



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.20.04.49-TDI

**IMPORTÂNCIA DE FATORES FÍSICOS NA
OCORRÊNCIA DE DOIS EVENTOS HÍDRICOS
EXTREMOS NA REGIÃO AMAZÔNICA: UM ESTUDO
NUMÉRICO**

David Pareja Quispe

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Julio Pablo
Reyes Fernandez, aprovada em 29
de novembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45R3SM8>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.20.04.49-TDI

**IMPORTÂNCIA DE FATORES FÍSICOS NA
OCORRÊNCIA DE DOIS EVENTOS HÍDRICOS
EXTREMOS NA REGIÃO AMAZÔNICA: UM ESTUDO
NUMÉRICO**

David Pareja Quispe

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Julio Pablo
Reyes Fernandez, aprovada em 29
de novembro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45R3SM8>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Quispe, David Pareja.
Q48i Importância de fatores físicos na ocorrência de dois eventos hídricos extremos na região Amazônica: Um estudo numérico / David Pareja Quispe. – São José dos Campos : INPE, 2021.
 xxii + 161 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.20.04.49-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.
Orientador : Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez.

1. Eventos extremos. 2. Seca. 3. Chuvoso. 4. Separação de fatores. 5. RegCM4. I.Título.

CDU 551.583.16(811)



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

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

MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS****DEFESA FINAL DE TESE ALUNO DAVID PAREJA QUISPE BANCA Nº 297/2021**

No dia 29 de novembro de 2021, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) **foi APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

TÍTULO: "IMPORTÂNCIA DE FATORES FÍSICOS NA OCORRÊNCIA DE DOIS EVENTOS HÍDRICOS EXTREMOS NA REGIÃO AMAZÔNICA: UM ESTUDO NUMÉRICO"

Membros da Banca

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez Orientador – INPE/ CPTEC

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves – **Presidente** – INPE/CPTEC

Dr. Manoel Alonso Gan – Membro - INPE/CPTEC

Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha - Membro Externo - USP

Dra. Michelle Simões Reboita – Membro Externo - UNIFEI



Documento assinado eletronicamente por **Manoel Alonso Gan, Pesquisador**, em 02/12/2021, às 09:45 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luís Gustavo Gonçalves de Gonçalves, Pesquisador**, em 02/12/2021, às 12:16 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Julio Pablo Reyes Fernandez, Tecnologista**, em 02/12/2021, às 16:43 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rosmeri porfirio da rocha (E), Usuário Externo**, em 08/12/2021, às 09:02 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **8719272** e o código CRC **8681DF5B**.

Referência: Processo nº 01340.008420/2021-89

SEI nº 8719272

*Em memória de meu pai **Román**, a minha mãe
Felicitas e meus irmãos e irmãs*

AGRADECIMENTOS

À minha família pelo seu apoio e por estarem sempre que precisei ao longo dessa jornada aventureira chamada Doutorado.

Ao meu orientador Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez e aos professores Sérgio H. Franchito e V.B. Rao pela confiança, apoio e as discussões científicas que contribuíram a realização da tese.

Aos meus amigos, João Afonso, Rayana Araujo, Isela Vasquez, Arturo Sanchez, Adriano Almeida, Paulo Zanin, George Pedra, Naurinete Barreto, Saul Sánchez, Edith Tueros, Daniele da Silva Ferreira Medeiros, Wanda Isabella Diogenes, Andre Leturiondo, Rayonil Carneiro, Dayanis Montero, Angel Vara e João Pedro por compartilhar momentos de muita alegria, jogos e ciência que fizeram mais agradável a pesquisa.

Aos colegas e amigos Sildiscley, Layrson Gonçalves, Liviany Pereira, Alice Henkes, Vivian Bauce por compartilhar aulas e risadas.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos pelo uso do super computador Tupã, que foi essencial para a realização dos experimentos numéricos.

Ao Instituto Geofísico del Perú pelo uso do HPC-Linux-Cluster, do Laboratório de Dinámica de Fluidos Geofísicos Computacionales (Subvenciones 101-2014-FONDECYT, SPIRALES2012 IRD-IGP, Manglares IGP-IDRC, PpR068), que foi indispensável nos testes realizados com o RegCM4.

Aos membros da banca examinadora, Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, Dra. Michelle Simões Reboita, Dr. Manoel Alonso Gan e Dr. Luis Gustavo Goncalves de Goncalves, pelas correções e sugestões apresentadas para melhorar o conteúdo do documento da tese.

RESUMO

O modelo RegCM4 foi usado para investigar a influência de três fatores físicos na ocorrência de dois eventos extremos (seco de 2004-05 e chuvoso de 2008-09) na bacia Amazônica (BA). Para examinar o papel da temperatura da superfície do mar (TSM), gases do efeito estufa (GEE), umidade do solo (SM) e suas sinergias sobre a precipitação, o método de separação de fatores foi usado. Para isso, foi feita uma simulação contínua de 34 anos com o RegCM4 sobre o domínio CORDEX da América do Sul (AS). O modelo foi forçado com a reanálise ERA-Interim (EIN15). A princípio, avaliamos o desempenho do RegCM4, sobretudo as variáveis associadas a circulação atmosférica, ao balanço de radiação à superfície e ao ciclo hidrológico. Apesar de algumas deficiências, o modelo reproduziu bem o padrão geral das variáveis analisadas em comparação com as observações (EIN15, CLARA2 e CRU/PERSIANN). Na segunda parte, o período de dezembro-fevereiro foi selecionado para avaliar os dois eventos extremos. A avaliação foi feita a partir de uma rodada de longo prazo, chamado de experimento controle. Os resultados mostraram que o RegCM4 pode reproduzir a distribuição espacial e temporal das anomalias negativas da precipitação no período de seca entre 2004-05 e as anomalias positivas no período chuvoso de 2008-09 sobre a BA, o que indica que o RegCM4 é útil para simular eventos hidro-climáticos extremos. Finalmente, os experimentos de sensibilidade considerando a importância relativa dos três fatores diretos e seus efeitos combinados foram realizados. Para cada experimento, a média do conjunto de cinco membros foi usado na análise. Os resultados para o evento extremo seco, no verão austral de 2004-05, mostraram que os fatores diretos da TSM e GEE e o sinergismo entre os três fatores desempenham um papel muito importante na ocorrência da seca na BA. O fator TSM é o mais importante contribuindo com aumentos de precipitação superiores a 50%, enquanto o fator GEE contribui com aumentos próximos a 30%. Isto mostra que o fator TSM foi o principal fator que favoreceu a ocorrência do episódio seco 2004-05 na BA. A sinergia dos três fatores também contribuíram com aumentos de precipitação próximo a 50% nas regiões do centro e sul da BA. Além disso, sugere-se que as condições mais úmidas do solo podem reduzir a intensidade dos eventos secos. Os resultados para o evento extremo chuvoso, no verão austral de 2008-09, mostraram que o efeito direto do fator GEE foi o mais importante, apresentando grandes extensões com reduções de precipitação de até -30% na BA. O fator TSM também contribui com reduções de precipitação superiores a 20%, porém, apresentam menor extensão aos observados no experimento do fator GEE. O efeito combinado dos três fatores apresentaram reduções de precipitação de até -30%, com extensão semelhante aos observados no experimento do fator GEE. Isto indica que no caso chuvoso, a sinergia dos três fatores (TSM, GEE e SM) é importante junto ao fator GEE. Em todos os experimentos de sensibilidade, a T_{2m} apresentou efeitos de sinal positivo nas regiões onde reduções de precipitação prevaleceram, e o sinal contrário foi observado em regiões com aumentos de precipitação. Uma vez que as interações não lineares não podem ser bem avaliadas, mais estudos são necessários para entender melhor os mecanismos dominantes envolvidos.

Palavras-chave: Eventos extremos. Seca. Chuvoso. Separação de fatores. RegCM4.

IMPORTANCE OF PHYSICAL FACTORS IN THE OCCURRENCE OF TWO EXTREME HYDROLOGICAL EVENTS IN THE AMAZON REGION: A NUMERICAL STUDY

ABSTRACT

The RegCM4 model was used to investigate the influence of three physical factors on the occurrence of two extreme events (2004-05 drought and 2008-09 flood) in the Amazon basin (AB). To examine the role of sea surface temperature (SST), greenhouse gases (GHG), soil moisture (SM) and their synergies on precipitation the factor separation method was used. For this purpose, a 34-years simulation was performed with RegCM4 on the CORDEX domain of South America (SA). The model was forced with ERA-Interim reanalysis (EIN15). At first, we assess the RegCM4 performance, especially the variables associated with atmospheric circulation, the surface radiation budget and the hydrological cycle. Although some deficiencies, the model reproduced well the general pattern of the variables analyzed in comparison with the observations (EIN15, CLARA2 and CRU/PERSIANN). In the second part, the period December-February was selected to evaluate the two extreme events. The evaluation was made from a long-term run, called a control experiment. The results showed that RegCM4 can reproduce the spatial distribution and temporal evolution of negative precipitation anomalies in the 2004-05 drought event and positive anomalies in the 2008-09 flood event over AB, which indicates that RegCM4 is useful for simulating hydro-climatic extreme events. Finally, sensitivity experiments considering the relative importance of the three direct factors and their combined effects were performed. For each experiment, the five-member ensemble-averaged is used in the analysis. The results, for the extreme drought event in the austral summer of 2004-05, showed that the direct factors of SST and GHG and the synergism between the three factors play a very important role in the occurrence of drought in AB. The SST factor is the most important contributing with increases in precipitation above 50%, while the GHG factor contributes with increases around 30%. This shows that the SST factor was the main factor that favored the occurrence of the 2004-05 extreme drought episode in AB. The synergy of the three factors also contributed to precipitation increases close to 50% in the central and southern regions of AB. Moreover, it is suggested that wetter soil conditions can reduce the intensity of drought events. The results for the extreme flood event in the austral summer 2008-09, showed that the direct effect of the GHG factor was the most important, presenting large extensions with precipitation reductions in AB with values of up to -30%. The SST factor also contributes with precipitation reductions greater than 20%, however, they are less extensive than those observed in the GHG factor experiment. The combined effect of the three factors showed precipitation reductions of up to -30%, with a similar extent to those observed in the GHG factor experiment. This indicates that in the extreme flood case, the synergy of the three factors (SST, GHG and SM) is important together with the GHG factor. In all sensitivity experiments, T_{2m} showed positive sign effects in regions where precipitation reductions prevailed, and the opposite sign was observed in regions with precipitation increases. Since nonlinear interactions are not yet well knowledge, further studies are needed to better understand the dominant mechanisms involved.

