTREMOS SECOS E CHUVOSOS EM DIFERENTES ESCALAS DE TEMPO NA AMAZÔNIA: CLIMATOLOGIA E PROJEÇÕES FUTURAS

Sergio Rodrigo Quadros dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Clovis Angeli Sansigolo, aprovada em 12 de maio de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NMBDN8>

INPE
São José dos Campos
2017

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
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, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.11.13.22-TDI

CARACTERÍSTICAS DOS EVENTOS EXTREMOS SECOS E CHUVOSOS EM DIFERENTES ESCALAS DE TEMPO NA AMAZÔNIA: CLIMATOLOGIA E PROJEÇÕES FUTURAS

Sergio Rodrigo Quadros dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Clovis Angeli Sansigolo, aprovada em 12 de maio de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NMBDN8>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Santos, Sergio Rodrigo Quadros dos.

Sa59c Características dos eventos extremos secos e chuvosos em diferentes escalas de tempo na Amazônia: climatologia e projeções futuras / Sergio Rodrigo Quadros dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxx + 228 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.11.13.22-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Clovis Angeli Sansigolo.

1. Climatologia. 2. Projeções. 3. Extremos. 4. Chuvosos. 5. Amazônia. I.Título.

CDU 551.58(811.3)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Sérgio Rodrigo Quadros dos Santos***

"CARACTERÍSTICAS DOS EVENTOS EXTREMOS SECOS E CHUVOSOS EM DIFERENTES ESCALAS DE TEMPO NA AMAZÔNIA: CLIMATOLOGIA E PROJEÇÕES FUTURAS".

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

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Clovis Angeli Sansigolo

Orientador(a) / CPTEC / São José dos Campos - SP

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Everaldo Barreiros de Souza

Convidado(a) / UFPA / Belém - PA

Dra. Célia Campos Braga

Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 12 de maio de 2017

“Se você não puder se destacar pelo talento, vença pelo esforço”.
Dave Weinbaum

A meus pais, Lucibela Quadros e Sergio Santos, pelo amor, incentivo e dedicação.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela vida, saúde, família, amigos, ensinamentos, oportunidade, perseverança e proteção.

A meus pais Lucibela Quadros e Sergio Santos pela educação, dedicação, cuidado e valores da vida. A minha tia Eliete Santa Brígida e irmão João Paulo Santos, por todo companheirismo e amizade.

Ao meu orientador, Dr. Clovis Angeli Sansigolo, pelas discussões, pela transmissão de conhecimento, pela paciência e principalmente por tornar a realização desta tese possível.

As minhas valorosas e grandes amigas Dr. Ana Paula Santos e Thamiris Brandão, pela grande amizade, ajuda, companheirismo, compreensão, palavras de conforto, carinho e ajuda na realização deste trabalho.

Quero deixar registrado toda a minha gratidão e amizade ao Dr. Theomar Trindade, por todo seu conhecimento científico compartilhado.

Ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do INPE, pelos conhecimentos repassados através das disciplinas.

A todos da secretaria da PGMET pela ajuda necessária, e pela paciência.

Aos membros da banca de defesa de tese, Dra. Célia Campos Braga, Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, Dr. Everaldo Barreiros de Souza e Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira, pelas considerações na defesa e consequentemente pela melhoria desta tese.

Aos amigos conquistados no INPE que proporcionaram grandes alegrias no decorrer desta jornada: Jessica Silva, Fernando Pereira, Rayonil Carneiro, Jeane Rafaele, Rayana Araujo, Romulo Jucá, Kelen Andrade e Henri Pinheiro.

Aos Dr. Guilherme Martins e Dra. Renata Tedeschi pela paciência e contribuição na realização deste trabalho.

Ao Dr. Gabriel Brito Costa, pela orientação no estágio docência.

Aos amigos feitos no Vale do Paraíba que sempre estiveram a meu lado me dando força para a finalização de mais essa etapa, em especial ao Gabriel Lima. Aos companheiros da *League VGC* São José dos Campos.

A todos os profissionais da escola de idiomas Yázigi de São José dos Campos, pelos conhecimentos repassados. Em especial aos professores Mônica, Pink e André.

À CAPES e ao CNPq pelo suporte financeiro.

A todos aqueles que de forma direta ou indireta ajudaram no desenvolvimento deste trabalho, dando dicas, sugestões e críticas. Ficam meus sinceros agradecimentos.

O fim de um ciclo pode ser o começo de um novo caminho!

RESUMO

O presente estudo visa uma caracterização detalhada dos eventos secos e chuvosos extremos na Amazônia utilizando o SPI, com dados de precipitação mensal do GPCC, GPCP, CPC e Era-interim, simulações e projeções em dois cenários opostos (RCP4.5 e RCP8.5) dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6. As séries temporais dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12, usando dados de precipitação do GPCP, GPCC, CPC e Era-interim sobre a região Amazônica apresentaram uma boa concordância temporal entre si. A região apresentou tendências significativas de aumento dos eventos secos e chuvosos de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração no GPCC e GPCP. Com relação às frequências dos eventos secos e chuvosos extremos e moderados, observou-se uma distribuição heterogênea ao longo das estações do ano. Constatou-se que a seca de 1998 foi mais intensa que as de 2005 e 2010, que tiveram duração mais prolongada. Avaliando o desempenho dos modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6 em representar o SPI médio sobre a Amazônia no período de 1901a 2005, evidenciou-se que os valores observados nos modelos foram distintos em relação ao GPCC. Esta deficiência na representação dos extremos secos e de chuva está relacionada, principalmente, aos erros sistemáticos de superestimativa e subestimativa das precipitações mensais. Na análise das frequências dos eventos secos e chuvosos moderados e extremos observou-se que os de seca apresentam um padrão espacial mais homogêneo que os de chuva. As projeções nos cenários de mudanças climáticas dos modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6 para frequências dos eventos secos e chuvosos moderados e extremos, no período de 2015 a 2050, também apresentaram uma distribuição espacial heterogênea ao longo das estações do ano em ambos os cenários considerados. Além disso, não foram observadas grandes diferenças nos valores das frequências dos eventos moderados e extremos entre os cenários, uma vez que as variações das frequências destes eventos são similares, tanto no cenário intermediário (RCP4.5) como no pessimista (RCP8.5).

Palavras-Chave: Climatologia. Projeções. Extremos. Secos. Chuvosos. SPI. Amazônia.

CHARACTERISTICS OF EXTREME DRY AND RAINY EVENTS ON DIFFERENT TIME SCALES IN AMAZONIA: CLIMATOLOGY AND FUTURE PROJECTIONS.

ABSTRACT

The present study aims at a detailed characterization of extreme dry and rainy events in Amazonia using SPI based on four precipitation datasets GPCC, GPCP, CPC and Era-interim, simulations and projections in two opposite scenarios (RCP4.5 and RCP8.5) of HadGEM-ES and ECHAM-6 Earth-System models. The time series of the SPI-3, SPI-6 and SPI-12, using GPCP, GPCC, CPC and Era-interim monthly rainfall data over Amazonia, presented a good temporal concordance among themselves. The region presented an increasing trends of dry and rainy events of short (SPI-3), mean (SPI-6) and long time (SPI-12) in GPCC and GPCP databases. Regarding the frequencies of extreme and moderate dry and rainy events, a heterogeneous distribution was observed throughout the seasons. Moreover, it was verified that, the 1998 drought was more intense than those of 2005 and 2010 which last longer. Evaluating the performance of the HadGEM2-ES and ECHAM-6 models in representing the average SPI over Amazonia between 1901 and 2005, it was evidenced that the average observed values in the models were distinct in relation to GPCC. This deficiency to represent extremes of dry and rainy events is mainly related to the systematic errors of over and underestimation of the monthly precipitation. In the frequency analysis of moderate and extreme dry and rainy events, it was observed that the dry events presented a more homogeneous spatial pattern than the rainy ones. The HadGEM2-ES and ECHAM-6 climatic change scenarios projections of moderate and extreme dry and rainy events frequencies for 2015 to 2050, also showed a heterogeneous spatial distribution throughout the seasons in both scenarios. Furthermore, there were no major differences in the frequencies between the scenarios, since the frequencies variations were similar in the intermediate (RCP4.5) and in the worst scenario (RCP8.5).

Keywords: Climatology. Projections. Extremes. Dry. Rainy. SPI. Amazônia.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3. 1 - Média sazonal das precipitações (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008. O retângulo assinala a Região em estudo. 8

Figura 3. 2 - Regressão da precipitação anual média (1850-2007) com o índice da PDO (Painel à esquerda) e AAO (Painel à esquerda). O retângulo assinala a Região em estudo. 11

Figura 3. 3 - Anomalias da precipitação em mm/mês (diferença a partir da média de1961-2009, fonte de dados GPCC) no período de Novembro de 2004 a outubro de 2009. 17

Figura 3. 4- Composições das anomalias de TSM, ROL e precipitação correspondentes aos cenários DESFAV (painel à esquerda) e FAV (painel à direita) para JFMAM. O cenário DESFAV refere-se aos anos de 1983, 1987, 1992 e 1998 e o cenário FAV aos anos de 1984, 1985, 1989 e 1999. 18

Figura 3. 5- Composições de anomalia de precipitação (mm / dia) painel a esquerda e Composições da anomalia da altura do geopotencial em 500 hPa (m) painel a direita. Para os verões mais chuvosos (a) e secos (b). 20

Figura 3. 6- Serie temporal do SPI nas escalas de três meses (a) e seis meses (b) para Collins (Colorado-USA) no período de 1989-1991. 22

Figura 4. 1 - Localização da região de estudo, área em verde assinala a Região Amazônica. A Região abrange a área de 5°N a 17°S e 73°W a 53°W. 30

Figura 4. 2 - Cenários do IPCC-AR5 e suas respectivas forçantes radiativa antropogênica globais (Painel à esquerda). Descrição sucinta de cada um dos cenários do IPCC-AR5 (Painel à direita). 35

Figura 4. 3 - Exemplo de uma transformação equiprobabilística de uma distribuição gama ajustada para uma distribuição normal. Variável é a média de precipitação de 3 meses no sudoeste da Inglaterra. 40

Figura 5. 1- Precipitação sazonal (mm) do GPCP (a), CPC (b), GPCC (c) e Era-Interim (d) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014. 51

Figura 5. 2 - Viés da precipitação entre o GPCP x CPC (a), GPCP x GPCC (b) e GPCP x Era-Interim (c) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014. 54

Figura 5. 3 - RMSE da precipitação entre o GPCP x CPC (a), GPCP x GPCC (b) e GPCP x Era-Interim (c) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014. 56

Figura 5. 4 - Correlações sazonais entre as anomalias de chuva do GPCP x GPCC (a), GPCP x CPC(b) e GPCP x Era-Interim (c) sobre a Amazônia no período de 1979 a 2014. 59

Figura 6. 1 - Séries temporais médias do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) na Região Amazônica (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Séries calculadas a partir dos bancos de dados de precipitação mensal do CPC (linha lilás), Era-Interim (linha vermelha), GPCP (linha verde) e GPCC (linha azul) no período de 1979 a 2014. As áreas sombreadas assinalam os mínimos mais expressivos no período estudado 64

Figura 6. 2 - Série temporal média do SPI-12 para o CPC (a), Era-Interim (b), GPCC (c) e GPCP (d) no período 1979 a 2014 na Amazônia. A linha em vermelho assinala a tendência do SPI-12 obtida a partir do Teste de Mann-Kendall..... 68

Figura 6. 3 – Evolução das áreas sob extremos secos (SPI<-1.5) e chuvosos (SPI>1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) para o SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c). O cálculo do SPI foi realizado a partir dos de chuva mensal do GPCC. A linha verde assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos. 70

Figura 6. 4 - Distribuição espacial do SPI-3 em junho de 1992 (a) e maio de 2009 (d); SPI-6 em novembro de 1997 (b) e abril de 2009(e); SPI-12 em fevereiro de 1997 (c) e outubro de 1989 (f) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de chuva mensal do GPCC, considerando o período de 1979-2014. 72

Figura 6. 5 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 75

Figura 6. 6 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 77

Figura 6. 7 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 79

Figura 6. 8 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 81

Figura 6. 9 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 83

Figura 6. 10 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 85

Figura 6. 11 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 87

Figura 6. 12 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 89

Figura 6. 13 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 91

Figura 6. 14 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 93

Figura 6. 15 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 95

Figura 6. 16 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim. 97

Figura 6. 17 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 1998. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, no período de 1979-2014. 100

Figura 6. 18 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos de seca (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) pelos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre novembro de 1996 a maio de 1999. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos. 101

Figura 6. 19 - Distribuição espacial do SPI-3 em outubro de 1997 (a), SPI-6 em janeiro de 1998 (b) e SPI-12 em fevereiro de 1998 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). 102

Figura 6. 20 - Séries temporais médias do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 1997 a dezembro de 1998 sobre a porção norte da Região Amazônica (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). 102

Figura 6. 21 - Anomalias mensais de janeiro de 1998 para: (a) distribuição horizontal da temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014. 104

Figura 6. 22 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de abril de 1998. 105

Figura 6. 23 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de julho de 1998 106

Figura 6. 24 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de outubro de 1998. 107

Figura 6. 25 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 2005. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC..... 109

Figura 6. 26 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) nos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre outubro de 2004 a março de 2006. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos. 110

Figura 6. 27 - Distribuição espacial do SPI-3 em agosto de 2005 (a), SPI-6 em setembro de 2005 (b) e SPI-12 em setembro de 2005 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). 111

Figura 6. 28 - Séries temporais médias dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 2004 a dezembro de 2005 sobre a porção leste da Região Amazônica (1° N – 10°S; 75°W – 65°W). 111

Figura 6. 29 - Anomalias mensais de janeiro de 2005 ilustradas por: (a) distribuição horizontal relativa à temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014. 112

Figura 6. 30 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de abril de 2005. 113

Figura 6. 31 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de julho de 2005. 114

Figura 6. 32 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de outubro de 2005. 115

Figura 6. 33 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 2010. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, no período de 1979-2014. 116

Figura 6. 34 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) nos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre outubro de 2009 a março de 20011. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos. 117

Figura 6. 35 - Distribuição espacial do SPI-3 em setembro de 2010 (a), SPI-6 em setembro de 2010 (b) e SPI-12 em dezembro de 2010 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). 118

Figura 6. 36 - Séries temporais médias do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 2009 a dezembro de 2010 sobre a porção sul da Região Amazônica (5° S – 15°S; 75°W – 45°W). 118

Figura 6. 37 - Anomalias mensais de janeiro de 2010 ilustradas por: (a) distribuição horizontal relativa à temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da

componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014. 120

Figura 6. 38 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de abril de 2010. 121

Figura 6. 39 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de julho de 2010. 122

Figura 6. 40 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de outubro de 2010. 122

Figura 7. 1- Climatologia das precipitações (mm) sazonais sobre a Amazônia com dados do GPCC (a), HadGEM2-ES (b) e ECHAM-6 (c) no período de 1901 a 2005. 126

Figura 7. 2- Viés das precipitações sazonais para e o HadGEM-ES x GPCC (a), ECHAM-6 x GPCC (b) no período de 1901-2005. 129

Figura 7. 3 - RMSE das precipitações sazonais para o HadGEM-ES x GPCC (a), ECHAM-6 x GPCC (b) no período de 1901-2005. 130

Figura 7. 4 - Teste t de Student para as diferenças entre as precipitações sazonais do GPCC e HadGEM-ES no Verão (a), Outono (b), Inverno (c) e Primavera (d). As isolinhas contínuas/pontilhadas indicam diferenças positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza são significativamente diferentes a 5%. 132

Figura 7. 5 -Teste t de Student para as diferenças entre as precipitações sazonais do GPCC e ECHAM-6 no Verão (a), Outono (b), Inverno (c) e Primavera (d). As isolinhas contínuas/pontilhadas indicam diferenças positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza são significativamente diferentes a 5%. 134

Figura 7. 6- Correlações sazonais entre as anomalias de precipitação do GPCC e dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 sobre a Amazônia no período de 1901 a 2005... 137

Figura 7. 7 - Séries temporais médias do SPI-3 na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) no período de 1901 a 2005. O painel superior é para as séries do HadGEM-ES e GPCC e o painel inferior é para as séries do ECHAM-6 e GPCC..... 139

Figura 7. 8 - Idem a Figura 7.7, porém para o SPI-6. 140

Figura 7. 9 - Idem a Figura 7.7, porém para o SPI-12. 141

Figura 7. 10 - Dimensão das áreas afetadas pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na escala anual (SPI-12) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). O cálculo do SPI foi realizado a partir da chuva mensal do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES considerando a climatologia de 1901 a 2005. 143

Figura 7. 11 – idem a figura 7.10, porém para os extremos chuvosos (SPI>1.5). 144

Figura 7. 12 - Distribuição espacial do SPI-12 no GPCC (a), HadGEM-ES (b) e ECHAM-6(c) para os meses onde foram observados as maiores áreas afetadas por eventos extremos secos na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Os valores de SPI foram calculados a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, HadGEM-ES e ECHAM-6 considerando o período de 1901-2005. 145

Figura 7. 13 – Idem a Figura 7.12, porém para os meses com maiores áreas com extremos chuvosos. 145

Figura 7. 14 - Distribuição espaço-temporal do SPI-12 no GPCC (a), HadGEM-ES (b) e ECHAM-6 (c) para os meses de janeiro, abril, julho e outubro do ano de 1983. Os valores de SPI foram calculados a partir dos dados de precipitação mensal, no período de 1901 a 2005. 148

Figura 7. 15 - Idem a Figura 7.14, porém para o ano de 1985. 150

Figura 7. 16 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação mensal do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES. 154

Figura 7. 17 - Idem a Figura 7.16, porém para o SPI-6. 155

Figura 7. 18 - Idem a Figura 7.16, porém para o SPI-12. 156

Figura 7. 19 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>1.49) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES. 157

Figura 7. 20 - idem a Figura 7.19, porém para o SPI-6. 158

Figura 7. 21 - idem a Figura 7.19, porém para o SPI-12. 159

Figura 7. 22 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES..... 160

Figura 7. 23 - Idem a Figura 7.22, porém para o SPI-6..... 161

Figura 7. 24 - Idem a Figura 7.22, porém para o SPI-12..... 162

Figura 7. 25 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES..... 163

Figura 7. 26 - Idem a Figura 7.25, porém para o SPI-6..... 164

Figura 7. 27 - Idem a Figura 7.25, porém para o SPI-12..... 165

Figura 8. 1- Frequências sazonais dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050..... 170

Figura 8. 2- Idem a Figura 8.1, porém para HadGEM2-ES. 171

Figura 8. 3 - Frequências sazonais dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050..... 172

Figura 8. 4 - Idem a Figura 8.3, porém para HadGEM2-ES. 173

Figura 8. 5 - Frequências sazonais dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050..... 174

Figura 8. 6 - Idem a Figura 8.5, porém para HadGEM2-ES 175

Figura 8. 7 - Frequências sazonais eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050..... 176

Figura 8. 8 - Idem a Figura 8.7, porém para HadGEM2-ES. 177

Figura 8. 9 - Frequências sazonais dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050. 178

Figura 8. 10- Idem a Figura 8.9, porém para HadGEM2-ES. 179

Figura 8. 11 - Frequências sazonais dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050. 180

Figura 8. 12- Idem a Figura 8.11, porém para HadGEM2-ES. 181

Figura 8. 13 - Frequências sazonais dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050. 182

Figura 8. 14- Idem a Figura 8.13, porém para HadGEM2-ES. 183

Figura 8. 15 - Frequências sazonais dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050. 184

Figura 8. 16- Idem a Figura 8.15, porém para HadGEM2-ES 185

Figura 8. 17 - Tendências futuras dos eventos secos/chuvosos, avaliados pelo teste de Mann-Kendall para os SPI-3, 6 e 12, derivados das projeções de precipitação dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES para o período de 2015 a 2050 no cenário intermediário (RCP4.5). Valores superiores a 1 indicam tendências significativas a 5% de aumento e inferiores a -1 de decréscimo. 187

Figura 8. 18 – Idem a Figura 8.17, porém para o cenário pessimista (RCP8.5)..... 188

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resumo das principais características dos novos cenários utilizados pelo IPCC (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5). Fonte: JONES et al. 2013; VAN VUUREN, et al. 2011 35

Tabela 2- Classificação dos períodos secos e chuvosos do SPI adaptado de McKee et al., (1993) 41

Tabela 3 - Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1979 a 2014, e suas respectivas intensidades: evento fraco (*), evento moderado (**) e evento forte (***). Fonte: Adaptado de Santos (2013). 65

Tabela 4 - Ocorrência de eventos de eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical. Fonte: Adaptado de Santos (2013). 65

Tabela 5 - Valores de Z (tendência) e Sig. (Significância estatística) resultantes do teste de Mann-Kendall (M-K); e de Q (magnitude) do método Sen, para as séries médias dos SPI's sobre a Amazônia no período de 1979 a 2014. 67

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AS	América do Sul
AAO	A Oscilação Antártica
ACP	Análise de componentes principais
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEL	Agência Nacional Energia Elétrica
CRU	*Climatic Research Unit*
CMIP5	*Coupled Model Intercomparison Project Phase* 5
CPC	*Climate Prediction Center*
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo
CDO	*Climate Data Operators*
GRADS	*Grid Analysis and Display System*
ECMWF	*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
ERAI	Era-Interim
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
GPCC	*Global Precipitation Climatology Center*
GPCP	*Global Precipitation Climatology Project*
IAC	Instituto Agronômico de Campinas
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LI	Linhas de Instabilidade
MCGs	Modelos Climáticos Globais
MK	Mann-Kendall
NCEP	*National Centers for Environmental Prediction*
NCAR	*National Oceanic and Atmospheric Administration*
NCL	*NCAR Command Language*
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMM	Organização Meteorológica Mundial
PSA	*Pacific – South America*
PNMM	Pressão ao Nível do Mar
PDSI	*Palmer Drought Severity Index*
RCP	*Representative Concentration Pathway*
SPI	Índice de Precipitação Normalizada
SCMS	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SRES	*Special Report on Emissions Scenarios*
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA 1

2 OBJETIVOS 5

2.1 Objetivo Geral 5

2.2 Objetivos específicos 5

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7

3.1. Aspectos gerais sobre a variabilidade sazonal, interanual e decenal das precipitações na Amazônia. 7

3.2. Precipitação na Amazônia por meio da modelagem numérica. 13

3.3. Características dos eventos extremos de seca e de chuva na Amazônia. 15

3.4. O uso do Índice de Precipitação Normalizada na caracterização de eventos de seca e chuva nas diferentes escalas de tempo. 21

4 MATERIAL E MÉTODOS 29

4.1. Área de Estudo 29

4.2. Dados 31

4.3. Métodos 36

4.4 Estudo de caso. 46

4.5. Softwares Utilizados 47

5 RESULTADO PARTE I: VARIABILIDADE SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO: VALIDAÇÃO DA SÉRIE DE PRECIPITAÇÃO DO GPCC. 49

5.1. Variabilidade Sazonal. 49

5.2. Análise Quantitativa: Viés e RMSE. 53

5.3 Correlações das anomalias de precipitação sazonais 58

5.4 Súmario 61

6 RESULTADO PARTE II: EVENTOS MODERADOS E EXTREMOS DE SECA E CHUVA OBTIDOS PELO SPI's NO PERÍODO DE 1979 A 2014. 63

6.1 Análise temporal dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 sobre a Amazônia. 63

6.2 Climatologia das frequências dos eventos moderados e extremos de seca e Chuva utilizando dados mensais de precipitação de quatro fontes. 72

6.3 Estudo de casos de secas severas e extremas para o período de 1979 a 2014. 99

6.3.1. Aspectos gerais observados da seca de 1998 caracterizada pelos SPI-3, 6 e 12. ..99
6.3.2. Aspectos gerais observados da seca de 2005 caracterizada pelos SPI-3, 6 e 12. 107
6.3.3. Aspectos gerais observados da seca de 2010 caracterizada pelo SPI-3, 6 e 12...115
6.4 Súmario..... 123
7 RESULTADO PARTE III: AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DOS MODELOS ECHAM-6 e HadGEM2-ES. 125
7.1 Precipitação sazonal observada e simulada. 125
7.2 Variabilidade espaço-temporal dos SPI's sobre a Amazônia no período de 1901-2005. 138
7.3 Frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva. 151
7.4 Súmario..... 166
8 RESULTADO PARTE IV: PROJEÇÕES DAS FREQUÊNCIAS DOS EVENTOS MODERADOS E EXTREMOS DE SECA E CHUVA SOBRE A AMAZÔNIA. 168
8.1Frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva nos cenários RCP4.5 e RCP8.5. 168
8.2Tendências futuras das frequências de eventos secos e chuvosos dados pelos SPI-3, 6 e 12. 186
8.3 Súmario..... 189
9 CONCLUSÕES 190
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 194
APÊNDICE A 212
APÊNDICE B.....220
APÊNDICE C.....226

1 INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Grandes desvios de um estado climático moderado são conhecidos como eventos extremos. Uma das características destes eventos é que eles são observados dentro de um contexto temporal, podendo ser de longo prazo, i.e. anual, sazonal, ou simplesmente de curto prazo como um acúmulo diário de precipitação (MARENGO, 2012; ZWIERS et al. 2012).

Eventos extremos de seca e chuva na Região Amazônica têm sido cada vez mais estudados devido aos impactos que causam no ambiente e nas atividades socioeconômicas. Eventos extremos de chuva causam inundações, que afetam por exemplo a infraestrutura urbana. Já os extremos de seca têm grande impacto no setor de energia elétrica, assim como no sistema de transporte e pesca na Região Amazônica, e principalmente nas emissões de CO_2 para a atmosfera associados aos incêndios florestais (COX et al. 2008; NING ZENG et al. 2008; MARENGO et al. 2008; MARENGO et al. 2011; TOMASELLA, et al. 2011; MARENGO, 2012; CAVALCANTI, 2012; SANTOS et al. 2012; COELHO et al. 2012; PBMC, 2013, BORMA; NOBRE, 2013).

Uma maneira de aprimorar os estudos sobre eventos extremos de chuva e seca na região seria através da aplicação de técnicas capazes de caracterizar e definir padrões espaciais e temporais da potencialidade destes eventos extremos. McKee et al., (1993) propuseram o Índice de Precipitação Normalizada (do acrônimo em inglês Standard Precipitation Índex – SPI), para quantificar o déficit/excesso de precipitação nas suas diversas escalas de tempo. Esse índice possibilita diagnosticar períodos de seca ou chuva a partir de equações empíricas. A cada valor de precipitação corresponde um valor de SPI, que é diretamente proporcional ao seu déficit e está associado à sua probabilidade de ocorrência. O SPI tem interpretações diferentes de acordo com a sua escala temporal, que são dadas por médias móveis dos totais de precipitação. Por exemplo, o SPI-3 é importante para o monitoramento de precipitações sazonais, o SPI-6 representa os eventos de média duração, úteis para o monitoramento da transição entre as estações seca e chuvosa e o SPI-12 reflete padrões de precipitação a longo prazo, utilizado para monitorar a variabilidade anual e interanual (HAYES et al. 1999; LANA et al. 2001; SEILER et al. 2002; SANSIGOLO, 2004; SÖNMEZ et al. 2005; ZHANG et al. 2009; SANTOS et al. 2013).

Constata-se na literatura poucos trabalhos usando o SPI sobre a Amazônia e além disso eles se concentraram em secas sobre algumas regiões. Li et al. (2008) utilizando dados do *Climatic Research Unit* (CRU) avaliaram as mudanças observadas no SPI-6 ao longo do século XX e suas implicações para futuras alterações climáticas em Rondônia, e observaram uma tendência negativa no SPI sobre o sul da Amazônia entre 1970-1999, o que aumentaria as condições de seca. Estes autores afirmam que este resultado poderia estar associado a uma causa antropogênica no final do século passado, e que no presente são observadas mudanças em relação ao século XX, já que SPIs extremos de seca se tornaram mais frequentes.

