



Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual
Representation of Precipitation Extreme Events over Amazon in High Resolution Climate Models – Part I: Interannual Variability

Maria de Souza Custodio¹; Luiz Felipe Gozzo¹ & Jeferson Prietsch Machado²

¹Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho/UNESP, Faculdade de Ciências, Departamento de Física, Av. Eng. Luiz Edmundo Carrijo Coube 14-01, 17033-360, Bauru, SP, Brasil

²Universidade Federal do Rio Grande, Instituto de Oceanografia, Laboratório de Oceanografia Geológica Carreiros, Av. Itália, km 8, 96203-900, Rio Grande, RS, Brasil

E-mails: m.custodio@unesp.br; luiz.gozzo@unesp.br; jeferson.machado@furg.br

Recebido em: 29/06/2020 Aprovado em: 25/09/2020

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2020_4_350_363

Resumo

O objetivo deste estudo foi avaliar o desempenho das simulações acopladas e atmosféricas dos modelos da família HadGEM1.2 em capturar o sinal da variabilidade interanual (IA) dos eventos extremos de precipitação sobre a região da Amazônia. As séries temporais de precipitação foram filtradas na escala interanual usando a transformada rápida de Fourier e os extremos foram calculados utilizando a técnica dos percentis. A análise das composições das anomalias interanuais de precipitação no verão e inverno austral, em geral, mostra que as simulações acopladas e atmosféricas representam satisfatoriamente o padrão espacial desses eventos. Para os extremos secos, o padrão espacial das simulações foi muito semelhante. De uma forma geral, o padrão espacial das simulações apresenta menor viés no extremo chuvoso. A análise dos limiares de extremos secos e úmidos mostra que, tanto na Amazônia Norte (AMN) como na Amazônia (AMZ), as simulações representam o sinal da escala IA, com destaque para a região AMZ onde o viés em relação ao CMAP (*Climate Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation*) é menor. Embora apresentando diferenças, tanto as simulações acopladas como as atmosféricas, apresentam padrão semelhante e portanto, representam o sinal da escala interanual nos subdomínios da Amazônia aqui analisados.

Palavras-chave: *extremos; precipitação; Amazônia*

Abstract

The purpose of this study was to evaluate the performance of atmospheric and coupled simulations from the HadGEM1.2 models family in capturing the interannual variability signal of extreme precipitation events over the Amazon region. The spatial pattern and the thresholds of extreme events for two domains, North Amazon and Amazon (AMN and AMZ) were analyzed comparing the models and CMAP (*Climate Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation*) data. The composite analysis of precipitation anomalies in interannual scale for austral summer and winter showed, in general, that atmospheric and coupled simulations correctly represented the spatial pattern of such anomalies. Regarding the dry extremes, the spatial pattern was well represented. Overall, the spatial pattern of simulations presented smaller bias in wet extremes. The threshold analysis for wet and dry extremes showed that the simulations represented the interannual scale signal in both domains. The AMZ region presented a smaller bias between simulation and CMAP. Despite the differences, both simulations (atmospheric and coupled) presented similar patterns and therefore represent the interannual scale signal in the two Amazon subdomains.

Keywords: *extremes; precipitation; Amazon*

1 Introdução

A região da Amazônia desempenha um importante papel no controle do clima regional e global, como fonte significativa de vapor d'água e calor latente, fornecendo energia para processos que ocorrem na troposfera tropical, bem como para outras regiões do globo (Nobre *et al.*, 2009; Satyamurty *et al.*, 2013). O regime de precipitação na Amazônia é determinado por diferentes padrões da circulação atmosférica. Um dos principais responsáveis pelo acumulado de chuva é a circulação de ventos alísios, que transporta massas de ar úmido que se originam sobre o Atlântico Tropical para a região (Fisch *et al.*, 1998; Marengo & Nobre, 2009). Além disso, ao serem defletidos para o sudeste pelos Andes, o fluxo dos ventos alísios pode se intensificar e configurar o Jato de Baixos Níveis (JBN; Marengo *et al.*, 2004). Durante o verão austral, a baixa térmica persistente entre 20° e 30°S sobre a região do Chaco está associada à intensa atividade convectiva sobre a Amazônia Central e Altiplano Boliviano (Seluchi *et al.*, 2003). Nesta mesma época do ano pode-se configurar a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Kodama, 1992). Como consequência da forte liberação de calor latente proveniente da atividade convectiva, forma-se em altos níveis a Alta da Bolívia. Durante o inverno austral já não se observa a Alta da Bolívia, e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT; Uvo & Nobre, 1989) está situada mais ao norte. Nessa configuração a Amazônia está sob domínio do ramo descendente da célula de Hadley, que inibe a atividade convectiva e caracteriza um período de estiagem naquela região (Fisch *et al.*, 1998).

As variações dos eventos climáticos extremos são objeto de estudos constantes (Wehner, 2004; Carvalho *et al.*, 2004; Frei *et al.*, 2006). Alguns estudos recentes como Planton *et al.* (2008) e Trenberth *et al.* (2015) sugerem que eventos extremos que ocorrem por todo o globo estão possivelmente relacionados às mudanças climáticas. A análise da origem e dos processos envolvidos no desenvolvimento dos eventos extremos nas diferentes regiões do globo é de grande importância, pois contribui para a sua representação nos modelos climáticos e, conseqüentemente, para o entendimento da relação extremos-mudanças climáticas.

Modelos climáticos globais e regionais ainda apresentam erros na representação dos eventos extremos (Druryan *et al.*, 2002; Liebmann *et al.*, 2004; Marengo *et al.*, 2004; Carvalho *et al.*, 2004), por isto é de suma importância o entendimento das possíveis mudanças destes eventos para que sua representação nas simulações se aproxime do que é observado e sua previsão se torne aceitável. Eventos extremos como ondas de calor, enchentes, secas e tempestades, podem acarretar muitos impactos econômicos e sociais, uma vez que causam danos

significativos para diversos setores, como a agricultura, ecologia e infraestrutura, e em alguns casos perda de vidas. Portanto, é necessário entender e explicar estes eventos, saber a acurácia com a qual os modelos globais são capazes de representá-los.

Normalmente, os modelos climáticos globais (MCGs) em virtude da sua baixa resolução horizontal apresentam problemas em simular, tanto os fenômenos de baixa quanto de alta frequência, e conseqüentemente seus eventos extremos (Druryan *et al.*, 2002; Grimm, 2003; Liebmann *et al.*, 2004; Carvalho *et al.*, 2004). Portanto, a resolução horizontal é apontada como sendo a principal causa de seus erros. Neste contexto, o objetivo deste estudo (parte I) é analisar a representação dos eventos extremos de precipitação na escala interanual (IA) na região da Amazônia nos modelos acoplados e atmosféricos de alta resolução da família HadGEM (*Hadley Centre Global Environmental Model* – vide Seção 2). Basicamente, procura-se entender se e como estes modelos e suas diferentes resoluções horizontais representam o padrão espacial e os limiares dos extremos seco e chuvoso durante o verão e inverno austral sobre a Amazônia nestas escalas temporais. Na continuidade do presente estudo (parte II) será realizada a análise dos eventos extremos na escala intrasazonal.

2 Metodologia e Dados

2.1 Modelo e Simulações

Para esta análise será utilizado o modelo climático global da família HadGEM em suas configurações de alta resolução desenvolvidas dentro do projeto denominado HiGEM (*High Resolution Global Environmental Modelling*). O HiGEM, foi o primeiro modelo climático acoplado de alta resolução do Reino Unido, desenvolvido por meio de uma parceria entre o *Natural Environment Research Council* (NERC) e o *Met Office Hadley Centre*, maiores detalhes podem ser encontrados em Shaffrey *et al.* (2009). O desenvolvimento do HiGEM utilizou como base as configurações climáticas do modelo global do *Met Office Unified Model* – HadGEM1 utilizado no Quarto relatório do IPCC (*Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*) com resolução horizontal de 1,25° latitude x 1,875° longitude (N96) na atmosfera, e 1° x 1° (aumentando para 1/3° meridionalmente próximo ao equador) no oceano (Johns *et al.*, 2006; Martin *et al.*, 2006). O HiGEM possui três componentes: atmosférico, oceânico e de gelo marinho. As principais características destes componentes estão descritas em Custodio *et al.* (2012, 2016). Mais detalhes sobre a dinâmica do modelo podem ser obtidos em Martin *et al.* (2006), Johns *et al.* (2006) e Shaffrey *et al.* (2009).

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

Serão analisadas e comparadas quatro simulações do modelo climático global da família HadGEM versão 1.2, a partir daqui referido como HadGEM1.2. A partir de agora as simulações serão referidas de acordo com sua resolução horizontal: HadGEM (acoplado) ou HadGAM (atmosférico) com grade de $1,25^{\circ} \times 1,875^{\circ}$ (latitude e longitude) para a atmosfera e $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ (aumentando para $1/3^{\circ}$ meridionalmente próximo ao equador) para o oceano; HiGEM (acoplado) ou HiGAM (atmosférico) com $0,83^{\circ} \times 1,25^{\circ}$ de latitude e longitude para a atmosfera e $1/3^{\circ} \times 1/3^{\circ}$ para o oceano. Mais detalhes sobre estas simulações e os modelos da família HadGEM podem ser encontrados em Martin *et al.* (2006), Shaffrey *et al.* (2009) e Custodio *et al.* (2012, 2016, 2017).