Keywords: Extreme events. Drought. Flood. Factor separation. RegCM4.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Localização da Bacia Amazônica (79°–51°W e 20°S–5°N), sobre a região da América do Sul.	7
2.2 Precipitação média anual (mm ano ⁻¹) do CHIRPS entre 1981 e 2018, para a Bacia Amazônica.	8
2.3 Processos que contribuem para o acoplamento entre a umidade do solo–precipitação e o ciclo de retroalimentação.	13
2.4 Representação gráfica das regiões do Oceano Pacífico e Atlântico que influenciam a ocorrência de extremos hídricos na Bacia Amazônica. . . .	17
2.5 Representação visual dos efeitos individuais e sinergias para três fatores.	24
3.1 Domínio CORDEX da simulação e topografia (m) na região da América do Sul.	31
3.2 TSM para DJF de 2004-05 (a) anomalia e (b) climatologia na região do Atlântico Tropical Norte e DJF 2008-09 (c) anomalia e (d) climatologia na região do Atlântico Tropical Sul.	33
3.3 Representação esquemática do experimento que avalia o impacto dos GEE na geração/intensificação de eventos extremos na Bacia Amazônica.	35
3.4 Anomalia média da coluna total da umidade do solo (mm dia ⁻¹) para a) dezembro 2004 e b) dezembro de 2008, obtida a partir da simulação CTRL do RegCM4.	36
3.5 Série temporal de umidade do solo da camada profunda (mm) na Amazônia simulado pelo RegCM4. Período 1979-2012.	36
3.6 Bacia Amazônica (cor verde) e regiões de análise: Sul da Amazônia (SAM), Centro da Amazônia (CAM) e Norte da Amazônia (NAM). . . .	40
4.1 Climatologia sazonal (1982-2012) do vento (m s ⁻¹) em 850 hPa e a pressão ao nível médio do mar (hPa) na AS. EIN15 (coluna esquerda), RegCM4 (coluna central) e diferença RegCM4-EIN15 (coluna da direita). Os campos sombreados representam a intensidade do vento e as linhas vermelhas representam a pressão.	45
4.2 Idem à Figura 4.1, para a circulação em 200 hPa.	48
4.3 Climatologia sazonal (1982-2012) da fração de cobertura de nuvens (%) na AS. CLARA2 (coluna à esquerda), RegCM4 (coluna central) e a diferença RegCM4-CLARA2 (coluna à direita).	50

4.4	Idem à Figura 4.3, para o saldo de radiação de onda curta à superfície (W m^{-2}) (período 1992–2012).	53
4.5	Idem à Figura 4.3, para o saldo de radiação de onda longa à superfície (W m^{-2}).	55
4.6	Idem à Figura 4.3, para o albedo.	57
4.7	Idem à Figura 4.3, para a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$).	59
4.8	Climatologia sazonal (1982-2012) da precipitação (mm dia^{-1}) na AS: CRU/PERSIANN (coluna à esquerda), RegCM4 (coluna central) e a diferença RegCM4-CRU/PERSIANN (coluna à direita).	61
4.9	Idem à Figura 4.8, para a precipitação menos a evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}).	64
4.10	Boxplot para o ciclo anual da precipitação (mm dia^{-1}) e a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) para o período 1982-2012 e saldo de radiação à superfície (W m^{-2}) para o período 1992-2012, nas regiões AMZ: $72\text{--}55^{\circ}\text{W}, 12\text{--}0^{\circ}\text{S}$; NEB: $45\text{--}35^{\circ}\text{W}, 15\text{--}4^{\circ}\text{S}$; SE: $52\text{--}40^{\circ}\text{W}, 25\text{--}15^{\circ}\text{S}$ e LPB: $64\text{--}52^{\circ}\text{W}, 36\text{--}22^{\circ}\text{S}$.	68
5.1	Anomalia interanual da precipitação nas regiões: BA, NAM, CAM e SAM.	72
5.2	Idem à Figura 5.1, para a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$).	73
5.3	Percentis de 25% e 75% para as anomalias interanuais da precipitação (coluna à esquerda) e T_{2m} (coluna à direita) nas regiões da BA, NAM, CAM e SAM.	74
5.4	Anomalia de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a Bacia Amazônica e anomalia da temperatura de superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-2005 no CRU e RegCM4. A média climatológica do período 1981-2010 foi considerado para o cálculo das anomalias.	76
5.5	Anomalia da T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) em janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-2005 para os dados CRU e no RegCM4.	78
5.6	Efeitos diretos Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} para a precipitação (%), no verão austral 2004-05.	81
5.7	Efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} e de sinergias: $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$ para a precipitação (%), média nas regiões: a) NAM, b) CAM e c) SAM, no verão austral 2004-05.	83
5.8	Efeito direto Δ_{SM} para a umidade do solo (superficial + profunda).	86
5.9	Idem à Figura 5.6, para a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$).	87
5.10	Efeitos das sinergias $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$, para a precipitação (%) no verão austral 2004-2005.	89
5.11	Idem à Figura 5.10, para a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$).	92

5.12	Diferença da pressão ao nível meio do mar (hPa) e o vento em 850 hPa (m s ⁻¹) (experimento de sensibilidade menos CTRL) para os meses do verão austral 2004-05.	95
5.13	Idem à Figura 5.12, para o fluxo de umidade integrado na vertical (Kg m ⁻¹ g ⁻¹).	98
5.14	Seção transversal latitude-altura de ômega (hPa s ⁻¹ , sombreado) e vetor ômega-v (vetor; v,w*(-10 ³) hPa s ⁻¹) entre 78-40°W, no verão austral 2004-05 para os efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} , e Δ_{SM}	100
5.15	Anomalia de precipitação (mm dia ⁻¹) sobre a Bacia Amazônica e anomalia da temperatura de superfície do mar (°C) para janeiro de 2009 e na média sazonal do verão 2008-2009 no CRU e RegCM4. A média climatológica do período 1981-2010 foi considerado para o cálculo das anomalias.	102
5.16	Anomalia da T _{2m} (°C) em janeiro de 2009 e na média sazonal do verão 2008-2009 para os dados CRU e no RegCM4.	104
5.17	Efeitos diretos Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} para a precipitação (%), no verão austral 2008-09.	106
5.18	Efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} e de sinergias: $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$ para a precipitação (%), média nas regiões: a) NAM, b) CAM e c) SAM, no verão austral 2008-09.	108
5.19	Idem à Figura 5.17, para a T _{2m} (°C).	109
5.20	Efeitos das sinergias $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$, para a precipitação (%) no verão austral 2008-2009.	110
5.21	Idem à Figura 5.20, para a T _{2m} (°C).	112
5.22	Diferença da pressão ao nível meio do mar (hPa) e o vento em 850 hPa (m s ⁻¹) (experimento de sensibilidade menos CTRL) para os meses do verão austral 2008-09.	114
5.23	Idem à Figura 5.22, para o fluxo de umidade integrado na vertical (Kg m ⁻¹ g ⁻¹).	116
5.24	Seção transversal latitude-altura de ômega (hPa s ⁻¹ , sombreado) e vetor ômega-v (v,w*(-10 ³) hPa s ⁻¹) entre 78-40°W, no verão austral 2008-2009 para os efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM}	119
A.1	Resumo do artigo publicado no Earth Systems and Environment	151
A.2	Resumo do artigo submetido ao Climate Dynamics	152
A.1	Emissões anuais antropogênicas totais de gases de efeito estufa por grupos de gases para o período entre 1970–2010.	153
D.1	Representação simples de um boxplot.	159

E.1	Diferença de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) da coluna atmosférica entre eGHG e CTRL, para os meses do verão austral (DJF) 2004-05.	161
-----	--	-----

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Episódios secos e chuvosos que ocorreram na Bacia Amazônica, com seus respectivos fenômenos associados como: El Niño, La Niña ou as condições da TSM do Atlântico Tropical.	18
3.1 Modificações realizadas na configuração padrão do esquema BATS do RegCM4. *Para maior detalhe dos parâmetros modificados ver da Rocha et al. (2012).	29
3.2 Características dinâmicas e físicas do modelo RegCM4.	29
3.3 Experimentos numéricos realizados com o modelo RegCM4, seguindo o método de separação fatores clássico. O símbolo ✓✓ indica a modificação do fator.	37
3.4 Cálculo dos efeitos diretos e de sinergia dos fatores.	38
3.5 Alterações feitas nos arquivos: ICBC, namelist e restart. Onde ✓ representa o arquivo que foi modificado.	39