Santos et al., (2013) avaliaram as frequências de eventos de seca e chuva, no período entre 1925 e 2007, utilizando o SPI em algumas localidades da Amazônia: Manaus-AM, Belém-PA e Iauaretê-AM, com dados mensais de precipitação das estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Os resultados obtidos mostram que o SPI é o índice mais adequado para quantificar, com fins climatológicos e hidrológicos, as frequências de eventos secos e chuvosos nas suas diversas escalas de tempo e intensidades. Em todas as escalas de tempo, as frequências de eventos chuvosos extremos e muito extremos foram superiores à dos eventos secos, principalmente em Iauaretê.

Uma das mais importantes questões relacionadas a eventos extremos de chuva/seca na América do Sul, em especial, na Região Amazônica é se sua ocorrência está aumentando ou diminuindo com o tempo, isto é, se há uma tendência significativa em cenários propícios à ocorrência desses eventos. No entanto, a falta de observações climáticas de longo prazo de alta qualidade e/ou a dificuldade de acesso a bases de dados são os grandes obstáculos para a quantificação de eventos extremos (MARENGO, 2012).

Pesquisas têm mostrado ao longo dos últimos anos a relevância da modelagem climática global e regional para simular o clima presente e, principalmente, o futuro (COX et al. 2004; TEBALDI et al. 2007; COX et al. 2008; MARENGO et al. 2009 SOUZA et al. 2009; LOPES et al 2013; MORAES et al. 2014; SOUZA et al. 2014). Todavia, o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PMBC, 2013) ressalta que ainda há muitas incertezas nas formulações dos modelos numéricos para resolver o sistema climático e isto se reflete na magnitude dos erros sistemáticos das simulações. Esta avaliação dos

erros, por sua vez, também contém incertezas oriundas da qualidade das observações, cuja rede sobre a América do Sul, principalmente nas Regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil é deficiente do ponto de vista espacial e temporal.

As incertezas sobre as medidas observacionais afetam diretamente a robustez da avaliação dos modelos climáticos. Em termos específicos, o conhecimento da eficiência dos modelos climáticos globais e regionais em reproduzir corretamente o padrão sazonal de precipitação e os vários sistemas importantes para o clima da América do Sul e do Brasil, tais como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de convergência intertropical (ZCIT), entre outros, depende da expansão e da manutenção de sistemas observacionais que permitam a obtenção de séries contínuas de dados meteorológicos e climatológicos de qualidade (PMBC, 2013).

Em um continente vasto como a América do Sul e um país grande como o Brasil, afetado por diferentes tipos de clima, é relevante o estudo de eventos extremos de chuva e seca no clima atual e em cenários futuros de mudanças climáticas. Nessa perspectiva, essa pesquisa se propõe a contribuir com os estudos de eventos extremos de seca/chuva na Amazônia utilizando o SPI para uma análise climatológica detalhada desses eventos, bem como avaliar as suas frequências no clima atual e suas tendências futuras em dois cenários contratantes do AR5 (IPCC, 2013). O estudo também pretende investigar a consistência dos dados de precipitação provenientes do GPCC, por meio de intercomparações com outros dados de precipitação mensal.

Os benefícios mais relevantes esperados com a realização deste trabalho relacionam-se ao conhecimento sobre possíveis cenários climático-hidrológicos futuros e as suas incertezas, que podem ajudar a definir políticas ambientais, econômicos e sociais relacionados aos recursos hídricos da região.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O propósito desta pesquisa é contribuir com estudos de extremos climáticos na Amazônia, visando caracterizar detalhadamente os eventos extremos secos e chuvosos, usando a técnica do SPI.

A hipótese a ser avaliada e se o SPI permite caracterizar detalhadamente os eventos extremos secos e chuvosos sobre a Amazônia no clima atual e em cenários futuros de mudanças climáticas.

2.2 Objetivos específicos

- Realizar uma intercomparação entre os dados de precipitação mensal do CPC, GPCC, GPCP e Era-Interim, para avaliar a consistência dos dados proveniente do GPCC sobre a Amazônia, no período comum de 1979-2014.

- Calcular as frequências regionais dos eventos secos e chuvosos extremos nas escalas de tempo de 3, 6 e 12 meses no século XX e suas tendências e frequências para o século XXI nas projeções dos cenários RCP4.5 e RCP8.5 do IPCC, para os modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES.

- Avaliar as dimensões e áreas afetadas pelos eventos extremos secos e chuvosos na Amazônia.

- Analisar a evolução espacial e temporal das grandes secas recentes, de 2005 e 2010, e avaliar como estas secas estão inseridas no contexto climático do século XX e XXI.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Aspectos gerais sobre a variabilidade sazonal, interanual e decenal das precipitações na Amazônia.

O território Brasileiro estende-se dos trópicos até as latitudes subtropicais, sendo dividido em cinco Regiões (Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul) as quais são afetadas por regime de tempo e clima tropical, subtropical e de latitudes médias. A seguir detalham-se algumas características climáticas da Região Amazônica (Região Norte do Brasil).

A Região Amazônica apresenta uma característica peculiar em relação à variabilidade sazonal das chuvas, com um verão e o outono muitos chuvosos em relação ao inverno e primavera. A literatura caracteriza a Região com apenas duas estações, a chuvosa (verão e outono) e a menos chuvosa (inverno e primavera) (Figura 3. 1) (FIGUEROA E NOBRE, 1990; LIEBMANN; MARENGO, 2001; GAN et al. 2005; AMANAJAS; BRAGA, 2012; LOPES et al. 2013; REBOITA et al. 2012). Salienta-se ainda que a precipitação não é distribuída regularmente no tempo e no espaço, o máximo de precipitação migra da região centro-oeste do Brasil durante o verão para a região equatorial durante o inverno (Figura 3. 1).

No verão e outono a ZCIT e ZCAS exercem um papel preponderante na modulação do regime pluviométrico na Amazônia, uma vez que, há um acoplamento desses sistemas, em associação com outros sistemas meteorológicos, como por exemplo, a Alta da Bolívia (AB) provocando chuvas generalizadas (GAN; KOUSKY, 1986; UVO; NOBRE 1989; CARVALHO et al. 2002; SOUZA; AMBRIZI, 2003; LIEBMANN et al. 2004; LOPES et al. 2013). Por outro lado, os sistemas precipitantes que atuam no inverno e primavera, são os sistemas de mesoescala e/ou sinóticos como, por exemplo, as Linhas de Instabilidade (LI), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMS), Frente frias, entre outros (COHEN et al. 1989; MOLION, 1987; STAROSTIN E ILIINE, 1998; REBOITA et al. 2012).

Figura 3. 1 - Média sazonal das precipitações (mm) na América do Sul entre 1979 e 2008. O retângulo assinala a Região em estudo.

Fonte: adaptado de Reboita et al. (2012).

Os sistemas meteorológicos mencionados acima são modulados por padrões de baixa frequência. Como por exemplo, a Oscilação de Madden e Julian (OMJ) que é uma onda troposférica de baixa frequência que se desloca para leste pelos trópicos em um período de 40 a 50 dias (Madden; Julian, 1972). Segundo Kayano et al. (2009) é o modo equatorial mais importante na escala intrassazonal, com impactos nas distribuições anômalas de precipitação nos trópicos e nas latitudes subtropicais.

Alguns estudos já relacionaram a atuação da OMJ com o favorecimento ou desfavorecimento da formação de nebulosidade, e consequentemente, da precipitação na Amazônia. Há evidências de que, mesmo em anos com cenários climáticos (padrões oceano-atmosfera de grande escala nos Oceanos Pacífico e Atlântico) desfavoráveis ao regime chuvoso no Brasil tropical, a propagação da OMJ pode efetivamente modular as condições regionais de tal forma a induzir a ocorrência de precipitação significante

(KOUSKY; KAYANO, 1994; LIEBMANN et al. 1999; CARVALHO et al. 2004; SOUZA et al. 2005; VITORINO et al. 2006; SOUZA; AMBRIZZI, 2006; OLIVEIRA et al. 2015). Portanto, o conhecimento da variabilidade intrasazonal tem implicações práticas relevantes aos diversos setores econômicos brasileiros, principalmente, na agricultura, agropecuária e geração de energia hidrelétrica.

A variabilidade interanual que ocorre no oceano Pacífico através do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) apresenta duas fases extremas conhecidas como El Niño e La Niña. As condições de El Niño associam-se ao aquecimento anômalo em grande-escala nas águas oceânicas sobre o Pacífico equatorial, perdurando por pelo menos cinco meses entre o verão e o outono. Inversamente, as condições de La Niña relacionam-se ao resfriamento anormal das águas oceânicas equatoriais sobre a bacia (TRENBERTH, 1997). Sobre a bacia oceânica do Atlântico tropical o principal mecanismo climático atuante é o Gradiente do Atlântico. Ele é caracterizado pela manifestação simultânea de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) configurando-se espacialmente com sinais opostos sobre as Bacias Norte e Sul do Atlântico Tropical. Este padrão térmico inverso gera, consequentemente, o aparecimento de um gradiente térmico meridional sobre o Atlântico Equatorial, o qual exerce influências no deslocamento norte-sul da ZCIT. O Gradiente do Atlântico apresenta duas fases opostas, denominadas de Gradiente Positivo e Gradiente Negativo. O Gradiente Positivo caracteriza-se pela presença simultânea de anomalias positivas/negativas de TSM configurando-se sobre a bacia norte/sul do Oceano Atlântico tropical. Já o Gradiente Negativo apresenta a configuração oposta (HASTENRATH; HELLER, 1977; NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA et al. 2004; SOUZA et al. 2005).

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a Amazônia (BJERKNES, 1969; SOUZA, 1997; SOUZA; AMBRIZZI, 2002; WILLIAMS et al. 2005; MARENGO et al. 2008; GRIMM; TEDESCHI, 2009; GRIMM, 2011; COELHO et al. 2012). Por outro lado, Gan et al. (2004) e Ferreira e Gan (2011), ao estudarem a Região central da América do Sul (abrangendo a porção mais ao sul da Amazônia), não encontraram significativa relação entre os fenômenos ENOS e o início da estação chuvosa na Região. Em seus estudos Bombardi et al. (2014), mostraram a importância do gradiente meridional do Atlântico

Tropical na modulação da ZCAS em episódio de El niño neutro. Os resultados sugerem que o gradiente meridional Negativo, favorece o aumento de umidade oriunda dos Alísios de nordeste que por sua vez intensifica o jato subtropical, favorecendo a atuação da ZCAS o padrão e inverso quando se tem um gradiente positivo.

A Oscilação Antártica (AAO) é caracterizada por anomalias da pressão centradas sobre a Antártica e anomalias de sinais opostos nas bandas circumpolares em 40-65ºS. A fase positiva da AAO está associada com anomalias negativas (positivas) da altura geopotencial sobre a Antártica (em médias latitudes). Durante a fase positiva, os sistemas transientes (por exemplo, ciclones extratropicais e frentes frias) comumente encontrados nas latitudes médias são deslocados para as regiões próximas a Antártica. Por outro lado, durante a fase negativa da AAO (padrão inverso ao encontrado na fase positiva) são encontrados ciclones extratropicais e frentes frias com maior frequência nas latitudes médias (THOMPSON; WALLACE, 2000; CARVALHO et al, 2005; GARREAUD et al. 2008; CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009; CAMPOS, 2013).

Embora Garreaud et al. (2008) não comente em seus estudos a influência da AAO sobre a Amazônia, seus resultados indicam anomalias positivas de precipitação associadas à fase positiva da AAO (Figura 3. 2). Adicionalmente, Vasconcelos e Cavalcanti (2010) e Vasconcelos (2012) avaliando a influência da AAO sobre a América do Sul concluiu que o padrão AAO possui uma relação com características relacionadas ao padrão ENOS, porém esta relação ocorre somente durante o período ativo (no final da primavera no HS). As autoras mostraram que o aumento na convecção na Indonésia gera um trem de onda tipo *Pacific South American* (PSA), os centros mais ao sul desse PSA influenciariam a fase da AAO intensificando (enfraquecendo) o padrão anular na fase positiva (negativa). Por outro lado, a AAO intensifica o centro do PSA junto à AS gerando novos centros no continente e, assim, influenciando a convecção na ZCAS. A anomalia de convecção no continente por sua vez, geraria outro trem de onda que atravessa o Atlântico e o Índico, alcançando a região próxima à Indonésia, fechando assim o ciclo. Em anos de ENOS, esse padrão pode ocorrer com mais frequência e/ou intensidade, explicando a tendência da fase positiva (negativa) da AAO durante períodos de La Niña (El Niño). Ressalta-se que os estudos de Carvalho et al. (2005), mostraram que as relações do ENOS com as fases da AAO ocorrem através do Jato Subtropical. Em anos de El Niño, o Jato Subtropical ficaria mais forte em latitudes mais

baixas, contribuindo para a mudança do sinal da AAO para negativa e inverso ocorre em anos de La Niña.

Figura 3. 2 - Regressão da precipitação anual média (1850-2007) com o índice da PDO (Painel à esquerda) e AAO (Painel à esquerda). O retângulo assinala a Região em estudo.

Fonte: adaptado de Garreud et al. (2008).

A escala decenal é caracterizada por oscilações que persistem por mais de 10 (dez) e menos que 100 (cem) anos. Mantua et al. (1997) identificaram e definiram a Oscilação Decadal do Pacífico (PDO – sigla em inglês) através da análise de Funções Ortogonais Empíricas não rotacionadas de séries de TSM não filtradas e de dados de Pressão ao nível Médio do Mar (PNMM) o setor do Pacífico ao norte de 20ºN. Eles definiram a PDO como um padrão que apresenta um enfraquecimento (uma intensificação) da Baixa das Aleutas. A PDO apresenta uma configuração de TSM do Pacífico semelhante ao ENOS, porém com prazo na escala decenal, enquanto o ENOS persiste por 6 a 18 meses. Apresentando duas fases: a fase fria, a qual é caracterizada por anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e, simultaneamente, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical. Por outro lado, a fase quente apresenta anomalias de

TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical (Mantua et al. 1997).

Estudos mostram que a maior frequência e intensidade dos episódios de eventos de La Niña (El Niño) ocorrem em fase fria (quente) da PDO (SOUSA et al. 2000; MOLION, 2005; ANDREOLI; KAYANO, 2005). Garreud et al. (2008) e Campos (2013) mostram em seus estudos que a fase positiva da PDO modula negativamente a precipitação na Amazônia. A Figura 3. 3 mostra que durante o verão austral, o setor nordeste (noroeste) da Amazônia apresentou anomalias positivas (negativas) de precipitação simultaneamente durante a fase negativa (positiva) da PDO. Por outro lado, durante o outono foram observadas apenas anomalias negativas de precipitação atuando na Amazônia. Segundo Campos (2013), esta configuração pode ser explicada pela atuação da ZCIT, que durante o verão (outono) austral apresenta deslocamento em direção ao sul (norte) do equador. Além disso, este padrão é semelhante ao encontrado na conexão ENOS e precipitação na Amazônia.

Figura 3. 3 - Diferença entre os compósitos positivos e negativos do índice PDO na precipitação (mm/dia) em DJF, MAM, JJA e SON no período.

Fonte: adaptado de Campos (2013).

3.2. Precipitação na Amazônia por meio da modelagem numérica.

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. Modelos Climáticos Globais (MCGs) que em geral têm baixa resolução especial (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 (ALVEZ, 2010).

Neste contexto, a precipitação é uma variável de grande interesse nos estudos de modelagem numérica seja de tempo ou de clima, e a sua correta representação tanto espacial quanto temporal é o grande desafio dos pesquisadores da área de modelagem (LANGENBRUNNER; NEELIN, 2013; SANTOS, 2015), uma vez que nem todos os processos envolvidos na sua formação são completamente entendidos.

Ao estudar a precipitação em dois conjuntos de dados (CMIP3 e CMIP5) sobre a Amazônia no clima presente (1971-2000) e futuro (2071- 2100). Joetzjer et al. (2013) mostrou que, 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 também 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 *Coupled Model Intercomparison Project Phase* 5 (CMIP5) decorrente do aquecimento assimétrico entre os dois hemisférios.

Gulizia e Camilloni, (2015) notaram que os vieses na precipitação sazonal sobre várias regiões da América do Sul (AS) foram reduzidos, incluindo a Amazônia, nos modelos do CMIP5 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.

Silveira et al. (2013) desenvolveram uma metodologia de avaliação da habilidade de sete modelos do CMIP5 de prever o regime sazonal, interanual e interdecenal de chuvas sobre a Amazônia, norte do Nordeste e Bacia do Prata. Particularmente sobre a Amazônia, os erros estão associados a representação incorreta da sazonalidade, superestimava e subestimativa dessa variável e até mesmo erro de fase na distribuição da precipitação e quanto a sua intensidade, havendo grande dispersão entre os modelos. Os motivos podem estar associados ao método numérico empregado na resolução, condições iniciais e de fronteira como também a própria atmosfera que é considerada um sistema caótico (LORENZ, 1965).

No presente estudo serão usados dois MCGs que fazem parte do CMIP5: 1) o HadGEM2-ES (MARTIN et al. 2010) e 2) ECHAM-6 (MAURITSEN et al. 2012). De acordo com Cavalcanti e Shimizu (2012), o HadGEM-ES tem uma boa representação das condições atmosféricas e de precipitação sobre AS, principalmente na estação de verão (DJF), enquanto outros modelos globais apresentam uma deficiência na Amazônia. Já o ECHAM-6 tem uma representação particularmente satisfatória da variabilidade tropical, incluindo uma representação robusta da variabilidade intrassazonal (BJORN et al. 2013).

Nos últimos anos, vários estudos têm analisado as projeções de mudanças climáticas na América do Sul baseando-se, principalmente, nos MCGs provenientes do CMIP5 BLÁZQUEZ; NUÑEZ, 2013; GULIZIA; CAMILLONI, 2015; JOETZJER et al., 2013; JONES; CARVALHO, 2013; ROCHAL et al., 2014; YOON, 2016).

Torres e Marengo (2013) avaliaram as incertezas envolvidas nas projeções de mudanças de temperatura e precipitação na AS, geradas pelos MCGs do CMIP3 e CMIP5em 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.

3.3. Características dos eventos extremos de seca e de chuva na Amazônia.

Os Eventos extremos de seca/chuva têm impactos em diferentes escalas de tempo, os eventos extremos de chuva variam em escala de tempo de dias, por outro lado os eventos extremos de seca têm uma escala maior que dias (CAVALCANTI, 2012).

No geral os eventos extremos de seca na Amazônia ocorrem em anos de ocorrências do El niño, como por exemplo, episódios observados nos anos 1925-1926 / 1997-1998 (MARENGO, et al. 2011). No entanto, nem todos os eventos de seca foram relacionados com o El niño, como é o caso da seca de 2005 e 2010. Marengo et al. (2007) mostrou que as causas da seca que ocorreu em 2005 estão associadas a três fatores: (1) o Atlântico Norte tropical anomalamente mais quente; (2) a redução do transporte de umidade pelos alísios de nordeste e (3) diminuição do movimento vertical sobre a Amazônia. Esses três fatores alteram o regime da circulação sobre a Amazônia. A seca de 2010, também esteve relacionada com o aquecimento anômalo do oceano Atlântico tropical Norte, isso favoreceu a permanecia da ZCIT mais ao norte o que aumentou a duração da estação seca.

Saatchi et al. (2013) avaliaram a persistência dos efeitos de seca severa na Amazônia. Para caracterizar a seca sobre a Região, foram calculando três índices de seca: A anomalia de precipitação para a estação (DPA), anomalia do déficit hídrico da estação seca a (DWDA), e o máximo déficit hídrico climatológico (MCWD). Estes índices foram calculados a parti dos dados de precipitação mensal do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM / 1998-2010). A análise do Impacto do déficit hídrico sobre a floresta foi realizada atraves do Seawinds Scatterometer Onboard Quickscat (QSCAT: 2000-2009) este sensor fornece informaçoes temporais e espaciais de teor de água na estrutura do dossel da floresta. Os resultados mostraram que a seca de 2005 causou grande dano na floresta, com a redução do teor de umidade no dossel das arvores. Apesar dos anos seguintes apresentarem aumento da chuva na Região, as condições da seca foram tão graves que a floresta não foi capaz de recuperar totalmente antes da seca de 2010 (Figura 3.4). Os autores sugerem que se os eventos de seca

extrema continuarem em um intervalo de tempo de 5 a 10 anos, grandes áreas de floresta na Amazônia serão perdidas haja vista que os efeitos da seca são persistentes e a recuperação da floresta é lenta.

Figura 3. 4 - Séries temporal do máximo déficit hídrico climatológico (A) e teor de água no dossel da floresta (B) sobre Amazônia Ocidental (janela: 4°S-12°S, 76°W-66°W).

Fonte: adaptado de Saatachi et al. 2013

Os eventos de chuva extrema, no geral, estão relacionados com o fenômeno La Ninã. Em 2009, ocorreu uma forte enchente em Manaus-AM, a qual estava associada a um evento do fenômeno La Niña e o Atlântico tropical sul estava anomalamente mais quente, isto favoreceu o deslocamento mais ao sul da ZCIT (CAVALCANTI, 2012). Os estudos de Souza et al. (2005) mostraram que o efeito combinado de ambos os sistemas climáticos presente no pacífico (ENOS) e Atlântico (Gradiente) interferem diretamente

na distribuição de chuvas na Amazônia. A Figura 3. 3 mostra que as anomalias de chuva na Amazônia Ocidental e Meridional aproximaram-se de 100 mm/mês abaixo da média (200-400 mm/mês) durante o verão austral de 2005 na Amazônia Meridional, enquanto que na mesma região, houve um excesso de 100 mm/mês durante o verão extremamente chuvoso de 2009 (MARENGO, et al. 2011).

Figura 3. 3 - Anomalias da precipitação em mm/mês (diferença a partir da média de1961-2009, fonte de dados GPCC) no período de Novembro de 2004 a outubro de 2009.

Fonte: adaptado de Marengo et al. (2011)

A concepção do efeito combinado Pacífico + Atlântico mostradas em Souza et al. (2004), definiram dois contrastantes cenários climáticos caracterizados como favorável (FAV) e desfavorável (DESFAV) ao regime chuvoso na Amazônia. Esses cenários são ilustrados na Figura 6 considerando a média para estação chuvosa. A manifestação simultânea de El Niño sobre o Pacífico e do gradiente térmico apontando para a bacia norte do Atlântico intertropical, caracteriza o cenário DESFAV (Figura 3. 4, painel à esquerda). Por outro lado, a ocorrência concomitante de La Niña sobre o Pacífico e do gradiente térmico apontando para a bacia sul do Atlântico intertropical, caracteriza o cenário FAV (Figura 3. 4, painel à direita). O cenário DESFAV (FAV) formou um robusto padrão oceano-atmosfera anômalo de grande escala que originou mudanças significativas nos padrões troposféricos de ambas as circulações de Walker e Hadley as quais resultaram na inibição (intensificação) da ZCIT ao sul do equador e,

consequentemente, contribuíram diretamente para um regime chuvoso de JFMAM predominantemente deficitário (abundante).

Figura 3. 4- Composições das anomalias de TSM, ROL e precipitação correspondentes aos cenários DESFAV (painel à esquerda) e FAV (painel à direita) para JFMAM. O cenário DESFAV refere-se aos anos de 1983, 1987, 1992 e 1998 e o cenário FAV aos anos de 1984, 1985, 1989 e 1999.

Fonte: adaptado de Souza et al. (2005).

Souza (2004) mostrou que durante a estação chuvosa no Leste da Amazônia (LAM) nos anos FAV, os eventos de chuva estão relacionados com a manifestação conjunta das bandas convectivas de grande escala da ZCAS e da ZCIT, em altos níveis notam-se as configurações intensificadas da AB e do cavado adjacente à costa do nordeste do Brasil. Por outro lado, na estação chuvosa dos anos DESFAV as características proeminentes são notadas na circulação em 200 hPa. AB encontra-se enfraquecida e um Vórtice Ciclônicos de Altos Níveis (VCAS) forma-se no Atlântico sul na altura da Bahia (entre 15°S-20°S). Em decorrência disso, notam-se anomalias significantes de convecção mais ativa do que o normal na periferia oeste e norte do VCAS (interior do nordeste brasileiro e em parte do LAM). Além disto, também há a propagação de sistemas frontais os quais ativam e organizam a convecção profunda em grande parte do Brasil tropical.

Campos et al. (2015) utilizando a Técnica do Decil caracterizou os eventos extremos de precipitação acima de 24mm para a cidade de Belém-PA. Os anos que estiveram sob a

influência do El niño (La niña) apresentaram menor (maior) frequência de eventos extremos de chuva. A autora também concluiu que na estação chuvosa (dezembro-maio) os eventos extremos de chuva estão relacionados com a ZCIT ou OMJ, enquanto que na estação menos chuvosa (junho-novembro) os sistemas de mesoescala como LI, causam os extremos de chuva.

Vasconcelos e Cavalcani (2010) estudaram as relaçoes da AAO com os extremos de precipitação no Brasil. Para isto foram realizados composiçoes dos verões mais chuvosos e mais secos no periodo de 1979-2006. Os resultados mostraram uma anomalia positiva de precipitação na região da ZCAS associada a fase positiva da AAO. Por outro lado uma anomalia de precipitação na mesma Região durante a fase negativa da AAO (Figura 3. **5**). Assim a frequencia e/ou intensidade da ZCAS tambem é modulada pelas fases da AAO o que gera verões mais chuvosos ou mais secos, especialmente na Região Amazônica.

Figura 3. 5- Composições de anomalia de precipitação (mm / dia) painel a esquerda e Composições da anomalia da altura do geopotencial em 500 hPa (m) painel a direita. Para os verões mais chuvosos (a) e secos (b).

Fonte: adaptado de Vasconcelos e Cavalcanti (2010).

A intensidade dos eventos extremos tem aumentando pelo mundo, preocupando tanto a comunidade científica quanto as autoridades, por causarem intensos danos à sociedade assim como aos ecossistemas. Em Manaus, região Amazônia, Santos et al. (2012) encontraram um aumento, com significância estatística, de alguns índices de extremos climáticos: R50mm (PRP>50mm), RX5DAY (PRP acumulada em 5 dias) e R95P (dias Úmidos) para o período de 1971-2007, isto é, neste período os autores detectaram aumento nos extremos de chuva na Região.

Santos et al. (2012) verificaram as tendências em índices de extremos climáticos com dados de precipitação do ERA-40 (2,5°X2,5°) no período 1961-2001 na parte norte do Brasil que inclui grande parte da Bacia Amazônica, Nordeste e o Centro-Oeste. Os autores encontraram tendências negativas para o CDD (dias consecutivos secos), mas para o PRCPTOT (precipitação total) a tendência foi positiva. Embora tenham sido

encontradas tendências negativas para os dias úmidos em alguns pontos de grade, os mesmos não apresentaram significância estatística. As tendências negativas são principalmente limitadas para Mato Grosso e sul do Pará onde o desmatamento no período de estudo foi intenso, isto produz um aumento no albedo e, consequentemente, uma redução na energia disponível para manter a convecção intensa local. Além disso, a reciclagem da água através da evapotranspiração pela vegetação também reduz.

Marengo et al. (2014) analisaram as projeções referente ao período 2071-2100 de 23 modelos do CMIP5 para o cenário RCP8.5, constatou que a Região central da América sul apresenta aumento de dias consecutivos secos e diminuição dos dias com precipitação intensa. O que indica intensificações futuras das condições de seca, se as emissões de gases de efeito estufa continuarem a subir no ritmo atual, ou mesmo acelerar, pode-se esperar mais eventos extremos de seca nessa Região como são projetados no cenário RCP 8.5.

Nos últimos anos a comunidade científica empreendeu grandes esforços para melhorar o entendimento dos extremos meteorológicos de chuva e seca, assim como os mecanismos atmosféricos responsáveis por estes eventos, especialmente na Amazônia. Vale destacar que a literatura cientifica ainda apresenta carência sobre pesquisas relacionadas com as características de eventos extremos, isto é, desenvolvimento, declínio e duração. Estudos que caracterizem estes eventos permitiram um direcionamento das atividades mitigatórias para os diferentes setores socioeconômicos.