2.2 Metodologia Aplicada

Neste estudo será analisado o padrão espacial dos eventos extremos de precipitação na escala IA sobre a região da Amazônia e adjacências, bem como o limiar destes eventos em dois subdomínios da Amazônia (Figura 1) nas simulações acopladas e atmosféricas do modelo da família HadGEM1.2 durante o verão e inverno austral. As simulações serão comparadas aos dados do *Climate Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation* (CMAP; Xie & Arkin, 1997).

Os subdomínios serão referidos a partir daqui como AMN (Amazônia Norte) e AMZ (Amazônia) seguindo metodologia de Custodio *et al.* (2012). A área referente a cada subdomínio é a mesma em longitude para ambos, de $67,5^{\circ}$ a 48° W e para a latitude de 5° N a 5° S na AMN e de 5° a 15° S para a AMZ. Os mapas foram gerados utilizando o Ferret e sua projeção Stereographic Equatorial (<http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/>).

No primeiro momento, foi feita a remoção do ciclo anual e semianual da série temporal de precipitação, tanto da observação como das simulações, a fim de obter a série de anomalias totais para a variável de interesse. A remoção do ciclo anual e semianual foi realizada pela análise harmônica, que consiste em representar flutuações ou variações em

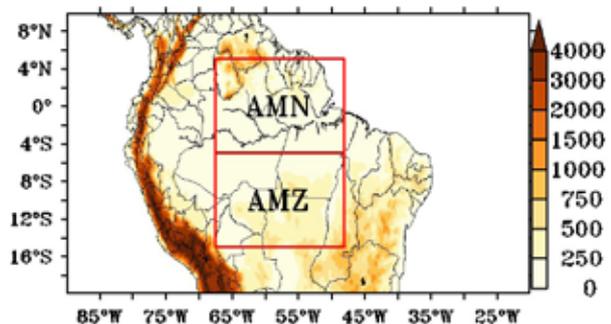


Figura 1 Subdomínio da Amazônia e topografia (m) usados na análise dos eventos extremos seco e chuvoso.

uma série temporal na adição de uma série de funções seno e cosseno (Wilks, 1995). Posteriormente, esta série de anomalias totais de precipitação passou pelo processo de filtragem na banda de interesse e por fim, foram computados os eventos extremos.

A Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* - FFT) foi aplicada às séries temporais das simulações e do CMAP. A filtragem em uma série de dados possibilita a observação de um intervalo de frequências específico, através da atribuição de pesos que permitem uma resposta na banda de interesse. Neste caso, a frequência desejada é da escala IA (acima de 365 dias), portanto aplicou-se o filtro “passa-baixa”, mais detalhes em Wilks (1995). O critério para a seleção dos extremos considerou a técnica dos percentis da distribuição de frequência das anomalias na banda IA (Wilks, 1995). Na aplicação da técnica dos percentis as séries temporais tiveram os zeros retirados. Para determinar objetivamente a relação entre os extremos dos dois conjuntos de dados (observação – modelo), foram comparados os percentis que caracterizam as caudas da distribuição de precipitação. A distribuição gama foi ajustada as séries temporais de precipitação de cada conjunto de dados e os percentis de 10% e 90% foram computados.

Os extremos foram definidos considerando os limiares acima, tanto para a área da Amazônia e regiões adjacentes como para os dois subdomínios AMN e AMZ (Figura 1). Abaixo do percentil inferior de 10% são considerados os extremos secos (P10) e acima do percentil superior de 90% estão os extremos chuvosos (P90). Os extremos secos e chuvosos foram calculados separadamente para o verão e inverno nos dois domínios de interesse.

O padrão espacial dos eventos extremos secos e chuvosos foi analisado para todo o domínio (Figura 1), através da composição das anomalias de precipitação nos dois limiares no verão e inverno. As composições foram elaboradas com base na média do padrão espacial de todos os eventos secos e chuvosos identificados pela técnica dos percentis. Além disso, são analisados os limiares de eventos extremos (10% e 90%) simulado e observado para cada um dos subdomínios da Amazônia considerados.

3 Resultados e Discussões

3.1 Escala Interanual (IA)

As composições das anomalias IA de precipitação (mm/dia) para os eventos extremos seco e chuvoso, bem como os campos com o padrão espacial de suas respectivas diferenças são apresentados nas Figuras 2 a 9. De acordo com o CMAP (Figura 2A), durante o verão os eventos secos mais intensos ocorrem sobre a região norte da América do Sul (AS) e oceanos adjacentes, que correspondem à área de

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

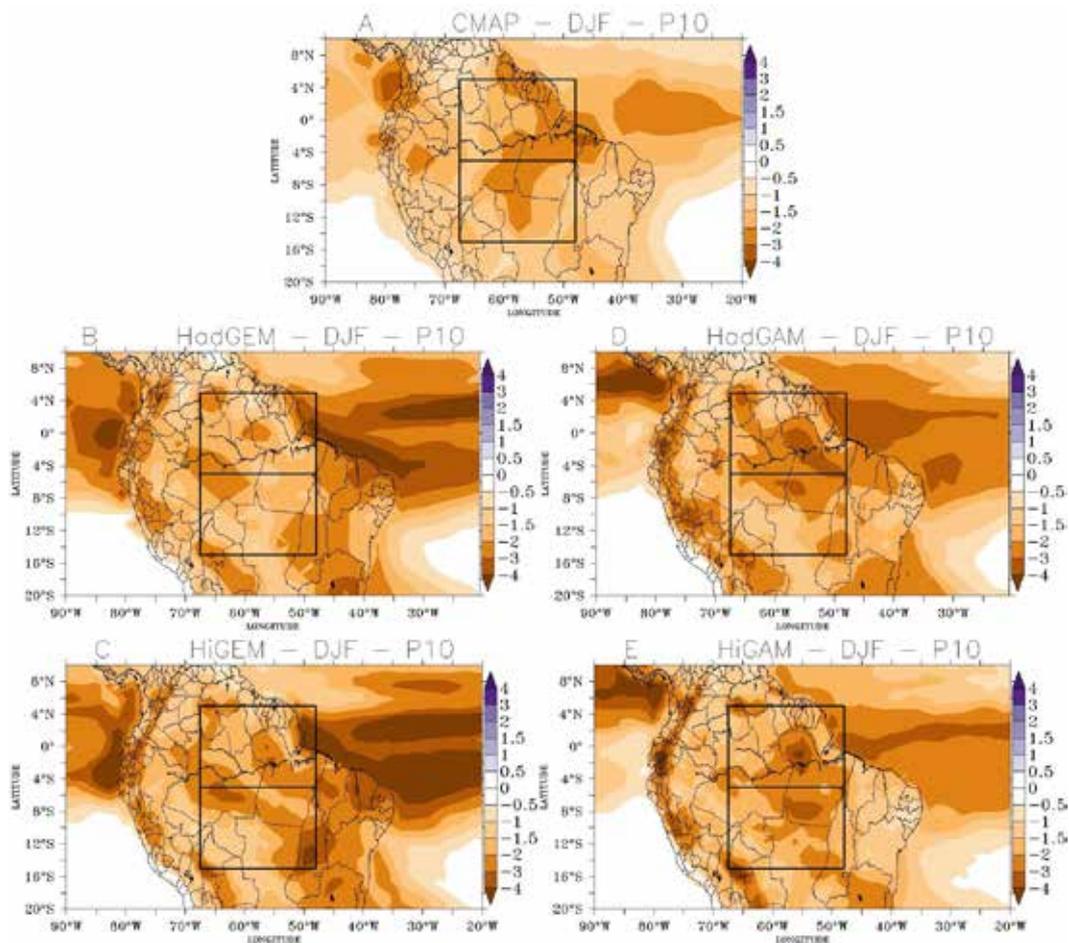


Figura 2 Composições das anomalias IA de precipitação (mm/dia) do extremo seco no verão no CMAP (A), simulações acopladas HadGEM (B) e HiGEM (C) e atmosféricas HadGAM (D) e HiGAM (E). As caixas destacadas representam os subdomínios AMN e AMZ.