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMZ	–	Amazônia
AOGCM	–	Modelos Globais Acoplados Oceano-Atmosfera
AVHRR	–	Advanced Very High Resolution Radiometer
BA	–	Bacia Amazônica
CLACE-CMIP5	–	Global Land-Atmosphere Climate Experiment-Coupled Model Inter-comparison Project phase 5
CRU	–	Climate Research Unit
CAM	–	Centro da Amazônia
CTRL	–	Controle
CORDEX	–	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
eSST	–	Experimento da temperatura de superfície do mar
eGHG	–	Experimento de gases de efeito estufa
eSM	–	Experimento de umidade do solo
eSSTG	–	Experimento da temperatura de superfície do mar e gases de efeito estufa
eSSTM	–	Experimento da temperatura de superfície do mar e umidade do solo
eGHGM	–	Experimento de gases de efeito estufa e umidade do solo
eSSTGM	–	Experimento de temperatura de superfície do mar, gases de efeito estufa e umidade do solo
ETP	–	Evapotranspiração Potencial
ENOS	–	El Niño Oscilação do Sul
EIN15	–	Reanálise ERA-Interim
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GEE	–	Gases de Efeito Estufa
LPB	–	Bacia da Prata
MCRs	–	Modelos Climáticos regionais
NAM	–	Norte da Amazônia
NEB	–	Nordeste do Brasil
PERSIANN	–	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
SFC	–	Separação de Fatores Clássico
SE	–	Sudeste do Brasil
SAM	–	Sul da Amazônia
TSM	–	Temperatura de Superfície do Mar
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	3
1.2 Objetivo	4
1.2.1 Objetivos específicos:	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 A Bacia Amazônica	7
2.1.1 Sistemas oceânicos e atmosféricos atuantes na Amazônia	9
2.1.2 O papel da radiação solar e a evapotranspiração na Amazônia	11
2.1.3 O papel da umidade do solo na Amazônia	12
2.2 Extremos hídricos na Amazônia	14
2.3 Separação de fatores	20
2.3.1 Separação de Fatores Clássicos (SFC)	21
3 DADOS E METODOLOGIA	25
3.1 Dados	25
3.1.1 Reanálise ERA-Interim (EIN15)	25
3.1.2 Climate Research Unit (CRU)	26
3.1.3 Saldo de Radiação à superfície, Nebulosidade e Albedo	27
3.2 Metodologia	28
3.2.1 Modelo Climático Regional RegCM	28
3.2.2 Desenho experimental	30
3.2.2.1 Experimento Controle (CTRL)	31
3.2.2.2 Experimentos de Sensibilidade	32
3.2.3 Regiões de análise	40
4 SIMULAÇÃO DA CLIMATOLOGIA DA AMÉRICA DO SUL	43
4.1 Circulação atmosférica	43
4.2 Balanço radiativo à superfície	49
4.3 Ciclo hidrológico	60
4.4 Ciclo anual e variabilidade	66
4.5 Sumário	69

5	SIMULAÇÃO DE EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS .	71
5.1	Eventos extremos no período 1982-2012	71
5.2	Evento seco de 2005	75
5.2.1	Controle	75
5.2.2	Experimentos de Sensibilidade	79
5.2.2.1	Efeitos dos fatores termodinâmicos e físicos	79
5.2.2.2	Papel da dinâmica atmosférica nos efeitos diretos e sinergias	92
5.3	Evento Chuvoso 2009	100
5.3.1	Controle	100
5.3.2	Experimentos de Sensibilidade	104
5.3.2.1	Efeitos dos fatores termodinâmicos e físicos	104
5.3.2.2	Papel da dinâmica atmosférica nos efeitos diretos e sinergias	112
5.4	Sumário	118
6	CONCLUSÕES	123
6.1	Trabalhos futuros	126
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
	APÊNDICE A - RESULTADOS PUBLICADOS/SUBMETIDOS . .	151
	ANEXO A - GASES DE EFEITO ESTUFA	153
	ANEXO B - SCRIPT PARA TROCAR A UMIDADE DO SOLO DA BACIA AMAZÔNICA	155
	ANEXO C - MODIFICAÇÃO FEITA NO ARQUIVO MOD_ENSEMBLE.F90	157
	ANEXO D - CARACTERÍSTICAS DO GRÁFICO BOXPLOT . . .	159
	ANEXO E - TEMPERATURA DA COLUNA ATMOSFÉRICA . . .	161
E.1	Equação de estado dos gases	161

1 INTRODUÇÃO

Os eventos hídricos extremos fazem parte da variabilidade climática natural e podem ocorrer em vários ciclos. Por exemplo, o evento de seca extrema (2004-05) ocorreu em toda a Bacia Amazônica (BA). Vários estudos deste evento avaliaram suas causas, impactos, mecanismos e implicações no sistema climático (MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008; TOMASELLA et al., 2011; MARENGO; ESPINOZA, 2016; SANTOS et al., 2017; PANISSET et al., 2018; GARCIA et al., 2018; JIMENEZ et al., 2018; JIMENEZ et al., 2019). As principais consequências deste evento foram: o aumento do número de incêndios, o transporte fluvial e a pesca afetada pela diminuição do nível de rios, redução/acionamento da energia elétrica, alterações na biodiversidade da flora e fauna (SENA et al., 2012; MARENGO et al., 2013a; MARENGO; ESPINOZA, 2016). Da mesma forma, eventos extremos mais úmidos na Amazônia afetam as atividades socioeconômicas das cidades/comunidades ribeirinhas com a elevação dos níveis de rios. Como ressaltam Marengo e Espinoza (2016), a ocorrência de eventos de seca é incomum e pode influenciar a biodiversidade da Amazônia a longo prazo.

Diversos estudos têm demonstrado que a variabilidade interanual da precipitação na região amazônica pode ser parcialmente atribuída às variações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos Pacífico e Atlântico. A ocorrência do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) no Pacífico Central, as temperaturas elevadas no Atlântico tropical ou a ocorrência simultânea de ambos os fenômenos podem afetar as taxas de precipitação na Amazônia (RONCHAIL et al., 2002; ZENG et al., 2008; GOOD et al., 2008; ESPINOZA et al., 2009; YOON; ZENG, 2010; SANTOS et al., 2017). A fase positiva do ENOS (El Niño), com anomalias positivas da TSM no Pacífico Equatorial, está associada a eventos de seca na BA, afetando principalmente as partes central e oriental. Por outro lado, as anomalias positivas da TSM no Atlântico Tropical Norte estão associadas a eventos de seca na BA (ZENG et al., 2008; YOON; ZENG, 2010; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

De 1979 até 2020, ocorreram na BA várias secas (1979-81, 1982-83, 1995, 1997-98, 2004-05, 2010, 2015-16) e eventos mais úmidos (1989, 1999, 2009, 2012, 2014) (MARENGO; ESPINOZA, 2016; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016; JIMENEZ et al., 2019). A ocorrência desses eventos extremos foi de intensidade variada e afetaram diferentes partes da Amazônia. Além disso, as secas ocorridas entre 2004-2005 e 2010 foram classificadas como “uma vez em um século” (MARENGO; ESPINOZA, 2016).

A frequência e intensidade dos eventos extremos aumentaram ao redor do mundo no período 2000-2012 (FIELD et al., 2012). Na Amazônia, nas duas primeiras décadas do

século XXI, já ocorreram três secas extremas (2004-05, 2010 e 2015-16), com aproximadamente cinco anos de frequência (PANISSET et al., 2018; JIMENEZ et al., 2018), e três eventos chuvosos (2009, 2012 e 2014) com uma frequência aproximada de dois anos (MARENGO; ESPINOZA, 2016). Os episódios de seca de 2004-05 e 2010 foram associadas com as temperaturas mais altas no Atlântico Tropical Norte, enquanto o episódio de 2015-16 estava relacionado à fase positiva do ENOS ou El Niño. Por outro lado, os episódios chuvosos de 2009 e 2012 foram associados com as anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul, e o de 2014 associado a temperaturas mais elevadas nos oceanos Atlântico Subtropical Sul e Indo-Pacífico.

Duffy et al. (2015), baseados nas projeções de um conjunto de 35 modelos do Coupled Model Intercomparison Project - Phase 5 (CMIP5), sob o cenário Representative Concentration Pathway (RCP) 8.5, mostraram que no futuro, as secas aumentariam em frequência e extensão geográfica no leste da Amazônia, e o oposto ocorreria na Amazônia Ocidental, onde eventos extremos úmidos também deveriam aumentar após 2040. Marengo et al. (2013b) avaliaram a seca de 2005 utilizando sete modelos regionais diferentes no projeto CLARIS-LPB. O resultado mostrou que os modelos regionais utilizados no estudo não conseguiram reproduzir a distribuição espacial do déficit de precipitação observada no episódio da seca de 2004-05, e alguns modelos até simularam um sinal oposto ao observado. Embora Modelos Climáticos Regionais (RCMs) e Modelos Globais sejam ferramentas úteis para estudar e avaliar os diferentes processos que ocorrem no sistema climático, eles ainda têm dificuldades em reproduzir processos que levam a eventos extremos.

Além da TSM, outros fatores podem contribuir para a ocorrência de eventos hídricos extremos na Amazônia. De acordo com os relatórios do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), os Gases de Efeito Estufa (GEE) contribuíram para a intensificação de eventos hidrológicos em diferentes regiões do mundo (IPCC, 2007; IPCC, 2014). Estes relatórios mostram que a concentração de GEE aumentou desde a era pré-industrial devido a causas antropogênicas, particularmente a queima de biomassa. Por outro lado, as mudanças climáticas antropogênicas devido ao desmatamento, ao crescimento demográfico e ao uso da terra podem contribuir para mudanças na dinâmica atmosférica e, conseqüentemente, favorecer o aumento de eventos extremos (BANHOLZER et al., 2014; IPCC, 2007; IPCC, 2014; KHAN, 2017).

Muitos estudos de modelagem mostram uma redução da precipitação e aumento da temperatura na região tropical no futuro, enquanto mudanças maiores podem ocorrer no cenário mais pessimista (RCP8.5) (REBOITA et al., 2014; REBOITA et al., 2021;

BLÁZQUEZ; SILVINA, 2020; LLOPART et al., 2020). Os resultados dos modelos também mostram que a umidade do solo pode afetar as taxas de precipitação (ZHENG; ELTAHIR, 1998; SCHÄR et al., 1999; PAL; ELTAHIR, 2001; PAL; ELTAHIR, 2002; SAINI et al., 2016) e, conseqüentemente, a ocorrência de eventos hidrológicos extremos (PAL; ELTAHIR, 2001; PAL; ELTAHIR, 2002; SAINI et al., 2016; MAY et al., 2017).