3.4. O uso do Índice de Precipitação Normalizada na caracterização de eventos de seca e chuva nas diferentes escalas de tempo.

O estudo da distribuição das chuvas, sua quantificação e monitoramento têm sido motivos de inúmeras pesquisas. Assim, ao longo dos últimos anos a relevância de se utilizar novas técnicas, com diferentes metodologias que possibilitam caracterizar o regime de precipitação. O SPI foi desenvolvido por Mckee et al. (1993) para quantificar o déficet ou excesso de chuva em diferentes escalas de tempo. Essa característica torna o SPI uma valorosa ferramenta para todos os estudos de disponibilidade hídrica, sejam eles de curta ou longa duração (Hayes, 2000).

Conceitualmente, o SPI está relacionado ao número de desvios padrões que a precipitação, em uma determinada série de tempo (1 mês, 3 meses, 6 meses, etc), se

afasta da média climatológica com uma distribuição normal. Cada valor de SPI é diretamente proporcional ao déficet/excesso de precipitação e está associado a sua probabilidade de ocorrência. Mckee et al. (1993, 1995) mostraram que quando a escala do SPI é pequena (Ex: 3 meses) o SPI move-se frequentemente acima ou abaixo do zero, conforme o período aumenta o SPI responde mais lentamente as mudanças na precipitação (Figura 3.8).

Figura 3. 6- Serie temporal do SPI nas escalas de três meses (a) e seis meses (b) para Collins (Colorado-USA) no período de 1989-1991.

Fonte: adaptado de Mckee et al. (1993)

A versatilidade do SPI está na capacidade de identificar eventos secos e chuvosos em diferentes escalas de tempo. O SPI requer interpretações diferentes de acordo com a sua escala temporal. Por exemplo, o SPI-3 é importante para o monitoramento de precipitações sazonais. O SPI-6 representa os eventos de média duração, é formidável para o monitoramento da transição entre as estações seca e chuvosa. O SPI-12 reflete padrões de precipitação ao longo prazo, é utilizado para monitorar a variabilidade anual e interanual.

Segundo Hayes et al. (1999) o SPI apresenta três vantagens principais. A primeira vantagem é a simplicidade, pois o SPI utiliza somente a precipitação. A segunda é a versatilidade, uma vez que, ele pode ser usado em qualquer escala de tempo dando capacidade de monitorar as condições de seca e chuva, isto também ajuda a monitorar a dinâmica temporal desses eventos, isto é, o desenvolvimento e declínio. A terceira vantagem e proveniente da sua padronização, que garante a classificação das frequências de seca/chuva sirvam para qualquer lugar.

Entretanto, Hayes et al (1999) salienta também que o SPI possui limitações e características únicas que devem ser consideradas quando se é usado. O primeiro problema é a confiabilidade dos dados, pois estes devem representar a climatologia do

local em estudo. O segundo problema, necessita-se de um conhecimento climatológico da Região, pois Regiões com baixos volumes pluviométricos podem causar resultados enganosos no SPI. Terceiro, devido à distribuição normal, as classes de seca/chuva medidas pelo SPI ocorrem com a mesma frequência para todos os locais, logo o SPI não determina Regiões mais propensas a seca/chuva que outras.

McKee et al. (1993, 1999) e Hayes (2000) mencionam que os dados dever ser normalizados, isto é, necessita-se de uma distribuição de densidade para normalizar. Ressalta-se que a seca/chuva começa quando o SPI assume valor de -1/1 e termina quando ele volta a ser "zero". Logo cada evento terá início, fim e intensidade. Uma vez que o SPI se ajusta a uma distribuição Normal pode-se esperar em uma longa série histórica 68% dos valores de SPI entre 1 e -1, 95% dos valores entre 2 e -2 e 99% dos valores entre 3 e -3. Uma interpretação relacionada e que SPI< -1 ocorra dezesseis vezes em 100anos, SPI< -2 ocorram três vezes em 100anos e SPI<-3 ocorram uma vez a cada 200anos (Hayes et al. 1999).

Apesar do SPI ter sido originado nos Estados Unidos, a comunidade científica do mundo todo vem utilizando esse índice, devido sua flexibilidade, simplicidade e fácil interpretação. No Brasil o INMET e o Centro de Previsão do Tempo e Estudo Climáticos (CPTEC) utilizam o SPI para identificar os períodos secos e chuvosos em todo o Brasil. O Instituto Agronômico de Campinas (IAC) utiliza o índice para monitorar as secas em São Paulo.

Min et al. (2003) investigaram as relações espaciais e temporais da ocorrência e a intensidade das secas na Coréia e no Leste Asiático, utilizando o SPI obtidos da precipitação mensal do CRU para o período de 1951-1996. Verificou-se que a frequência de ocorrência de secas na Coréia tem um intervalo de tempo de 2 a 3 anos, e vem aumentando desde a década de 1980.

Bonaccorso et al. (2003) analisaram as secas na Sicília (Itália) usando dados de reanálises de NCEP/NCAR e dados observados de 43 pluviômetros localizados uniformemente sobre a região. A secas foram identificadas pelo SPI e sua variabilidade a longo prazo com Analise em Componentes Principais (ACP). Os resultados sugerem que a ilha inteira é caracterizada por uma variabilidade nas secas com flutuações multi-anuais e uma tendência para períodos secos a partir da década de setenta em diante. No entanto, algumas discrepâncias na magnitude da variabilidade entre as duas séries de

dados foram detectadas. Isto pode estar associado à sensibilidade da precipitação observada as flutuações climáticas locais. Apesar destas falhas, o estudo sugere que a utilização de dados meteorológicos, que tem baixa resolução espacial, pode dar informações gerais sobre a ocorrência da seca, a partir de observações locais.

Sönmez et al. (2005) observaram as condições de seca na Turquia durante o período de 1980 a 1990, através da técnica do SPI. O estudo constatou que o sudeste e leste da Anatólia são caracterizados com secas moderadas em intervalos de tempo mais curtos, enquanto que a ocorrência de secas severas também com intervalos curte de tempo, é observada na parte central do País. Em geral, as chuvas diminuem a partir das regiões costeiras em direção ao interior do País.

Patel et al. (2007) estudaram as secas em Gujarat na Índia a partir do SPI-3. Para isto foram utilizados dados mensais de precipitação no periodo de 1981-2003 derivadas de 160 estações meteorológicas. O SPI-3 foi interpolado para descrever os padrões espacias de seca em Gujarat. Os resultados mostraram que o quadrante sudeste da Região apresentou as maiores intensidades de seca no período estudado. Além disso, uma análise de correlação também foi feita para avaliar utilidade do SPI-3 em quantificar os efeitos da seca sobre a produtividade de grãos de alimentos, constatou-se uma significativa relação positiva entre o SPI-3 com as anomalias de grãos de alimentos. Assim, o SPI-3 também pode auxiliar, com antecedência, o declínio da produção de grãos de alimentos na Região em estudo.

Michaelides e Pashiardis (2008) caracterizaram a seca de 2007-2008 na ilha de Chipre, ilha situada no mar Mediterrâneo oriental ao sul da Turquia, através do cálculo do SPI. Foram utilizados dados de precipitação mensal no período de 1971-2008 abrangendo toda a ilha e eles foram cedidos pelo Serviço Meteorológico do Chipre. Os resultados mostraram que as Regiões sul e leste da ilha sofreram mais com esta seca, os valores de SPI foram de -3, caracterizando seca extrema, ocasionando prejuízos socioeconômicos.

Li et al. (2008) utilizaram dados observados do CRU e dados de 23 modelos do CMIP3 com diferentes resoluções, física, parametrização e forçantes afim de determinar a robustez das mudanças do SPI no cenário climático SRES A1B (caracterizado rápido crescimento econômico mundial, IPPC AR4). O período de estudo foi de 1970-99. Onze modelos mostraram que o SPI sobre o sul da Amazônia diminui entre 1970-99,

indicando aumento nas condições de secas, embora o mecanismo é desconhecido, os autores sugerem uma possível causa antropogênica para o aumento de eventos de seca.

Embora, o SPI tenha sido proposto para identificar as secas, muitos estudos usaram o SPI para quantificar as chuvas, por exemplo, Lana et al. (2001) usaram o SPI para detectar os padrões de chuva no Nordeste da Espanha. Por outro lado, Seiler et al (2002) monitoraram enchentes na argentina. Outros estudos por sua vez, analisaram tantos as secas como as chuvas.

Piccarreta et al. (2004) analisaram as tendências dos eventos chuvosos e secos na Itália para o período 1923-2000. Os resultados mostram que a precipitação total anual diminuiu cerca de 156 mm, a diminuição tornou-se mais forte nos últimos 30 anos. Existem tendências muito diferentes para as diferentes estações do ano. Em particular, só a tendência no inverno é descendente, e estatisticamente significativa. Nesta estação do ano, o total pluviométrico diminuiu cerca de 133mm. Para este mesmo período, o SPI foi calculado para as escalas temporais de 12, 24 e 48 meses. Finalmente, os períodos de seca têm sido bastante frequentes a partir de 1975, com SPI variando de -1 a -3.

Bordi et al. (2004) estudaram a variabilidade espacial-temporal dos períodos secos e chuvosos durante os últimos cinquenta anos no leste da China. Avaliaram as condições do clima na área usando o SPI-24. O autor escolheu esta escala de tempo pois ela capta a variabilidade de baixa frequência, evitando um ciclo anual explícito. Os resultados sugerem que a parte norte do leste da China está experimentando condições de seca com mais frequência a partir da década de 1970, indicados por uma tendência negativa nas séries temporais do SPI-24.

Zhang et al. (2009) analisaram as condições de chuva e secas na bacia do Rio das Pérolas na China no período de 1960-2005. Para isto utilizaram dados mensais de precipitação de 42 estações meteorológicas e aplicaram o cálculo do SPI e do índice de aridez (I) para a estação chuvosa (abril-setembro) e inverno (dezembro – fevereiro). Os resultados mostram que a bacia do Rio das Pérolas apresenta mais condições de eventos seca na estação chuvosa, por outro lado, no inverno a bacia apresenta mais condições de eventos chuva tanto para os dois índices. Os resultados deste estudo são úteis para a gestão dos recursos da água da bacia.

Santos et al. (2013) estudaram a frequência de eventos severos e extremos de seca e de chuva na Amazônia utilizando o SPI nas escalas de 6 e 12 meses no período de 1925 a 2000. As séries temporais dos SPIs 6 e 12, mostram longos períodos de oscilação entre eventos secos e chuvosos. A frequência decenal de ambos SPIs indica variações entre as décadas mais chuvosas e secas. As décadas mais chuvosas e secas são periódicas para as duas escalas de tempo analisadas em todas as estações, exceto a cidade Iauretê.

Algumas pesquisas mostraram também comparações entre o SPI e outros índices de seca, entre eles: Guttam (1998) mostrou que o *Palmer Drought Severity Index* (PDSI) varia muito de região para região nos EUA, enquanto que o SPI não varia. Além disso o cálculo de o PDSI é complexo, e isto leva a dificuldade em interpretar exatamente o que o índice está representando no mundo físico. O SPI, por sua vez, apresenta um cálculo simples e descreve o comportamento de uma única variável, facilitando a interpretação dos resultados.

Keyantash e Dracup (2002) realizaram comparações com vários índices de seca para os EUA, concluíram que o SPI é o que melhor estima a severidade das secas. Por sua vez, Sansigolo (2004) comparou séries históricas do SPI e PDSI em Piracicaba-SP, e concluiu que esses dois índices são linearmente relacionados e que a precipitação, como esperado, é o elemento dominante no PDSI.

Blain (2005) avaliou e adptou a metodologia do PDSI e do SPI ás condições climáticas de São Paulo. O ajuste do PDSI teve como foco principal o fator K (caracterização climática) e a equação final do índice. As análises permitiram concluir que, o PDSI adaptado é uma ferramenta consistente para o monitoramento, da seca meteorológica, na escala mensal no Estado de São Paulo. Constatou-se também que o SPI é um método apropriado para a quantificação do déficit de precipitação pluvial, em diversas escalas de tempo. Ambos os índices devem, portanto, ser utilizados em decisões governamentais de planos de combates aos efeitos do fenômeno natural seca.

Mordi et al (2006) compararam o desempenho de sete índices de seca no Irã. Os índices utilizados foram índice dos decis (DI), porcento do normal (PN), o índice de precipitação normalizada (SPI), índice da China-Z (CZI), índice modificado da China (MCZI), Z-Score e índice da seca eficaz (EDI). A comparação dos índices foi baseada em casos de seca que afetaram o Irão ao longo dos 32 anos (1970-2001).Os resultados mostraram que o SPI, CZI e o Z-escore são similares para identificar as seca. No

entanto, o EDI foi mais sensível às condições de seca emergentes em comparação com o DI e o SPI. A eficiência do EDI pode estar relacionada com o conceito de precipitação efetiva (PE) a qual o índice utiliza. No entanto, a exigência de um registro de precipitação diária contínua pode ser uma séria limitação para a utilização mais ampla deste índice.

Em sua pesquisa, Alencar et al. (2006) mostraram o desempenho da técnica dos quantis e do SPI na microrregião do alto sertão da Paraíba. Os resultados mostraram que a técnica dos quantis quantificou e categorizou os anos em muito seco, seco, normais, chuvoso e muito chuvoso, enquanto, o método SPI não apresenta as mesmas características, haja vista que dos quarenta anos, 75% foram classificados como moderadamente seco ou normal. Desta forma a técnica dos quantis apresentaram resultados mais confiáveis que os do SPI. No entanto, Hayes et al (1999) salientou que para o uso do SPI necessita-se de um conhecimento climatológico da Região em estudo, pois Regiões com baixos volumes pluviométricos podem causar resultados enganosos no SPI.

Finalmente, o SPI não identifica o impacto dos eventos secos e chuvoso por que seu impacto varia de acordo com o meio ambiente e a vulnerabilidade da Região. O SPI é uma ferramenta para quantificar os eventos secos e chuvosos e com isto tomar decisões para mitigar tais eventos.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Área de Estudo

O estudo será realizado na Região Amazônica, compreendendo a área entre as latitudes 5ºN a 17ºS e longitudes 74ºW a 44ºW (Figura 4. 1). A floresta Amazônica se insere na Região Norte do Brasil. Ela é rica em biodiversidade e água doce, sendo importante para o mundo inteiro, pois captura e armazena o carbono. Além disso, é fonte de calor e umidade para atmosfera. A Amazônia exerce um papel fundamental no clima da América do Sul por seu efeito sobre o ciclo hidrológico. A umidade originada na Bacia Amazônica é transportada pelos ventos para outras partes do continente, sendo considerada importante na formação de precipitações em regiões distantes da própria Amazônia (Marengo et al. 2014).

Diversos estudos têm identificado que esta Região é vulnerável às variabilidades dos extremos climáticos, especialmente aqueles relacionados a enchentes e secas que causam enormes danos ambientais, econômicos e sociais, tais como perdas humanas e das safras agrícolas. Isto ressalta a importância de pesquisas relacionadas à ocorrência de eventos de seca e chuva nesta Região.

Figura 4. 1 - Localização da região de estudo, área em verde assinala a Região Amazônica. A Região abrange a área de 5°N a 17°S e 73°W a 53°W.

Fonte: Produção do autor.

4.2. Dados

4.2.1. Dados climatológicos de Precipitação Mensal

Nesse estudo serão utilizados quatro conjuntos de dados de precipitação mensal, sendo dois baseados em precipitações interpoladas a partir de observações de superfície (GPCC e CPC), um baseado em precipitações observadas combinadas com estimativas de precipitação geradas a partir de dados de satélite (GPCP) e o último conjunto de dados é a reanálise do Era-Interim. O objetivo da utilização destes conjuntos de dados é avaliar o desempenho dos dados do GPCC, uma vez que este possui a maior serie continua de dados de precipitação (1901 até o presente). Segue-se uma breve descrição de cada um destes conjuntos de dados:

- *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP): consiste na combinação e incorporação de estimativas de chuva baseadas em informações de satélite com postos pluviométricos locais, cobrindo toda a região do globo terrestre em uma grade 2,5ºx2,5° de latitude/longitude (HUFFMAN et al. 2001). A grande vantagem destas estimativas é que são aproveitados os aspectos bons que cada fonte de dados oferece após a correta manipulação (VASQUES, 2007), desta forma este conjunto de dados é considerado como referência. Os dados de chuva do GPCP são da versão 2.2 e estão disponíveis para o período de 1979 a 2014. Podem ser acessados pelo http://www.gewex.org/gpcpdata.htm.

- *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC): foi criado em 1989 a pedido da Organização Meteorológica Mundial (OMM). É operado pela *Deutscher Wetterdienst* (DWD, Serviço Meteorológico Nacional da Alemanha) como uma contribuição alemã para o *World Climate Research Programme* (WCRP). Os dados de precipitação são obtidos por interpolação a partir das diversas fontes disponíveis. As informações básicas sobre os métodos utilizados estão publicadas em Rudolf et al. (1994) e Rudolf e Schneider (2005). Todos os produtos do GPCC estão disponíveis em resoluções espaciais de 1,0° x 1,0° e 2,5° x 2,5° de latitude/ longitude. Os diferentes produtos do GPCC são usados no mundo inteiro por diversas instituições, em particular no contexto de pesquisas relacionadas à hidrologia e climatologia, como: Organização Mundial de Meteorologia (OMM), Nações Unidas para Educação, Ciência e Cultura (UNESCO), Grupo de Observações da Terra (GEO), dentre outros

(SCHNEIDER et al. 2008). Os produtos do GPCC utilizados nesta tese são da versão 6.0 e estão disponibilizados para o período de 1901 a 2014. Estão disponíveis em http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html

- *Climate Prediction Center* (CPC): disponibiliza dados de precipitação globais registrados diariamente uma resolução de 1.0°x1.0° latitude/longitude, a qual é gerada, a partir de interpolação e controle de qualidade dos dados reportados por aproximadamente 30.000 estações através do sistema Global Telecommunication System (GTS). No Brasil o Instituído Nacional de Meteorologia (INMET), Centro de Previsão de Tempo Estudos Climáticos (CPTEC), Agência Nacional Energia Elétrica (ANEEL), Agência Nacional de Águas (ANA) e diversos centros estaduais de meteorologia disponibilizam dados para o CPC (Silvia et al. 2007). Os dados utilizados abrangem o período de 35 anos (1979-2014) e estão disponíveis em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/.

- Era-Interim (ERAI): são dados de reanálise gerada pelo *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) e estão disponíveis em várias resoluções (0,125°x0,125° até 3°x3°). O projeto ERAI foi realizado em parte para preparar um banco de reanálise e para substituir ERA-40, que apresentava várias dificuldades, incluindo a representação do ciclo hidrológico, a qualidade da circulação estratosférica e não possuía campos reanalisados. O ERAI apresenta melhoras significativas em cada um destes aspectos (Simmons et al. 2007). Nesta pesquisa, considerou-se a resolução espacial de 0,5°X0,5° no período de 1979 a 2014, estes dados podem ser obtidos no site http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/.

Os conjuntos de dados de chuvas mensais mencionados acima foram interpolados para uma grade 2.5° x 2.5°, visando realizar uma intercomparação por meio de métricas como Viés e RSME. Utilizou-se também o período de 1979 a 2014, sendo este o período comum entre os quatro bancos de dados.

4.2.1.1 Dados globais atmosféricos e oceânicos.

Dados globais atmosféricos e oceânicos mensais, de reanálise, das componentes zonal e meridional do vento, do movimento vertical, da temperatura da superfície do mar (TSM), do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), foram utilizados para caracterizar as condições médias e anômalas da atmosfera e dos oceanos, para o período em estudo. Esses dados encontram-se dispostos em uma grade regular com resolução espacial de 2,5º latitude x 2,5° longitude e abrangem o período de 1979 a 2014.

4.2.2. Dados dos Modelos de Circulação Geral: ECHAM-6 e HadGEM2-ES.

Para realização de uma climatologia das precipitações mensais do século passado e projeções climáticas para o século atual serão utilizados dados provenientes dos modelos climáticos ECHAM6 e HadGEM2-ES. Esses dois modelos fazem parte do *Coupled Model Intercomparison Project Phase* 5 (CMIP5), o qual subsidiou a publicação do último relatório do IPCC, o AR5. Os dados do CMIP5 estão disponíveis em http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/. A seguir será apresentada uma breve descrição desses modelos

- O ECHAM6 é a sexta geração do modelo de circulação geral da atmosfera ECHAM desenvolvido pelo Instituto Max Planck de Meteorologia. O modelo possui uma resolução espectral T63 com 47 níveis e uma resolução espacial de cerca de 1,5° x 1,5°, mais detalhes encontra-se em Mauritsen et al. (2012). As principais mudanças em relação ao ECHAM5 incluem: Uma melhor representação de transferência radiativa em ondas curtas; uma nova descrição climatológica do aerossol; uma representação melhorada do albedo de superfície, e os esforços em curso para aumentar a complexidade da representação da superfície terrestre, por exemplo, com a inclusão de vegetação dinâmica. O ECHAM6 simula melhor muitos aspectos do clima atual em comparação com ECHAM5. Esta nova versão tem uma representação particularmente satisfatória da variabilidade tropical, incluindo uma representação robusta da variabilidade intrassazonal (CRUEGER et al. 2013; BJORN et al. 2013).

- O HadGEM2-ES é um dos modelos do *Hadley Centre*, está descrito em Martin et al. (2010), ele tem uma resolução horizontal de 1,25° lat x 1,1875° lon, o que equivale a cerca de 140km em latitudes medias, e no oceano é 1° lat x 1° lon. O modelo possui 38 níveis na atmosfera e 40 níveis no oceano. As forçantes do modelo incluem emissões de gases do efeito estufa, aerossóis, irradiância solar, ozônio, entre outros. Além disso, este modelo tem uma boa representação das condições atmosféricas e de precipitação sobre a América do Sul, principalmente na estação de verão (DJF), quando outros modelos globais apresentam uma deficiência na Amazônia (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012).

Para as projeções futuras serão utilizados os dados de precipitação mensal destes modelos climáticos descritos anteriormente em dois cenários distintos: O RCP4.5, considerado o cenário intermediário, pois é baseado no armazenamento de aproximadamente 4,5 W/m^2 (~ 650 ppm de CO2 equivalente) até o ano de 2100. Por outro lado o RCP8.5 é o cenário considerado como o mais pessimista, sendo baseado no aumento de forçantes radiativos no século XXI, alcançando o nível de 8,5 W/m^2 no final do século (Figura 4.2) (RIAHI et al. 2011). As definições desses e dos outros cenários podem ser encontradas com mais detalhes em Meinshausen et al. (2011) e VanVuuren et al. (2011). Todavia, a Tabela 1 apresenta uma síntese das características dos cenários de mudanças climáticas apresentados no AR5 do IPCC.

Para as simulações históricas dos modelos o CMIP5 disponibiliza o período de dezembro de 1859 até dezembro de 2005, e para as projeções futuras o período é de janeiro de 2006 até dezembro de 2099. Nesta pesquisa, os períodos utilizados serão: 1901 até 2005 e 2015 até 2050. Salienta-se que os dados de chuva destes modelos foram interpolados para a grade 2.5° x 2.5° de resolução espacial, visando realizar métricas como Viés e RSME.

Figura 4. 2 - Cenários do IPCC-AR5 e suas respectivas forçantes radiativa antropogênica globais (Painel à esquerda). Descrição sucinta de cada um dos cenários do IPCC-AR5 (Painel à direita).

	Descrição
RCP8.5	Onde o forçamento radiativo é maior que 8,5W/m^2 (~ 1.3700 ppm de CO_2)
RCP6.0	Onde o forçamento radiativo será de 6 W/m^2 (~ 850 ppm de CO_2)
RCP4.5	Onde o forçamento radiativo será de proximamente 4,5 W/m^2 (~650 ppm de CO^2)
RCP2.6	Onde o forçamento radiativo ficará em torno de 3 W/m^2 (~490 ppm de CO_2) antes de 2100 e então declinará.

Fonte: adaptado do Relatório do IPCC-AR5.

Tabela 1 - Resumo das principais características dos novos cenários utilizados pelo IPCC (RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5).

Variáveis	RCP8.5	RCP6	RCP4.5	RCP2.6
Forçante Radiativa (W/m²)	>8,5, em 2100 e continua subindo	~ 6 em 2100, com uma estabilização após 2100	~ 4,5 em 2100, com uma estabilização após 2100	Um pico de ~3 antes de 2100, e após o pico declina
Concentração de CO2 equivalente (ppm)	> 1370, em 2100	~850 com uma estabilização após 2100	~650, estabilizando após 2100	Pico em ~490, antes de 2100 e declina.
Emissão de gases do efeito estufa	Alta	Média a Alta (Mitigação)	Média A Baixa (Mitigação)	Muito Baixa
Poluição do ar	Média-Alta	Média	Média	Média-Baixa
Crescimento populacional	Alto	Médio	Baixo	Baixo
Área agrícola	Média - Pasto e Cultivo	Média – Cultivo e Muito Baixa para Pasto (total muito baixo)	Baixa- pasto e cultivo	Média- pasto e cultivo

Fonte: Jones et al. 2013; Van Vuuren, et al. 2011

4.3. Métodos

Primeiramente serão verificados de forma qualitativa e quantitativa a consistência dos campos de precipitação sazonal do GPCC relação aos do CPC, GPCP e Era-Interim para o período de 1979-2014. Nesta etapa o GPCP será considerado como dado de controle, e as seguintes métricas serão aplicadas: viés (Equação 1), raiz do erro quadrático médio (Equação 1.1), coeficiente de correlação (Equação 1.2) e ciclo sazonal. Verificado a consistência dos dados de precipitação mensal do GPCC, o próximo passo é avaliar o desempenho dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 em representar os campos de precipitação sazonal em relação ao GPCC para o período de 1901-2005. Nesta etapa serão utilizadas as métricas mencionadas anteriormente.

$$Vies = p - \mathrm{o} \tag{1}$$

Onde *"P"* representa as previsões e *"o"* as observações.

$$\text{RMSE:}\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(p-o)^2} \tag{1.1}$$

Onde *"P"* representa as previsões; *"o"* representa as observações, e "*N"* o número de casos.

$$\mathrm{r}=\frac{\sum_{i=1}^{n}(pi-\overline{p})(Oi-\overline{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(pi-\overline{p})^2(Oi-\overline{O})^2}} \tag{1.2}$$

As variáveis na expressão acima são as mesmas da equação 1.1.

Em seguida foram calculados os SPI-3, SPI-6 e SPI-12 para todos os quatro bancos de dados e modelos para os períodos de 1979-2014, 1901-2005, e 2015-2050 nos diferentes cenários utilizados. Posteriormente serão aplicadas as metodologias do Teste de Mann-Kendall para tendências, Teste de Comparação entre duas proporções e quantificação das áreas afetadas pelos extremos de seca e chuva na Amazônia. Essas metodologias, bem como a do SPI, são descritas pormenorizadamente a seguir.

4.3.1. Índice de Precipitação Normalizada (SPI)

Estudos realizados para diagnosticar a ocorrência das secas e chuvas extremas em uma região podem evitar consequências graves à população, tanto em escala local como regional. Dessa forma surge a necessidade de estudá-las por meio de índices quantificadores e análises estatísticas, que determinam a intensidade, a duração e a frequência desta anomalia. Um dos índices utilizado é o Índice de Precipitação Normalizada (SPI) proposto por McKee et al. (1993).

O cálculo do SPI se inicia a partir dos dados da precipitação total mensal, de preferência um período contínuo de pelo menos 30 anos (HAYES et al. 1999). Um exemplo de obtenção de uma série de tempo de três meses (SPI-3), construída a partir de um acumulado de três meses, somando os três primeiros totais mensais 1, 2 e 3, depois somando os totais nos meses 2, 3 e 4, depois a soma dos totais nos meses 3, 4 e 5, etc. O novo conjunto de dados está se movendo no sentido de que cada mês um novo valor é determinado a partir do mês anterior. Então, o SPI-3 meses é calculado a partir desta nova série temporal acumulado de três meses.