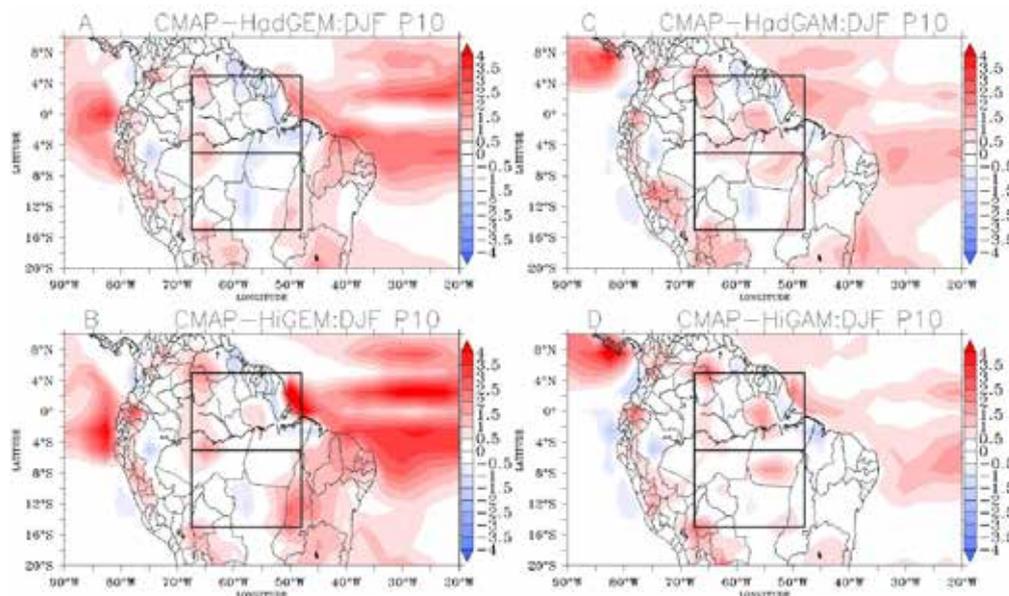


Figura 3 Diferença entre as composições da anomalia IA de precipitação (mm/dia) do extremo seco no verão para o CMAP (A), simulações acopladas HadGEM (B) e HiGEM (C) e atmosféricas HadGAM (D) e HiGAM (E). As caixas destacadas representam os subdomínios AMN e AMZ.

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

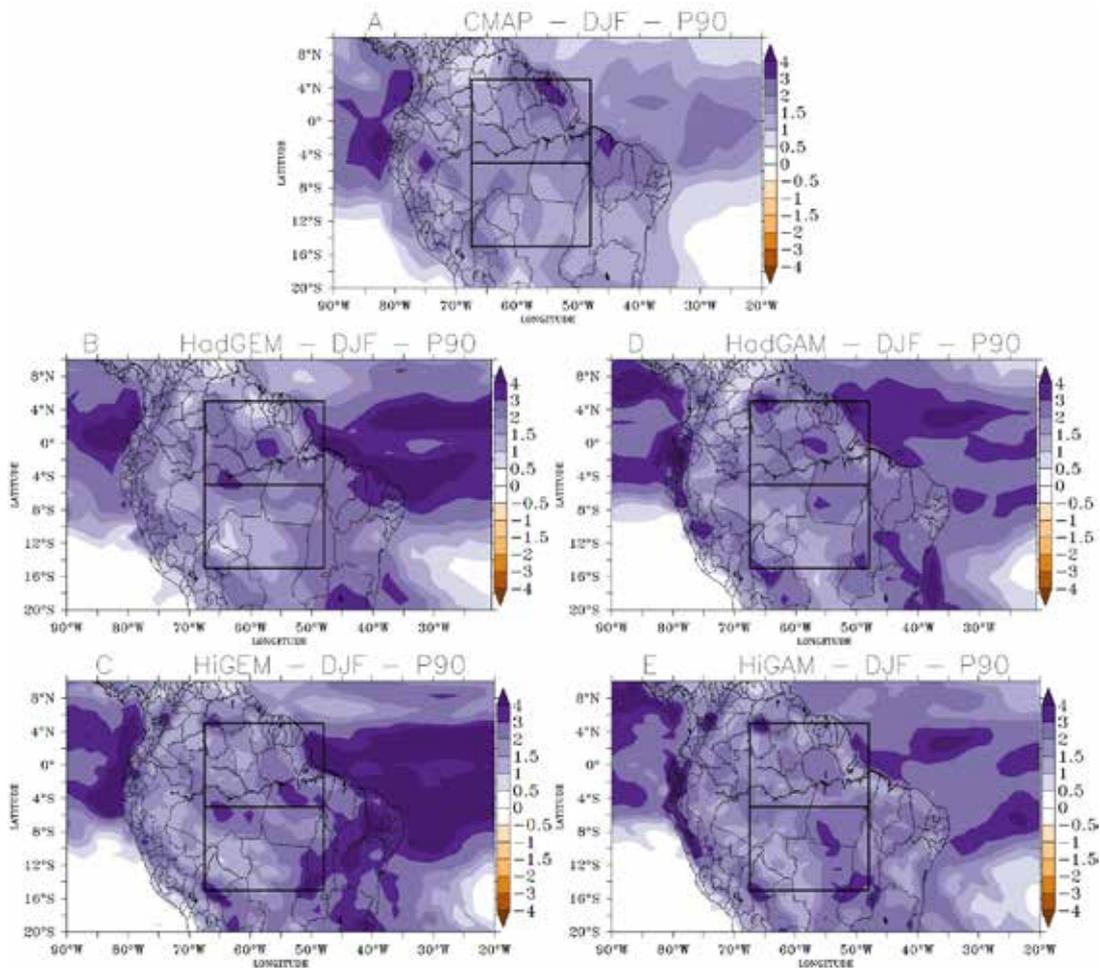


Figura 4 Como na Figura 2, mas para o extremo chuvoso (P90).

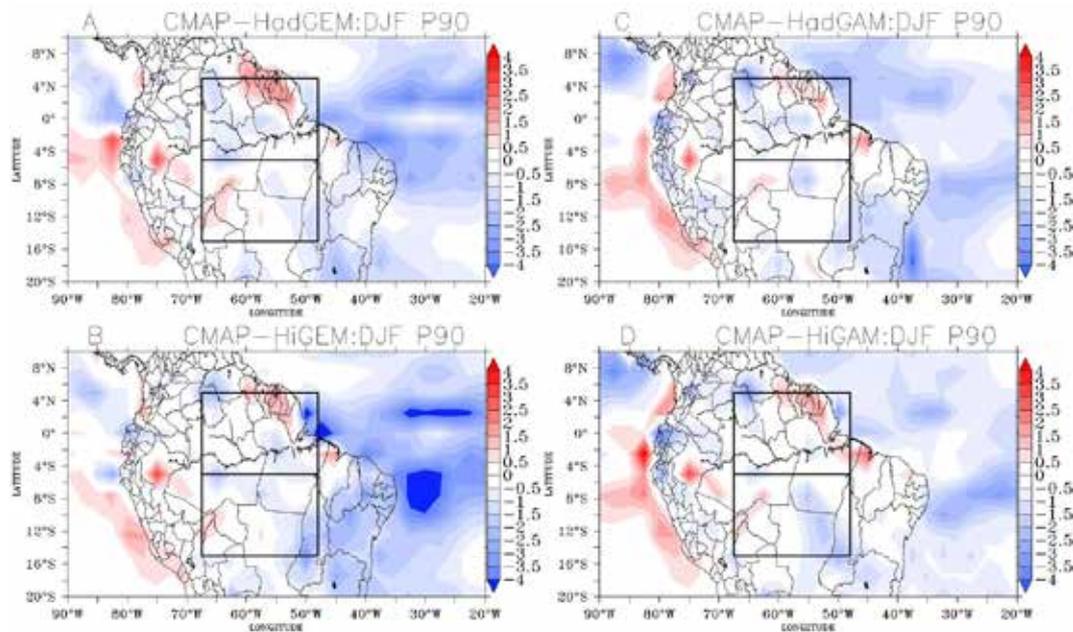


Figura 5 Como na Figura 3, mas para o extremo chuvoso (P90).

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

atuação da ZCIT. Este sistema tem papel fundamental na determinação do regime de chuvas nesta região durante o ano todo e, conseqüentemente, na distribuição dos eventos extremos de precipitação observados (Kousky, 1985). A ausência de anomalias de extremos secos é observada sobre os oceanos Pacífico e Atlântico entre 10° e 20°S, nas áreas de atuação das Altas Subtropicais. Em grande parte do continente os extremos secos são da ordem de -1,0 mm/dia. Extremos secos mais intensos ocorrem sobre o nordeste da AS, estendendo-se sobre parte do centro-oeste do Brasil, região onde durante esta estação se configura a fase ativa do sistema de monção da América do Sul (Carvalho *et al.*, 2004). O sistema de monção e um de seus principais componentes, o jato de baixos níveis, são conhecidamente influenciados por sistemas de escala interanual (Silva *et al.*, 2009). Ocorre ainda um pequeno núcleo mais intenso (-3mm/dia) centrado em 75°W e 4°S. Nos oceanos, na parte equatorial do Atlântico são observados extremos da ordem de aproximadamente -3mm/dia, bem como próximo à costa oeste, onde o Pacífico Tropical apresenta dois núcleos com extremos entre -3 e -3,5 mm/dia.

A simulação acoplada HadGEM também apresenta extremo seco sobre toda a região continental, exceto em parte do Chile, entre 85°-70°W e 14°-20°S (Figura 2B). Extremos mais intensos em relação ao CMAP são observados sobre o nordeste do Brasil e se estendem mais ao sul, até o estado de Minas Gerais. Outras quatro regiões se destacam pela presença de extremos mais intensos do que no CMAP: (i) 58°-70°W e 14°-20°S; (ii) 58°-70°W e 2°-8°S; (iii) 68°-64°W e 2°-6°N e (iv) núcleo centrado em 60°W e 0°. Estas regiões ficam evidentes também no campo das diferenças (Figura 3A). A figura de diferenças também evidencia que o HadGEM subestima o extremo seco na região central do Brasil (entre 60°- 55°W e 2-14°S) e na parte norte da América do Sul e superestima sobre os oceanos Atlântico e Pacífico (cerca de +3,5).