Para avaliar a influência de diferentes fatores que geram diversos fenômenos atmosféricos no sistema climático, Stein e Alpert (1993) propuseram uma metodologia de Separação de Fatores (SF) para isolar o efeito individual dos fatores considerados. Seu objetivo é isolar o efeito de diferentes fatores em campos atmosféricos específicos em um ou mais estudo de caso. Dessa forma, a contribuição direta de cada fator pode ser avaliada, bem como o papel da sinergia entre eles nos diversos fenômenos atmosféricos, que entram em jogo quando vários fatores, pelo menos dois, são ativados juntos. O método SF foi utilizado em muitos estudos para avaliar a contribuição e o papel de cada fator envolvido (ROMERO et al., 1997; LYNN et al., 2009; ALPERT; SHOLOKHMAN, 2011; KUMAR et al., 2013; LYNN et al., 2020, e muitos outros). A maioria dos estudos anteriores utilizando a metodologia SF considerou a topografia, uso da terra/coertura terrestre, GEE, vapor de água, entre outros (STEIN; ALPERT, 1993; ALPERT; SHOLOKHMAN, 2011; TORMA; GIORGI, 2014; GRANT; HEEVER, 2014; LYNN et al., 2020).

Recentemente, Torma e Giorgi (2014) aplicaram o método SF para avaliar as diferentes fontes de incerteza nas projeções climáticas regionais baseadas em RCM sobre a região do Mediterrâneo, forçadas por um modelo climático global.

1.1 Motivação

Os eventos hídricos extremos (secos ou chuvosos) que ocorrem na Amazônia são geralmente associadas as anomalias da TSM dos oceanos adjacentes (Pacífico e Atlântico Tropical), no entanto, não explicam toda a variabilidade observada na precipitação. Assim, diversos estudos apontam outros fatores como as mudanças na cobertura e uso do solo, o desmatamento da floresta, os gases de efeito estufa, a umidade do solo e o transporte de umidade podem ter impacto nas taxas de precipitação. Isto sugere que esses fatores (naturais ou antrópicos) podem explicar o remanescente da variabilidade de precipitação sobre a região Amazônica.

Os mecanismos internos e externos dos diversos processos físicos das componentes do sistema climático na Amazônia ainda não são suficientemente compreendidos, o

que dificulta o entendimento e a correta interpretação dos diversos processos e/ou mecanismos que influenciam a ocorrência de extremos hídricos. Nesse sentido, neste estudo, são abordadas as seguintes questões científicas:

1. Qual é a contribuição dos fatores físicos (TSM, GEE e umidade de solo) na ocorrência de eventos extremos hídricos na BA?
2. A sinergia dos fatores físicos é importante na geração dos eventos extremos?
3. É possível melhorar a compreensão e previsibilidade dos eventos extremos?

O presente estudo pretende responder as questões acima propostas mediante a realização de experimentos numéricos usando o modelo regional climático RegCM4, considerando três fatores físicos: a TSM do Atlântico Tropical, os gases de efeito estufa e a umidade do solo da BA. Esses fatores são avaliados em estudo de casos de eventos extremos que ocorreram em 2005 (seco) e 2009 (chuvoso) durante o verão austral. Este estudo pretende melhorar o nosso conhecimento dos processos atmosféricos que contribuem na ocorrência de extremos hídricos, assim como determinar o papel dos fatores considerados na geração/intensificação de eventos extremos hídricos, o que pode permitir aprimorar as previsões sazonais e climáticas.

Uma melhor compreensão desses eventos é necessária para mitigar os impactos negativos na sociedade e nos diversos ecossistemas. Assim como, um conhecimento mais prático do comportamento de vários fatores do sistema climático que contribuem para a ocorrência de eventos extremos é fundamental, pois nos permitirá um melhor monitoramento da sua evolução temporal, permitindo que se tome as medidas preventivas adequadas no momento certo.

1.2 Objetivo

O presente trabalho tem como objetivo geral identificar quantitativamente a importância de cada um dos fatores físicos que favorecem a ocorrência de eventos hídricos extremos na BA, assim como o papel de suas sinergias.

1.2.1 Objetivos específicos:

- Simular as características climáticas da América do Sul;
- Verificar se o RegCM4 consegue reproduzir os padrões climáticos da América do Sul;

- Simular numericamente os eventos extremos (seco de 2005 e chuvoso de 2009) que ocorreram sobre a BA durante o verão austral;
- Realizar experimentos numéricos de sensibilidade, isolando os fatores físicos associados a ocorrência de eventos extremos;
- Avaliar quantitativamente o impacto direto e de sinergia dos fatores físicos nos eventos extremos selecionados.

No Capítulo 2 são descritas as principais características da região de estudo e apresentada uma revisão dos eventos hídricos extremos que ocorreram na Amazônia e de pesquisas usando o método de separação de fatores. Os dados e a metodologia são apresentados no Capítulo 3. Os resultados das simulações numéricas da climatologia do RegCM4 e dos eventos extremos usando a metodologia de separação de fatores são mostrados nos Capítulos 4 e 5, respectivamente. No Capítulo 6 são apresentadas as principais conclusões da pesquisa, assim como sugestões para trabalhos futuros.

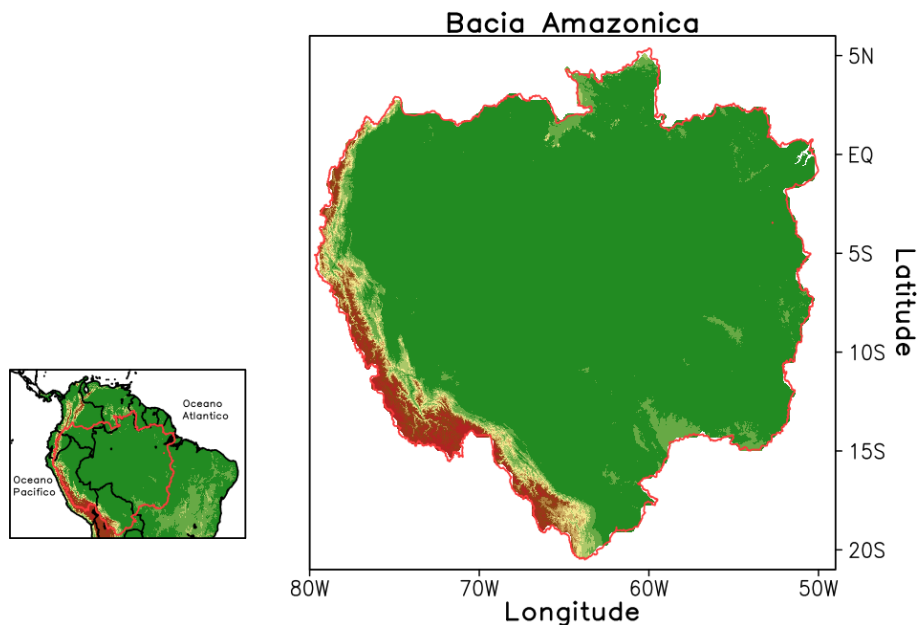
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste Capítulo são abordados sucintamente as principais características da região de estudo, assim como, uma breve revisão histórica dos extremos hídricos (seco e chuvoso) que já aconteceram sobre a região Amazônica e, estudos numéricos.

2.1 A Bacia Amazônica

A Bacia Amazônica (BA) estende-se desde os Andes orientais até o oceano Atlântico, aproximadamente, entre a faixa latitudinal 20°S–5°N e na faixa longitudinal 79°W–51°W, abrangendo mais de 6 milhões km² (Figura 2.1). A BA é dividida em três grandes unidades morfológicas: 44% da área pertence a Guiana geológica e escudos do Brasil, 45% na Amazônia e 11% nos Andes; abrangendo sete países: Brasil (63%), Peru (15%), Bolívia (12%), Colômbia (6%), Equador (2%), Venezuela e Guiana (1%) (ESPINOZA et al., 2009).

Figura 2.1 - Localização da Bacia Amazônica (79°–51°W e 20°S–5°N), sobre a região da América do Sul.

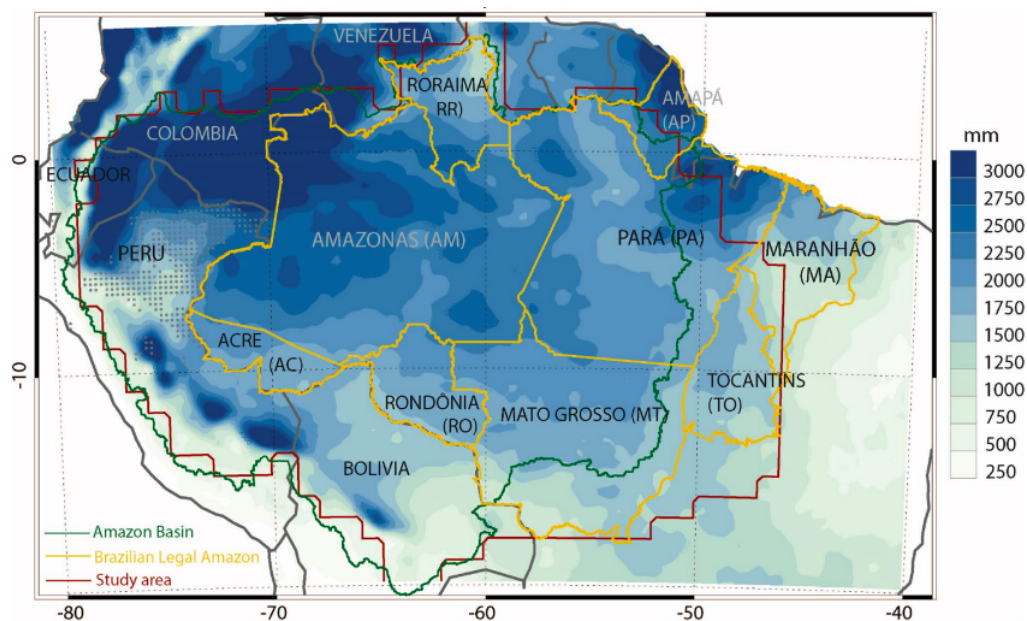


Fonte: Produção do autor.