Em seguida, determina-se uma função de densidade de probabilidade que descreve as séries temporais. A distribuição gama possui bom ajuste para variáveis contínuas que tenham limite inferior igual a zero e não possuem limite superior, por isto é, largamente utilizada para o estudo de séries históricas de precipitação (WILKS, 2006). A função gama é dada por:

$$h(x) = \frac{x^{\alpha-1} * e^{\frac{-x}{\beta}}}{\beta^{\alpha}\,\Gamma\,(\alpha)} \qquad \text{Para} \quad X > 0 \qquad (2)$$

Sendo:

$\alpha > 0$ parâmetro de forma.

$\beta > 0$ parâmetro de escala.

$x > 0$ a quantidade de precipitação (mm) .

$\Gamma(\alpha)$ a função gama completa.

Para estimativa dos parâmetros α e β da distribuição gama utilizou-se o método de máxima verossimilhança de Greenwood e Durand (1960):

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \tag{2.1}$$

$$\alpha = \frac{0{,}5000876 + 0{,}1648852\, c - 0{,}0544274\, c^2}{c} \qquad \text{Para} \qquad 0 < c < 0{,}5772 \tag{2.2}$$

Ou

$$\alpha = \frac{8{,}898919 + 9{,}059950\, c + 0{,}9775373\, c^2}{c(17{,}79728 + 11{,}968477\, c + c^2)} \qquad \text{Para} \qquad 0{,}5772 < c < 17 \tag{2.3}$$

Sendo que $c = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$, onde $\bar{x}$ é a precipitação média e *n* é número de observações.

Ao integrar a função densidade de probabilidade em relação à *x* , inserindo-se as estimativas de α e β , resulta na distribuição probabilidade acumulada H(x) de uma quantidade de precipitação observada durante um determinado mês e escala de tempo:

$$H(x) = \int_0^x h(x)dx = \frac{1}{\beta^\alpha\, \Gamma(\alpha)} \int_0^x x^\alpha\ e^{\frac{-x}{\beta}} dx \tag{2.4}$$

Substituindo t por $\frac{x}{\beta}$ reduz a equação para

$$H(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1}\ e^{-1}\, dt \tag{2.5}$$

Visto que a função gama Γ(α) não é definida pra x = 0 e a distribuição de precipitação pode conter zeros, a probabilidade cumulativa toma o seguinte aspecto:

$$H(x) = q + (1 - q)F(x) \tag{2.6}$$

Onde *"q"* é a probabilidade de ter um zero. Se *"m"* for o número de zeros em uma série de precipitação, Thom (1966) estipulou que *"q"* é dado por:

$$q = \left(\frac{m}{n}\right) \tag{2.7}$$

Sendo:

"*m*" é o número de observações com chuva igual a zero e "*n*" o número de observações com chuva maior do que zero.

A probabilidade cumulativa H(x) é então transformada em uma variável aleatória normalizada (Zi) com média 0 e desvio padrão 1, que corresponderá ao valor de SPI, por meio das equações propostas por Abramowitz e Stegun, (1965).

$$Zi = -\left(a - \frac{c_o + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \qquad \text{Para } 0 < H(x) \leq 0{,}5 \qquad (2.8)$$

$$Zi = +\left(a - \frac{c_o + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3}\right) \qquad \text{Para } 0{,}5 < H(x) < 1 \qquad (2.9)$$

Sendo:

$$a = \sqrt{\left(ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)\right)} \qquad \text{Para } 0 < H(x) \leq 0{,}5 \qquad (2.10)$$

$$a = \sqrt{\left(ln\left(\frac{1}{(1-H(x))^2}\right)\right)} \qquad \text{Para } 0{,}5 < H(x) < 1 \qquad (2.11)$$

$$c_0 = 2{,}515517;\ c_1 = 0{,}802853\ ;\ c_2 = 0{,}010328$$

$$d_1 = 1{,}432788;\ d_2 = 0{,}189269;\ d_3 = 0{,}001308$$

Esta transformação equiprobabilística visa transformar a variável de uma distribuição gama numa variável com distribuição normal, tal que a probabilidade de ser inferior a um dado valor da variável inicial seja a mesma que a probabilidade de ser inferior ao valor correspondente da variável transformada (Panofsky; Brier,1958).

Este método está representado na Figura 4. **3**, que mostra a distribuição de probabilidade acumulada empírica para uma média de 3 meses (DJF) das precipitações sobre o sudeste da Inglaterra no período de 1901-1999. A curva contínua em (a) mostra a distribuição da probabilidade cumulativa da distribuição gama, ajustada à série de precipitação. No lado (b) a curva contínua mostra a distribuição de probabilidade cumulativa da variável aleatória normalizada (Zi). Usando a mesma escala da probabilidade cumulativa da distribuição empírica e da distribuição gama ajustada, obtêm-se os valores do SPI. Por exemplo, para converter um valor de precipitação de

77mm em primeiro lugar localiza-se os 77mm na abscissa da figura do lado esquerdo, localiza o ponto de intersecção com a distribuição teórica, que é horizontalmente projetada até encontrar a intersecção até o gráfico de probabilidade acumulada. Na abscissa deste ponto obtém o valor do SPI.

Figura 4. 3 - Exemplo de uma transformação equiprobabilística de uma distribuição gama ajustada para uma distribuição normal. Variável é a média de precipitação de 3 meses no sudoeste da Inglaterra.

Fonte: adaptado de Edwards e McKee (1997)

No caso da precipitação pluviométrica de um determinado período se ajustar à distribuição normal o SPI será simplesmente a variável reduzida Zi de tal distribuição, isto é, a diferença da precipitação observada menos a média do intervalo de tempo específico, dividida pelo desvio padrão.

$$SPI = z_i = (P_i - \bar{P}_i) / \sigma_i \qquad (2.12)$$

Em que, P_i é a precipitação observada; $\bar{P}_i$ e σ_i, são respectivamente, a média e o desvio padrão da série ajustada.

Finalmente, os valores encontrados foram classificados conforme McKee et al. (1993). No entanto, para simplificar as interpretações dos nossos resultados houve a adaptação das classes sugeridas por McKee et al. (1993) a qual podem ser vistas na Tabela 2. Em adição, para cada valor de SPI ou severidade podem ser associadas probabilidades de ocorrência diretamente decorrentes da função densidade de probabilidade normal.

Tabela 2- Classificação dos períodos secos e chuvosos do SPI.

Valores de SPI	Classes	Probabilidade (%)
SPI < -1.50	Extremamente Seco	6,7
-1.49 a -0,5	Moderadamente Seco	14,9
-0.49 a 0.49	Quase Normal	28,4
0.5 a 1.49	Moderadamente Chuvoso	14,9
SPI > 1.50	Extremamente Chuvoso	6,7

Fonte: adaptado de McKee et al., (1993)

Nesta pesquisa foram selecionadas as escalas de tempo do SPI de 3 (trimestral), 6 (semestral) e 12 (anual) meses. Segundo Dos Santos et al. (2014) o SPI trimestral (SPI-3) reflete as condições de curto prazo, é importante para monitoramento das precipitações sazonais. A escala semestral do SPI (SPI-6) representa os eventos de média duração, úteis para o monitoramento do período de transição entre estação seca e a chuvosa. O SPI anual (SPI-12) reflete padrões de precipitação de longo prazo. É utilizado para monitorar a variabilidade anual e interanual.

A escolha da escala temporal usada para o cálculo do índice relaciona-se com o tempo necessário para que os efeitos para que os eventos de seca e de chuva se façam sentir sobre os diferentes setores de atividade e sobre os recursos hídricos em geral. Deste modo, escalas de tempo mais curtas ou mais longas refletem diferentes tempos de resposta dos recursos hídricos às anomalias de precipitação. À medida que a escala temporal aumenta, o SPI responde mais lentamente a mudanças na precipitação (MCKEE et al., 1993).

4.3.2 Teste de Mann-Kendall e método Sen.

Com o teste não paramétrico de Mann-Kendall verifica-se a presença de uma tendência monotônica crescente ou decrescente e, em seguida, estima-se a inclinação e magnitude da tendência linear com o método não paramétrico de Sen (GILBERT, 1987).

4.3.2.1 Teste de Mann-Kendall

Com o objetivo de analisar as tendências dos eventos de seca e chuva em todas as escalas de tempo, será aplicado o teste estatísticos não paramétricos de Mann-Kendall (MK). O MK não faz distinção quanto à distribuição que os dados são oriundos, sendo, com isso, considerado não-paramétrico (SNEYERS, 1975; BLAIN, 2010). Goossens e Berger (1986) afirmam que o teste de Mann-Kendall é o método mais apropriado para analisar mudanças climáticas em séries climatológicas e permite também a detecção e localização aproximada do ponto inicial de determinada tendência.

O teste consiste na soma t_n do número de termos m_i da série, relativo ao valor X_i cujos termos anteriores (j<i) são inferiores ao mesmo ($X_j < X_i$), assim:

$$t_n = \sum_{i=1}^{n} mi \qquad (3)$$

Segundo Sneyers (1975), para séries com um grande número de termos (N) e ausência de tendências (hipótese de nulidade, Ho), tn apresentará distribuição normal com média [$E(t_n)$] e variância [$Var(t_n)$]. O teste é calculado por:

$$E(t_n) = \frac{N(N-1)}{4} \qquad (3.1)$$

$$Var(t_n) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{72} \qquad (3.2)$$

$$u(t) = \frac{(t_n - E(t_n))}{\sqrt{Var(t_n)}} \qquad (3.3)$$

Se o valor de u(t) foi inferior à -1,96 há uma tendência significativa ao nível de 95% de probabilidade na redução dos valores da série observados. Quando u(t) é superior a 1,96 há tendências significativas de aumento na série.

4.3.2.2 Método de Sen.

Já o método não paramétrico de Sen (SEN, 1968; GILBERT, 1987) utiliza um modelo linear para estimar a inclinação da tendência e da variância dos resíduos sendo constante no tempo. São permitidos valores em falta e os dados não precisam obedecer a uma distribuição específica qualquer. Além disso, o método de Sen não é muito afetado por erros de um dado único. Realiza-se a estimativa da verdadeira inclinação da tendência, assumindo que esta seja linear, existente numa série temporal, possibilitando encontrar a magnitude desta tendência. Isto significa que:

$$f(t) = Qt - B \tag{4}$$

onde *Q* é a inclinação e *B* é uma constante.

Para obter a estimativa de inclinação *Q*, primeiro calculam-se as inclinações de todos os pares e dados.

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \tag{4.1}$$

onde j > k

Se existem *n* valores *xj* na série temporal, obtêm-se *N*=*n*(*n*-1)/2 estimativas de inclinação *Qi*. Assim inclinação estimada pelo método de Sen é a mediana destes valores *N* de *Qi*. Os valores *N* de *Qi* são classificados do menor para o maior, e a estimativa de Sen é:

$$Q = Q_{[\frac{N+1}{2}]} \text{ , se N é impar} \tag{4.2}$$

Ou

$$Q = \frac{1}{2}(Q_{[\frac{N}{2}]} + Q_{[\frac{N+2}{2}]} \text{ , se N é par} \tag{4.3}$$

Para obter uma estimativa de *B* na equação 4, são calculados os *n* valores da diferença *xi*-*Qti*. Uma descrição mais detalhada para o cálculo do teste estatístico Z de Mann-Kendall, estimativa de inclinação *Q* e da constante *B* pelo método Sen pode ser encontrada em Salmi et al. (2002).

4.3.3. Teste de Comparação entre duas proporções.

No Teste para Proporções os dados se apresentarão na forma de percentagem (ou proporção) de elementos com uma determinada característica, que será testada em relação à percentagem alegada para a população (Wilks, 2006; Fonseca; Martins, 2006). Desta forma, o objetivo de usar este teste consiste em verificar se as proporções dos eventos moderados e extremos (seca e chuva) entre o GPCP (dado controle) e os demais bancos no período de 1979-2014, e entre o GPCC e os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 no período de 1901-2005, são semelhantes ou diferem significativamente entre si.

Consideremos X e Y variáveis aleatórias que representam determinada característica de duas populações com distribuição de Bernoulli com parâmetros P_1 e P_2 respectivamente. Retiremos duas amostras aleatórias independentes, $X_1,....,X_{n1}$ e $Y_1,....,Y_{n2}$ dessas populações. Cada X_i, i=1,....,n_1 e cada Y_i, j=1,....,n_2 tem distribuição de Bernoulli com parâmetros P_1 e P_2 respectivamente, isto é, $X_1,....,X_{n1}$ ~ Bernoulli (p_1) e $Y_1,....,Y_{n2}$ ~ Bernoulli (p_2).
Com médias p_1 e p_2 e variâncias $\sigma_1^2 = p_1\ (1 - p_1\ )$ e $\sigma_2^2 = p_2\ \ (1 - p_2)$, respectivamente.

As variáveis $\hat{p}_1 = \overline{X}$ e $\hat{p}_2 = \overline{Y}$ são estimadores de máxima verossimilhança para p_1e p_2, respectivamente, e tem distribuição amostral aproximadamente normal:

$$\hat{p}_1 \sim N\left(p_1, \frac{p_1(1-p_1)}{n_1}\right) \text{ e } \hat{p}_2 \sim N\left(p_2, \frac{p_2(1-p_2)}{n_2}\right) \tag{3}$$

Assim, temos que

$$\hat{p}_1 - \hat{p}_2 \sim N\left(p_1 - p_2\,, \frac{p_1(1-p_1)}{n_1} + \frac{p_2(1-p_2)}{n_2}\ \right) \tag{3.1}$$

Ou seja, $\hat{p}_1 - \hat{p}_2$ tem uma distribuição normal.

$$\frac{\hat{p}_1 - \hat{p}_2 - (p_1 - p_2\,)}{\sqrt{\frac{p_1(1-p_1)}{n_1} + \frac{p_2(1-p_2)}{n_2}}} \sim N(0,1) \tag{3.2}$$

Para realizarmos o teste para duas proporções com aproximação normal considera-se a hipótese nula que $p_1 = p_2$. Assim, sob esta hipótese, $\hat{p}_1 - \hat{p}_2$ tem uma distribuição Normal com média $\mu = 0$ e desvio padrão

$$\sigma = \sqrt{\frac{p_1(1-p_1)}{n_1} + \frac{p_2(1-p_2)}{n_2}} = \sqrt{\frac{p(1-p)}{n_1} + \frac{p(1-p)}{n_2}} \quad (3.3)$$

Onde $p = p_1 = p_2$

Como não conhecemos o valor de p, vamos estima-lo como uma média ponderada de $\hat{p}_1$ e $\hat{p}_2$:

$$\hat{p} = \frac{n_1\,\hat{p}_1 + n_2\,\hat{p}_2}{n_1+n_2} \quad (3.4)$$

Esta é o valor que será utilizando no lugar de p para o cálculo de σ , portanto, temos que:

$$Z = \frac{\hat{p}_1 - \hat{p}_2}{\sqrt{\frac{\hat{p}(1-\hat{p})}{n_1} + \frac{\hat{p}(1-\hat{p})}{n_2}}} \sim N(0,1) \quad (3.5)$$

O nível de significância adotado neste teste foi de 95% (|z|=1,96).

4.3.4 Área afetada pelos extremos de seca e chuva.

Com a identificação dos eventos extremos de chuva e seca, obtidos por meio do SPI, foram construídas séries temporais com informações referentes as áreas atingidas por esses eventos. Para obter este objetivo as seguintes informações foram consideradas:

Uma vez que, 1° é aproximadamente 111km e os dados de precipitação encontram-se na resolução de 2,5°x2,5°, tem-se que, a área equivalente em cada ponto grande dentro desta resolução é de aproximadamente 77.000 km². A partir destas informações, verificou-se quantos pontos de grade, dentro da Amazônia, apresentaram valores de SPI superiores/ inferiores a 1.5/-1.5.

É importante destacar que, 5.020.000 km² é a área total da Amazônia brasileira, correspondente à área dos Estados da Região Norte (Acre, Amapá, Amazonas, Pará, Rondônia, Roraima e Tocantins), acrescidos da totalidade do Estado de Mato Grosso e dos municípios do Estado do Maranhão situados a oeste do meridiano 44° (IBGE, 2016).

4.4 Estudo de casos.

Após a classificação dos eventos secos e chuvosos por meio do SPI, foi selecionado o ano que apresentou o menor valor médio do SPI com o objetivo de caracterizar as condições atmosféricas e oceânicas nessa situação extrema. As variáveis mencionadas na subseção 4.2.1.1 foram analisadas através de seus valores médios mensais e respectivas anomalias, calculadas a partir de uma base climatológica de 36 anos, compreendendo o período de 1979 a 2014.

Inicialmente, foram elaborados mapas com a distribuição horizontal das anomalias de TSM e seções retas verticais para ilustrar a circulação anômala zonal e meridional. Na seção reta vertical zonal foram utilizadas as anomalias da componente zonal do vento e do movimento vertical, sendo representada a média calculada para a faixa latitudinal de 17°S a 5°N, de forma que a latitude de 12°S está no ponto médio da faixa. Analogamente, foi selecionada a faixa longitudinal de 74°W a 44°W para obtenção das médias das anomalias da componente meridional do vento e do movimento vertical representadas nas seções retas verticais meridionais. Este tipo de representação possibilitou diagnosticar as áreas com movimentos verticais anômalos na atmosfera.

4.5. Softwares Utilizados

As manipulações e visualizações dos dados foram feitas utilizando-se os seguintes softwares:

a) O NCL (NCAR Command Language) é software para processamento e visualização de dados geofísicos, desenvolvido pelo NCAR. Neste estudo este software foi utilizado para visualização dos dados, cálculo do SPI e cálculos estatísticos espaciais, como médias, desvio-padrão, entre outros.

b) O CDO (Climate Data Operators) é um conjunto de comandos estatísticos e aritméticos úteis para processar dados meteorológicos, disponibilizado pelo Max-Planck-Institut fur Meteorologie. O CDO foi utilizado para algumas manipulações nos dados por exemplo a interpolação ou a fragmentação da série espacial, entre outros.

c) O GrADS (Grid Analysis and Display System; DOTY, 1992) é um software usado para manipulação e visualização de dados geofísicos, fornecido pelo COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphere-Interactions). Neste estudo, o GrADS foi utilizado principalmente para visualização dos dados e plotagem dos resultados

5 RESULTADOS PARTE I: VARIABILIDADE SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO: VALIDAÇÃO DA SÉRIE DE PRECIPITAÇÃO DO GPCC.

Esta seção avalia os dados de precipitação mensal do GPCC em relação aos do CPC, GPCP e Era-Interim. Por meio de comparações dos campos sazonais de precipitação, através das métricas do Viés e Raiz quadrada do erro quadrático médio. Os resultados apresentados neste item darão subsídios para identificar os principais erros sistemáticos do GPCC em representar a precipitação sazonal na Região em Estudo.

5.1. Variabilidade Sazonal.

A Figura 5.1 ilustra a variabilidade sazonal da precipitação nos diferentes bancos de dados. Observou-se muita semelhança espacial entre eles, porém as diferenças são notadas nas quantidades de precipitação sazonal estimada para cada fonte de dados. Analisando a precipitação no trimestre DJF, evidenciou-se uma banda de máximo pluviométrico no sentido noroeste/sudoeste, com valores entre 200 a 300 mm, que engloba parte sul da Amazônia. Este máximo é associado à manifestação da ZCAS (SOUZA; AMBRIZZI, 2003), que apresenta frequência máxima de ocorrência nos meses de dezembro e janeiro (CARVALHO et al., 2004) e pelo SMAS (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al. 2004; VERA et al., 2006). Durante o trimestre MAM, ocorre uma diminuição significativa da precipitação na parte sul da Amazônia devido o retraimento dos episódios da ZCAS ou de sistemas frontais (SOUZA; AMBRIZZI, 2003). Em compensação, observou-se um máximo pluviométrico sazonal na porção norte da Amazônia. Essa intensificação da precipitação deve-se a atuação direta da ZCIT atingindo sua posição climatológica mais austral em março (NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA; NOBRE, 1998), sendo, portanto, o principal sistema meteorológico indutor de chuva na Amazônia, durante o máximo da estação chuvosa (SOUZA; ROCHA, 2006).

O inverno austral (JJA) é caracterizado por forte redução nas chuvas, sobretudo na porção sul da Amazônia. O movimento aparente do Sol rumo ao hemisfério Norte conduz a ZCIT ao seu deslocamento sazonal em direção àquele hemisfério, privando o hemisfério Sul da sua atuação decisiva durante o trimestre JJA para produção de chuvas. Além disto, o resfriamento da superfície sobre o Brasil Central gera uma mudança no padrão da circulação de ar superior, isto é, a descaracterização da AB (GAN; KOUSKY, 1986; LOPES et al. 2013). Os valores de precipitação começam a aumentar na primavera (SON) na parte mais sul da Amazônia. Essa região passa a sofrer incursões

mais frequentes de sistemas frontais e eventuais episódios de ZCAS. Além do mais o SMAS se inicia na primavera, entre setembro a novembro (SON), quando começa o desenvolvimento de convecção profunda sobre a bacia Amazônica e como já foi ressaltado o SMAS é um importante sistema indutor de chuvas no sul da Amazônia e Centro-Oeste do Brasil (VERA et al. 2006; GAN et al. 2006)

Figura 5. 1- Precipitação sazonal (mm) do GPCP (a), CPC (b), GPCC (c) e Era-Interim (d) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014.

(Continua)

Fonte: Produção do autor.

5.2. Análise Quantitativa: Viés e RMSE.

A Figura 5.2 mostra o viés, que representa a diferença entre a precipitação sazonal controle (GPCP) e a precipitação estimada nos outros três bancos de dados (GPCC, CPC e ERA Interim). O GPCC e CPC apresentam uma predominância de valores subestimados, ou seja, um viés seco (valores negativos) nas quatro estações do ano. Por outro lado, o Era-Interim apresentou uma predominância de valores superestimados (viés úmido) para as quatro estações do ano. Os valores de viés seco são mais expressivos no o verão (DJF) e outono (MAM) nos dados de precipitação do CPC com valores entre 25mm a 75mm. No Era-Interim é observado valores de viés úmido entre 50mm a 75mm nas quatro estações no ano. Por sua vez, o GPCC apresenta valores de viés seco, no entanto esses valores são baixos (5mm a 25mm) quando comparados com os dados do CPC. Isto provavelmente ocorre, uma vez que, o GPCP utiliza também os dados do GPCC para estimar as precipitações. Ressalta-se que o GPCC possui as series mais longas de precipitação desde 1901 até os dias atuais.

Os valores de RMSE são ilustrados na Figura 5.3, na qual os maiores valores indicam a ocorrência de erros sistemáticos nos dados relacionados a subestimativas/superestimavas discutidas anteriormente. Os maiores valores de RSME são observados nos dados do Era-Interim, sendo que na primavera estes valores são da ordem de 15mm a 35mm em grande parte da Amazônia e nas demais estações do ano oscilam entre 10mm a 25mm. Os valores de RMSE no CPC são da ordem de 5mm a 15mm, sendo que no inverno os mesmos são de 5mm. O GPCC apresentou valores de RMSE de 5mm nas quatro estações do ano em praticamente toda a Amazônia.

Figura 5. 2 - Viés da precipitação entre o GPCP x CPC (a), GPCP x GPCC (b) e GPCP x Era-Interim (c) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014.

(Continua)

Figura 5.2 - Conclusão

Fonte: Produção do autor.

Figura 5. 3 - RMSE da precipitação entre o GPCP x CPC (a), GPCP x GPCC (b) e GPCP x Era-Interim (c) para as quatro estações do ano, no período de 1979-2014.

(Continua)

Fonte: Produção do autor.

5.3 Correlações das anomalias de precipitação sazonais

Muitas vezes, a variação climática pode ser melhor evidenciada através das anomalias, que são desvios dos valores observados ou simulados em relação às médias históricas. A Figura 5.4 apresenta as correlações sazonais das anomalias de precipitação entre o dado de controle (GPCP) e os demais bancos de dados, ao nível de 95% de significância, no intuito de verificar o grau de associação entre estas anomalias.

Analisando as correlações sazonais das anomalias de chuva entre o GPCP e os demais conjuntos de dados, podemos observar que existe certa similaridade entre as correlações. De forma geral, verifica-se que as correlações são positivas nas quatro estações do ano. Isto quer dizer que, os sinais das anomalias de precipitação observadas no GPCP são semelhantes nos outros conjuntos de dados. Contudo, observando separadamente os dados das diferentes fontes nota-se que, as correlações entre o GPCP e GPCC apresentam forte correlação entre si, uma vez que, o valor do coeficiente de correlação "r" é superior 0,8, quando comparado com as correlações entre o CPC (Era-Interim) e o GPCP, nas quais o "r" variam entre 0,4 e 0,7 (0,2 e 0,5) nas quatro estações. Entretanto, já foi ressaltado que o GPCP utiliza também dados de precipitação do GPCC em sua série de precipitação, sendo possivelmente está uma das razões para a forte correlação entre as anomalias do GPCP e GPCC.

Todavia, vale destacar que neste estudo vamos utilizar os dados de precipitação do GPCC, ao invés do GPCP, devido a sua longa série de dados de precipitação longa (1901-2014). Além disso, serão consideradas as series históricas climáticas dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES, que abrangem o período de 1901 a 2005.

Figura 5. 4 - Correlações sazonais entre as anomalias de chuva do GPCP x GPCC (a), GPCP x CPC(b) e GPCP x Era-Interim (c) sobre a Amazônia no período de 1979 a 2014.

(Continua)

Figura 5.4 - Conclusão

Fonte: Produção do autor.

5.4 Súmario

Verificou-se que as precipitações mensais do GPCC apresentaram valores de viés e RMSE pequenos para as quatro estações do ano, quando comparados com os dados do CPC e Era-Interim. Vale destacar que os dados do GPCP utilizam dados do GPCC e por isso os erros sistemáticos são menores. Além disso, os valores de RMSE e viés, assim como o comportamento sazonal da precipitação, do GPCC, não são muitos distantes dos observado no CPC e Era-Interim. Salienta-se que esta comparação é válida para as precipitações sazonais no período de 1979 a 2014.

Neste contexto, a série de precipitação do GPCC se torna indicada para a realização desta pesquisa. Sendo a sua série de dados a mais longa (1901-2014) permitirá uma melhor validação dos dados de chuvas provenientes dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES. Também permitirá uma melhor avaliação das tendências e das frequências dos eventos extremos de chuva e seca obtidos pelo SPI tanto no passado, assim como nas projeções futuras dos dois cenários distintos de mudanças climáticas: O RCP4.5 e RCP8.5

Todavia, vale ressaltar que a importância do uso das series de dados da precipitação mensal do GPCC é devido a sua longa série, e o criticismo em relação aos dados de chuva mensal do CPC e Era-Interim não deve ofuscar o ótimo desempenho dos mesmos em representar a sazonalidade da precipitação na Amazônia. Por fim, ainda há muitos desafios, em todos os bancos de dados, seja ele GPCP, GPCC, CPC, Era-Interim, ou outros, relacionados a melhorias referentes em reproduzir de forma perfeita todos os aspectos climáticos da precipitação, dado a variabilidade natural desta variável e a falta de observações para quantificar a mesma.

6 RESULTADOS PARTE II: EVENTOS MODERADOS E EXTREMOS DE SECA E CHUVA OBTIDOS PELO SPI's NO PERÍODO DE 1979 A 2014.

Nesta seção serão apresentadas a climatologia e as principais características dos eventos moderados e extremos de seca e de chuva obtidos pelos SPI. É importante destacar que as análises deste capítulo englobam as quatro fontes de dados de precipitação mensal (GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim), visando verificar principalmente se existe um padrão nas frequências dos eventos extremos nas diferentes fontes de dados. Além disso, também serão avaliadas as características das grandes secas ocorridas entre 1979 a 2014 na Região. Nas próximas seções, serão apresentados somente os resultados entre o GPCC e os Modelos ECHAM-6/HadGEM2-ES.