O padrão espacial dos extremos secos no HiGEM (Figura 2C) é semelhante ao do HadGEM, mas neste caso a região sem ocorrência do P10 sobre o Chile é maior (Figura 2C). Além disso, a região com extremos mais intensos no nordeste do Brasil até o estado de Minas Gerais, apresenta duas bandas com orientação para noroeste, o que no HadGEM e no CMAP não ocorrem. A região no sudoeste da AS (entre 58°-70°W e 14°-20°S) tem sua extensão levemente menor no HiGEM. Estas regiões onde o HiGEM superestima os extremos secos em relação ao CMAP ficam evidentes no campo das diferenças (Figura 3B). Em geral, sobre os oceanos o HiGEM superestima esse extremo tanto em relação ao CMAP quanto ao HadGEM. O oceano Atlântico se destaca por apresentar um viés superior a 4 mm/dia em relação ao CMAP.

As simulações acopladas no verão tendem a representar uma banda dupla de extremo seco na região

da ZCIT sobre o oceano Atlântico, já sobre o Pacífico isto fica claro apenas no HiGEM. Este comportamento da ZCIT é um erro comum em muitos modelos climáticos globais e vem sendo associado na bibliografia a diferentes fatores como o ajuste do fluxo de massa, a superestimativa da cobertura de nuvens e às parametrizações associadas a precipitação (Gandu & Silva Dias 1998; Cavalcanti *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2002, Samanta *et al.*, 2019). Custodio *et al.* (2012, 2016) analisando modelos da família HadGEM, também apontam este erro, especialmente sobre o Pacífico Equatorial, e mostram que aumento da resolução tende a diminuir o viés das simulações nesta região.

No continente, em geral, o HadGAM (Figura 2D) apresenta valores similares aos do CMAP. Uma região de destaque é a banda próxima à costa oeste da AS com anomalias negativas mais intensas que -3mm/dia, que não é observada no CMAP. Na parte norte da AS, que corresponde a grande parte do subdomínio AMN, o HadGAM superestima o extremo seco e estende-o em direção à Venezuela, diferindo do CMAP. No campo de diferença (Figura 3C) esta região se destaca, com a superestimativa de até 1,5 mm/dia que estende até a parte nordeste/leste da AMZ. Sobre os oceanos, o P10 no HadGAM é mais próximo ao do CMAP do que nos modelos acoplados. No entanto, esta simulação ainda apresenta uma superestimativa destes eventos, especialmente para o oceano Pacífico onde o viés chega a +3,5 mm/dia (Figura 3C).

O HiGAM também apresenta padrão próximo ao CMAP, assim como no HadGAM, mas neste caso os valores são mais próximos ao da observação (Figura 2E). Sobre o continente o HiGAM apresenta os extremos mais intensos da parte central da AMN até a região centro-oeste do Brasil, concordando com o CMAP. Alguns pontos apresentam superestimativa, como mostra o campo com a diferença entre simulação e observação (Figura 3D). A parte da costa oeste com valores mais intensos também é representada, mas não de forma contínua de norte a sul como no HadGAM. Um núcleo mais intenso isolado centrado em aproximadamente 65°W e 6°N, se destaca, tanto na composição como no campo das diferenças.

O padrão espacial dos extremos chuvosos de verão no CMAP é mostrado na Figura 4A. Neste caso, sobre toda a parte norte da AS estes eventos são superiores a 1,5 mm/dia. No nordeste da AS (aproximadamente 55°W e 4°N) é observado um núcleo, da ordem de 4 mm/dia, que se estende como uma região de extremo mais intenso até o nordeste do Brasil, onde um segundo máximo é observado. Estes máximos ocorrem na região de atuação da ZCIT, que por sua vez é fortemente influenciada na escala IA pela variação da temperatura da superfície do mar (Kousky, 1985). Uma banda mais intensa é observada de 6°S até 20°S, em torno de 65°W. Outra região de P90 mais intensa vai de 4°S até 16°S na parte oeste da AS. Nos oceanos são observados

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

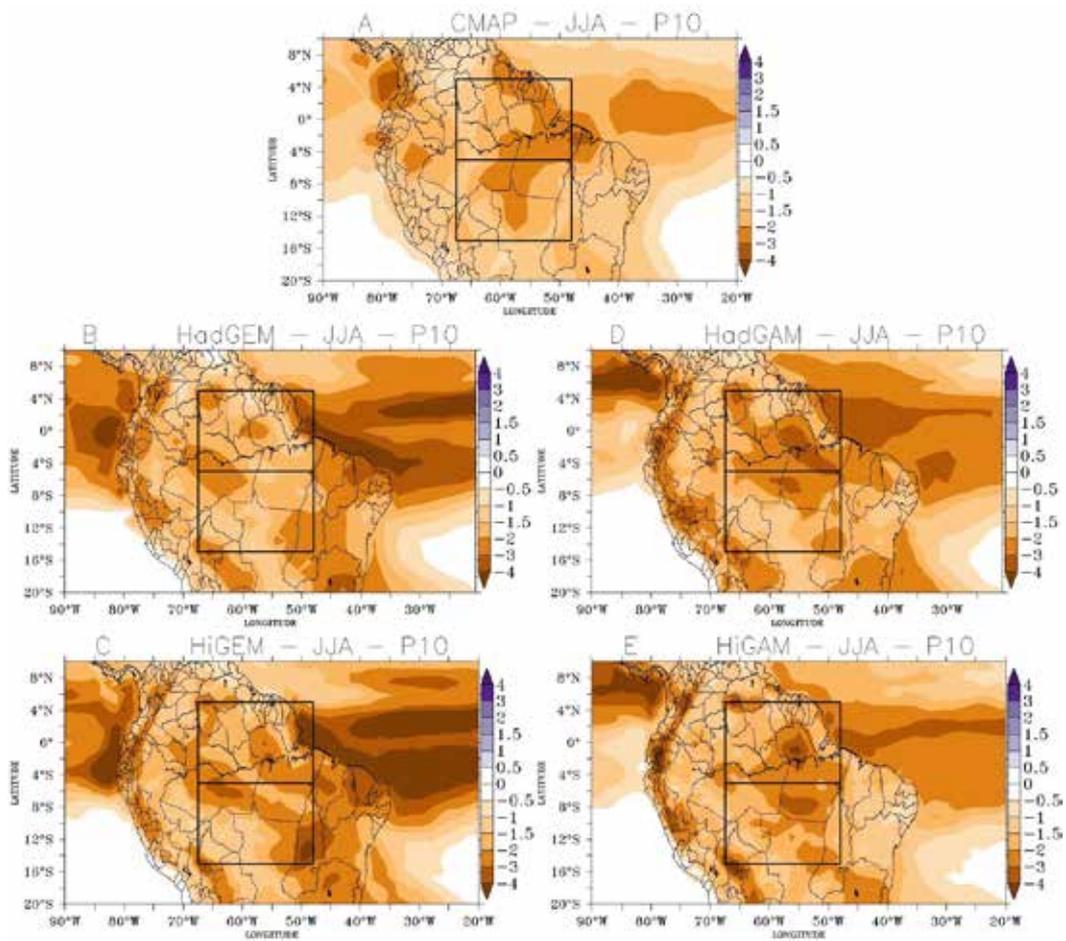


Figura 6 Como na Figura 2, mas para o inverno.

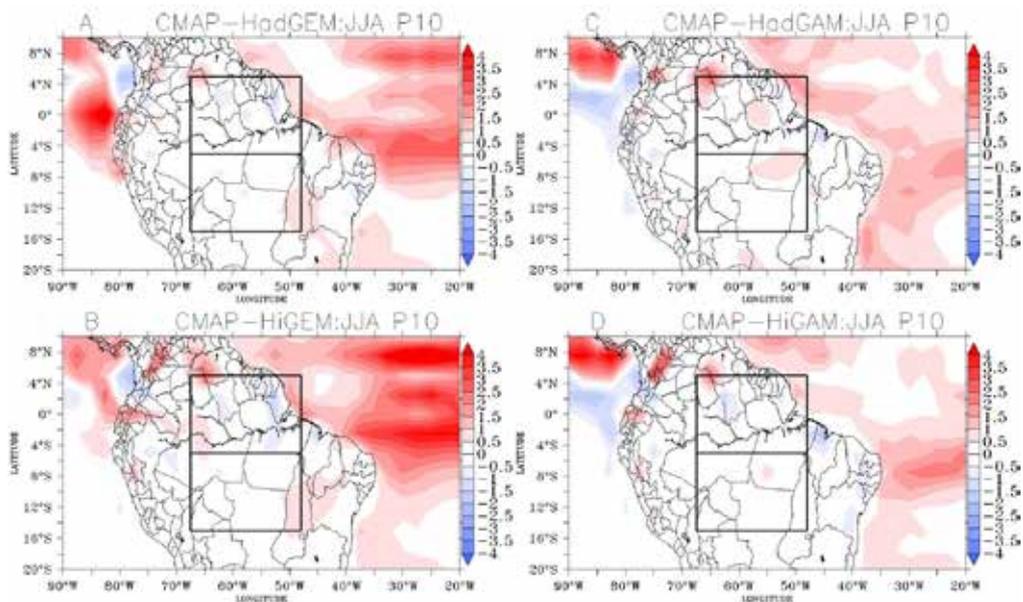


Figura 7 Como na Figura 3, mas para o inverno.