A BA é uma das regiões mais convectivas do planeta com taxas de precipitação superiores aos 2200 mm ano⁻¹, sobretudo na região noroeste da bacia (COE et al., 2016; MAEDA et al., 2017). Isto faz com que a bacia seja uma importante fonte de calor latente e vapor de água para a atmosfera (MARENGO et al., 2018). No entanto,

as elevadas taxas de precipitação que ocorrem na Amazônia são o resultado da complexa interação entre os processos físicos e dinâmicos que ocorrem nas diferentes escalas (microescala, mesoescala, escala sinóptica e macroescala) e que são influenciados pelos fatores geográficos, geomorfológicos e atmosféricos (FIGUEROA; NOBRE, 1990; NOBRE et al., 2009; ESPINOZA et al., 2009; NOBRE et al., 2016). A Figura 2.2 mostra a distribuição da precipitação média anual na BA, para o período 1981–2018.

Figura 2.2 - Precipitação média anual (mm ano^{-1}) do CHIRPS entre 1981 e 2018, para a Bacia Amazônica.



Fonte: Funatsu et al. (2021).

As altas taxas de precipitação que ocorrem na BA são mantidas tanto pela umidade vinda do Atlântico tropical quanto pela reciclagem da evapotranspiração da floresta Amazônica (SALATI et al., 1979; NOBRE et al., 1991; NOBRE et al., 2009; DRUMOND et al., 2014; SATYAMURTY et al., 2013b; ZEMP et al., 2014; ZEMP et al., 2017). Recentemente, Zemp et al. (2017) e Weng et al. (2018) mostraram que as taxas de precipitação no lado leste da Amazônia são provenientes da umidade vinda do Atlântico, com uma contribuição variando entre 60–100%, enquanto o lado oeste do Amazônia, sobre as regiões próximas aos Andes, a contribuição é originária da evapotranspiração da floresta Amazônica com valores variando entre 50–70%.

Uma característica dos regimes de precipitação na Amazônia é que eles variam acentuadamente em toda a bacia. Por exemplo, a região sudeste apresenta taxas de precipitação inferiores aos 1600 mm ano⁻¹, enquanto a região noroeste apresenta taxas superiores aos 2800 mm ano⁻¹ (ESPINOZA et al., 2009; COE et al., 2016). A região noroeste é caracterizada por receber precipitações quase constantes ao longo do ano, enquanto o sudeste é fortemente marcado pelo regime sazonal, associadas a mudanças na posição da Zona de Convergência Inter-Tropical, com picos de chuva em janeiro-fevereiro e uma longa estação seca centrada em julho (COE et al., 2016).

2.1.1 Sistemas oceânicos e atmosféricos atuantes na Amazônia

A região Amazônica apresenta suas próprias características locais e regionais. Mas quem sustenta essas características são os sistemas dinâmicos meteorológicos e oceânicos que atuam nas diferentes escalas junto aos fatores geográficos e geomorfológicos, seja de forma individual ou acoplada (NOBRE et al., 2016).

O principal sistema oceânico-atmosférico de escala sinótica que afeta a BA é a Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), que está localizada na depressão equatorial (REBOITA et al., 2010; WALISER; JIANG, 2015). Este sistema é caracterizado por apresentar uma permanente baixa pressão, onde os ventos alísios carregados de calor e umidade convergem para formar uma área de maior convecção, nebulosidade e precipitação (WALISER; JIANG, 2015).

No caso da Amazônia, a ZCIT contribui com grandes quantidades de umidade que são transportadas do Atlântico para o interior BA pelos ventos alísios. No inverno austral a ZCIT desloca-se para o norte, seguindo a área de aquecimento mais intenso reduzindo a chuva na Amazônia. No verão austral, o ZCIT desloca-se para o sul trazendo as chuvas.

Outro sistema sinótico importante é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que é caracterizado por ser uma zona de convergência longa e ampla, que segue a orientação noroeste-sudeste a partir da Amazônia para os sub-trópicos próximos à costa sudeste do Brasil, projetando-se sobre o oceano Atlântico Sul adjacente (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; CARVALHO et al., 2004). Este sistema atua principalmente no sul e sudoeste da Amazônia, sendo responsável pela precipitação no final da primavera e durante o verão austral (CARVALHO et al., 2004).

A penetração de frentes frias extratropicais de escala sinótica, conhecidas como

friagens na Amazônia, modificam a estrutura atmosférica e as condições climáticas locais (OLIVEIRA; NOBRE, 1986; MARENGO et al., 1997). As frentes frias dirigidas por ondas de ar polar podem chegar ao norte até o Equador e são relativamente comuns na região Amazônica durante o inverno austral (maio-setembro), podendo produzir um resfriamento substancial na bacia (MARENGO et al., 1997b).

Também, o anticiclone da Alta da Bolívia (AB) é outro sistema sinótico que ocorre na América do Sul durante o verão austral, manifestando-se exclusivamente na alta troposfera. A formação deste sistema está associado a intensa liberação de calor latente de condensação que ocorre na Amazônia. Este anticiclone se encontra sobre a parte centro-oeste do continente (seu núcleo movimenta-se na Bolívia e partes do sul do Peru e norte de Chile), acompanhado corrente abaixo pelo cavado de nordeste brasileiro (CARVALHO, 1989).

Este sistema meteorológico está associado a intensa liberação de calor latente de condensação que ocorre naquela região,

Outros dois importantes sistemas de mesoescala atuam na Amazônia: as Linhas de Instabilidade (LI), que são formadas ao longo da costa norte da América do Sul, principalmente no final da tarde, as quais são associadas à circulação de brisa marítima, mais frequentes entre abril e junho (GARSTANG et al., 1994; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011), e os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que causam as maiores tempestades convectivas em diferentes regiões do globo (HOUZE, 2004). Em geral, na Amazônia a gênese dos SCM apresentam grande variabilidade espacial. Porém, durante o verão a gênese é espalhada por toda a BA, enquanto no inverno a maioria dos sistemas se originam na parte nordeste da bacia (REHBEIN et al., 2018).

A oscilação de Madden-Julian (OMJ) afeta a região Amazônica e é o modo dominante de variabilidade intra-sazonal nos trópicos (MADDEN; JULIAN, 1994; ZHANG, 2005). Segundo Mayta et al. (2019) as contribuições mais importantes da OMJ ocorrem no inverno e outono austral, e com menor aporte no verão e primavera austral. Particularmente durante o inverno, a contribuição deste sistema na precipitação em algumas áreas da parte central da BA e nos hotspots¹ podem atingir valores de até 50%.

A circulação zonal conhecida como circulação de Walker (BJERKNES, 1969) se referindo à circulação atmosférica em larga escala ao longo do plano longitude-altura

¹Os hotspots de precipitação são áreas que apresentam altas taxas de precipitação.

sobre o Oceano Pacífico Equatorial, é um sistema importante que influencia na precipitação da Amazônia. Esta circulação desloca-se na direção leste-oeste nas fases positivas e negativas do El Niño Oscilação do Sul (ENOS), favorecendo ou inibindo os processos convectivos na Amazônia (LAU; YANG, 2015).

Finalmente, a circulação meridional conhecida como célula de Hadley do Atlântico (WANG, 2002) também contribui nas taxas de precipitação que ocorrem na BA. A subsidência anômala desta circulação na BA reduz a precipitação, enquanto a ascendência anômala desta circulação na BA contribui com o aumento da precipitação. O comportamento anômalo desta circulação é influenciado pelo sinal positivo e negativo do gradiente meridional do Atlântico Tropical (YOON; ZENG, 2010).

Em suma, as taxas de precipitação que ocorrem na Amazônia são o resultado da interação entre os diversos sistemas oceânicos-atmosféricos e as circulações associadas que foram descritas acima, assim como os vários processos físicos e dinâmicos de escala local e regional, além das características geográficas locais que modulam/influenciam os padrões espaciais e temporais.

2.1.2 O papel da radiação solar e a evapotranspiração na Amazônia

O ciclo hidrológico está diretamente ligado às mudanças de temperatura da atmosfera e ao balanço de radiação (INGLEZAKIS et al., 2016). Portanto, devido a BA estar localizada dentro da faixa equatorial, recebe uma quantidade grande de energia solar. Por esta razão, a radiação solar no topo da atmosfera na Amazônia, entre 5°N e 10°S, varia de um valor máximo de 424,8 Wm^{-2} (dezembro-janeiro) a um valor mínimo de 355,3 Wm^{-2} (junho-julho) (SALATI; MARQUES, 1984).

Na Amazônia, a média anual de radiação solar incidente à superfície varia entre 185,2 – 208 Wm^{-2} (PEREIRA et al., 2017). O ciclo sazonal de radiação solar incidente à superfície na Amazônia Central mostra valores máximos em agosto/outubro e mínimos em dezembro/fevereiro (CULF et al., 1996; PEREIRA et al., 2017). Essa distribuição temporal em sua maior parte é controlada pela nebulosidade relacionada à convecção.

Por outro lado, a precipitação sobre a BA é mantida pela evapotranspiração que é reciclada de fontes locais (SALATI et al., 1979; ZEMP et al., 2017) e pela convergência do fluxo de vapor de água, que está associado às estruturas de circulação regional e de grande escala (CHEN, 1985; NOBRE et al., 2009). A evapotranspiração é o meio

predominante pelo qual o saldo de radiação à superfície e a precipitação são transferidas da superfície terrestre para a atmosfera (NEPSTAD et al., 2004; ROCHA et al., 2009).