6.1 Análise temporal dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 sobre a Amazônia.

Avaliando as séries temporais médias do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 baseadas nas precipitações mensais do GPCP, GPCC, CPC e Era-interim, sobre a Região Amazônica (F), observa-se uma boa concordância temporal entre as séries dos SPI's. Nota-se apenas uma diferença de fase entre os máximos/mínimos valores dos SPI's entre as fontes de dados. Destaca-se, que os valores observados no Era-Interim, em alguns meses, diferem bastante dos valores observados nas demais fontes de dados, provavelmente devido aos erros sistemáticos discutidos na seção 5.2. Notam-se ainda, de maneira geral, nas três escalas do SPI que os anos de 1983, 1984, 1991, 1992, 1993, 1997, 1998, 2005 e 2010 apresentaram mínimos valores dos SPI's. Já os anos de 1986, 1994, 2000, 2007 e 2009 apresentaram os máximos valores dos SPI's. Em adição, constata-se que no período estudado, os eventos secos foram mais intensos que os chuvosos. De acordo com dados observados nas Tabela 3 e 4, estes máximos e mínimos observados nos valores de SPI estão associados aos eventos ENOS e/ou Gradiente do Atlântico.

Considerando o contexto da dinâmica climática tropical, sabe-se que a variabilidade pluviométrica da Amazônia é modulada diretamente pelos padrões oceano-atmosfera de grande escala, associados ao ciclo do ENOS sobre o Oceano Pacífico e as fases do gradiente meridional inter hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (aTSM) sobre o Oceano Atlântico intertropical. Através de mudanças significativas nos padrões da circulação atmosférica associados às células de Walker e de Hadley. Interferindo na posição e intensidade das bandas de nebulosidade convectiva da ZCAS e

ZCIT (NOBRE; SHUKLA, 1996; MOLION; BERNARDO, 2002; SOUZA et al. 2005; SOUZA et al. 2009; LOPES et al. 2013; KAYANO, et al. 2013), modulando, portanto, a distribuição regional da chuva na Amazônia e consequentemente os eventos secos e chuvosos.

Figura 6. 1 - Séries temporais médias do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) na Região Amazônica (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Séries calculadas a partir dos bancos de dados de precipitação mensal do CPC (linha lilás), Era-Interim (linha vermelha), GPCP (linha verde) e GPCC (linha azul) no período de 1979 a 2014. As áreas sombreadas assinalam os mínimos mais expressivos no período estudado

Fonte: Produção autor.

Tabela 3 - Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1979 a 2014, e suas respectivas intensidades: evento fraco (*), evento moderado (**) e evento forte (***).

Ocorrências de El Niño	**Ocorrências de La Niña**
1979-1980 *	1983-1984 *
1982-1983 ***	1984-1985 *
1986-1988 **	1988-1989 ***
1990-1993 ***	1995-1996 *
1994-1995 **	1998-2001 **
1997-1998 ***	2007-2008 ***
2002-2003 **	
2004-2005 *	
2006-2007 *	
2009-2010 *	

Fonte: adaptado de Santos (2013).

Tabela 4 - Ocorrência de eventos de eventos do Padrão de Dipolo no Atlântico Tropical.

Dipolo Positivo	**Dipolo Negativo**
1966, 1970, 1978, 1979, 1980, 1981, 1992, 1997	1964, 1965, 1971, 1972, 1973, 1974, 1977, 1985, 1986, 1989

Fonte: adaptado de Santos (2013).

Os valores dos testes de M-K (Z e Sig.) e Sen (Q) dos SPI's em cada fonte de dados são apresentados na Tabela 5. O CPC apresentou uma tendência crescente, de aproximadamente 0,012 para o SPI-3 e SPI-6 com significância estatística de 90% e 95%, respectivamente. Por outro lado, o SPI-12 evidenciou uma tendência decrescente com significância estatística de 99,9%. No Era-interim obtiveram-se tendências decrescentes (crescente) para o SPI-3 e SPI-6 (SPI-12). Contudo, nenhuma foi estatisticamente significativa a 90% de probabilidade. Já o GPCC e GPCP, apresentaram tendências crescentes para eventos secos e chuvosos, entretanto somente nas escalas temporais 6 e 12 meses, foram significativas a 90% de probabilidade. No GPCC (GPCP) a tendência crescente foi de aproximadamente 0,007; 0,016 e 0,014 (0,010; 0,020 e 0,025) para o SPI-3, SPI-6 e SPI-12, respectivamente.

São apresentadas na Figura 6. 2 os valores médios mensais do SPI-12 para o GPCC, GPCP, CPC e Era-Interim na Amazônia e suas respectivas tendências obtidas a partir do teste de Mann-Kendall e do teste Sen. Ressalta-se que, devido as tendências dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 serem muito parecidas, as figuras referentes as tendências do SPI-3 e SPI-6 serão omitidas. O GPCP, GPCC e Era-Interim (CPC) apresentam uma tendência de aumento (diminuição) dos eventos secos e chuvosos de longa duração (SPI-12) na Amazônia.

Assim, a Amazônia apresentou tendências de aumento para os eventos secos e chuvosos de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração nos bancos de dados do GPCC e GPCP. Já o Era-Interim e CPC diferenciaram-se dos demais conjuntos de dados por apresentar tendências decrescente dos eventos secos e chuvosos de curta e média duração no Era-interim e longa duração no CPC. Isto possivelmente ocorreu devido aos erros sistemáticos referentes a precipitação (vide seção 5.2).

Tabela 5 - Valores de Z (tendência) e Sig. (Significância estatística) resultantes do teste de Mann-Kendall (M-K); e de Q (magnitude) do método Sen, para as séries médias dos SPI's sobre a Amazônia no período de 1979 a 2014.

GPCC	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig. %**	**Q**
SPI-3	1,24	-	0,007
SPI-6	2,14	95	0,016
SPI-12	3,91	99,9	0,014
GPCP	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.%**	**Q**
SPI-3	1,35	-	0,010
SPI-6	2,36	95	0,020
SPI-12	4,43	99,9	0,025
CPC	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.%**	**Q**
SPI-3	1,84	90	0,010
SPI-6	2,52	95	0,013
SPI-12	-4,10	99,9	-0,011
ERA-Interim	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.%**	**Q**
SPI-3	-0,99	-	-0,009
SPI-6	-0,01	-	-0,001
SPI-12	1,35	-	0,010

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 2 - Série temporal média do SPI-12 para o CPC (a), Era-Interim (b), GPCC (c) e GPCP (d) no período 1979 a 2014 na Amazônia. A linha em vermelho assinala a tendência do SPI-12 obtida a partir do Teste de Mann-Kendall.

Fonte: Produção autor.

Na Amazônia, mudanças na variabilidade natural do clima e da hidrologia, isto é, na duração e intensidade, dos eventos extremos secos e chuvosos, somada às alterações da vegetação resultantes das mudanças do uso da terra, aumentaria, por exemplo, a suscetibilidade dos ecossistemas amazônicos ao fogo que poderia levar a uma redução de espécies menos tolerantes a essas variações. Assim, informações quantitativas referentes à dimensão de áreas afetadas por tais eventos na Região podem ajudar a definir políticas ambientais de uso e gerenciamento dessas áreas para o futuro, assim como definir práticas de zoneamento agrícolas.

Na Figura 6. 3 é apresentada a dimensão das áreas afetadas pelos eventos extremos de seca (SPI<-1.5) e chuva (SPI>1.5) na Região Amazônica pelo SPI-3, SPI-6 e SPI-12, resultante dos dados de chuva do GPCC no período de 1979 a 2014. Optou-se em

mostrar somente os resultados do GPCC, uma vez que, ele representa de maneira satisfatória as precipitações sazonais e consequentemente o SPI na Amazônia.

Os anos que apresentaram as maiores áreas afetadas pelos eventos extremos de curta duração (SPI-3) foram 1991, 1997 e 2010 (1984, 1989 e 2008) para os extremos secos (extremos chuvosos) (Figura 6.3a). Em relação aos eventos extremos de média duração (SPI-6), os anos que apresentaram as maiores áreas afetadas foram 1982, 1981 e 1997 para os extremos secos. Em contrapartida, para os extremos chuvosos, os anos foram 1988 e 2008 (Figura 6.3b). Notavelmente, os anos de 1982, 1991, 1997 e 1998 apresentaram as maiores áreas com eventos extremos de seca de longa duração (SPI-12) e os anos de 1981, 1988, 1989 e 1999 apresentaram as maiores áreas com eventos extremos de chuva (Figura 6.3c). Em adição, e corroborando com a análise da Figura 6.1, os anos que apresentaram as maiores áreas sob eventos extremos secos e chuvosos estiveram associados aos eventos ENOS e/ou Gradiente do Atlântico. Também, destaca-se que as áreas com eventos extremos secos foram superiores aos eventos extremos de chuva no período de 1979 a 2014.

A área média afetada por eventos extremos secos (chuvosos) de curta duração (SPI-3) foi de 390.000,00 Km² (314.000 Km²), para os eventos de média duração (SPI-6) a média foi de 402.000 Km² para os extremos de seca e 316.000 km² para os extremos de chuva. Nos eventos de longa duração (SPI-12) a área média afetada foi de 392.000 Km² (312.000 Km²) para eventos extremos secos (chuvosos) no período em estudo. Além disso, tem-se em termos médios de proporção, levando em consideração a área total da Amazônia que, as áreas afetadas com eventos extremos secos (chuvosos) foram de 7,76%, 8,00% e 7,80% (6,25%, 6,29% e 6,21%) para o SPI-3, 6 e 12 meses, respectivamente.

Figura 6. 3 – Evolução das áreas sob extremos secos (SPI<-1.5) e chuvosos (SPI>1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) para o SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c). O cálculo do SPI foi realizado a partir dos de chuva mensal do GPCC. A linha verde assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos.

Fonte: Produção autor.

A Figura 6. 4 mostra a distribuição espacial dos SPI's referentes aos meses que apresentaram as maiores áreas afetas pelos extremos secos e chuvosos. Para o SPI-3, em junho de 1992, a porção norte da Região apresentou a maior área afetada por extremos de seca (SPI<-1.5) com 1.626.372,00 km² (Figura 6.4a). Já em maio de 2009, o correram as maiores áreas afetas pelos extremos de chuva (SPI>1.5), neste extremo as áreas foram muito fragmentadas, no geral localizando-se na porção leste/oeste da Região, com área total de 1.182.816,00 km² (Figura 6.4d). Os meses que apresentaram as maiores áreas de eventos extremos de seca e de chuva do SPI-6 foram novembro de 1997 (Figura 6.4b) e abril de 2009 (Figura 6.4e), respectivamente. A dimensão da área afeta pelos extremos secos (chuvosos) foi 2.020.644,00 Km² (1.281.384,00 Km²) a qual estava localizada na porção norte da Amazônia. Conforme supracitado, o ano de 1997 apresentou uma das maiores áreas afetadas pelos extremos de seca (SPI<-1.5) e foi no mês de fevereiro que aconteceu o ápice desta seca, onde a porção norte da Região foi a mais atingida com uma área total de 2.267.064,00km² (Figura 6.4c). Por outro lado, em 1989 constatou-se uma das maiores áreas afetadas pelos extremos de chuva (SPI>1.5). Para este extremo as áreas foram muito fragmentadas, com área total de 936.396,00 Km² (Figura 6.4f).

Figura 6. 4 - Distribuição espacial do SPI-3 em junho de 1992 (a) e maio de 2009 (d); SPI-6 em novembro de 1997 (b) e abril de 2009(e); SPI-12 em fevereiro de 1997 (c) e outubro de 1989 (f) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de chuva mensal do GPCC, considerando o período de 1979-2014.

Fonte: Produção autor.

6.2 Climatologia das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos utilizando dados mensais de precipitação de quatro fontes.

O comportamento das frequências dos eventos extremos secos (probabilidade de ocorrência < 6,7%) e chuvosos (probabilidade de ocorrência > 6,7%) pelo SPI-3, SPI-6 e SPI-12 obtidos com dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim, no período de 1979 a 2014, encontram-se nas Figura 6. 5 a Figura 6. 10. Nota-se uma distribuição espacial heterogênea ao longo das estações do ano nas frequências dos eventos extremos de seca e chuva pelos três SPI's para os quatro conjuntos de dados, não sendo possível definir um padrão sazonal entre eles.

As diferenças observadas podem ser atribuídas aos diferentes métodos de estimativa de precipitação em pontos de grade que cada fonte de dados possui, tais como: diferenças nas quantidades de estações pluviométricas, períodos, métodos de interpolação e utilização de dados de satélite e/ou de modelos numéricos de previsão climática. Além disso, Marengo et al. (2011) ressalta que não há sinal consistente nem para condições

úmidas nem secas na Região Amazônica no registro “observacional”. Em geral, os resultados obtidos vão depender do conjunto de dados utilizado, sua duração, se há interrupções nos registros e como elas são compiladas. Vale ressaltar que os resultados obtidos por meio do teste de proporção das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos entre o dado controle (GPCP) e os demais bancos de dados evidenciam, estatisticamente, que as frequências diferem significativamente entre si (Apêndice A).

Todavia, algumas características foram observadas para as quatro estações do ano, as frequências dos eventos extremos de chuva (SPI > 1.5), obtidos nas três escalas SPI, apresentaram frequências entre 3% a 6% sobre Amazônia no período estudado (Figura 6. 5 a Figura 6. 7). Por outro lado, as frequências dos eventos extremos de seca (SPI < -1.5) foram superiores a 6% sobre toda a Amazônia (Figura 6. 8 a Figura 6. 10).

A variação sazonal dos eventos moderados de seca e chuva pelos SPI-3, 6 e 12 obtidos com dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim, no período de 1979-2014, encontram-se nas Figura 6. 11 a Figura 6. 16. Para esta categoria do SPI também não foi possível determinar um padrão sazonal das frequências dos eventos moderados secos e chuvosos entre os bancos de dados. No entanto, observou-se que os eventos moderados chuvosos (1.49> SPI >0.5) pelos SPI’s foram mais expressivos (frequências superiores a 25%) em toda a Região Amazônica (Figura 6. 11 a Figura 6. 13). Já os eventos moderados de seca variaram entre 15% a 25% na Região (Figura 6. 14 a Figura 6. 16). Dessa forma, constata-se que durante o período de 1979-2014 nas quatro estações do ano, houve uma maior frequência de eventos extremos de seca na Amazônia. Por outro lado, as frequências dos eventos moderados de chuva foram superiores a 25% em toda a Região.

Baseando-se na literatura, algumas secas na Amazônia foram relacionadas com a ocorrência de eventos de El Niño, como por exemplo, os que ocorreram em 1997 e 1998 (Uvo et al. 1998). No entanto, a seca de 2005 não esteve relacionada com o El Niño, mas sim às anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte (MARENGO et al. 2008). Por sua vez, a seca de 2010 esteve relacionada às ocorrências sucessivas de eventos El Niño, combinados com o aquecimento anômalo do Oceano Atlântico Tropical Norte durante a primavera e verão boreal (ESPINOZA et al. 2011). Por outro lado, algumas enchentes foram associadas a La Niña (por exemplo, as de 1989, 1999, 2011 e 2012)

(MARENGO et al. 2010; ESPINOZA et al. 2014). Porém, o evento extremo de chuva observado em 2009 esteve realacionado com o aquecimento anômalo do Oceano Atlantico Tropica Sul (MARENGO et al. 2013).

Na escala regional, o transporte de umidade para dentro e fora da Bacia Amazônica, particularmente durante a estação chuvosa, é extremamente importante no regime de chuvas (DRUMOND et al. 2014.; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009; DIRMEYER et al. 2009; MARTINEZ; DOMINGUEZ, 2014). Vários autores têm sugerido que uma flutuação no fornecimento de umidade regional, pela evaporação local e/ou o transporte de vapor a partir das regiões adjacentes, podem ter importantes consequências na instabilidade da floresta amazônica contribuindo para as secas ou inundações (OYAMA e NOBRE, 2003; BETTS et al. 2004; VERA et al. 2006; HIROTA et al. 2011; SPRACKLEN et al. 2012).

Figura 6. 5 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.5 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 6 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.6 – Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 7 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.7 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 8 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.8 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 9 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.9 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 10 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.10 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 11 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.11 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 12 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.12 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 13 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.13 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 14 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.14 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 15 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-6, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.15 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 16 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-12, para o período de 1979 a 2014 usando os dados de precipitação mensal do GPCP, GPCC, CPC e Era-Interim.

(Continua)

Figura 6.16 - Conclusão.

Fonte: Produção autor.

6.3 Estudo de casos de secas severas e extremas para o período de 1979 a 2014.

Conforme as análises da seção 5 e da Figura 6.1, observou-se que o GPCC representou de maneira satisfatória as precipitações sazonais e os SPI's na Amazônia. Neste sentido, optou-se por realizar uma análise espacial dos SPI's usando os dados do GPCC para as secas de 1998, 2005 e 2010. Em 1998 foi observado, um dos mínimos mais expressivos nos valores das três escalas do SPI, e os anos de 2005 e 2010 foram caraterizados como as duas maiores secas do século (MARENGO et al. 2008; MARENGO et al. 2011; MARENGO; ESPINOZA, 2015). Visando analisar as condições oceânicas e atmosféricas de grande escala associados a estes eventos secos, foram estudadas as anomalias de TSM no Pacífico e Atlântico Tropical, e as circulações anômalas zonais e meridionais em seções retas verticais, que serão discutidos a seguir:

6.3.1. Aspectos gerais observados da seca de 1998 caracterizada pelos SPI-3, 6 e 12.

Na análise espaço-temporal dos SPI's em 1998 nota-se que em janeiro grande parte da Amazônia apresentava regiões sob condições extremas (SPI<-1.5) e moderadas (-0.5>SPI>-1.49) de seca. Em abril de 1998, os valores e as áreas secas (SPI's negativos) diminuíram consideravelmente e uma pequena porção na parte central da região passou a apresentar condições moderadas de chuva (1,49>SPI>0.5). Um padrão contrastante entre a parte norte e sul da Região foi observado em julho de 1998, onde na parte norte houve predominância de eventos moderados e extremos de seca e na parte sul eventos moderados de chuva. Em outubro, também foi constatado um contraste entre norte (eventos moderados e extremos de seca) e sul (eventos moderados de chuva) dos SPI's. Todavia, os SPI-3 e SPI-6 evidenciaram maiores intensidades de seca na parte norte da Região (Figura 6. 17).

Figura 6. 17 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 1998. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, no período de 1979-2014.

Fonte: Produção autor.

Avaliando a dimensão das áreas afetadas pela seca extrema em 1998 (Figura 6.18) observa-se em termos médios que as áreas afetadas por eventos extremos de seca de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração foram, respectivamente, 509.000Km² (~10,14% da área total da Amazônia), 981.000Km² (~19,55% da área total da Amazônia) e 1.429.000Km² (28,47% da área total da Amazônia). Os meses que apresentaram as maiores áreas sob extremos de seca (SPI<-1.5) foram outubro de 1997 (SPI-3), janeiro (SPI-6) e fevereiro (SPI-12) de 1998, sendo que os menores valores do SPI foram observados na porção norte da Amazônia (Figura 6. 19).

Verificando os SPI-3, 6 e 12 médios sobre a porção norte da Amazônia, constata-se que os menores valores de SPI (Figura 6. 20), foram negativos o ano todo, excetuando os meses de outubro a dezembro, nos quais eles foram levemente positivos. Além disso, este evento extremo teve início em abril de 1997 sendo que os menores valores dos SPI's nesta região foram observados entre outubro de 1997 a março de 1998, esta analise corrobora com os resultados supracitados na Figura 6. 17.

Figura 6. 18 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos de seca (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) pelos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre novembro de 1996 a maio de 1999. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos.

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 19 - Distribuição espacial do SPI-3 em outubro de 1997 (a), SPI-6 em janeiro de 1998 (b) e SPI-12 em fevereiro de 1998 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W).

Fonte: Produção autor.

Figura 6. 20 - Séries temporais médias do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 1997 a dezembro de 1998 sobre a porção norte da Região Amazônica (5° N – 15°S; 75°W – 45°W).

Fonte: Produção autor.

As Figura 6. 21 a 6. 24 ilustram as distribuições horizontais das anomalias de TSM observadas no ano de 1998 para os meses de janeiro, abril, julho e dezembro, além das seções retas verticais do movimento anômalo, elaboradas de acordo com a metodologia descrita na subseção 4.4.

No mês de janeiro de 1998 observaram-se anomalias positivas de TSM em grande parte do Pacífico Tropical, com valores de até 0.8° C. Dependendo do tempo de permanência, essa condição oceânica altera o padrão de circulação atmosférica zonal resultando, em geral, em movimentos descendentes anômalos do ar sobre as Regiões Norte e Nordeste do Brasil, desfavorecendo a formação de nuvens. No Atlântico Tropical Sul havia duas áreas de águas mais quentes que o normal (em torno de 0.8°C), localizadas entre 5°S e 12°S, aproximadamente (Figura 6. 21a).

Na seção reta vertical do vento zonal mostram movimentos descendentes anômalos fortes em torno da longitude da Amazônia (44°W-74°W) (Figura 6. 21b). A seção reta vertical do vento meridional também mostra movimentos descendentes anômalos fortes na Amazônia (Figura 6. 21c). Vale destacar que os valores negativos (positivos) de ômega (velocidade vertical) são indicativos de movimento ascendente (descendentes). Em adição, as mudanças no padrão da circulação zonal/meridional associados às células de Walker/Hadley desfavorecem a atividade convectiva na Região Amazônica. Consequentemente, estão associados aos valores negativos do SPI observados neste mês (Figura 6. 17).

Figura 6. 21 - Anomalias mensais de janeiro de 1998 para: (a) distribuição horizontal da temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014.

Fonte: Produção autor.

No mês de abril ainda observavam-se anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico e Atlântico Tropical (Figura 6. 22a). Na secção reta vertical zonal nota-se movimentos descentes anômalos fracos em grande parte da região Amazônica, excetuando a longitude de 70-60°W, onde é possível observar movimentos anômalos ascendentes fortes até 850hPa (Figura 6. 22b). Analogamente, a seção reta meridional também mostra movimentos descendentes anômalos fracos sobre Região em estudo. Contudo, próximo ao Equador constata-se movimentos ascendentes anômalos fracos até 600 hPa (Figura 6. 22c). Sugere-se que o aquecimento anômalo do Atlântico Tropical combinado com este padrão atmosférico tenha favorecido (desfavorecido) os valores positivos (negativos) de SPI observados neste mês. Em adição, a presença das anomalias quentes de TSM em uma extensa área contínua representava um fator favorável a um maior teor de umidade da atmosfera e ao desenvolvimento de nuvens.

Figura 6. 22 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de abril de 1998.

Fonte: Produção autor.

Analisando as anomalias de TSM para o mês de julho, observou-se uma diminuição (aumento) nas áreas com anomalias positivas (negativas) de TSM no Pacifico Tropical, quando comparados com os meses anteriores (janeiro e abril), e no Atlântico Tropical, ainda são observadas anomalias positivas de TSM (Figura 6. 23a). Nas seções retas verticais zonal e meridional nota-se em grande parte da Região em estudo, movimentos descendentes anômalos fracos. No entanto na longitude de 70°-60°W e longitude de 15°-10°S observam-se movimentos ascendentes anômalos fracos (Figura 6. 23b e Figura 6. 23c), que podem justificar os valores positivos (negativos) dos SPI's ao sul (norte) da Região (Figura 6. 17).

Figura 6. 23 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de julho de 1998

Fonte: Produção autor.

Em outubro de 1998, observa-se no Pacifico Tropical uma diminuição (aumento) das áreas com anomalias positivas (negativas) das anomalias de TSM. Por outro lado, no Atlântico Tropical Norte e costa da América do Sul são observadas anomalias positivas de TSM, com valores de anomalia de TSM até 0.4°C (Figura 6.24a). Ao analisar as seções retas verticais zonal e meridional, observa-se um padrão diferenciado dos demais meses, onde da superfície até 700 hPa a predominância é de movimentos ascendentes anômalos fracos. Em contrapartida, de 600 hPa até 200 hPa a predominância e de movimentos descentes anômalos fracos na Amazônia (Figura 6.24b e Figura6.24c). Sugere-se que este padrão afetou a formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical, que resultou nos valores negativos de SPI observados no Norte da Região em estudo (Figura 6. 17).

Figura 6. 24 - Idem a Figura 6.21, porém para as anomalias mensais de outubro de 1998.

Fonte: Produção autor.

6.3.2. Aspectos gerais observados da seca de 2005 caracterizada pelos SPI-3, 6 e 12.

A Figura 6. 25 ilustra a distribuição espaço-temporal dos SPI's em janeiro, abril, julho e outubro 2005. Nota-se que em janeiro há um grande contraste entre os valores negativos e positivos dos SPI's na Amazônia, isto é, existem tanto regiões sob condições moderadas de seca (-0.5>SPI>-1.49) como sob condições moderadas de chuva (1,49>SPI>0.5). Este padrão se propaga até abril, no entanto, verifica-se na parte ocidental/central da região áreas maiores sob seca moderada, sendo mais expressivas no SPI-6 e SPI-12 (Figura 6. 25b e Figura 6. 25c). Estas áreas aumentaram em julho, sendo mais expressivas no SPI-3 onde é possível notar eventos extremos de seca (SPI<-1.5) (Figura 6. 25a). Em outubro as áreas sob seca moderada aumentaram ainda mais, contudo no SPI-3 houve um deslocamento dos valores negativo dos SPI's para a parte oriental da Região. Ressalta-se, que o SPI-3 indica a evolução dos eventos de curta duração, permitindo observar a variabilidade chuvosa intrassazonal. Os SPI6 e SPI-12 meses, por outro lado, a presentam a

evolução dos eventos de médio e longo prazo, permitindo, por exemplo, monitorar a qualidade da estação chuvosa.

Figura 6. 25 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 2005. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC.

Fonte: Produção do autor.

Analisando a dimensão da área afetada pelos extremos de seca de 2005 (Figura 6. 26), constata-se em termos médios que área afetada por eventos extremos secos de curta duração (SPI-3) foi entorno de 611.944Km² (~12,19% da área total da Amazônia), para a média duração (SPI-6) foi aproximadamente de 611.943Km² (~12,19% da área total da Amazônia) e longa duração (SPI-12) foi próximo de 521.500Km² (~10,39% da área total da Amazônia). Além disso, os meses que apresentaram as maiores áreas com eventos extremos de seca (SPI<-1.5) foram agosto (SPI-3) e setembro (para os SPI-6 e SPI-12) de 2005, e os menores valores de SPI se localizaram no leste da Amazônia (Figura 6. 27).

No intuito de analisarmos mais detalhadamente as intensidades e duração dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 sobre o leste da Amazônia, a Figura 6. 28 apresenta a série temporal média dos SPI's nesta Região. Nota-se que os menores valores do índice são observados entre julho a novembro de 2005. Destaca-se que somente o SPI-12 apresentou valores negativos o ano inteiro de 2005, para ser mais preciso, os valores de SPI-12 eram negativos desde fevereiro de 2004. Por outro lado, as escalas 3 e 6 meses mostraram maior variabilidade nos valores, evidenciando que estas escalas caracterizam os eventos de curto prazo.

Figura 6. 26 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) nos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre outubro de 2004 a março de 2006. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6. 27 - Distribuição espacial do SPI-3 em agosto de 2005 (a), SPI-6 em setembro de 2005 (b) e SPI-12 em setembro de 2005 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W).

Fonte: Produção do autor.

Figura 6. 28 - Séries temporais médias dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 2004 a dezembro de 2005 sobre a porção leste da Região Amazônica (1° N – 10°S; 75°W – 65°W).

Fonte: Produção do autor.