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

os extremos chuvosos mais intensos, com destaque para o Pacífico (acima de 4 mm/dia). Assim como no verão extremo seco, na região das altas subtropicais não ocorre extremo chuvoso.

O HadGEM, em geral, apresenta extremo chuvoso mais intenso do que o CMAP, tanto no continente como no oceano (Figura 4A). A superestimativa do P90 sobre o continente é menor, com destaque para duas regiões (Figura 5A): parte sudoeste do subdomínio AMN e parte do nordeste brasileiro que se estende até o estado de Minas Gerais e alonga-se até o centro-oeste do Brasil. Em algumas regiões como o norte/nordeste da AS, o núcleo em 75°W e 4°S, bem como em uma porção oeste do subdomínio da AMZ, o HadGEM subestima este extremo. O oceano Atlântico apresenta maior superestimativa, enquanto no Pacífico é observado um padrão dipolo, com extremos menos intensos no norte e mais intensos no sul, quando comparado ao CMAP. No Pacífico esta subestimativa do P90 se estende pelo litoral oeste da AS até 16°S.

O HiGEM (Figura 4C), assim como o HadGEM, tende a superestimar os extremos chuvosos em todo o domínio analisado, mas em alguns casos o viés em relação ao CMAP é levemente menor do que no HadGEM, como no núcleo do norte/nordeste da AS. Em geral, sobre o continente, o padrão do HiGEM é semelhante ao do HadGEM, exceto na parte nordeste do Brasil até o estado de Minas Gerais e na parte sudoeste da AMZ, onde o HiGEM apresenta extremos mais intensos. No campo das diferenças estas regiões ficam evidentes (Figura 5B). No oceano Atlântico, o HiGEM intensifica o extremo chuvoso em praticamente toda sua extensão, padrão este que se estende sobre o continente pelo nordeste do Brasil. No Pacífico, a intensificação fica restrita à sua porção equatorial próximo à costa e indica uma característica leve da dupla ZCIT, como apontado para o caso do P10 no verão nos modelos acoplados. O HiGEM permanece mais seco que o CMAP em uma banda no Pacífico, que se estende de 4° - 18°S próximo à costa da AS.

O padrão espacial do extremo chuvoso no HadGEM é semelhante ao discutido para os modelos acoplados (Figura 4D). Em relação à observação o HadGEM sobre a maior parte do continente e oceano Atlântico apresenta o menor viés. Os extremos mais intensos ocorrem no norte da AS com um núcleo centrado em 65°W e 4°N, litoral equatorial oeste, parte central da região AMN e parte norte da AMZ, bem como na porção leste da AS (Tocantins, Bahia, Minas Gerais e Sul do Piauí). Esta intensificação do P90 de verão é ordem de 1-1,5 mm/dia (Figura 5C).

O HiGEM apresenta padrão espacial do extremo chuvoso de verão semelhante ao do HadGEM, tanto nas áreas continentais como nas oceânicas. Entretanto, o refinamento da grade afetou a intensidade do P90 em algumas regiões, como mostram os campos da composição

(Figura 4E) e da diferença (Figura 5D). A superestimativa na região nordeste do Brasil que se estende em direção ao sul (estado de Minas Gerais) foi praticamente corrigida no HiGEM. Em contrapartida, na região centro-oeste do Brasil e parte leste da AMZ o viés em relação ao CMAP foi maior em extensão e intensidade nesta simulação. Além disso, o núcleo centrado em 65°W e 4°N ficou restrito a esta região não se estendendo para sul como no HadGEM. Na parte norte/nordeste da AS o HiGEM subestima os extremos chuvosos tanto em relação ao CMAP quanto ao HadGEM. No oceano Atlântico o HiGEM apresenta extremos mais próximos à observação do que o HadGEM em praticamente toda a sua extensão. Já no Pacífico, na parte sul próximo ao litoral o viés é maior no HiGEM enquanto, para a porção norte não há alteração em relação a outra simulação atmosférica.

Os modelos acoplados e atmosféricos ainda apresentam erros de intensidade do P10 e P90 durante o verão quando comparado ao padrão espacial do CMAP. No entanto, vale destacar que essas diferenças são da ordem de 1 mm/dia na maior parte do continente. Nos dois subdomínios analisados, o desempenho dos modelos foi satisfatório, com diferenças inferiores a 1,5 mm/dia. Três exceções deste padrão podem ser identificadas: (i) no núcleo centrado em 65°W e 4°N presente em todos as simulações, (ii) nas simulações atmosféricas, o setor nordeste da região AMN e (iii) nas simulações acopladas, a de maior resolução o setor sudeste da AMZ. Em relação ao aumento da resolução horizontal das simulações, apenas nas simulações atmosféricas é possível identificar uma melhora na representação dos extremos de verão, enquanto nas acopladas o padrão não fica claro e em alguns casos tem-se uma piora da representação dos extremos.

Para o período do inverno (Figura 6A), no CMAP os extremos secos mais intensos ficam restritos ao norte de 5°S, com exceção de uma pequena faixa no norte/nordeste da AS que se estende de 4°S (Guianas) até 10°S (estado de Sergipe). O P10 permanece praticamente igual em todo o continente ao sul de 5°S, com valores de anomalias negativas de até -1mm/dia. A região com extremos mais intensos corresponde à da ZCIT, destacando-se o oceano Pacífico Equatorial onde, assim como identificado no verão, estes eventos se estendem de 6°N a 0°. A área referente as Altas Subtropicais segue o padrão climatológico destes sistemas, que no inverno estão mais intensos e próximos ao continente, sendo representada pela ausência de extremos na região de atuação.

O HadGEM apresenta padrão espacial do extremo seco de inverno muito parecido ao do CMAP (Figura 6B). No entanto, em algumas regiões são observadas pequenas diferenças na intensidade do P10. Uma leve superestimativa é identificada em uma banda que se estende de 50° - 40°W entre 8° - 20°S (leste do AMZ) e na região entre 68° - 64°W

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

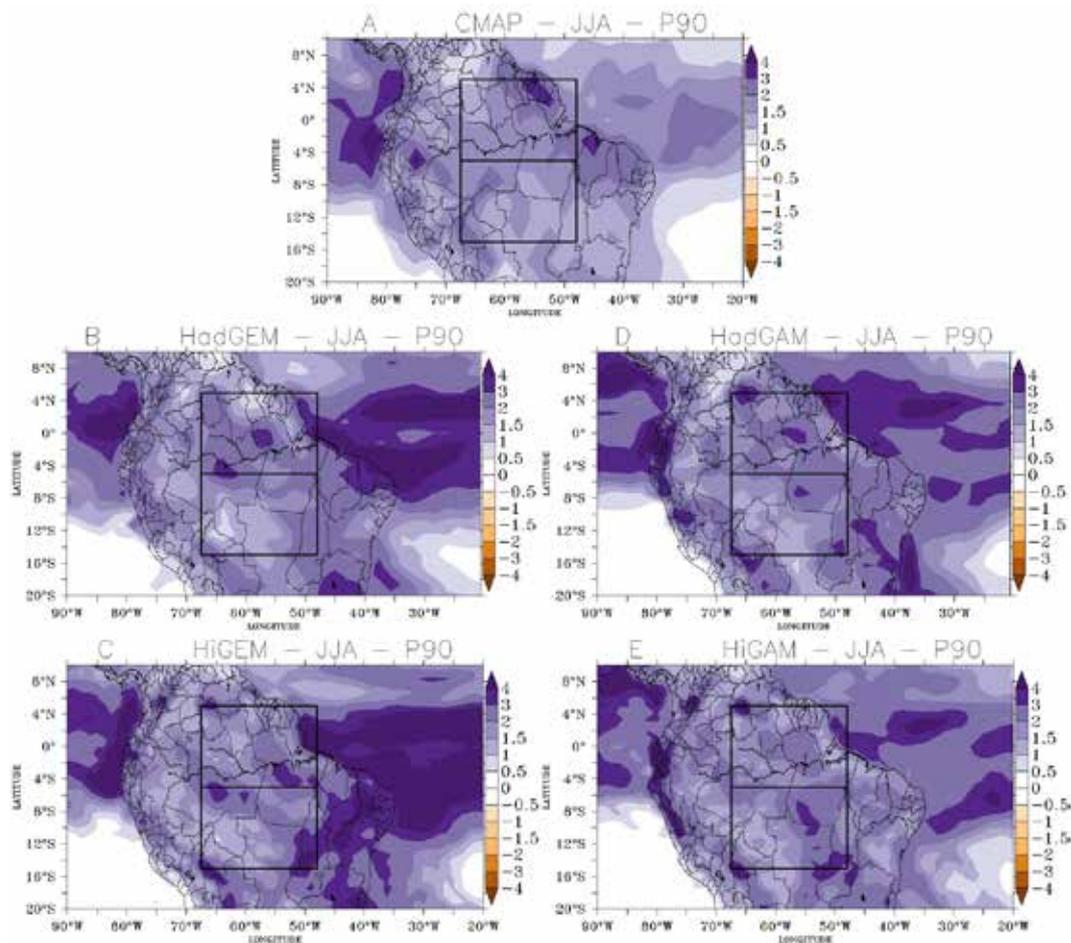


Figura 8 Como na Figura 4, mas para o inverno.