As grandes taxas de radiação solar que recebem os oceanos tropicais favorecem os processos de evaporação nestas regiões. Desta forma, o Atlântico Tropical Sul e Norte proporcionam grandes quantidades de umidade que são transportados pelos ventos alísios para o interior da Amazônia como um fluxo persistente de norte na maior parte do ano (SATYAMURTY et al., 2013a; DRUMOND et al., 2014). Na direção sul, o fluxo fornece umidade em latitudes mais altas da América do Sul.

Na escala regional, o transporte de umidade para dentro e fora da BA, particularmente durante a estação chuvosa, é extremamente importante no regime de chuva. A umidade da BA é exportada para fora da bacia e transportada ao leste do Andes pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) - com velocidade máxima de vento da ordem de 15 ms^{-1} a 850 hPa, próximo a 17°S e 62°W - e contribui para a precipitação sobre a bacia do Prata (MARENGO, 2004; MARENGO, 2006; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009; MARTINEZ; DOMINGUEZ, 2014).

2.1.3 O papel da umidade do solo na Amazônia

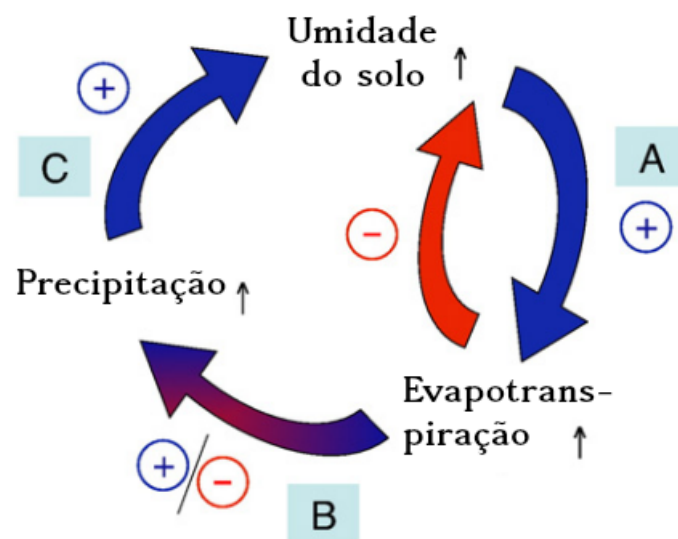
Estudos numéricos mostraram que a umidade do solo é um fator importante que pode contribuir nas taxas de precipitação, mediante a retroalimentação positiva existente entre elas (SAINI et al., 2016; ZHENG; ELTAHIR, 1998; ELTAHIR, 1998; SCHÄR et al., 1999; PAL; ELTAHIR, 2001; PAL; ELTAHIR, 2002). Desta forma, a umidade do solo pode favorecer a ocorrência de extremos hídricos (SAINI et al., 2016; PAL; ELTAHIR, 2001; PAL; ELTAHIR, 2002).

Os mecanismos de retroalimentação positiva entre a umidade do solo e a precipitação foi proposto por Eltahir (1998), e significa que, um solo mais úmido que o normal sobre uma determinada região favorece um aumento da precipitação através da interação entre a umidade do solo e a atmosfera. Eltahir (1998) explica que a mudança anômala da umidade do solo levaria a uma diminuição do albedo e da razão de Bowen. Isto implica que as mudanças da umidade do solo podem afetar as condições atmosféricas, principalmente a camada limite, e por consequência a precipitação (ELTAHIR, 1998).

Por outro lado, Seneviratne et al. (2010) mostraram que além do mecanismo

de retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação, estas variáveis encontram-se acopladas. A Figura 2.3 mostra uma estrutura conceitual simplificada da interação entre a umidade do solo, evapotranspiração e precipitação que foi proposta por Seneviratne et al. (2010). Onde a relação **A** refere-se à interação entre a umidade do solo e a evapotranspiração. A relação **B** refere-se a relação do acoplamento/retroalimentação da umidade do solo-precipitação, no entanto, esta relação ainda é difícil de se determinar devido ao número de processos envolvidos. A relação **C** geralmente pode ser considerada trivial, embora haja algumas exceções. Por exemplo, no caso de precipitação em solos muito úmidos ou saturados, as anomalias de precipitação resultarão em anomalias de escoamento, ao invés de umidade do solo.

Figura 2.3 - Processos que contribuem para o acoplamento entre a umidade do solo-precipitação e o ciclo de retroalimentação.



Fonte: Adaptada de Seneviratne et al. (2010).

O acoplamento entre a umidade do solo-precipitação se refere às etapas **A** e **B**, enquanto a retroalimentação da umidade do solo-precipitação se refere ao ciclo completo (**A-C**). Onde as setas positivas (em azul) indicam processos que levam a uma retroalimentação positiva da umidade do solo-precipitação, a seta negativa (em vermelho) indica uma retroalimentação negativa potencial amortecendo a anomalia de umidade do solo original, e a seta vermelha-azul indica a existência de retroalimentações positivas e negativas entre anomalias de evapotranspiração e precipitação.

Collini et al. (2008) avaliaram o impacto da umidade do solo no início da estação chuvosa sobre América do Sul. Em experimentos de sensibilidade, modificaram a condição inicial da umidade em $\pm 15\%$, $\pm 30\%$ e $\pm 45\%$. Foram realizadas quatro integrações para o mês de outubro, um ano de El Niño (1982), um ano de La Niña (1983) e dois anos neutros (1981 e 1999). Seus resultados mostraram que as taxas de precipitação simuladas são mais sensíveis às reduções de umidade do solo, apresentando uma redução quase linear da precipitação na região monçônica. Enquanto os aumentos de umidade tem um efeito desprezível na precipitação, sugerindo que não contribuem nas taxas de evapotranspiração.

Rodrigues (2009) investigou o papel da umidade do solo da BA no início da estação chuvosa (2004/2005) utilizando o modelo ETA. Seus experimentos foram obtidos aplicando anomalias de $\pm 40\%$ na condição inicial da umidade do solo na região Amazônica (0° – 10° S e 75° – 55° W), três meses antes do início da estação chuvosa. Seu resultado mostrou que a umidade do solo não tem impactos significativos no início da estação chuvosa, confirmando o encontrado por Collini et al. (2008). No entanto, isto deve-se que a umidade do solo tem maior impacto nas taxas de precipitação quando as modificações da umidade do solo são feitas no mês mais próximo à estação chuvosa (SAINI et al., 2016).

Harper et al. (2010), usando o modelo Simple Biosphere versão 3 (SiB3) acoplado a um modelo de coluna simples, investigaram o impacto da profundidade do solo na atmosfera, sobretudo, suas implicações na precipitação. As simulações foram comparadas com as medidas da torre de fluxo localizada em Tapajós no quilômetro 83 (3.010308° S, 54.581508° W), 70 km ao sul do Santarém – Pará. Seus resultados mostraram que a camada limite, umidade relativa e a energia cinética turbulenta responderam ao aumento na profundidade do solo e essas mudanças se retroalimentam para influenciar o início e a intensidade da estação chuvosa na região Amazônica.

2.2 Extremos hídricos na Amazônia

Segundo o relatório sobre gerenciamento de risco de eventos extremos e desastres para a adaptação a mudanças do clima (FIELD et al., 2012), um evento extremo de tempo ou clima é definido como a ocorrência do valor de uma variável de tempo ou clima acima ou abaixo de um valor limite próximo as extremidades superiores ou inferiores (caudas) da faixa de valores observados. Dentro da ampla variedade de eventos extremos que existem na natureza, esta pesquisa está focada nos extremos

hídricos (seco e chuvoso) que ocorrem na BA.

A seca é um risco natural insidioso que resulta de uma deficiência de precipitação média ou normal que, quando prolongada no tempo, resulta em suprimentos de água insuficientes para atender às demandas das atividades humanas e do meio ambiente. Por conseguinte, a seca é um fenômeno complexo, difícil de monitorar e definir (WILHITE; PULWARTY, 2017). Este fenômeno se desenvolve lentamente e afeta muitos setores da economia, operando em diferentes escalas de tempo. Como resultado, a comunidade científica definiu quatro tipos de seca: 1) meteorológica, 2) agrícola, 3) hidrológica e 4) socioeconômica.

A seca meteorológica ocorre quando os padrões de clima seco dominam uma área. A seca agrícola ocorre quando as culturas são afetadas. A seca hidrológica ocorre quando o baixo suprimento de água se torna evidente, especialmente em rios e reservatórios, geralmente após muitos meses de seca meteorológica. E a seca socioeconômica está associada ao efeito conjunto dos impactos naturais e sociais que resultam da falta de água, devido ao desequilíbrio entre o fornecimento e a procura dos recursos de água, o que afeta diretamente as populações.

A seca meteorológica pode começar e terminar rapidamente, enquanto a seca hidrológica leva muito mais tempo para se desenvolver e depois para recuperar os níveis normais (WILHITE; PULWARTY, 2017; FIELD et al., 2012). Por outro lado, o evento de inundação (chuvoso) é definido como o transbordamento dos limites normais de um fluxo ou outro corpo de água, ou o acúmulo de água em áreas que normalmente não estão submersas. As inundações incluem os seguintes tipos: pluviais, repentinas, urbanas, de esgoto e costeiras (FIELD et al., 2012).

Os eventos secos e chuvosos são fenômenos complexos que podem ser definidos como desvios significativos da média de precipitação e podem ter grandes impactos em vários setores da sociedade e nos sistemas naturais. No entanto, a variabilidade climática natural na forma de ciclos interanual e interdecadal com deficiências e excessos de chuva na região da BA produz, de tempo em tempo, eventos secos e chuvosos que continuarão a ocorrer no futuro (MARENGO et al., 2013a).

Por outro lado, a percepção de episódios secos e chuvosos é diferente na BA, em comparação com outras regiões do planeta, pelas grandes quantidades de precipitação que recebe ao longo do ano, onde os baixos ou altos níveis dos rios são indicadores de eventos secos ou chuvosos, respectivamente (MARENGO et al., 2013a).