Analisando as distribuições horizontais das anomalias de TSM e também as seções retas verticais do movimento anômalo em 2005. Verifica-se que, no mês de janeiro de 2005, observaram-se anomalias positivas de TSM ao longo do Pacífico Tropical. No Atlântico Tropical também observaram-se anomalias positivas, contudo estas anomalias foram mais intensas no Atlântico Tropical Norte (Figura 6. 29a). Verificam-se na seção reta vertical zonal movimentos ascendentes anômalos fracos na Região da Amazônia, porém entre 60°-80W são observados movimentos descentes anômalos fracos em toda a camada entre a longitude de 60°W-40°W (Figura 6. 29b). Na seção reta vertical meridional há predominância de movimentos descentes anômalos fracos (Figura 6. 29c). Os contrastes observados nas áreas com valores positivos e negativos dos SPI's, observados neste mês, podem ter ocorrido devido ao contraste entre o movimento vertical das células zonais e meridionais do vento (Figura 6. 25).

Figura 6. 29 - Anomalias mensais de janeiro de 2005 ilustradas por: (a) distribuição horizontal relativa à temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014.

Fonte: Produção do autor.

Nota-se em abril de 2005 anomalias positivas de TSM no Pacifico Tropical entre 120°W- 160°E. Todavia, próximo à costa noroeste da América do Sul observa-se anomalias negativas de TSM (de até -0.4°C). No Oceano Atlântico observa-se um núcleo de anomalias negativas de TSM próximo a 25°W, porém no Atlântico Tropical Norte as anomalias de TSM são positivas, com valores de até 0.8°C (Figura 6. 30a). Analisando as seções retas verticais zonal e meridional observa-se o seguinte padrão: (a) movimentos ascendentes anômalos fracos na Região em estudo (Figura 6. 30b); (b) movimentos descentes anômalos fracos, porém entre 1°N-10°S é verificado movimentos ascendentes anômalos fortes entre a superfície e 600hPam (Figura 6. 30c). Neste mês, a porção mais ao norte da Amazônia apresentou eventos moderados de chuva (Figura 6. 25).

Figura 6. 30 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de abril de 2005.

Fonte: Produção do autor.

Com relação à junho de 2005, observa-se ao longo da bacia do Pacífico Tropical, núcleos de anomalias de TSM tanto positivas como negativas. No Oceano Atlântico verificam-se anomalias negativas de TSM próximo a longitude de 25°W. Entretanto, no Atlântico Tropical Norte observam-se anomalias positivas de TSM (Figura 6. 31a). Este aquecimento mais ao Norte alterou a posição e a intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FERREIRA et al. 2015).

Analisando as seções retas verticais zonal e meridional (Figura 6. 31b e Figura 6. 31c), observa-se na região movimentos descendentes anômalos fracos em quase toda a coluna troposférica. Em adição, Molion e Bernardo (2002) sugerem que o posicionamento da ZCIT mais ao norte de sua climatologia, combinada com uma região de movimentos ascendentes localizada mais ao norte do Equador geográfico, contribui para intensificar a subsidência na porção central/sul da Amazônia, Centro Oeste e Nordeste do Brasil, que pode explicar, os valores negativos de SPI observados na Amazônia (Figura 6. 25).

Em relação ao mês de outubro de 2005, é possível observar no Pacífico Tropical, próximo à costa da América do Sul, uma longa faixa no sentido norte/sul de anomalias negativas de TSM, e na parte mais central há anomalias positivas. No Atlântico Tropical Norte (Sul) são observadas anomalias positivas (negativas) de TSM (Figura 6. 32a). As seções retas verticais zonal (Figura 6. 32b) e meridional (Figura 6. 32c) apresentam o mesmo padrão de circulação, discutidos para o mês de Julho de 2005, na Amazônia.

Figura 6. 31 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de julho de 2005.

Fonte: Produção do autor.

.

Figura 6. 32 - Idem a Figura 6.29, porém para as anomalias mensais de outubro de 2005.

Fonte: Produção do autor.

.

6.3.3. Aspectos gerais observados da seca de 2010 caracterizada pelo SPI-3, 6 e 12.

Avaliando o ano de 2010, observa-se em janeiro eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelos SPI-3 e SPI-6 no Estado do Pará (Amazônia oriental) e na porção nordeste do Mato Grosso. No Sudoeste da Amazônia, notam-se eventos moderados de seca (-0.5>SPI>-1.49), sendo mais intensos no SPI-12. Em abril, a Amazônia (excetuando a porção Noroeste) apresenta eventos extremos (SPI<-1.5) e moderados de seca, todavia nos SPI-6 e SPI-12 são notadas pequenas regiões na Amazônia com eventos moderados de chuva. As áreas observadas no sul da Região com secas aumentam em julho. Em outubro, a Amazônia apresenta pelos SPI's eventos moderados e extremos secos (SPI-3 e SPI-6). Como destacado anteriormente, o SPI-3 apresenta uma maior variabilidade em seus valores, pois representa os eventos de curto prazo. Por sua vez, o SPI-6 e SPI-12 apresentam uma menor variabilidade em seus valores, uma vez que representam eventos de médio e longo prazo (Figura 6. 33).

Figura 6. 33 - Distribuição espaço-temporal do SPI-3 (a), SPI-6 (b) e SPI-12 (c) nos meses de janeiro, abril, julho e outubro de 2010. Os valores de SPI foram extraídos a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, no período de 1979-2014.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.34 mostra a dimensão das áreas afetadas pelo extremo de seca do de 2010. Nota-se, em termos médios, que área afetada por eventos extremos secos de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração foram 722.000Km² (~14,39% da área total da Amazônia), 644.000Km² (~12,80% da área total da Amazônia) e 423.000Km² (~8,40% da área total da Amazônia), respectivamente. A Figura 6.34 também evidencia que os meses de setembro (SPI-3 e SPI-6) e março (SPI-12) de 2010 apresentaram as maiores áreas com eventos extremos de seca (SPI<-1.5), sendo que os menores valores do SPI foram observados na porção sul da Amazônia (Figura 6. 35). Em adição, a avaliação das séries temporais médias dos SPI's sobre o sul da Amazônia (Figura 6. 36), mostram que os menores valores do índice foram observados entre agosto e outubro de 2010, concordando com as análises da Figura 6. 33.

Figura 6. 34 - Dimensão da área afetada pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) nos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre outubro de 2009 a março de 20011. A linha preta assinala a probabilidade de ocorrência (6,7%) dos eventos extremos secos.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6. 35 - Distribuição espacial do SPI-3 em setembro de 2010 (a), SPI-6 em setembro de 2010 (b) e SPI-12 em dezembro de 2010 (c) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W).

Fonte: Produção do autor.

Figura 6. 36 - Séries temporais médias do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 entre Janeiro de 2009 a dezembro de 2010 sobre a porção sul da Região Amazônica (5° S – 15°S; 75°W – 45°W).

Fonte: Produção do autor.

Avaliando as condições atmosféricas e oceânicas de 2010, observa-se em janeiro que no Oceano Pacífico Tropical uma extensa faixa com valores positivos de anomalias de TSM que vai de 115°W até 165°W e próximo à costa da América do Sul nota-se valores negativos de TSM, com valores de até -0.4°C. Por outro lado, no Oceano Atlântico Tropical são observadas anomalias positivas de TSM, sendo mais expressivas no Atlântico Sul (Figura 6.37a). Por meio da seção reta vertical zonal (Figura 6.37b) verifica-se sobre a Amazônia movimentos ascendestes anômalos fracos entre a superfície e 700hPa, no restante da camada há movimentos descendentes anômalos fracos. Na seção reta vertical meridional há predominância de movimentos ascendentes anômalos fracos (Figura 6.37c). Na porção norte da região, constatou-se neste mês valores positivos dos SPI's, por outro lado, ao Sul da Região em estudo houve valores negativos dos SPI's (Figura 6. 33). Este contraste nos valores dos SPI's pode estar relacionado com o contrataste observado no movimento vertical.

Figura 6. 37 - Anomalias mensais de janeiro de 2010 ilustradas por: (a) distribuição horizontal relativa à temperatura da superfície do mar (°C); (b) seção reta vertical zonal (média entre 17°S e 5°N) da componente zonal do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$); (c) seção reta vertical meridional (média entre 74°W e 44°W) da componente meridional do vento ($m.s^{-1}$) e do movimento vertical ($50x10^{-3}m.s^{-1}$). As anomalias foram calculadas considerando a climatologia para o período de 1979-2014.

Fonte: Produção do autor.

Em abril de 2010, observa-se que as anomalias positivas de TSM sobre o Pacifico Tropical diminuem em relação ao mês de janeiro e a região com anomalias negativas de TSM próximo à costa da América do Sul apresenta um ligeiro aumento. No Oceano Atlântico Tropical nota-se um contraste oposto ao mês de janeiro, isto é, sobre o Atlântico tropical Norte há anomalias positivas de TSM mais intensas que no Atlântico tropical Sul (Figura 6. 38a). Conforme ressaltado anteriormente, essas águas mais aquecidas ao Norte do equador favorecem a permanecia da ZCIT mais ao Norte de sua Climatologia. Nas seções retas verticais zonal e meridional verifica-se entre as longitudes de 60°W – 70°W (40°W-60°W) movimentos ascendentes (descendentes) anômalos fracos (Figura 6. 38b), e entre as latitudes de 1°N-5°S (5°S-15°S) movimentos ascendentes (descendentes) anômalos fortes (Figura 6. 38c). Isto pode explicar os valores negativos observados neste mês na porção sul da Amazônia (Figura 6. 33).

Figura 6. 38 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de abril de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Com relação a julho de 2010, as anomalias de TSM são negativas em quase todo o Pacífico Tropical. Por outro lado, no Atlântico Tropical Norte observa-se anomalias positivas de TSM com valores na ordem de 0.8°C (Figura 6.39a). Em linhas gerais, as seções retas verticais zonais (Figura 6.39b) e meridionais (Figura 6.39c) mostram movimentos descendentes anômalos sobre a Amazônia, exceto na latitude de 1°N-3°S, onde observam-se movimentos ascendentes anômalos fortes (Figura 6.39c). Este padrão é coerente com os valores negativos de SPI observados sobre Amazônia, especialmente na porção sul da Região (Figura 6. 33).

Em outubro de 2010 verifica-se um aumento das áreas com anomalias negativas de TSM sobre o Pacífico Tropical. No Atlântico Tropical Norte ainda há permanência de anomalias positivas de TSM (Figura 6.40a). Constatam-se movimentos anômalos descendentes nas longitudes que correspondem a Amazônia (Figura 6.40b). Em contrapartida, são observados na seção reta vertical meridional movimentos anômalos descendentes (ascendentes) sobre as latitudes de 1°N-5°S (5°S-15°S) (Figura 6.40c). Neste mês são observadas muitas áreas com SPI negativos sobre a Amazônia (Figura 6. 33). Como discutidos anteriormente, o movimento vertical em conjunto com as TSM adjacentes a Amazônia reflete condições na atmosfera que podem ser favoráveis ou desfavoráveis a formação de

nuvens, que por sua vez, ocasiona ou não eventos secos ou chuvosos sobre a Amazônia.

Figura 6. 39 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de julho de 2010.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6. 40 - Idem a Figura 6. 37, porém para as anomalias mensais de outubro de 2010.

Fonte: Produção do autor.

6.4 Súmario.

As séries temporais do SPI-3, SPI-6 e SPI-12 no GPCP, GPCC, CPC e Era-interim, sobre a Região Amazônica apresentaram uma boa concordância temporal entre si. Além disso, Amazônia apresentou tendências crescentes dos eventos secos e chuvosos de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração para os conjuntos de dados do GPCC e GPCP. Já o Era-Interim e CPC diferenciaram-se dos demais por apresentar tendências decrescente dos eventos secos e chuvosos de curta e média duração no Era-interim e longa duração no CPC.

Uma distribuição heterogênea foi observada ao longo do ano nas frequências dos eventos extremos e moderados secos e chuvosos pelos SPI-3, 6 e 12 meses nos quatro bancos de dados, não sendo possível observar um padrão sazonal característico entre eles. Todavia, uma importante característica foi constatada nas três escalas do SPI, em todas as estações do ano e nos quatro bancos de dados. A Amazônia apresentou altas (baixas) frequências de eventos extremos secos (chuva). Por outro lado, os eventos moderados chuvosos foram mais expressivos que os de seca na Região.

No contexto histórico de secas na Amazônia verifica-se que as de 2005 e 2010 foram as duas maiores do século, apresentando semelhanças em termos de impactos, porém as distribuições dos déficits de precipitação foram diferentes na bacia. Enquanto a seca de 2005 afetou mais o sudoeste da Amazônia a de 2010 foi mais evidente na Amazônia Central/Oriental (MARENGO et al. 2015). No entanto, ao avaliar as médias dos SPI's sobre a Região, constatou-se que os menores valores de SPI foram observados durante a seca de 1998.

Os eventos de seca ocorridas em 1998, 2005 e 2010 apresentaram características similares no Oceano Pacífico Tropical, com anomalias positivas de TSM, seguidas por uma transição para anomalias negativas. Os três eventos extremos também foram marcados por anomalias de TSM positivas no Atlântico Tropical Norte, contribuindo para o estabelcimento de uma circulação local meridional (célula de Hadley), com movimento vertical ascendente sobre o Atlântico Norte e movimento vertical descendente (subsidência) sobre a Amazônia, a formação de nuvens foi inibida por esse padrão. A combinação das anomalias positivas de TSM observadas no Oceano Atlântico Tropical Norte com o Oceano Pacífico Tropical reforçam as

condições de subsidência sobre a Amazônia, as quais são desfavoráveis a ocorrência de precipitação. A diferença dos eventos extremos de seca ocorridos em 1998 para as secas de 2005 e 2010, foi a ação de ambas as células, tanto a de Walker, no Pacífico, quanto a de Hadley, no Atlântico Norte, agindo em conjunto no inicio de 1998, este padrão intensificou os valores negativos de SPI neste ano.

Em termos de evolução do padrão temporal destes eventos, notou-se que a seca de 1998 foi a mais intensa em grande parte da Amazônia, porém no decorrer dos meses esta intensidade diminuiu junto com a sua área de abrangência. Por outro lado, as secas de 2005 e 2010 foram mais persistentes que a de 1998, devido às condições oceânicas e atmosféricas que favoreceram a persistência das mesmas, gerando maiores impactos socioeconômicos conforme ressaltam Brown et al., (2006) e Saatachi et al., (2013).

Adicionalmente, sugere-se que o impacto das secas de 2005 e 2010 seja uma resposta as secas de 1993-1994 e 1997-1998, apesar da normalidade das chuvas nos anos subsequentes, as condições das secas ocorridas na década de 1990 foram tão graves que a flortesta não foi capaz de se recuperar totalmente. Corroborando com esta análise, os estudo de Saatachi et al., (2013) enfatizam que se os eventos de seca extremas continuarem em um intervalo de tempo de 5 a 10 anos, grandes áreas de floreste na Amazônia serão perdidas haja vista que os efeitos da seca são persistentes e a recuperação da floresta é muito lenta.

Além disso, apesar desses três anos terem sido caraterizados como secos na Amazônia, notou-se que algumas regiões apresentaram eventos moderados de chuva (1.49>SPI>0.5). Enfatizando a versatilidade do SPI em identificar espacialmente e temporalmente eventos secos ou chuvosos nas suas diversas escalas de tempo.

7 RESULTADOS PARTE III: AVALIAÇÃO DE DESEMPENHO DOS MODELOS ECHAM-6 e HadGEM2-ES.

Os modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES foram avaliados quanto ao seu desempenho em simular a climatologia das precipitações mensais observadas (1901-2005), comportamento temporal dos SPI's e frequências de eventos secos e chuvosos sobre a Amazônia, em relação ao conjunto de dados de precipitação mensal do GPCC. Na seção 5, constatou-se que o GPCC foi a base de dados observados de precipitação mensal mais adequada para a avaliação das precipitações provenientes dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES, haja vista sua série de dados longa (1901-2014) e os erros sistemáticos terem sido menores quando comparados aos do CPC, GPCP e Era-Interim no período de 1979 a 2014.

7.1 Precipitações sazonais observadas e simuladas.

A climatologia das precipitações sazonais do GPCC sobre a Amazônia no período 1901 a 2005 (Figura 7. 1a) apresenta um padrão semelhante ao observado no período de 1979 a 2014 (Figura 5. 1c). Comparando as climatologias sazonais das precipitações geradas pelos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES com as do GPCC podemos notar uma grande similaridade entre elas, isto é, os modelos são capazes de representar bem a sazonalidade das precipitações sobre a Amazônia, com um verão e outono chuvoso, e inverno e primavera menos chuvoso (Figura 7. 1) como observado por Souza et al. (2004) e posteriormente por Marengo et al. (2012). Por outro lado, em algumas regiões, notam-se discrepâncias para mais e para menos, principalmente no nordeste no caso do ECHAM-6 (Figura 7. 1c) e sudoeste no caso do HadGEM2-ES (Figura 7. 1b). Uma possível explicação seria a representação inadequada dos mecanismos geradores de precipitação nessas regiões, como por exemplo a ZCIT, ZCAS, linhas de instabilidade, dentre outros (SIERRA et al. 2015). Adicionalmente, Joetzjer et al. (2013) avaliaram as precipitações sobre a Amazônia utilizando os modelos do CMIP3 e CMIP5, constataram que alguns dos modelos, entre eles o HadGEM2-ES e ECHAM-6, apesar de apresentarem erros sistemáticos, obtiveram os melhores desempenhos em simular as precipitações observadas sobre a Amazônia.

Figura 7. 1- Climatologia das precipitações (mm) sazonais sobre a Amazônia com dados do GPCC (a), HadGEM2-ES (b) e ECHAM-6 (c) no período de 1901 a 2005.

(Continua)

. Figura 7.1 - Conclusão

Fonte: Produção do autor.

Uma análise mais detalhada, em termos quantitativos, das precipitações sazonais simuladas em relação ás observadas no GPCC, foi realizada com base no viés, RMSE e correlação, exibidas nas Figura 7. 2 a 7.6.

A precipitação sazonal simulada pelo HadGEM-ES apresenta um contraste entre valores subestimados e superestimados no verão (DJF) e outono (MAM), ou seja, viés seco (valores negativos) e viés úmido (valores positivos). Na porção nordeste da Amazônia há predominância de viés seco no verão, sendo maior esse viés no outono, o restante da Região apresenta valores de viés úmido. Contudo, no inverno (JJA) e na primavera (SON) é observado viés úmido em toda a Região, excetuando uma pequena porção do nordeste da Amazônia na primavera que apresenta valores de viés seco (Figura 7. 2a). Por outro lado, a precipitação sazonal simulada pelo ECHAM-6 exibe a predominância de valores negativos de viés (seco), nas quatro estações do ano, em quase toda a Região, sendo que no inverno são observados os menores valores (-100 mm), na parte Norte da Região (Figura 7. 2b). De modo geral, ambos os modelos apresentaram deficiência em representar a precipitação local causada pelas as circulações de mesoescala nas proximidades do litoral da Região, especialmente no verão e outono. Uma vez que os modelos são de Circulação Geral da atmosfera (MCG) eles não captam efeitos locais, portanto é esperado que os mesmos não representem tais efeitos, como o de brisa.

Avaliando o RMSE para as precipitações sazonais simuladas pelos modelos HadGEM-ES (Figura 7. 3a) e ECHAM-6 (Figura 7. 3b), verifica-se que os erros mais expressivos (com valores superiores à 15mm) são encontrados onde observaram-se os valores mais expressivos de viés seco nos dois modelos. Além disso, as áreas com os menores valores de erro são observadas no HadGEM-ES, especialmente nas estações menos chuvosas (inverno e primavera). Contudo, nota-se no inverno que os valores simulados pelo ECHAM-6 na porção Norte da Região apresentam erros superiores a 20mm. Os menores valores de erro observados no HadGEM-ES podem estar associados com uma melhor representação física relacionada aos mecanismos geradores de precipitação na Amazônia quando comparado com o ECHAM-6.

Figura 7. 2- Viés das precipitações sazonais para e o HadGEM-ES x GPCC (a), ECHAM-6 x GPCC (b) no período de 1901-2005.

Fonte: Produção do autor.

.

Figura 7. 3 - RMSE das precipitações sazonais para o HadGEM-ES x GPCC (a), ECHAM-6 x GPCC (b) no período de 1901-2005.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados dos testes t de Student para as diferenças entre as precipitações médias sazonais do GPCC e do HadGEM-ES encontram-se na Figura 7. 4, na qual observa-se que no verão as diferenças das precipitações sazonais são negativas em grande parte da Região, indicando que a precipitação simulada pelo HadGEM-ES foi menor que a observa no GPCC. No outono, inverno e primavera, a situação é inversa, as diferenças sazonais da precipitação são positivas em grande parte da Amazônia, exceto o nordeste da Região no outono. Em contrapartida, as diferenças nas precipitações sazonais são negativas entre o GPCC e ECHAM-6 em toda a região e nas quatro estações do ano (Figura 7. 5). Nota-se ainda, que na parte nordeste e central da região as diferenças nas precipitações são significativas pelo teste t de Student a 95% de confiança.

Figura 7. 4 - Teste t de Student para as diferenças entre as precipitações sazonais do GPCC e HadGEM-ES no Verão (a), Outono (b), Inverno (c) e Primavera (d). As isolinhas contínuas/pontilhadas indicam diferenças positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza são significativamente diferentes a 5%.

(Continua)

Figura 7.4 – Conclusão.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 5 -Teste t de Student para as diferenças entre as precipitações sazonais do GPCC e ECHAM-6 no Verão (a), Outono (b), Inverno (c) e Primavera (d). As isolinhas contínuas/pontilhadas indicam diferenças positivas/negativas, sendo que as áreas em cinza são significativamente diferentes a 5%.

(Continua)

Figura 7.5 - Conclusão

Fonte: Produção do autor.

Também para avaliar a capacidade dos modelos em representar as anomalias sazonais de precipitação sobre a Amazônia, são apresentadas na Figura 7. 6 as correlações entre as anomalias de precipitação simuladas pelos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 e as do GPCC, à 95% de confiança. Valores significativos de correlação são superiores a |0,05|, as correlações positivas evidenciam que os sinais estão em fase, isto é, as anomalias dos modelos têm o mesmo sinal das anomalias dos dados observados. Por outro lado, as correlações negativas mostram que os sinais de anomalias seguem direções opostas. Observa-se, em linhas gerais, que o HadGEM-ES apresenta melhor correlação sazonal para as anomalias de precipitação quando comparado com o ECHAM-6, muito embora o valor máximo do coeficiente seja r = 0,3, uma vez que há grandes áreas com predominância de correlações positivas. Contudo, evidenciam-se no ECHAM-6 algumas regiões dentro da Amazônia com correlações positivas, mantendo-se o valor máximo de r = 0,3, porém em áreas bastante fragmentadas.

Figura 7. 6- Correlações sazonais entre as anomalias de precipitação do GPCC e dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 sobre a Amazônia no período de 1901 a 2005.

Fonte: Produção do autor.

7.2 Variabilidade espaço-temporal dos SPI's sobre a Amazônia no período de 1901-2005.

As Figura 7. 7 a 7.9 exibem a variabilidade temporal média dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 sobre a Amazônia no período de 1901 a 2005. O valor máximo registrado nos dados do GPCC foi em agosto de 1920, outubro de 1973 e abril de 1974 para os SPI-3, SPI-6 e SPI-12, respectivamente. Nota-se ainda que, outubro de 1963 e março de 1912 e 1903 apresentaram os mínimos valores registrados nos SPI-3, SPI-6 e SPI-12, respectivamente. Para o HadGEM-ES o ano de 1930 apresentou o máximo e mínimo valor de SPI-3 e SPI-6 sendo que, o mínimo valor foi observado em março de 1930 (maio de 1930) para o SPI-3 (SPI-6). Por outro lado, os máximos, para o SPI-3 e SPI-6, coincidiram em outubro de 1930 com valor médio de 1,16. Todavia, para o SPI-12 o mínimo (máximo) foi registrado em agosto de 1997 (setembro de 1912). Por fim, o mínimo e máximo verificado no ECHAM-6 para os SPI-3 (SPI-6) foi registrado, respectivamente, em abril de 1971 e outubro de 1959 (julho de 1971 e novembro de 1959). Ressalta-se que, o SPI-12 registrou seu mínimo e máximo valor em fevereiro de 1976 e abril de 1960, respectivamente.

Nota-se que a variabilidade dos SPI's simulados pelos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 são distintos dos observados no GPCC. A má representação dos extremos secos e chuvosos (aqui representados pelos SPI-3, SPI-6 e SPI-12) pode estar relacionada, entre outras coisas, aos erros sistemáticos de superestimativa e subestimativa das precipitações discutidos na seção 6.1. Contudo, é importante destacar que há períodos onde o sinal dos SPI's simulado é semelhante aos SPI's observados, por exemplo, na década de 80, onde há coerência entre os SPI's.

De acordo com Souza et al. (2009), apesar dos avanços nos estudos de modelagem obtidos nas últimas décadas, a representação numérica dos processos convectivos úmidos e a capacidade de simular o volume de precipitação, especialmente a nível regional, anomalias e valores extremos ainda é um desafio atual para a comunidade científica, particularmente para as regiões tropicais, como a Amazônia.

Figura 7. 7 - Séries temporais médias do SPI-3 na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W) no período de 1901 a 2005. O painel superior é para as séries do HadGEM-ES e GPCC e o painel inferior é para as séries do ECHAM-6 e GPCC.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 8 - Idem a Figura 7.7, porém para o SPI-6.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 9 - Idem a Figura 7.7, porém para o SPI-12.

Fonte: Produção do autor.

Explorando um pouco mais os resultados supracitado, as Figura 7. 10 e 7.11 apresentam a dimensão das áreas afetadas pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) e chuvosos (SPI>1.5) na escala anual (SPI-12) na Região Amazônica, resultante dos dados de precipitação mensal do GPCC e dos modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6, no período de 1901 a 2005. Selecionamos esta escala de tempo, que reflete os eventos extremos de seca e chuva de longa duração, para exemplificar os resultados obtidos.

No ponto de vista representativo dos eventos extremos secos de longa duração (Figura 7. 10), constata-se no GPCC para o período de 1901 a 2005 que a maior área afetada foi registrada em junho de 1912 com 2.700.000 Km² que atingiu a porção norte da Região (Figura 7. 12a). Para os eventos extremos chuvosos a maior área afetada foi registrada em fevereiro de 1939 com 1.520.000 km² (Figura 7. 11), esta área estava localizada na porção oeste da Região (Figura 7. 13a). No HadGEM-ES a maior área afetada por extremos secos registrada foi em maio de 1997 com 3.000.000 km² (Figura 7. 10) e este extremo de seca se concentrou no nordeste da Região (Figura 7. 12b). Por outro lado, em março de 1989 registrou-se a maior área afetada por extremos chuvosos com 2.000.000 km² (Figura 7. 11), para este evento verifica-se que a porção norte foi a mais atingida (Figura 7. 13b). O mês que apresentou a maior área afetada com eventos extremos secos e chuvosos pelo ECHAM-6 foi em fevereiro de 1975 com 3.400.000 Km² (Figura 7. 10) e abril de 1960 com 3.000.000 km² (Figura 7. 11), respectivamente. Estes eventos extremos se concentraram em praticamente toda a Amazônia (Figura 7. 12c e Figura 7. 13c). Os anos que ocorreram as maiores áreas afetadas pelos extremos secos e chuvosos, estiveram associados à eventos de ENOS, segundo tabela disponível na página eletrônica do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – CPTEC/INPE.

Adicionalmente, constatou-se que os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 não capturaram de maneira satisfatória a variabilidade temporal das áreas afetadas pelos extremos secos e chuvosos observados no GPCC, uma vez que, na maioria dos casos as series temporais não foram concomitantes e os modelos superestimaram estas áreas. Estes resultados estão coerentes com a análise temporal dos SPI's sobre a Amazônia discutidos anteriormente.

Figura 7. 10 - Dimensão das áreas afetadas pelos eventos extremos secos (SPI<-1.5) na escala anual (SPI-12) na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). O cálculo do SPI foi realizado a partir da chuva mensal do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES considerando a climatologia de 1901 a 2005.

.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 11 – idem a figura 7.10, porém para os extremos chuvosos (SPI>1.5).

Fonte: Produção do autor..