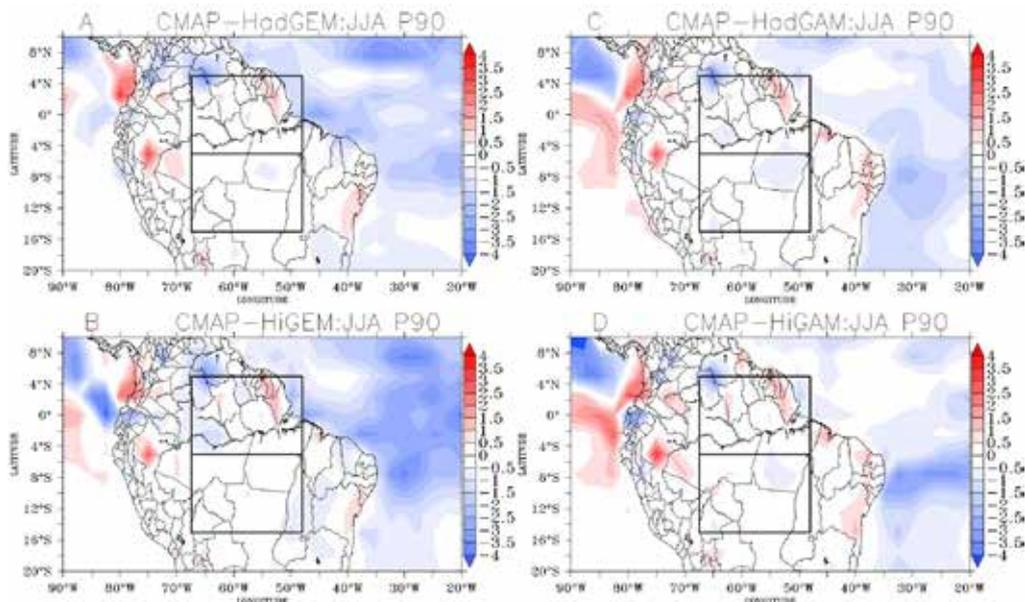


Figura 9 Como na Figura 5, mas para inverno.

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

e 6° - 2°N. No norte da AS, o HadGEM apresenta uma leve subestimativa do P10 de inverno, assim como em uma pequena área do nordeste do Brasil. Estas regiões podem ser claramente identificadas nas composições (Figura 6B) e no campo de diferença (Figura 7A). Nos oceanos Pacífico e Atlântico, o HadGEM intensifica o extremo seco de inverno em relação à observação, bem como quando comparado ao seu padrão P10 de verão. No Pacífico, a intensificação em relação ao CMAP é maior em toda sua extensão equatorial, enquanto no Atlântico embora intensifique os extremos, na região entre 4°N - 0° essa intensificação é da ordem de 1,5 mm/dia, menor do que nas regiões mais ao norte e ao sul. (Figura 7A).

O padrão espacial do P10 no HiGEM é muito semelhante ao apresentado no HadGEM durante o inverno na maior parte do continente e no oceano Pacífico, enquanto no Atlântico o extremo seco é intensificado (Figura 6C). O HiGEM intensifica o extremo seco, quando comparado à observação e ao HadGEM, na região centrada em 65°W e 6°N, assim como no noroeste da AS (Figuras 6C e 7B). Esta simulação subestima o P10 na região nordeste da AS (setor leste da AMN), bem como na região entre 6°N - 0° em torno de 76°W. O HiGEM melhora a representação do extremo seco de inverno sobre o Pacífico Equatorial e, em contrapartida, apresenta uma piora no Atlântico quando comparado ao padrão do HadGEM.

Na simulação atmosférica HadGAM (Figura 6D) o extremo seco de inverno é levemente mais intenso do que o CMAP na região norte da AS, que corresponde a grande parte do AMN e porção norte da AMZ. No restante do continente, os extremos são muito semelhantes ao do CMAP. Em quase toda a extensão do oceano Atlântico, o P10 é levemente superestimado, enquanto no oceano Pacífico apenas no setor ao norte do Equador tem-se intensificação. Novamente o núcleo centrado em 65°W e 4°N se destaca com extremo mais intenso sobre o continente. No Pacífico é possível identificar um dipolo no padrão do extremo seco de inverno, com a porção ao norte do equador apresentando valores positivos e na porção ao sul valores negativos em relação ao CMAP (Figura 7C).

O padrão espacial do HiGAM é muito similar ao do HadGAM, tanto no continente como nos oceanos. Apenas sobre o norte da AS, que abrange a AMN, tem-se uma maior aproximação do padrão apresentado pelo CMAP (Figura 6E). A intensificação do P10 no HiGAM no núcleo ao norte é levemente menor do que no HadGAM. Este padrão também ocorre sobre o oceano Atlântico em torno da região equatorial, sendo que apenas em 8°S tem-se uma leve intensificação deste extremo. Neste caso, o dipolo do Pacífico também está presente mas com uma leve intensificação do P10 em relação ao HadGAM.

Assim como observado no P10 para o CMAP, no extremo chuvoso de inverno os eventos mais intensos

também ocorrem na parte norte da AS, ao norte de 5°S (Figura 8A). Neste caso, uma faixa em torno de 40°W de 4° a 16°S também apresenta o P90 mais intenso. Nas demais regiões do continente estes extremos não ultrapassam 1,5 mm/dia. No oceano Pacífico equatorial estão os eventos chuvosos mais intensos (da ordem de 4 mm/dia) e que se estendem sobre a costa noroeste da AS. No oceano Atlântico equatorial os extremos chuvosos ficam entre 2 e 2,5 mm/dia.

O padrão espacial do HadGEM no P90, em geral, segue o do CMAP com extremos mais intensos sobre os oceanos e mais fracos sobre o continente. Vale destacar a proximidade dos valores ao do CMAP sobre o continente (Figura 8B). Neste caso, novamente o núcleo em 65°W e 4°N é claramente uma região onde o P90 é intensificado pela simulação, enquanto na região em torno de 75°W e 4°S um segundo núcleo é observado onde o HadGEM subestima o P90 (Figura 9A). Outra região onde o HadGEM subestima o extremo chuvoso é a parte nordeste da AS (parte da região AMN). Nas demais regiões sobre o continente a simulação representa satisfatoriamente este extremo, visto que o viés, em geral, é inferior a 0,5 mm/dia. No oceano Atlântico, em quase toda a sua extensão, os extremos chuvosos são mais intensos do que no CMAP. O HiGEM apresenta padrão semelhante ao discutido no HadGEM, mas neste caso as regiões onde o HadGEM já intensificava os extremos chuvosos o HiGEM tende a intensificar ainda mais o P90 (Figura 8C). Duas regiões se destacam: a do núcleo ao norte da AMN e a parte leste da AMZ, onde o HiGEM intensifica em até 4 mm/dia o P90 (Figura 9B).

Assim como nos modelos acoplados, o padrão espacial do extremo chuvoso no HadGAM é semelhante ao do CMAP (Figura 8D). A intensificação sobre os oceanos também ocorre, no entanto no HadGAM sobre o Pacífico Equatorial esta intensificação é maior estendendo assim a área onde o dipolo é observado. Em contrapartida, no oceano Atlântico o viés da simulação é menor (Figura 9C). No continente, em geral, as regiões onde o HadGAM superestima ou subestima os extremos chuvosos de inverno são as mesmas apontadas nas simulações acopladas. No HiGAM o padrão espacial do P90 praticamente não é alterado se comparado ao observado no HadGAM (Figura 8E). As pequenas diferenças na intensidade do extremo chuvoso não alteram o padrão, especialmente sobre o continente. A maior modificação no padrão é sobre o Atlântico entre 6° e 10°S, onde é observado P90 mais intenso, tanto em relação ao CMAP quanto ao HadGAM (Figura 9D). No Pacífico equatorial o dipolo também sofre uma pequena intensificação comparado ao CMAP e ao HadGAM (Figura 9D).

A semelhança entre o padrão espacial dos extremos seco e chuvoso na escala IA, possivelmente está associada com os mecanismos que geram a chuva, ou seja, a chuva é modulada por um sistema dinâmico de grande escala, por exemplo a ZCIT, diferente do que ocorre na região do Brasil

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

central onde a chuva tem origem mais termodinâmica. Na escala IA, a variabilidade destas chuvas não é tão marcada, enquanto a variabilidade do sistema dinâmico de grande escala (ZCIT) é mais evidente. Alguns autores apontam melhoras na representação da ZCIT com o aumento da resolução horizontal (Vera *et al.*, 2006; Seth *et al.*, 2010; Nobre *et al.*, 2013). Especificamente com esse grupo de modelos, o estudo de Custodio *et al.* (2012), analisando a climatologia da precipitação da América do Sul, mostrou que os modelos acoplados representam corretamente a ZCIT, no entanto com superestimativa em alguns pontos desta região o que complementa os resultados aqui apresentados que é a intensificação de eventos extremos de precipitação (P10 e P90). A análise de Custodio *et al.* (2016) com a versão 1.1 dos modelos da família HadGEM mostrou que o aumento da resolução horizontal melhora a representação da ZCIT, tanto em relação a sua intensidade quanto ao seu deslocamento anual, apesar da superestimativa em alguns pontos permanecerem. Logo, é possível que a correta representação dos extremos de precipitação na região da

Amazônia, em virtude da sensibilidade destes eventos, não possa ser resolvida apenas com o aumento da resolução destes modelos, visto que este aumento acarreta um aumento da intensidade de zonas de convergência.