Os primeiros 20 anos do século XXI são marcados pela ocorrência de eventos extremos na região da BA. De fato, episódios secos ocorreram em 2005, 2010 e 2015-16 (ZENG et al., 2008; LEWIS et al., 2011; ESPINOZA et al., 2011; MARENGO; ESPINOZA, 2016; JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016), e episódios chuvosos ocorreram em 2009, 2012 e 2014 (SENA et al., 2012; SATYAMURTY et al., 2013b; ESPINOZA et al., 2014).

Em geral, na região Amazônica os eventos extremos secos têm o potencial de aumentar a mortalidade das florestas, afetar atividades como a agricultura, pecuária, pesca, transporte e energia, e a saúde da população. Enquanto, os eventos chuvosos, frequentemente, desabrigam milhares de famílias, interditam rodovias, isolam municípios, agravando o risco de ocorrência de doenças como: diarreias, febre tifoide, entre outros (SENA et al., 2012; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

Estudos anteriores (MARENGO; ESPINOZA, 2016, e referências nele) mostraram que o padrão de precipitação e os níveis dos rios na Bacia Amazônica têm uma forte variabilidade interanual e interdecadal, que podem estar em parte associadas às variações da TSM do Pacífico Tropical, relacionadas, principalmente, a fase positiva do ENOS, afetando principalmente as partes central e oriental da BA.

Do mesmo modo, as secas na Amazônia são associadas às anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte, conhecido como o “gradiente inter-hemisférico positivo da TSM do Atlântico”, que afetam sobretudo as partes oeste e noroeste da Amazônia. Mas também, as secas podem ocorrer devido ao efeito combinado de anomalias positivas no Pacífico Tropical e Atlântico Norte (RONCHAIL et al., 2002; ZENG et al., 2008; YOON; ZENG, 2010; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

Portanto, as secas severas estão associadas com eventos do El Niño, como foi o caso em 1906, 1912, 1916, 1925-25, 1948 (MARENGO; ESPINOZA, 2016) e 2015-16 (JIMÉNEZ-MUÑOZ et al., 2016). Por outro lado, o Atlântico Tropical Norte mais quente e o Atlântico Tropical Sul mais frio foram responsáveis pelas secas severas ocorridas em 1963-64, 1979-81 e 2005 (MARENGO; ESPINOZA, 2016). Por sua vez, o efeito combinado de ambos oceanos foram responsáveis pelas secas que aconteceram em 1982-83, 1995, 1997-98 e 2010 (MARENGO; ESPINOZA, 2016).

A supressão/redução da convecção na BA durante os episódios do El Niño pode ser explicada pela subsidência induzida por uma mudança na circulação de Walker, enquanto que no caso do gradiente inter-hemisférico positivo do Atlântico é explicada pela subsidência induzida por mudanças na célula de Hadley.

Em contrapartida, os episódios chuvosos no noroeste e centro da BA estão associados à fase fria do ENOS (La Niña) como nos casos de 1976, 1989 e 1999 (MARENGO et al., 2012; ESPINOZA et al., 2013), e ao gradiente inter-hemisférico negativo do Atlântico Tropical (migração da ZCIT para o sul devido à TSM do Atlântico Tropical Sul mais quente que o normal), como em 2009 (MARENGO et al., 2012; FILIZOLA et al., 2014; SENA et al., 2012).

Também foi observado que os eventos chuvosos, geralmente, aconteceram durante os meses de verão austral (DJF). Do mesmo modo que as secas extremas, os eventos chuvosos também podem ocorrer devido ao efeito combinado de La Niña + gradiente inter-hemisférico negativo do Atlântico, como aconteceu em 2012 (MARENGO et al., 2012; ESPINOZA et al., 2013). O episódio chuvoso de 2014, diferentemente dos eventos extremos prévios que aconteceram na Amazônia, foi caracterizado por condições quentes no oceano Indo-Pacífico (agindo através de teleconexões atmosféricas) e a um aquecimento do Atlântico Subtropical Sul (ESPINOZA et al., 2014).

A Figura 2.4 mostra as regiões dos Oceanos Pacífico Tropical Central e Atlântico Tropical que influenciam na ocorrência de eventos extremos hídricos na BA. As caixas retangulares em vermelho representam as regiões aproximadas da TSM que levam a ocorrência de episódios secos na BA, enquanto as caixas retangulares em azul representam as regiões da TSM que levam a ocorrência de episódios chuvosos na BA.

Figura 2.4 - Representação gráfica das regiões do Oceano Pacífico e Atlântico que influenciam a ocorrência de extremos hídricos na Bacia Amazônica.



Fonte: Produção do autor.

Uma revisão dos extremos hídricos que aconteceram na Amazônia foi feita por Marengo e Espinoza (2016), onde se sumarizam os principais fenômenos oceano-atmosférico responsáveis dos episódios secos e chuvosos, assim como as consequências que estes episódios geram nos diferentes setores da sociedade. Na Tabela 2.1 mostra-se os principais eventos hídricos extremos que ocorreram na Amazônia no período 1900-2016.

Tabela 2.1 - Episódios secos e chuvosos que ocorreram na Bacia Amazônica, com seus respectivos fenômenos associados como: El Niño, La Niña ou as condições da TSM do Atlântico Tropical.

Ano	Evento extremo	Relacionado a
1906	Seca	El Niño
1912	Seca	El Niño
1916	Seca	El Niño
1925-26	Seca	El Niño
1948	Seca	El Niño
1953	Chuvoso	*sem associação clara
1963-64	Seca	TSMAN ¹ quente
1976	Chuvoso	La Niña
1979-81	Seca	TSMAN quente
1982-83	Seca	El Niño + TSMAN quente
1989	Chuvoso	La Niña
1995	Seca	El Niño + TSMAN quente
1997-98	Seca	El Niño + TSMAN quente
1999	Chuvoso	La Niña
2005	Seca	TSMAN quente
2009	Chuvoso	TSMAS ² quente
2010	Seca	El Niño + TSMAN quente
2012	Chuvoso	La Niña + TSMAS quente
2014	Chuvoso	IP ³ quente + TSMAS ⁴ quente
2015-16	Seca	El Niño

¹ TSMAN é a temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Norte.

² TSMAS é a TSM do Atlântico Sul.

³ IP é Oceano Indo-Pacífico.

⁴ TSMAS é a TSM do Atlântico Subtropical Sul.

Fonte: Adaptado e atualizado de Marengo e Espinoza (2016).

Meggers (1994), baseado em dados de carvão vegetal encontrado abaixo do solo das florestas e em sítios arqueológicos de civilizações antigas, mostraram evidências da existência de intensos extremos climáticos na BA durante os últimos dois milênios.

Historicamente, os eventos que ocorreram na Amazônia há aproximadamente 1.500, 1.000, 700 e 400 anos atrás, relacionados a eventos como o ENOS, podem ter sido muito mais severos do que os eventos que ocorreram no século XX, tais como os de 1925-26 e 1982-83 (MEGGERS, 1994).

No entanto, devido à falta de registros pluviométricos contínuos e de longo prazo na Amazônia, os extremos hidroclimáticos sazonais foram relatados na maioria das vezes com base em seus impactos, principalmente, por referência aos registros de vazão dos rios que datam desde o início do século XX (MARENGO et al., 2008; GLOOR et al., 2013).

Em geral, o aquecimento da TSM no Pacífico (fase quente do ENOS) gera um deslocamento zonal da célula de Walker gerando uma redução do movimento ascendente sobre as regiões do centro e norte da BA, enquanto o resfriamento da TSM no Pacífico (fase fria do ENOS) gera uma intensificação do movimento ascendente nas regiões norte e nordeste da BA. Por outro lado, o oceano Atlântico também tem um papel importante na modulação das chuvas na Amazônia, modulando o posicionamento da ZCIT e a entrada de umidade transportada pelos alísios para o interior do continente.

O balanço térmico na região equatorial entre as águas do Atlântico Norte e do Atlântico Sul movimenta a ZCIT, assim, os fortes alísios de nordeste (do Atlântico Norte) que trazem umidade para a Amazônia estão associados ao deslocamento da ZCIT para o sul, o que também está relacionado a anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Sul (WANG, 2002; YOON; ZENG, 2010).

As anomalias positivas do oceano Atlântico Tropical Norte deslocam a ZCIT para o norte diminuindo a umidade em direção da Amazônia. Além disso, a mudança na posição da ZCIT mais ao norte gera uma circulação meridional (conhecida como célula de Hadley local do Atlântico) com um ramo descendente nas regiões da BA e Nordeste do Brasil, gerando um enfraquecimento ou inibição dos processos convectivos nessas regiões. O contrário acontece quando o Atlântico Sul está mais quente, gerando maiores taxas de precipitação (WANG, 2002; YOON; ZENG, 2010; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

2.3 Separação de fatores

A modelagem de processos atmosféricos para prever o tempo, clima ou futuras mudanças climáticas é uma tarefa extremamente complexa e computacionalmente muito cara (ALPERT; SHOLOKHMAN, 2011). Uma das principais dificuldades é que há um grande número de fatores que precisam ser levados em conta, alguns dos quais ainda são pouco compreendidos.

Embora, as simulações numéricas sejam fáceis de serem realizadas, sua interpretação envolve muitos desafios. Em particular, se diferentes fatores são investigados, identificar a influência de cada um dos fatores e a sinergia entre eles é uma tarefa muito difícil, já que na maioria dos casos, os processos atmosféricos envolvem processos não lineares devido a sua natureza caótica, o que dificulta ainda mais sua análise (PIELKE, 2013).

Para resolver o problema da identificação dos efeitos gerados pelos processos lineares e não lineares, Stein e Alpert (1993) propuseram a metodologia “separação de fatores” (SF) em estudos atmosféricos para isolar os efeitos das interações complexas. Em princípio, esta metodologia pode explicar um número arbitrário de fatores, e um elemento chave de sua abordagem é a derivação de efeitos de sinergia. Através do método de SF pode-se identificar a importância relativa dos fatores e de suas combinações, que também são referidas como sinergismos².