Figura 7. 12 - Distribuição espacial do SPI-12 no GPCC (a), HadGEM-ES (b) e ECHAM-6(c) para os meses onde foram observados as maiores áreas afetadas por eventos extremos secos na Região da Amazônia (5° N – 15°S; 75°W – 45°W). Os valores de SPI foram calculados a partir dos dados de precipitação mensal do GPCC, HadGEM-ES e ECHAM-6 considerando o período de 1901-2005.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 13 – Idem a Figura 7.12, porém para os meses com maiores áreas com extremos chuvosos.

Fonte: Produção do autor.

Muitos estudos, assim como a seção 6.3 deste trabalho, têm mostrado que a Região Amazônica é claramente influenciada tanto pelos modos climáticos anômalos do Pacífico equatorial, quanto pelos que ocorrem no Atlântico tropical (MARENGO et al. (2011), COELHO et al. (2013), ESPINOZA et al. (2013), SATYAMURTY et al. (2013)). Segundo De Souza et al. (2004) a ocorrência simultânea de um evento de positivo de ENOS com gradiente de TSM dirigido para o hemisfério Norte, potencializa o cenário desfavorável para formação de chuvas na Amazônia, isto ocorre devido às mudanças significativas na circulação troposférica zonal (célula de Walker) e meridional (célula de Hadley), inibindo a atividade convectiva da ZCIT e promovendo déficit significativo de precipitação na região. O cenário oposto, favorável a excedentes de precipitação, pode ser observado durante os eventos de La Niña concomitantes com a ocorrência de um gradiente inter-hemisférico do Atlântico tropical dirigido para o hemisfério Sul. Nestas condições, há intensificação do ramo ascendente da célula de Walker sobre a troposfera equatorial da América do Sul, e ao mesmo tempo que os alísios de Nordeste (Sudeste) se fortalecem (enfraquecem), intensificando o escoamento horizontal proveniente do hemisfério Norte, contribuindo, assim, para intensificação do ramo ascendente da circulação de Hadley e para a localização da ZCIT mais ao Sul da sua posição climatológica (De SOUZA et al. 2004)

Desta forma, é também imprescindível verificar se os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 capturaram os padrões espaciais de eventos climáticos extremos que afetam a Amazônia, representando de forma adequada o sinal do SPI e as áreas de máximas e mínimas intensidades. Neste contexto, foram selecionados dois eventos significativos: um com as condições de La Niña e dipolo negativo, representado pelo ano de 1985 (cenário favorável) e outro sob as condições de El Niño e dipolo positivo, representado pelo ano 1983 (cenário desfavorável), estes eventos foram escolhidos através dos trabalhos de Trenberth (1997) e De Souza et al. (2004).

As Figura 7. 14 e Figura 7. 15 exibem os campos de SPI-12 nos cenários de extremos climáticos desfavorável e favorável, respectivamente. Optou-se em mostrar apenas o SPI-12, pois ele reflete padrões de precipitação de longo prazo, sendo utilizado para monitorar a variabilidade anual e interanual. Para o extremo climático desfavorável, de fato, verifica-se pelos dados observacionais (GPCC) o predomínio de valores negativos do SPI-12, indicando déficit de chuva, para o ano

de 1983 na Região, sendo mais expressivos na porção leste com valores de SPI menores que -1.5 (Figura 7. 14a). A resposta dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 em simular o déficit de chuva através do SPI-12, durante o cenário desfavorável, mostra-se consistente na indicação de chuva abaixo da normal na região Amazônica, embora nota-se que ambos os modelos intensificam as áreas com valores negativos de SPI. Além disso, há uma representação inadequada da distribuição espacial destes valores em relação às observações (Figura 7. 14b e Figura 7. 14c).

Figura 7. 14 - Distribuição espaço-temporal do SPI-12 no GPCC (a), HadGEM-ES (b) e ECHAM-6 (c) para os meses de janeiro, abril, julho e outubro do ano de 1983. Os valores de SPI foram calculados a partir dos dados de precipitação mensal, no período de 1901 a 2005.

Fonte: Produção do autor.

Com relação ao cenário favorável ás precipitações, nota-se que o sinal do SPI-12 observado nos dados do GPCC é positivo em grande parte da Amazônia indicando que de fato, há anomalias de precipitação acima das normais. Assim como no caso desfavorável, os valores de SPI-12 são mais expressivos na porção leste de Região (Figura 7. 15a). Os resultados verificados nos modelos HadGEM-ES (Figura 7. 15b) e ECHAM-6 (Figura 7. 15c), durante tais condições favoráveis, mostrou-se menos eficientes quando comparados aos resultados obtidos no cenário desfavorável. Em linhas gerais, ambos os modelos apresentam a de valores negativos de SPI-12. No entanto, também é observado valores positivos do SPI-12, principalmente na porção sul da Região, indicando que os modelos tentam reproduzir o padrão de extremo chuvoso do cenário favorável.

A má representação dos padrões espaciais do SPI-12 nestes eventos climáticos extremos ocorreu, pois os modelos não representaram de maneira satisfatória as condições oceânicas de ENOS e Dipolo (Apêndice C), uma vez que, a variação da temperatura da superfície do mar é uma das principais forçantes atmosférica (ROCHA et al. 2014). Além disso, ambos os modelos possuem uma tendência em subestimar a precipitação na região, o que dificulta a capacidade de modelar satisfatoriamente cenários extremos de chuva. Em seus estudos Yin et al. (2013) ainda destaca que há uma superestimativa na convergência de umidade dos modelos do CMIP5 sobre a região da ZCIT nos oceanos Pacífico e Atlântico. Segundo estes autores, isto pode intensificar a subsidência e a divergência de umidade sobre a Amazônia contribuindo para condições mais secas, principalmente na estação chuvosa da Região.

Figura 7. 15 - Idem a Figura 7.14, porém para o ano de 1985.

.Fonte: Produção do autor.

7.3 Frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos.

As Figuras 7.16 a 7.27 exibem as frequências relativas dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos pelos SPI-3, SPI-6 e SPI-12, obtidos com as precipitações sazonais do GPCC, HadGEM-ES e ECHAM-6, no período de 1901 a 2005. Avaliando o GPCC, nota-se que os eventos moderados e extremos secos (Figura 7. 16 a Figura 7. 21) apresentam um padrão espacial mais homogêneo que os eventos moderados e extremos chuvosos (Figura 7. 22 a Figura 7. 27) nas três escalas do SPI. Contudo, não se observa um padrão sazonal das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos, uma vez que há discrepâncias no posicionamento das áreas com maiores/menores frequências. Com relação as frequências observadas no HadGEM-ES e ECHAM-6, é possível notar que ambos modelos captam bem as características sazonais de homogeneidade (heterogeneidade) espacial das frequências do eventos moderados e extremos de secos (chuvosos), embora os padrões sazonais apresentados não sejam idênticos aos observados no GPCC.

Analisando individualmente as classes moderadas e extremas de seca do SPI-3, 6 e 12 meses no GPCC, observamos que os eventos extremos secos apresentam frequências oscilando entre 6% a 9% nas quatro estações do ano e em toda a região Amazônica. Todavia, as frequências foram mais expressivas (superiores a 9%) no SPI-12 em uma área na parte central/norte da região. O HadGEM-ES e ECHAM-6 apresentaram similaridades em relação a este resultado, porém SPI-3 do ECHAM-6 apresentou no inverno e na primavera na parte leste da Região, mas precisamente sobre o Estado do Pará, áreas com frequências superiores a 12% (Figura 7. 16 a Figura 7. 18). Este resultado pode estar relacionado com os erros de subestimativas do modelo discutidos na seção 7.1. Por outro lado, os eventos moderados secos observados nas quatro estações do GPCC foram de 15% em quase toda a Amazônia. Em linhas gerais os dois modelos representaram de maneira satisfatória o sinal dos eventos moderados secos na Região (Figura 7. 19 a Figura 7. 21).

Com relação à classe moderadas e extremas de chuva no GPCC, de modo geral, observamos que as frequências dos extremos foram mais expressivas no sul da Região com 9%, já no norte as frequências dos extremos são de 6%. Os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 capturaram razoavelmente bem estas características, haja vista que houve discrepância no posicionamento das máximas/mínimas frequências dos mesmos. O ECHAM-6 superestima as frequências na porção norte e o HadGEM-ES superestima as frequências na porção oeste da região. Contudo, ambos os modelos captam as frequências de 9% dos extremos chuvosos no sul da Região (Figura 7. 22 a Figura 7. 24). Em contrapartida, constatam-se nos dados do GPCC que as frequências dos eventos moderados chuvosos foram mais expressivas na parte norte quando comparados com a parte do sul, onde é possível verificar frequências da ordem de 25% desses eventos. Os modelos também representaram razoavelmente bem esta classe nas três escalas do SPI. Todavia, houve discrepância com relação a abrangências das áreas com frequências dos eventos moderados chuvosos, isto é, dependendo da estação do ano os modelos subestimam ou superestimam estas áreas (Figura 7. 25 a Figura 7. 27).

Adicionalmente, os resultados verificados por meio de testes de proporção das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvoso entre o dado controle (GPCC) e os modelos evidenciam, estatisticamente, que as frequências diferem significativamente entre si (Apêndice B), resultado semelhante ao observado na seção 6.1. Também vale destacar que a climatologia dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos no período 1901 a 2005 apresenta um comportamento mais homogêneo que as frequências observadas no período de 1979 a 2014 (Figuras 6. 5 a 6. 16), sugere-se que isto ocorreu devido aos diferentes períodos da climatologia utilizada.

Pesquisas de Joetzjer et al. 2013; Silveira et al. 2013; Yin et al. 2013, evidenciaram que os modelos do CMIP5 apesar da melhoria na resolução temporal e espacial ainda apresentam limitações em simular as precipitações e seus extremos. Alguns fatores podem estar associados às incertezas nas parametrizações físicas (convecção profunda), erros associados a circulação de grande escala, método numérico de resolução adotado, as condições iniciais e de fronteira (SILVEIRA et al. 2013) e a própria atmosfera que é considerada como um sistema caótico (LORENZ, 1965). Estes erros associados contribuem para as grandes incertezas nos resultados das

simulações para o clima atual bem como para as projeções futuras. A partir dos modelos do sistema terrestre o entendimento dos fatores responsáveis pelas flutuações da precipitação e sua climatologia tem aumentado consideravelmente porque, apesar das limitações, esses modelos são capazes de representar os vários componentes do sistema climático (atmosfera, biosfera, oceano, litosfeta e criosfera). Adicionalmente, apesar das incertezas encontradas nos modelos, este tipo de estudo é extremamente importante para detectar onde há a necessidade de aprimoramento dos mesmos, uma vez que os modelos são uma das principais ferramentas para a prevenção de eventos extremos.

Figura 7. 16 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação mensal do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 17 - Idem a Figura 7.16, porém para o SPI-6.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 18 - Idem a Figura 7.16, porém para o SPI-12.

Fonte: Produção do autor.

.

Figura 7. 19 - Climatologia sazonal das Frequências dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>1.49) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES.

.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 20 - idem a Figura 7.19, porém para o SPI-6.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 21 - idem a Figura 7.19, porém para o SPI-12.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 22 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 23 - Idem a Figura 7.22, porém para o SPI-6.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 24 - Idem a Figura 7.22, porém para o SPI-12.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 25 - Climatologia sazonal das frequências dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, para o período de 1901-2005 com os dados de precipitação do GPCC, ECHAM-6 e HadGEM-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 26 - Idem a Figura 7.25, porém para o SPI-6.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7. 27 - Idem a Figura 7.25, porém para o SPI-12.

Fonte: Produção do autor..

7.4 **Súmario.**

Constatou-se que os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 são capazes de representar razoavelmente bem os aspectos climatológicos das precipitações sazonais na Amazônia, isto é, os modelos representam bem a quantidade e distribuição das chuvas sobre a Região. Todavia, nas análises quantitativas, verificou-se que os ambos modelos apresentam erros sistemáticos, relacionados principalmente a um viés seco. A sistemática subestimativa de precipitação, observada principalmente no ECHAM-6, pode estar relacionada a inúmeros fatores, como uma má representação da convecção cúmulus, das interações biosfera-atmosfera na floresta tropical, da umidade no solo, e de outros processos na camada limite planetária (SETH et al. 2010; MINVIELLE; GARREAUD, 2011; GULIZIA et al. 2013). Além disso, a baixa resolução horizontal dos MCGs não permitem um detalhamento mais refinado da topografia da Região, assim como dos processos físicos e dinâmicos relacionamos aos sistemas de mesoescala. Contudo, os estudos de Kim et al. (2008) e Torres e Marengo (2013) enfatizam que uma alta resolução horizontal é uma condição necessária e altamente desejável para fornecer informações com o maior detalhamento regional possível, mas não suficiente para uma boa simulação dos padrões climáticos de uma região. Adicionalmente, existe uma grande deficiência na cobertura espacial e temporal de dados observados sobre a América do Sul, principalmente sobre bacia Amazônica, nas quais poucas estações meteorológicas estão disponíveis, o que certamente deve influenciar na avaliação da magnitude e localização dos padrões de viés (TORRES; MARENGO, 2013).

A análise temporal média dos SPI's sobre a Amazônia no período de 1901-2005 evidenciou que, os SPI's médios observados nos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 são estatisticamente distintos do GPCC. A má representação dos extremos secos e chuvosos (aqui representados pelo SPI-3, SPI-6 e SPI-12) pode estar relacionada, entre outras coisas, aos erros sistemáticos de superestimativa e subestimativa das precipitações. No entanto, é importante destacar que há períodos onde o sinal dos SPI's simulado é semelhante aos SPI's observados, como, na década de 80. Adicionalmente, foi constatado que os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 não capturaram de maneira satisfatória a variabilidade temporal das áreas afetadas pelos extremos de seca e chuva observados no GPCC. Todavia, é importante destacar que

a capacidade dos modelos de circulação geral em simular o volume de precipitação regional e extremos de seca e chuva ainda é um desafio atual para a comunidade científica, particularmente em regiões tropicais, como a Amazônia.

Sob condições de eventos climáticos extremos, como El Niño e gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical dirigido para o Norte, ambos modelos conseguiram identificar o sinal negativo da anomalia de precipitação do SPI-12, ou seja, predominância de áreas com déficit de chuvas. Apesar dos modelos, terem representado os sinais de anomalias, apresentaram deficiências em representar adequadamente a distribuição espacial dos valores negativos do SPI-12. Quanto ao cenário oposto, ou seja, La Niña e gradiente inter-hemisférico do Atlântico tropical dirigido para a bacia Sul, os modelos foram menos eficientes em relação ao cenário desfavorável. Uma vez que, apresentaram uma predominância de valores negativos de SPI-12.

Na análise das frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva obtidos pelos SPI's notou-se que os eventos moderados e extremos de seca apresentam um padrão espacial bem mais homogêneo que os eventos moderados e extremos de chuva. Entretanto, não foi possível determinar um padrão sazonal nas frequências destes eventos. Os modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 conseguiram representar está característica sazonal de homogeneidade (heterogeneidade) espacial das frequências dos eventos moderados e extremos secos (chuvosos), embora não consigam expressar igualmente o padrão sazonal observado no GPCC, haja vista, que há discrepância no posicionamento das máximas e mínimas frequências destes eventos.

8 RESULTADOS PARTE IV: PROJEÇÕES DAS FREQUÊNCIAS DOS EVENTOS MODERADOS E EXTREMOS DE SECA E CHUVA SOBRE A AMAZÔNIA.

Nesta seção foram avaliadas as projeções futuras para 2015-2050 das frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva, sobre a Amazônia usando os modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES em dois cenários de mudanças climáticas do IPCC o RCP4.5 e RCP8.5. As informações desta secção poderão ser úteis para fins de planejamento das atividades humanas futuras, como por exemplo, num zoneamento agrícola e gerenciamento dos recursos hídricos.

8.1 Frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos nos cenários RCP4.5 e RCP8.5.

As projeções da variabilidade sazonal das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos definidos pelos SPI-3, 6 e 12 meses nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, obtidos a partir dos dados de precipitação mensal dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES, no período de 2015 a 2050, encontram-se nas Figuras 8.1 a Figura 8. 16. Em linhas gerais, observa-se uma distribuição espacial heterogênea ao longo das estações do ano nas frequências dos eventos moderados extremos secos e chuvosos pelos SPI's, não sendo possível observar um padrão sazonal entre eles. Esta mesma característica foi observada nas seções 6.2 e 7.3 desta tese. Isto ressalta a dificuldades em determinar um sinal consistente sobre as condições extremas úmidas e secas na Região Amazônica, tanto no clima presente como em cenários futuros de mudanças climáticas. Contudo, características peculiares foram observadas nas frequências dos eventos secos e chuvosos para as quatro estações do ano, no período 2015 a 2050. Analisando as Figuras 8. 1 e Figura 8. 8, observam-se algumas similaridades entres as frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos dos modelos no cenário RCP4.5. As frequências dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) variam sazonalmente de 3% a 9% (Figuras 8.1 e Figura 8. 2). Com relação aos eventos extremos secos (SPI<-.5) nota-se, que a variação das frequências destes eventos varia de 6% a 12% sobre a região em estudo. O SPI-3 do ECHAM-6 apresentou no inverno e na primavera no leste da Amazônia, áreas com frequências superiores a 12% (Figura 8. 3 e Figura 8.

4).Por outro lado, os eventos moderados secos variaram sazonalmente entre 15% a 35% (15% a 25%) no ECHAM-6 (HadGEM2-ES) (Figura 8. 5 e Figura 8. 6). Já os eventos moderados chuvosos apresentaram variação sazonal de 15% a 35% (Figura 8. 7 e Figura 8. 8). Com relação ao cenário RCP8.5, nenhuma variação sazonal substancial foi identificada nas frequências dos eventos secos e chuvosos em ambos os modelos, e as variações sazonais das frequências ficara próximas ás observadas nos dois modelos do cenário RCP4.5, isto é, os eventos extremos chuvosos variaram em torno de 3% a 6% (Figura 8. 9 e Figura 8. 10) sobre a área em estudo enquanto que os eventos extremos secos variaram em torno de 6% a 12% (Figura 8. 11 e Figura 8. 12). Ainda sobre os extremos secos, houve um aumento das áreas com frequências superiores a 12% no leste da Amazônia no inverno e primavera no SPI-3 do ECHAM-6. Avaliando a variação sazonal dos eventos moderados secos e chuvosos no cenário RCP8.5, nota-se que em ambos os modelos os eventos moderados secos variam em torno de 15% a 25% (Figura 8. 13 e Figura 8. 14). Já os eventos moderados chuvosos variaram em torno de 15% a 35% (Figura 8. 15 e Figura 8. 16).

Como ressaltado anteriormente, não foi observado nenhuma diferença expressiva entre os valores das frequências dos eventos moderados e extremos entre os cenários, isto enfatiza um elevado grau de incertezas sobre as mudanças climáticas na Amazônia, uma vez que, a variação das frequências dos eventos moderados e extremos foi similar no cenário intermediário (RCP4.5) como no pessimista (RCP8.5). Todavia, observou-se entre os cenários diferença no posicionamento das áreas com máximas e mínimas frequências sazonais destes eventos sobre a região. Além disso, é importante destacar que os valores das frequências observadas em ambos cenários são próximos dos valores observados nas climatologias das frequências dos modelos (vide seção 7.3).

Figura 8. 1- Frequências sazonais dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 2- Idem a Figura 8.1, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 3 - Frequências sazonais dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 4 - Idem a Figura 8.3, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 5 - Frequências sazonais dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 6 - Idem a Figura 8.5, porém para HadGEM2-ES

Fonte: Produção do autor.

.

Figura 8. 7 - Frequências sazonais eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP4.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 8 - Idem a Figura 8.7, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 9 - Frequências sazonais dos eventos extremos chuvosos (SPI>1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 10- Idem a Figura 8.9, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 11 - Frequências sazonais dos eventos extremos secos (SPI < -1.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050.

.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 12- Idem a Figura 8.11, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 13 - Frequências sazonais dos eventos moderados secos (-0.5>SPI>-1.49) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 14- Idem a Figura 8.13, porém para HadGEM2-ES.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 15 - Frequências sazonais dos eventos moderados chuvosos (1,49>SPI>0.5) pelo SPI-3, 6 e 12 meses, derivadas das projeções de precipitação mensal do modelo ECHAM-6 para o cenário RCP8.5, no período de 2015-2050.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 16- Idem a Figura 8.15, porém para HadGEM2-ES

Fonte: Produção do autor.

8.2 **Tendências futuras das frequências de eventos secos e chuvosos dados pelos SPI-3, 6 e 12**.

As tendências no número de eventos secos e chuvosos pelos SPI 3, 6 e 12, foram verificadas para os cenários RCP4.5 e RCP8.5, usando o teste de Mann-Kendall, e os resultados encontram-se nas Figura 8. 17 e Figura 8.18. Analisando o cenário intermediário (RCP4.5) observa-se um comportamento bastante similar entre os modelos, isto é, a predominância de tendências negativas dos SPI's sobre a Amazônia. Sendo que as áreas e magnitudes destas tendências negativas são mais expressivas no modelo HadGEM2-ES. Também nota-se, em ambos os modelos, áreas localizadas ao leste da Amazônia com tendências positivas. Em adição, a magnitude da tendência é diretamente proporcional a escala de tempo do SPI, isto é, à medida que a escala de tempo do SPI aumenta a magnitude da tendência também aumenta (Figura 8. 17).

Diferentemente do cenário intermediário, o cenário pessimista (RCP8.5) não apresenta um comportamento similar entre os modelos. Para o modelo ECHAM-6 há predominância de tendências positivas sobre toda a Amazônia, exceto em uma pequena área localizada ao oeste da região onde são observadas áreas com valores de tendências negativas. No HadGEM2-ES nota-se um cenário contrastante: na porção leste nota-se predominância de tendências negativas, enquanto que na porção oeste as tendências observadas são positivas. Também, constata-se que no cenário pessimista a magnitude das tendências é diretamente proporcional a escala de tempo do SPI (Figura 8.18).

A América do Sul tem experimentado um aumento de eventos extremos de temperatura e precipitação nas últimas décadas (MARENGO et al. 2010a; RUSTICUCCI et al., 2010), e muitos modelos climáticos projetam um aumento ainda maior no número de casos de tais eventos para o final do século XXI (TEBALDI et al. 2006; MARENGO et al. 2009; IPCC, 2012).

Figura 8. 17 - Tendências futuras dos eventos secos/chuvosos, avaliados pelo teste de Mann-Kendall para os SPI-3, 6 e 12, derivados das projeções de precipitação dos modelos ECHAM-6 e HadGEM2-ES para o período de 2015 a 2050 no cenário intermediário (RCP4.5). Valores superiores a 1 indicam tendências significativas a 5% de aumento e inferiores a -1 de decréscimo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8. 18 – Idem a Figura 8.17, porém para o cenário pessimista (RCP8.5).

Fonte: Produção do autor..

8.3 Súmario.

Analisando as projeções futuras, nos cenários RCP4.5 e RCP8.5, das frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva pelos SPI-3, 6 e 12. Constatou-se uma distribuição espacial heterogênea ao longo das estações do ano nas frequências dos eventos de seca e chuva pelos SPI's em ambos os cenários. Não sendo possível determinar um padrão sazonal característico. Este padrão espacial de heterogeneidade foi observado tanto no clima presente, com a utilização das observações de precipitação mensal (secção 6.2), como na climatologia dos modelos HadGEM-ES e ECHAM-6 (secção 7.3). Desta forma, é possível constatar a dificuldade em determinar um sinal consistente sobre as condições extremas úmidas e secas na Região Amazônica, tanto no clima presente como em cenários futuros de mudanças climáticas.

Além disso, não se observaram grandes diferentes nas frequências dos eventos moderados e extremos entre os cenários. Uma vez que as variações das frequências destes eventos foram similares tanto no intermediário (RCP4.5) e no pessimista (RCP8.5).

Do ponto de vista das tendências obtidas pelo teste de Mann-Kendall, observou-se no cenário RCP 4.5 uma predominância de tendências negativas dos SPI's sobre a Amazônia. Também notaram-se, áreas localizadas ao leste da Amazônia com tendências positivas, e este comportamento foi observado em ambos os modelos. Por outro lado, no cenário RCP 8.5 do ECHAM-6 há predominância de tendências positivas sobre toda a Amazônia, já no HadGEM-ES nota-se um cenário contrastante, no qual na porção leste nota-se predominância de tendências negativas enquanto que na porção oeste tendências positivas.

9 CONCLUSÕES

As séries temporais dos SPI-3, SPI-6 e SPI-12 no GPCP, GPCC, CPC e Era-interim, sobre a Região Amazônica apresentaram uma boa concordância temporal entre si. Tendências crescentes significativas para os eventos secos e chuvosos de curta (SPI-3), média (SPI-6) e longa (SPI-12) duração foram constatados nos dados do GPCC e GPCP. Já o Era-Interim e CPC diferenciaram-se dos demais dados por apresentar tendências decrescentes nos eventos secos e chuvoso de curta e média duração no Era-interim e longa duração no CPC. Com relação às frequências dos eventos extremos e moderados secos e chuvosos observou-se uma distribuição heterogênea ao longo das estações do ano nas três escalas do SPI e nos quatro conjuntos de dados. Entretanto, uma importante característica constatada foram as altas (baixas) frequências de eventos extremos secos (chuvosos). Por outro lado, os eventos moderados de chuva foram mais expressivos que os de seca na Região.

As secas de 2005 e 2010 foram as duas maiores secas do século, apresentando semelhanças em termos de impactos, porém, as distribuições dos déficits de precipitação foram diferentes em torno da Amazônia. Entretanto, ao avaliar os eventos extremos secos e chuvosos utilizando o SPI, evidenciou-se que os menores valores de SPI foram observados em 1998, caracterizando-o como o evento seco mais extremo. O padrão espacial do SPI-12 mostrou que a seca de 1998 foi de fato a mais intensa e abrangeu a maior área, porém no decorrer dos meses, essa intensidade diminuiu junto com a sua área de abrangência. Em contrapartida, as regiões leste e sul da Amazônia, que foram as mais atingidas pelas secas de 2005 e 2010, permanceram com valores negativos dos SPI's por um longo tempo. Isto sugere que os impactos das secas de 2005 e 2010 foram maiores devido a sua persistência, quando comparado com a seca de 1998. Vale destacar que, apesar desses anos serem caraterizados como secos na Amazônia, notou-se que algumas regiões apresentaram eventos moderados chuva (1,49>SPI>0.5). Mostrando a versatilidade do SPI em identificar temporalmente e espacialmente eventos secos ou chuvosos nas diversas escalas de tempo.

As simulações dos modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6 foram capazes de representar satisfatoriamente os aspectos climatológicos da Amazônia, referentes as precipitações sazonais. Todavia, foi constatado que os modelos apresentam erros

sistemáticos, relacionados principalmente a um viés seco. A sistemática subestimativa das precipitações, observada principalmente pelo ECHAM-6, sobre a Amazônia pode estar relacionada a inúmeros fatores, tais como a má representação da convecção cúmulus, das interações biosfera-atmosfera na floresta tropical, da umidade no solo, e de outros processos na camada limite planetária.

Quando levando em consideração o desempenho de cada modelo em representar o SPI médio sobre a Amazônia no período de 1901-2005 evidenciou que, os SPI's médios observados nos modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6 são distintos do GPCC. Em situações de eventos climáticos extremos, como El Niño e gradiente inter-hemisférico de TSM na bacia do Atlântico tropical dirigido para o Norte, ambos os modelos conseguiram identificar o sinal negativo da anomalia de precipitação do SPI-12. Entretanto, constatou-se uma deficiência nos modelos em representar adequadamente a distribuição espacial dos valores negativos do SPI-12. Por outro lado, no cenário oposto, os modelos foram menos eficientes que no cenário desfavorável. Uma vez que, ambos os modelos apresentam a predominância de valores negativos de SPI-12.