Os limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) na escala IA foram analisados para os subdomínios AMN e AMZ (Figura 10) e indicam, de uma forma geral, que os modelos da família HadGEM1.2 representam satisfatoriamente os limiares dos extremos de precipitação nas duas estações. No entanto, assim como no padrão espacial é possível identificar algumas diferenças em relação ao CMAP, tanto no verão como no inverno, em ambas as regiões.

Na AMN (Figuras 10 A, C) os limiares apresentados pelas simulações acopladas e atmosféricas apresentam diferenças em relação ao CMAP inferiores a 0,5 mm/dia nas duas estações analisadas e para os dois percentis, exceto o modelo HiGEM que durante o verão apresentou diferença de 0,54 mm/dia da observação no extremo seco. Nesta região, as simulações superestimam os limiares de

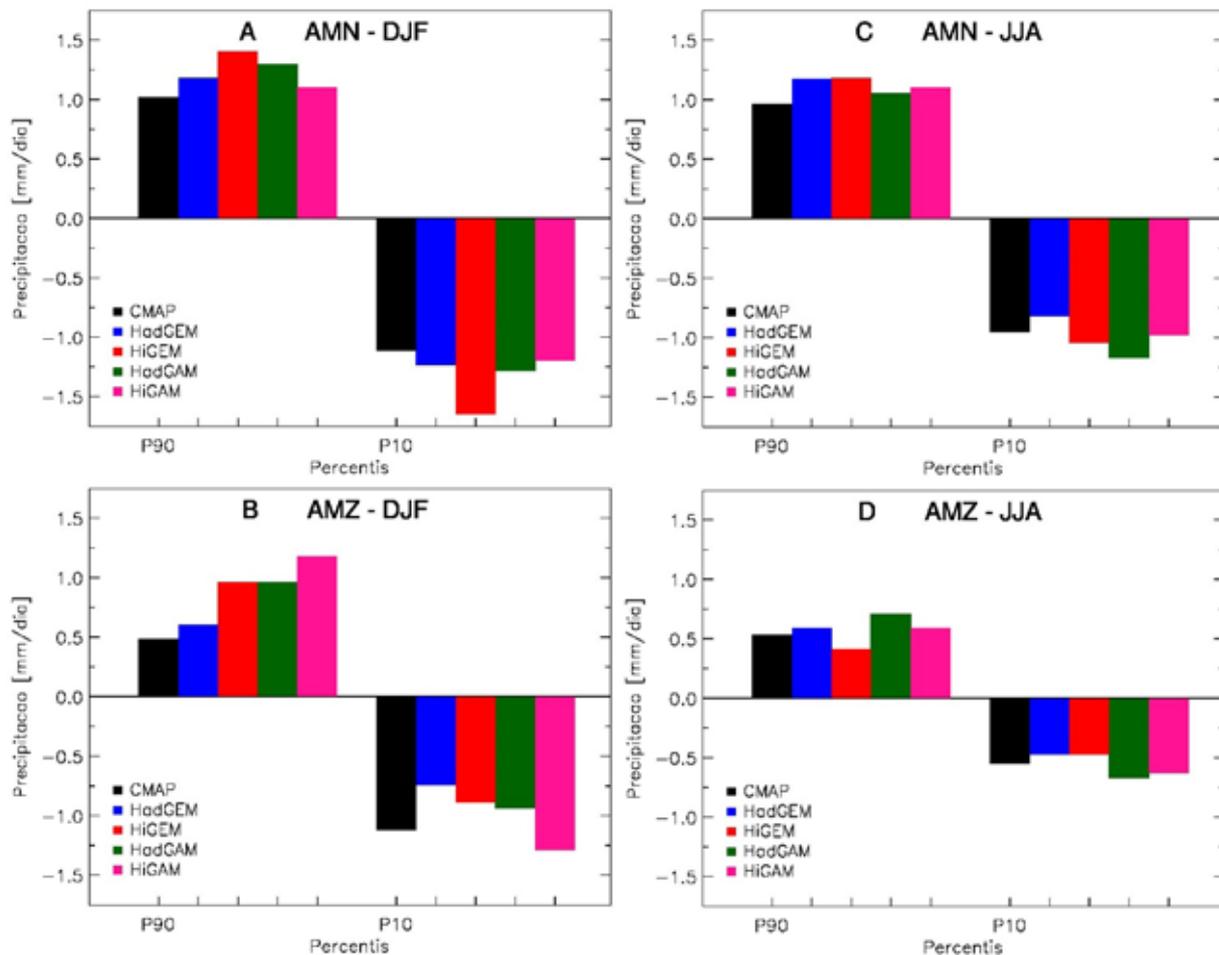


Figura 10 Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) da anomalia de precipitação na escala IA nas regiões AMN e AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM e HiGAM) e CMAP no verão (A, B) e inverno (C, D).

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

ambos os extremos na escala IA, tanto no verão como no inverno, com exceção do HadGEM que subestima o extremo seco no inverno. Com o aumento da resolução horizontal, as simulações na AMN (Figura 10C) não apresentaram diferenças significativas na representação dos limiares para os extremos secos e chuvosos durante o inverno. Os limiares permaneceram muito próximos para o P90 e no P10 essa variação não ultrapassou 0,2 mm/dia, com exceção das simulações acopladas no verão. Durante o verão observou-se um aumento no valor dos limiares com o refinamento das simulações acopladas, enquanto nas atmosféricas os limiares praticamente não se alteram com o refinamento. De uma forma geral, quando comparados em relação aos componentes as simulações apresentam padrão similar, não ficando evidente se o acoplamento oceano-atmosfera altera a representação dos extremos interanuais na região. Com exceção do HiGEM durante o verão como já apontado.

Para a AMZ (Figura 10B, D) as simulações acopladas e atmosféricas apresentam limiares para o P10 e P90 próximos aos do CMAP, especialmente no inverno onde as diferenças são inferiores a 0,2 mm/dia. As maiores diferenças ocorrem no período de verão onde no P10 o HiGEM e o HadGAM apresentam viés de 0,48 mm/dia e no HiGAM onde o viés no P90 é de 0,7 mm/dia. As simulações HadGEM e HiGEM tiveram melhor desempenho em representar os extremos chuvosos apenas no verão, com viés de 0,12mm/dia e 0,48 mm/dia, respectivamente. No entanto, de forma geral, todas as simulações se aproximam nos dois percentis analisados ao CMAP. Em relação ao aumento da resolução horizontal, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, apresentam respostas diferentes ao sinal IA na Amazônia. Durante o verão, de forma geral, o refinamento da grade aumenta a diferença em relação à observação, com exceção do HiGEM no P10 com uma leve diminuição. No inverno, o refinamento aproxima ao limiar do CMAP no P10 na simulação atmosférica (viés de 0,08mm/dia), enquanto que no P90 a diferença aumenta no HiGEM (viés de 0,12 mm/dia) e diminui no HiGAM (viés de 0,08mm/dia). Vale destacar que essas diferenças são pequenas (inferiores a 0,3mm/dia) e podem ser consideradas não representativas assim como ocorreu na região AMN. Para os extremos secos do verão da AMZ (Figura 6B) houve uma melhora na simulação atmosférica com o aumento da resolução. No inverno na AMZ (Figura 6D) o refinamento de grade aumentou a diferença entre o limiar dos extremos chuvosos das simulações acopladas e o CMAP, enquanto para o extremo seco praticamente não alterou os limiares. De forma geral, o HadGEM apresenta viés menor no caso no P90 de verão e inverno, enquanto no P10 de inverno, em geral, os modelos acoplados apresentam comportamento semelhante e viés menor do que os atmosféricos. Possivelmente o desempenho do HadGEM e HiGEM é devido ao acoplamento oceânico que melhora

padrões como a posição da ZCIT, El Nino Oscilação Sul (ENOS), o transporte de umidade do Atlântico Tropical e as oscilações de baixa frequência que afetam a chuva na Amazônia. Porém, o aumento de resolução do modelo acoplado não mostra melhora significativa, ou mostra até uma leve piora, na determinação do limiar como no caso do P90 de verão. O fato dos limiares, tanto do P10 como do P90, estarem bem próximos aos do CMAP na região AMZ, na maior parte dos casos, pode contribuir para que o aumento da resolução não altere tanto o limiar destes eventos na IA, visto que o sinal já está sendo representado de forma satisfatória.

4 Conclusões

Os resultados apontam que os modelos globais da família HadGEM1.2 simulam de forma satisfatória o padrão espacial dos eventos extremos de precipitação sobre a Amazônia, e áreas adjacentes apesar de apresentarem ainda algumas diferenças na intensidade destes eventos. No extremo seco, as simulações acopladas e atmosféricas apresentam padrão espacial muito semelhante, com destaque sobre os oceanos nas simulações atmosféricas que apresentaram menor viés em relação ao CMAP. No extremo chuvoso, de forma geral, as simulações acopladas e atmosférica apresentam menor viés sobre o continente em ambas as estações. Em relação ao aumento da resolução horizontal das simulações, apenas nas simulações atmosféricas é possível identificar uma melhora na representação dos extremos de verão, enquanto nas acopladas o padrão não fica claro e em alguns casos tem-se uma piora da representação dos extremos. No inverno os modelos apresentam padrão espacial dos extremos semelhante sobre a região analisada, não ficando claro qual grupo representa melhor e ainda se o refinamento da grade contribuiu para a melhoria das simulações.