Na análise das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuvosos obtidos pelos SPI's notou-se que os eventos moderados e extremos de seca apresentam um padrão espacial mais homogêneo que os eventos moderados e extremos de chuva. Entretanto, não foi possível determinar um padrão sazonal nas frequências dos eventos moderados e extremos de seca e chuva.

A má representação dos extremos secos e chuvosos (aqui representadas pelo SPI-3, SPI-6 e SPI-12) pode estar relacionada, entre outras coisas, aos erros sistemáticos de superestimativa e subestimativa das precipitações mensais. Em adição, o sistema climático é altamente complexo, por conter inúmeros processos não-lineares e estocásticos, e inúmeros processos ainda desconhecidos ou pouco entendidos pelos cientistas, os modelos climáticos são representações aproximadas desse sistema, que vão evoluindo com o surgimento de novas descobertas científicas e novas metodologias de análise e de medições.

Do ponto de vista das projeções nos cenários de mudanças climáticas das frequências dos eventos moderados e extremos secos e chuva nos modelos climáticos HadGEM2-ES e ECHAM-6 para o período de 2015 a 2050, constatou-se

uma distribuição espacial heterogênea ao longo das estações do ano nas frequências destes eventos em ambos os cenários. Não sendo possível determinar um padrão sazonal característico. Este padrão espacial de heterogeneidade foi observado tanto no clima presente, com a utilização de quatro conjuntos de dados de precipitação mensal. Desta forma, é possível constatar a elevada dificuldade em determinar um sinal consistente sobre as condições extremas úmidas e secas na Região Amazônica, tanto no clima presente como em cenários futuros de mudanças climáticas. Em adição, não foram observadas grandes diferenças nos valores das frequências dos eventos moderados e extremos entre os cenários. Uma vez que, a variação das frequências destes eventos é similar tanto em um cenário intermediário (RCP4.5) como em um cenário pessimista (RCP8.5).

As tendências obtidas pelo teste de Mann-Kendall, evidenciaram, no cenário RCP 4.5, a predominância de tendências negativas dos SPI's sobre a Amazônia. Por outro lado, no cenário RCP 8.5 do ECHAM-6 há predominância de tendências positivas sobre toda a Amazônia. Já no HadGEM2-ES notou-se um cenário contrastante na Região, isto é, na porção leste nota-se a predominância de tendências negativas enquanto que na porção oeste as tendências observadas são positivas.

Em adição, este estudo também analisou à quantificação da dimensão das áreas afetadas pelos eventos extremos secos e chuva na Amazônia. Para o período de 1979 a 2014 constatou-se que os eventos extremos secos do SPI-12 apresentaram as maiores áreas quando comparadas com os extremos chuvosos. Além disso, os modelos HadGEM2-ES e ECHAM-6 não representaram de maneira satisfatória a variabilidade temporal das áreas afetadas pelos extremos secos e chuvosos observados no período de 1901 a 2005, uma vez que, na maioria dos casos as series temporais não são concomitantes e os modelos superestimaram as áreas dos eventos extremos.

Finalmente, as principais contribuições desse estudo foram: 1) climatologia e análise detalhada (duração, intensidade, frequência e área afetada) dos eventos secos e chuvosos na Amazônia no clima atual, bem como as frequências e tendências desses eventos em cenários futuros de mudanças climáticas; e 2) produzir informações sumarizadas sobre as possíveis mudanças climáticas que

poderão ser enfrentadas na Amazônia, de uma forma mais adequada para estudos de impacto sócio-ambiental, adaptação e vulnerabilidade.

Como sugestão para trabalhos futuros o presente estudo pode ser estendido para:

1) Investigar o desempenho do SPI em escalas mais longas (24, 36, 72 meses), visando um melhor entendimento dos extremos a longo prazo.

2) Expandir estas análises para outras regiões do Brasil com características climáticas distintas, como o Centro-Oeste ou Sul do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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. 3-4, p. 337-350, 2010.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the Southern Hemisphere with emphasis on the South American region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902-1912, 2009.

ABRAMOWITZ, M.; STEGUN, I.A. Handbook of mathematical functions. **Applied mathematics series**, v. 55, p. 62, 1966.

ALENCAR, R.; BARBOSA, J.; SOARES, J. Desempenho dos métodos dos quantis e SPI para o monitoramento da precipitação no Alto Sertão da Paraíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA 14, 27 nov. a 01 dez. 2006, Belém, PA. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006.

AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal Pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando Análise Multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p. 323 – 338, 2012.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology,** v.25, n.15, p.2017-2030, 2005.

BORNA, L. S.; NOBRE, C. A**. Secas na Amazônia:** causas e consequências. Oficina de Textos, 2013.

BLÁZQUEZ, J.; NUÑEZ, M. N. Performance of a high resolution global model oversouthern South America. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 4, p. 904– 919, 2013.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 163–172, 1969.

BJORN, S. et al. Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 5, p. 146–172, 2013

BLAIN, G. C. **Avaliação e adaptação do Índice de Severidade de Seca de Palmer (PDSI) e do Índice Padronizado de Precipitação (SPI) às condições climáticas do Estado de São Paulo**. 2005. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Subtropical) - Instituto Agronômico de Campinas, Campinas, SP, 2005.

BLAIN, G. C. Tendências e variações climáticas em séries anuais de precipitação pluvial do Estado de São Paulo. **Bragantia**, v. 69, p. 765-770, 2010.

BOMBARDI, R. J. et al. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate dynamics**, v. 42, n. 5-6, p. 1553-1568, 2014.

BONACCORSO, B. et al. Spatial variability of drought an analysis of the SPI in Sicily. Kluwer Academic Publishers. **Water Resources Management, Netherlands**, v. 17, p. 273-296, 2003.

BORDI, I. et al. Spatio-temporal variability of dry and wet periods in eartern China. **Theoretical and Applied. Climatology**, v. 79, p. 81-91, 2004.

CAMPOS, T. L. O. B. C. **Influência dos padrões de variabilidade de baixa frequência na precipitação da Amazônia**. Dissertação. 2013. (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

CAMPOS, T. L. O. B.; MOTA, M. A. S.; SANTOS, S.R.Q. Eventos extremos de precipitação em Belém-Pa: uma história em notícias de jornais. **Revista Ambiente & Água**, v. 10, n. 1, p. 182, 2015.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n.17, p. 2377-2394, 2002.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The Southern Atlantic Convergence Zone: intensity form persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal Climate**, v.17, p.88-108, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: a review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research** , v. 118, p. 27-40, 2012.

CAVALCANTI, I. F. A.: SHIMIZU, M. H. Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. **American Journal of Climate Changes**, v. 1, p. 132-144, 2012.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al (Orgs). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 318-324.

COELHO, C. A. S. et al. As secas de 1998, 2005 e 2010: análise climatológica. In: Borma, L. S.; NOBRE, C. A. (eds). **Secas na Amazônia:** causas e consequências. São Paulo: Oficina de textos, 2003, p. 89-116.

COELHO, C.A.S. et al. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications,** v. 19, p. 237–255. 2012.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise.** v. 4, n.11, p. 34 – 40, 1989.

COX, P. M. et al. Increase risk of Amazonian Drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature** (London), v. 453, p. 212-216, 2008.

COX, P. M. et al. Amazon dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p.137-156, 2004.

CRUEGER, T.; BJORN S; RENATE B. The Madden–Julian Oscillation in ECHAM6 and the Introduction of an Objective MJO Metric. **Journal Climate**, v. 26, p.3241–3257, 2013.

DRUMOND, A. et al. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, p. 2577-2598, 2014.

DIRMEYER, P. A.; BRUBAKER, K. L.; DELSOLE, T. Import and export of atmospheric water vapor between nations. **Journal of hydrology**, v. 365, n. 1, p. 11-22, 2009.

DOS SANTOS, S. R. Q. et al. Classificação de Eventos Extremos de Precipitação em Múltiplas Escalas de Tempo em Belém-PA: Utilizando o Índice de Precipitação Normalizada. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 4, p. 628-635, 2014.

DOTY, B.E. **Using grid analysis and display system**. Maryland: Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions, University of Maryland, 1992.

EDWARDS, D. C.; MCKEE, T. B. **Characteristics of 20th century drought in theUnited States at multiple timescales**. Fort Collins: Colorado State University, 1997.

ESPINOZA, J. C. et al. Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought. **Geophysical Research Letters**, v. 38, p.L13406, 2011.

ESPINOZA, J. C. et al. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014.

FERREIRA, D. B. S. et al. Spatial and temporal variability of rainfall in eastern Amazon during the rainy season. **The Scientific World Journal**, v. 2015, p. 209783, 2015.

FONSECA, J. S.; MARTINS, G. A. **Curso de estatística**, São Paulo: Atlas, 2006.

FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 3, p. 253-260, 2011.

FAN, X.; WANG, M. Change trends of air temperature and precipitation over Shanxi Province, China. **Theoretical and applied climatology**, v. 103, p. 519-531, 2011.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, p. 36-45, 1990.

GILBERT, R.O. **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. New York: Van Nostrand Rienhold Company, 1987, p. 320.

GREENWOOD, J. A.; DURAND, D. Aids for fitting the gamma distribution by maxi-mum likelihood. **Technometrics**, v.2, n.1, p.55-65, 1960.

GAN M. A.; KOUSKY, V.E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p.19-28, 1986.

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.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C.F. The South America monsoon circulation and its relashionship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal Climate**, v.17, p.47-66, 2004.

GARREAUD, R. D. et al. Present-day South American climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, p. 180-195, 2008.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**, v. 4, n. B4, p. 385-400, 1986.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assesment**, v. 25, p. 537-554, 2011

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v.22, p.1589–1609, 2009.

GUTTMAN, N. B. Comparing the Palmer Drought Index and The Standardized Precipitation Index. **Journal Of The American Water Resources Association,** v. 34, n. 1, p.113-121, 1998.

GULIZIA, C.; CAMILLONI, I.; DOYLE, M. Identification of the principal patterns of summer moisture transport in South America and their representation by WCRP/CMIP3global climate models. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 112, p. 227–241, 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, 2015.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, n.435, p.77-92, 1977.

HAYES, M. J. et al. Monitoring the 1996 drought index using the standardized precipitation index. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 3. 1999.

HAYES, M. J. Revisiting the SPI: clarifying the process. **Drought Network News** , v. 12, n. 1, p. 13–14, 2000.

HUFFMAN, G. J. et al. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 1, p. 36-50, 2001.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). **Fifth Assessment Report (AR5)** - Relatório preliminar. Disponível em: http://www.ipcc.ch/. Acesso em: 01 jun. 2014

JONES, C. et al. Twenty-first-century compatible CO2 emissions and airborne fraction simulated by CMIP5 earth system models under four representative concentration pathways. **Journal of Climate**, v. 26, n. 13, p. 4398-4413, 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, 2013.

JOETZJER, E. et al. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: Cmip5 versus cmip3. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 2921–2936, 2013.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; FERREIRA, SOUZA R. A. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2008-2023, 2013.

KAYANO, M. T ; OLIVEIRA, C. P. ; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South America rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1439-1448, 2009.

KEYANTASH, J.; DRACUP, J.A. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 8, p.1167-1180, 2002.

KOUSKY, V.E.; KAYANO,M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South America sector. **Journal of Climate**, v.7, p.1131-1143, 1994.

KIM, H. J.; WANG, B.; DING, Q. The global monsoon variability simulated by CMIP3 coupled climate models. **Journal of Climate**, v. 21, p. 5271-5294, 2008.

LORENZ, E. N. A study of the predictability of a 28 - variable atmospheric model.**Tellus**, v. 17, n. 3, p. 321–333, 1965.

LANA, X.; SERRA, C.; BURGUEÑO, A. Patterns of monthly rainfall shortage and exceso in terms of the SPI for Catalonia (NE Spain). **International Journal Climatology**, v. 21, p. 1669-1691, 2001.

LI, W. et al. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. **Bulletim Philosophical Transactions of The Royal Society**, v. 363, p. 1767-1772, 2008.

LIEBMANN, B. et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal Climate**, v.12, p.1877-1891, 1999.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

LIEBMANN, B. et al. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v.17, n.19, p.3829-3842, 2004.

LOPES, M. N. G. ;SOUZA, E.B. ; FERREIRA, D. B. S. Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 12, p. 84-102. 2013.

LANGENBRUNNER, B.; NEELIN, J. D. Analyzing enso teleconnections in cmip models as a measure of model fidelity in simulating precipitation. **Journal of Climate**, v. 26, n. 13, p. 4431–4446, 2013.

MADDEN, R.A.; JULIAN, P. R. Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1109-1123, 1972.

MANTUA, N. J. et al. Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.6, p. 1069-1079, 1997.

MARTINEZ, J. A.; DOMINGUEZ, F. Sources of atmospheric moisture for the La Plata River Basin. **Journal of Climate**, v. 27, n. 17, p. 6737-6753, 2014.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. C. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v.36, p.1033-1050, 2015.

MARENGO, J. A. et al. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 26, n. 22, p. 9137-9154, 2013.

MARENGO J. A. et al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate,** v. 21, p. 495-516, 2008.

MARENGO, J. A. et al. Hydro-climatic and ecological behavior of the drought of Amazonia in 2005. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1773-1778, 2008.

MARENGO, J.A. et al. **Riscos das mudanças climáticas no Brasil:** análise Conjunta Brasil-Reino Unido sobre os impactos das mudanças climáticas e do desmatamento na Amazônia. São José dos Campos: INPE, 2011. Projeto colaborativo realizado pelo Centro de Ciência do Sistema; Terrestre (CCST) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); do Brasil e o Met Office Hadley Centre (MOHC) do Reino Unido. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.19.13.05-PRP). Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DJGBBE>.

MARENGO J. A. et al. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, p. 1-5, 2011.

MARENGO, J. A. et al. **Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o Século XXI:** projeções de clima futuro usando três modelos regionais Brasília, Ministério do Meio Ambiente. Brasília: MMA, 2007. Disponível em : http://www.grec.iag.usp.br/link_grec_old/outros/ambrizzi/relatorio5.pdf. Acesso em: 3 mar. 2015

MARENGO, J. A. et al. **Climate change in Central and South America**: recent trends, future projections, and impacts on regional agriculture. Dinamarca: CCAFS, 2014. Disponível em: https://cgspace.cgiar.org/rest/bitstreams/33625/retrieve. Acesso em: 28 mar. 2015.

MARENGO. J. A. Mudanças Climáticas e eventos extremos no Brasil. Fundação Brasileira para o Desenvolvimento sustentável. Brasília: MMA, 2012. Disponível

em: http://www.fbds.org.br/cop15/FBDS_MudancasClimaticas.pdf. Acesso em: 15 mar. 2015

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, p. 2241 – 2255, 2009.

MARENGO, J. A. et al. Extreme climatic events in the amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1-2, p. 73–85, 2012.

MARTIN, G. M. et al. Analysis and reduction of systematic errors through a seamless approach to modeling weather and climate. **Journal of Climate**, v. 23, p. 5933-5957, 2010.

MAURITSEN, T. et al. Tuning the climate of a global model, Journal of Advances in Modeling Earth Systems. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 4, n. 3, p. M00A01, 2012.

McKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. Drought monitoring with multiple timescales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 9, 1995. Dallas, TX. **Proceedings**… Boston: American Meteorological Society, 1995, p. 233-236.

McKEE, T.B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. The relationnships of drought frequency and duration to time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY, 8, **Proceedings**… Boston: American Meteorological Society, 1995, p. 233-236.

MEINSHAUSEN, M. et al. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climate Change**, v. 109, p. 213-241, 2011.

MICHAELIDES, S.; PASHIARDIS, S. Monitoring drought in Cyprus during the 2007-2008 hydrometeorological year by using the standardized precipitation index (SPI). **European Water**, v.23, p.123-131, 2008.

MIN, S. K. et al. Spatial and temporal comparisons of drought over Korea with east Asia. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 223-233, 2003.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p.1-10, 2002

MOLION, L. C. B. Aquecimento global. El Niños, manchas solares, vulcões e oscilação decadal do pacífico. **Climanálise**, v.3, p.1-5, 2005

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismo de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MORAES, B. C. et al. Impactos das mudanças climáticas na ecoclimatologia de Aleurocanthus Woglumi Ashby, (Hemiptera: Aleyrodidae) no estado do Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 77-84, 2014.

MORID, S.; SMAKHTIN, V.; MOGHADDASI, M. Comparison of seven meterological indices for drought monitoring in Iran. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 971-985, 2006.

NING, Z. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research**, v. 3, p. 1-6, 2008.

MINVIELLE, M.; GARREAUD, R. D. Projecting rainfall changes over South American altiplano. **Journal of Climate**, v. 24, p. 4577–4583, 2011.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. GL018600, 2003.

OLIVEIRA, J. V.; VITORINO, M. I.; ABREU SÁ, L. D. Implication of Madden–Julian oscillation phase on the Eastern Amazon climate. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, n. 3, p. 318-323, 2015.

PATEL, N. R.; CHOPRA, P.; DADHWAL, V. K. Analyzing spatial patterns of meteorological drought using standardized precipitation index. **Meteorological Applications**, v. 14, n. 4, p. 329-336, 2007.

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. Mineral Industries Extension Services, College of Mineral Industries. Local: Pennsylvania State University, 1958. Disponível em :

https://collection1.libraries.psu.edu/cdm/ref/collection/digitalbks2/id/48274. Acesso em : 15 out. 2014.

PAINEL BRASILEIRO DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS (PBMC) **– Mudanças climáticas**. 2012. Disponível em http://www.brasil.gov.br/meio-ambiente/2012/04/mudancas-climaticas. Acesso em: 2 dez. 2013.

PICARRETA, M.; CAPOLONGO, D.; BOENZI, F. Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. **International Journal of Climatology**, v. 24, p. 907-922, 2004.

ROZANTE, J. R. et al. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885-894, 2010.

ROCHA, R. P. et al. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. **Climatic change**, v. 125, n. 1, p. 95-109, 2014.

RUDOLF, B. et al. Terrestrial precipitation analysis: Operational method and required density of point measurements. In: DESBOIS, M. ; DÉSALMAND, F. (eds). **Global precipitations and climate change**. Springer Berlin Heidelberg, 1994. p. 173-186.

RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. In: WORKSHOP OF THE INT. PRECIPITATION WORKING GROUP, 2. **Proceddings...** Germany: Eumetsat, 2005, p. 231-247.

REBOITA, M. S. et al. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

RIAHI, K. et al. RCP-8.5: A scenario of comparatively high greenhouse gas emission. **Climatic Change**. v. 109, p. 33-57, 2011.

SALMI, T. et al. **Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates** – the Excel template application MAKESENS. Publications on Air Quality No. 31, Helsinki, 2002.

SEILER, A.; HAYES, M.; BRESSAN, L. Using the SPI for flood risk monitoring. **International Journal of Climatology**, v. 22, p. 1365-1376, 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, 2013.

SANSIGOLO, C. A. Análise comparativa do desempenho dos índices de seca de Palmer (PDSI) e da precipitação normalizada (SPI) em Piracicaba, SP (1917-2001). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n.3, p. 237-242, 2004.

SANTOS, J. G. M. **Transporte de umidade na Amazônia e sua relação com a Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos adjacentes utilizando as simulações do CMIP5**. 2015. 130p. IBI: <8JMKD3MGP8W/3J3GFRL>. . (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/02.27.16.42-TDI). Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos-SP, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3J3GFRL>.

SANTOS, S. R. Q. **Determinação de regiões homogêneas do Índice de precipitação normalizada (SPI) no estado do Pará por meio da análise multivariada**. 2013. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Campina Grande, 2013.

SANTOS, C. A. C. et al. Trends in precipitation extremes over the northern part of Brazil from ERA40 dataset. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 836-851, 2012.

SANTOS, C. A. C.; SATYAMUITY, P.; SANTOS, E. M. Tendências de índices de extremos climáticos para a região de Manaus-AM. **Acta Amazonica**, v. 42, p. 329-336, 2012.

SANTOS, T. S. et al. Análise de Eventos Extremos na Região Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1356-1370, 2013.

SIERRA, J. P.; ARIAS, P. A.; VIEIRA, S. C. Precipitation over northern South America and its seasonal variability as simulated by the cmip5 models. **Advancesin Meteorology**, v. 2015, p. 1–22, 2015.

SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. **Climatic Change**, v. 98, p. 331-357, 2010.

SCHNEIDER, U. et al. **Global Precipitation Analysis Products of the GPCC**. Deutscher Wetterdienst, Germany: Global Precipitation Climatology Center (GPCC), 2008. p.1-12. Disponível em: http://www.mapcruzin.com/environmental-shapefile-maps/water/precipitation/GPCC_intro_products_2008.pdf. Acesso em: 10 dez. 2014.

SEILER, A.; HAYES, M.; BRESSAN, L. Using the SPI for flood risk monitoring. **International Journal of Climatology**, v. 22, p. 1365-1376, 2002.

SILVA, V. B. et al. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 847-861, 2007.

SILVEIRA, C. S. et al. Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto a representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região Nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análises das projeções para o cenário RCP8.5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 317 – 330, 2013.

SIMMMONS, A. et al. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from1989 onwards. **ECMWF newsletter, v.** 110, n.29, p.111-119, 2007.

SNEYERS, R. **Sur l.ànalyse statistique des séries d.òbservations**. Genève : Organisation Météorologique Mondial, 1975.

SONMEZ, F.K. et al. An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey Using the Standardized Precipitation Index. **Natural Hazards**, v. 35, p.243-264, 2005.

SOUZA, E. B, KAYANO, M. T., AMBRIZZI T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology.** v. 81: p. 177–191, 2005

SOUZA, E. B. et al. Dynamical donwscaling for railroad areas in eastern Amazon and southeastern Brazil: current climate and near-future projections. **Atmospheric and Climate Science**, v. 4, p. 155-163, 2014.

SOUZA, E. B. Principais mecanismos dinâmicos associados à variabilidade da precipitação diária sobre a Amazônia Oriental durante a estação chuvosa. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004. Fortaleza, CE. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. ENSO: Impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. **Atmosfera**, n.15, p.105-120, 2002.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. **Climanálise,** v.5, n.6, p.36-44, 2003.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, p. 113–122, 2004.

SOUZA, E. B. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

SOUZA, E.B. **Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical**. 1997. 138 p. (INPE-6392-TDI/608). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos -SP, 1997. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HtxUs>.

SOUZA, E.B. et al. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o RegCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 111-124, 2009.

SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31-44, 1998.

SOUZA, E.B.; ROCHA, E.J.P. Diurnal variations of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristics and extreme events. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 142-152, 2006.

SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. **Theoretical and applied climatology**, v. 111, n. 1-2, p. 195-209, 2013.

STAROSTIN, A.; ILIINE, V. Oscilações da intensidade da convecção profunda com períodos de 1 e 3 horas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n.1, p.53-63, 1998.

TORRES, R. R.; MARENGO, J. A. Uncertainty assessments of climate change projections over South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 112, p. 253-272, 2013.

TEBALDI, C. et al. Going to extremes. An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. **Climatic Change**, v.79 , p.185-21, 2007.

THOM, H. C. S. A note on the Gamma distribution. **Monthly Weather Review**, v. 86, n. 4, p. 117-122, 1958.

THOM, H. C. S. **Same methods of climatological analyses** . Geneva: World Meteorological Organization, 1966, 53p.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000.

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, p. 1228-1242, 2011.

TRENBERTH K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society,** v. 78, p. 2771-2777, 1997.

UVO, C. R. B.; NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)e a precipitação no norte do nordeste do Brasil. Parte II: a influência dos ventos e TSM do Atlântico Tropical. **Climanálise**, v. 4, n. 10, p. 39-47.1989.

VANVUUREN, D. P. *et al.* The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v. 109, p. 5-31, 2011.

VASCONCELLOS, F. C. **A oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes**. 2012. 192 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, p. 21-26, 2010.

VASQUES, A. C. **Características de precipitação sobre a América do Sul provenientes de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil**. 2007. 148 p. (INPE-14801-TDI/1244). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/05.11.18.07>.

VERA, C. et al. Towards a unified view of the American Monsoon System. **Journal Climate**, v19, p.4977-500, 2006.

VITORINO, M. I.; SILVA DIAS, P. L.; FERREIRA, N. J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics**.** **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 93, p. 17-35, 2006.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences.** 2. ed. California: Elsevier, 2006.

WILLIAMS, E. et al. The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. **Acta Amazonica,** v.35, p.231–238. 2005.

YIN, L. et al. How well can cmip5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical south america? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 3127–3143, 2013.

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.

ZHANG, Q.; YU XU, C.; ZHANG, Z. Observed changes of drought/wetness episodes in the Pearl River basin, China, using the standardized precipitation index and aridity index .**Theoretical and Applied Climatology**, v. 98, n. 1-2, p.89-99, 2009.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal Climate**, v.11, p.1020-1040, 1998.

ZWIRES. F. W. et al. Explaining Extreme Events. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 9, p. 1-28, 2012.

APÊNDICE A

Figura A1 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCP) e os demais bancos de dados (CPC, GPCC, Era-Interim), para as frequências dos eventos extremos de chuva (SPI>1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura A1.1 - Idem a Figura A1, porém para o SPI-6.

Figura A1.2 - Idem a Figura A1, porém para o SPI-12.

Figura A2 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCP) e os demais bancos de dados (CPC, GPCC, Era-Interim), para as frequências dos eventos extremos de seca (SPI<-1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura A2.1 – Idem a Figura A2, porém para o SPI-6.

Figura A2.2 – Idem a Figura A2, porém para o SPI-12.

Figura A3 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCP) e os demais bancos de dados (CPC, GPCC, Era-Interim), para as frequências dos eventos moderados de chuva (1.49> SPI >0.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura A3.1 – Idem a Figura A3, porém para o SPI-6.

Figura A3.2 – Idem a Figura A3, porém para o SPI-12.

Figura A4 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCP) e os demais bancos de dados (CPC, GPCC, Era-Interim), para as frequências dos eventos moderados de seca (-0.5> SPI >-1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura A4.1 – Idem a Figura A4, porém para o SPI-6.

Figura A4.2 – Idem a Figura A4, porém para o SPI-12.

APÊNDICE B

Figura B1 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCC) e os modelos ECHAM-6 e HadGEM-ES, para as frequências dos eventos extremos de chuva (SPI>1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura B1.1 - Idem a Figura B1, porém para o SPI-6.

Figura B1.2 - Idem a Figura B1, porém para o SPI-12.

Figura B2 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCC) e os modelos ECHAM-6 e HadGEM-ES, para as frequências dos eventos extremos de seca (SPI<-1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura B2.1 - Idem a Figura B2, porém para o SPI-6.

Figura B2.2 - Idem a Figura B2, porém para o SPI-12.

Figura B3- Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCC) e os modelos ECHAM-6 e HadGEM-ES, para as frequências dos eventos moderados de chuva (1.49> SPI >0.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura B3.1 - Idem a Figura B3, porém para o SPI-6

Figura B3.2 - Idem a Figura B3, porém para o SPI-12.

Figura B4 - Testes de proporções sazonais, entre o dado controle (GPCC) e os modelos ECHAM-6 e HadGEM-ES, para as frequências dos eventos moderados de seca (-0.5> SPI >-1.5) no SPI-3. As áreas sombreadas são significativamente diferentes a 5%.

Figura B4.1- Idem a Figura B4, porém para o SPI-6.

Figura B4.2- Idem a Figura B4, porém para o SPI-12.

APÊNDICE C

Figura C1 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1983. Utilizando o conjunto de dados de TSM do NCEP/NCAR. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.

Figura C1.1 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1983. Utilizando o conjunto de dados de TSM do HadGEM2-ES. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.

Figura C1.2 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1983. Utilizando o conjunto de dados de TSM do ECHAM-6. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.

Figura C2 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1985. Utilizando o conjunto de dados de TSM do NCEP/NCAR. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.

Figura C2.1 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1985. Utilizando o conjunto de dados de TSM do HadGEM2-ES. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.

Figura C2.2 - Anomalias de TSM em janeiro, abril, julho e outubro de 1985. Utilizando o conjunto de dados de TSM do ECHAM-6. As anomalias foram calculadas considerando o período de 1901-2005.