O maior bias entre as simulações HadGEM e HiGEM e o CMAP aponta que ambas intensificam o sinal da escala IA, no domínio da região Amazônica. Este padrão evidencia influência direta desta escala e de seus fenômenos sobre a região em ambas as estações, mas principalmente no verão. Considerando o ENOS como o principal modo de variabilidade desta escala, pode-se supor que os modelos acoplados e atmosféricos da família HadGEM1.2 consigam representar corretamente sua dinâmica e impacto. Estes modelos apresentam amplitude da escala IA semelhante às observações, no entanto com o refinamento da grade, em geral, as simulações intensificam o sinal dos eventos extremos.

Em relação aos limiares dos extremos nos subdomínios AMN e AMZ, as simulações apresentam P10 e P90 semelhantes ao do CMAP para a escala IA. Os modelos acoplados apresentam comportamento semelhante

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

e viés menor do que os atmosféricos no subdomínio AMZ, enquanto na AMN as simulações apresentam padrão similar, não ficando evidente se o acoplamento oceano-atmosfera altera a representação dos extremos interanuais na região.

Embora apresentando diferenças, consideradas pequenas visto que nossa variável é a precipitação, tanto as simulações acopladas como as atmosféricas, apresentam padrão semelhante e portanto, representam o sinal da escala IA nos subdomínios da Amazônia aqui analisados (AMN e AMZ). Neste caso, os modelos não apresentaram grandes diferenças em relação às suas componentes, com ambos representando o padrão de extremos na escala IA não ficando evidente o melhor desempenho dos acoplados em relação ao atmosférico.

5 Agradecimentos

Os autores agradecem ao British Atmospheric Data Centre [BADC] pelo fornecimento dos dados referentes as simulações do modelo da família HadGEM1.2.

6 Referências

- Cavalcanti, I.F.A.; Marengo, J.A.; Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.P.; D’Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.B. & Camargo, H. 2002. Global climatological features in a simulation using the CPTEC–COLA AGCM. *Journal of Climate*, 15: 2965–2988.
- Carvalho, L.M.V.; Jones, C. & Liebmann, B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17: 88–108.
- Custodio, M.S.; da Rocha, R.P. & Vidale, P.L. 2012. Analysis of precipitation climatology simulated by high resolution coupled global models over the South America. *Hydrological Research Letters*, 6: 92–97.
- Custodio, M.S.; da Rocha, R.P.; Ambrizzi, T. & Vidale, P.L. 2016. Avaliação da climatologia na região Amazônica nos modelos da família HiGEM. *Ciência e Natura*, 38(2): 1054-1063.
- Custodio, M.S.; da Rocha, R.P.; Ambrizzi, T.; Vidale, P.L. & Demory, M-E. 2017. Impact of increased horizontal resolution in coupled and atmosphere-only models of the HadGEM1 family upon the climate patterns of South America. *Climate dynamics*, 48(9-10): 3341-3364.
- Druyan, L.M.; Fulakeza, M. & Lonergan, P. 2002. Dynamic downscaling of seasonal climate predictions over Brazil. *Journal of Climate*, 15: 3411-3426.
- Fisch, G.; Marengo, J.A. & Nobre, C.A. 1998. Uma revisão sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, 28(2): 101-126.
- Frei, C.; Schöll, R.; Fukutome, S.; Schmidli, J. & Vidale, P.L. 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *Journal of Geophysical Research*, 111: D06105.
- Gandu, A.D. & Silva Dias, P.L. 1998. Impact of tropical heat sources on the South America tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, 03: 6001–6015. doi:10.1029/97JD03114.
- Grimm, A.M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon system in Brazil: regional process versus remote influences. *Journal of Climate*, 16: 263-280.
- Johns, T.C.; Durman, C.F.; Banks, H.T.; Roberts, M.J.; McLaren, A.J.; Ridley, J.K.; Senior, C.A.; Williams, K.D.; Jones, A.; Rickard, G.J.; Cusack, S.; Ingram, W.J.; Crucifix, M.; Sexton, D.M.H.; Joshi, M.M.; Dong, B-W.; Spencer, H.; Hill, R.S.R.; Gregory, J.M.; Keen, A.B.; Pardaens, A.K.; Lowe, J.A.; Bodas-Salcedo, A.; Stark, S. & Searl, Y. 2006. The new Hadley Centre climate model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations. *Journal of Climate*, 19(7):1327-1353.
- Kodama, Y-M. 1992. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70: 813-835.
- Kousky, V.E. 1985. Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over Tropical Brazil. *Monthly Weather Review*, 113: 120-128.
- Li, J-L.F.; Martin, K.; Farrara, J.D. & Mechoso, C.R. 2002. The impact of stratocumulus cloud radiative properties on surface heat fluxes simulated with a general circulation model. *Monthly Weather Review*, 130:1433–1441.
- Liebmann, B.; Kiladis, G.N.; Vera, C.S.; Saulo, A.C. & Carvalho, L.M.V. 2004. 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*, 17: 3829–3842.
- Marengo, J.A.; Soares, W.R.; Saulo, C. & Nicolini, M. 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17: 2261-2280.
- Martin, G.M.; Ringer, M.A.; Pope, V.D.; Jones, A.; Dearden, C. & Hinton, T.J. 2006. The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: Model description and global climatology. *Journal of Climate*, 19: 1274–1301.
- Nobre, C.A.; Marengo, J.A & Artaxo, P. 2009. *Understanding the Climate of Amazonia: Progress From LBA*. In: Keller, M.; Bustamante, M.; Gash, J. & Silva Dias (orgs.). Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Series, vol. 186. Washington, D.C.: American Geophysical Union Books, 145-147.
- Nobre, P.; Siqueira, L.; Almeida, R.; Malagutti, M.; Giarolla, E.; Castelão, G.P.; Bottino, M.J.; Kubota, P.; Figueroa, S.N.; Costa, M.C.; Baptista, M.; Irber, L. & Marcondes, G.G. 2013. Climate simulation and change in the Brazilian climate model. *Journal of Climate* 26: 6716–6732.
- Planton, S.; Déqué, M.; Chauvin, F. & Terray, L. 2008. Expected impacts of climate change on extreme climate events. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(9-10): 564-574.
- Samanta, D.; Karnauskas, K.B. & Goodkin, N.F. (2019). Tropical Pacific SST and ITCZ biases in climate models: Double trouble

Análise dos Eventos Extremos de Precipitação sobre a Amazônia em Modelos Climáticos de Alta Resolução - Parte I: Variabilidade Interanual

Maria de Souza Custodio; Luiz Felipe Gozzo & Jeferson Prietsch Machado

- for future rainfall projections? *Geophysical Research Letters*, 46: 2242– 2252. <https://doi.org/10.1029/2018GL081363>.
- Satyamurty, P.; Costa, C.P.W. & Manzi, A.O. 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theoretical and Applied Climatology*, 111(1-2):195-209.
- Seth, A.; Rojas, M. & Rauscher, S.A. 2010. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. *Climate Change*, 98(3–4):331.
- Seluchi, M.E.; Saulo, A.C.; Nicolini, M. & Satyamurty, P. 2003. The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. *Monthly Weather Review*, 131: 2361-2378.
- Shaffrey, L.C.; Stevens, I.; Norton, W.A.; Roberts, M.J.; Vidale, P.L.; Harle, J.D.; Jrrar, A.; Stevens, D.P.; Woodage, M.J.; Demory, M.; Donners, J.; Clark, D.B.; Clayton, A.; Cole, J.W.; Wilson, S.; Connolley, W.M.; Davies, T.M.; Iwi, A.; Johns, T.C.; King, J.C.; New, A.L.; Slingo, J.M.; Slingo, A.; Steenman-Clark, L. & Martin, G. 2009. U.K. HiGEM: The New U.K. High-Resolution Global Environment Model: Model Description and Basic Evaluation. *Journal of Climate*, 22(8): 1861-1896.
- Silva, G.A.M.; Ambrizzi, T. & Marengo, J.A. 2009. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. *In Annales geophysical: atmospheres, hydrospheres and space sciences*, 27, 2, p. 645.
- Trenberth, K.E.; Fasullo, J.T. & Shepherd, T.G. 2015. Attribution of climate extreme events. *Nature Climate Change*, 5(8): 725-730.
- Uvo, C.R.B. & Nobre, C.A. 1989. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. *Climanalise*, 4(07): 34 – 40.
- Vera, C.; Silvestri, G.; Liebmann, B & González, P. 2006. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letter*, 33:L13707.
- Wehner, M.F. 2004. Predicted twenty-first-century changes in seasonal extreme precipitation events in the parallel climate model, *Journal of Climate*, 17: 4281– 4290.
- Wilks, D.S. 1995. *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press: New York, 468p.
- Xie, P. & Arkin, P.A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 2539 - 2558.