Alpert e Sholokhman (2011) apresentam vários trabalhos que foram realizados usando a metodologia de SF, originalmente desenhada para meteorologia e, atualmente aplicada em diversas áreas, tem como finalidade isolar a contribuição de cada um dos fatores considerados, e assim identificar a importância de cada um dos fatores na ocorrência dos diversos fenômenos atmosféricos estudados.

Os fatores comumente considerados nos diversos estudos realizados usando a SF foram os gases de efeito estufa, cobertura e uso de solo, topografia, evaporação, aerossóis, entre outros (STEIN; ALPERT, 1993; ROMERO et al., 1997; HEEVER et al., 2006; TORMA; GIORGI, 2014; GRANT; HEEVER, 2014; ALPERT; SHOLOKHMAN, 2011; HIROTA et al., 2011; TORMA; GIORGI, 2014). Em geral, os estudos realizados conseguiram identificar qual dos fatores selecionados e/ou escolhidos tiveram uma maior ou menor contribuição na ocorrência dos eventos estudados.

²O sinergismo é definido como a ação de dois ou mais fatores para obter um efeito do qual cada um é individualmente incapaz de gerar.

2.3.1 Separação de Fatores Clássicos (SFC)

A seguir é descrita a metodologia de SFC para o caso de dois fatores, como em Stein e Alpert (1993). Nesse estudo abordaram o papel da topografia (fator 1) e dos fluxos de superfície (fator 2) na distribuição das chuvas na evolução de um ciclone na região do Mediterrâneo.

Nas simulações conduzidas os fatores são ligados³ e desligados⁴, respectivamente. De acordo com a metodologia de Stein e Alpert (1993), tem-se:

f_0 = ambos fatores estão desligados;

f_1 = a topografia é ligado, os fluxos de superfície estão desligados;

f_2 = a topografia é desligado, os fluxos de superfície são ligados e;

f_{12} = a topografia e os fluxos de superfície estão ligados.

Neste caso, a simulação f_0 pode ser referido como a simulação “controle” (**CTRL**, representa o caso em que todos os fatores estão desligados) e f_{12} como a simulação “cenário⁵” (**CEN**, representa o caso em que todos os fatores estão ligados). Esta terminologia é usada em aplicações de mudanças climáticas, mas também pode ser usada em outras circunstâncias de acordo com o tema de interesse.

O objetivo principal do método de SFC é determinar até que ponto o efeito total de **CEN-CTRL** é determinado pelos dois fatores, e para fazer isso, precisamos distinguir entre os resultados das quatro simulações (denotadas pelos termos f) e os efeitos dos fatores considerados (denotados pelos termos \hat{f}). Para o exemplo acima, os campos f_1 e f_2 podem ser expressos como:

$$f_1 = f_0 + \hat{f}_1 \quad (2.1a)$$

$$f_2 = f_0 + \hat{f}_2 \quad (2.1b)$$

Onde, f_0 representa a simulação controle (os dois fatores considerados estão desligados), f_1 é a simulação com o primeiro fator ligado e o segundo fator desligado e f_2 é a simulação com o segundo fator ligado e o primeiro fator desligado. Os termos \hat{f}_1 e \hat{f}_2 denotam os efeitos diretos dos fatores 1 e 2, respectivamente. No caso da simulação f_{12} , a situação é mais complicada, pois as interações entre os dois fatores

³Refere-se ao caso em que o fator escolhido é levado em consideração.

⁴Refere-se ao caso em que o fator escolhido não é levado em consideração.

⁵O termo cenário é amplamente usado nas projeções climáticas futuras, mas neste contexto refere-se ao caso de um experimento de sensibilidade.

precisam ser consideradas, pelo que se tem:

$$f_{12} = f_0 + \hat{f}_1 + \hat{f}_2 + \hat{f}_{12} \quad (2.2)$$

Em que f_{12} representa a simulação com os dois fatores ligados, e \hat{f}_{12} é o efeito da interação que depende de ambos os fatores. Ou seja, o efeito de interação representa o papel da não linearidade e precisa que ambos os fatores estejam ativados (ligados). Da Equação 2.2, o efeito total de $CEN - CTRL = f_{12} - f_0$, pode ser expressado como:

$$CEN - CTRL = f_{12} - f_0 = \hat{f}_1 + \hat{f}_2 + \hat{f}_{12} \quad (2.3)$$

Ao resolver as Equações 2.1 e 2.2 obtêm-se os efeitos diretos e os efeitos de sinergia devido aos dois fatores considerados, os quais são descritos a seguir:

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0 \quad (2.4a)$$

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0 \quad (2.4b)$$

$$\hat{f}_{12} = f_{12} + f_0 - f_2 - f_1 \quad (2.4c)$$

A forma generalizada do método de SFC, para um número n de fatores é definido como:

$$\begin{aligned} f_i &= \hat{f}_i + f_0 \\ f_{ij} &= \hat{f}_{ij} + \hat{f}_i + \hat{f}_j + f_0 \\ f_{ijk} &= \hat{f}_{ijk} + \hat{f}_{ij} + \hat{f}_{jk} + \hat{f}_{ik} + \hat{f}_i + \hat{f}_j + \hat{f}_k + f_0 \\ &\vdots = \vdots \\ f_{123\dots n} &= \hat{f}_{123\dots n} + \dots + \sum_{i,j,k=1,2,3}^{n-2,n-1,n} \hat{f}_{ijk} + \sum_{i,j=1,2}^{n-1,n} \hat{f}_{ij} + \sum_{i=1}^n \hat{f}_i + f_0 \end{aligned} \quad (2.5)$$

Nas Equações 2.5 o termo f_0 representa a simulação base (referência), descrita como a simulação controle linhas acima, e o número de simulações (NS) que seriam necessários realizar é definido pela seguinte equação exponencial de base 2, em que n representa o número de fatores.

$$NS_{sfc} = 2^n \quad (2.6)$$

A forma generalizada para calcular os efeitos dos fatores é definido como:

$$\hat{f}_{i_1 i_2 i_3 \dots i_l} = \sum_{m=0}^l (-1)^{l-m} \left[\sum_{j_1, j_2, j_3, \dots, j_m = i_1, i_2, i_3, \dots, i_m}^{i_{l-m+1}, i_{l-m+2}, \dots, i_l} f_{j_1 j_2 j_3 \dots j_m} \right] \quad (2.7)$$

onde,

$$\sum_{j_1, j_2, j_3, \dots, j_m = i_1, i_2, i_3, \dots, i_m}^{i_{l-m+1}, i_{l-m+2}, \dots, i_l} \quad (2.8)$$

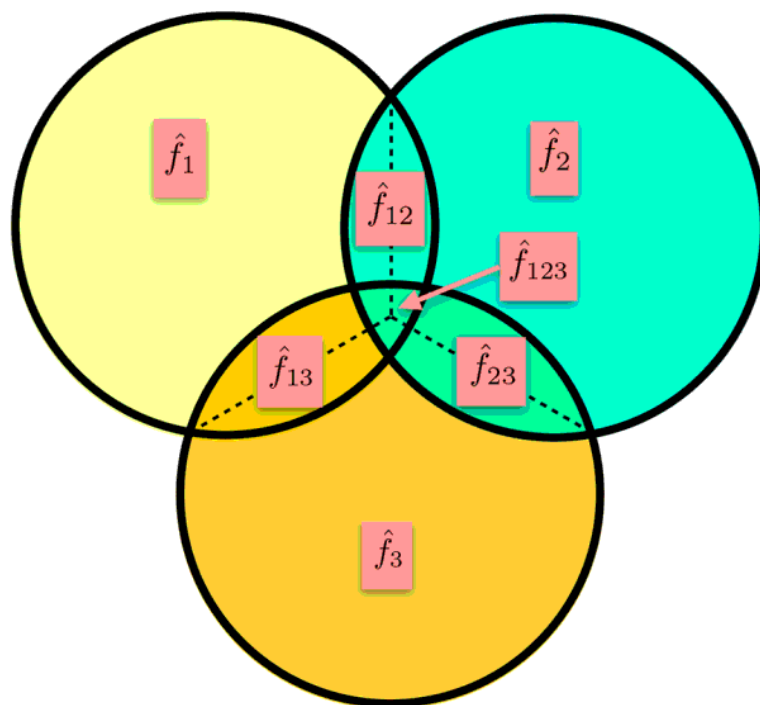
é um grupo geral de m índices ordenados, escolhidos entre os l índices $i_1, i_2, i_3, \dots, i_l$, onde $0 \leq l \leq n$. Por exemplo, os efeitos para o caso de três fatores é mostrado na Equação 2.9, onde cada um dos termos do efeito é obtido resolvendo a Equação 2.7. Resolvendo a Equação 2.7, para o caso de três fatores, os efeitos diretos e de sinergia são mostrados na Equação 2.9.

$$\begin{aligned} \hat{f}_0 &= f_0 \\ \hat{f}_1 &= f_1 - f_0 \\ \hat{f}_2 &= f_2 - f_0 \\ \hat{f}_3 &= f_3 - f_0 \\ \hat{f}_{12} &= f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0 \\ \hat{f}_{13} &= f_{13} - (f_1 + f_3) + f_0 \\ \hat{f}_{23} &= f_{23} - (f_2 + f_3) + f_0 \\ \hat{f}_{123} &= f_{123} - (f_{12} + f_{13} + f_{23}) + (f_1 + f_2 + f_3) - f_0 \end{aligned} \quad (2.9)$$

Para detalhes adicionais do método e as equações acima descritas ver [Stein e Alpert \(1993\)](#) e [Alpert e Sholokhman \(2011\)](#).

Uma representação visual dos efeitos individuais e sinergias para três fatores pode ser notada na [Figura 2.5](#).

Figura 2.5 - Representação visual dos efeitos individuais e sinergias para três fatores.



Fonte: Lunt et al. (2021).

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste Capítulo são apresentados o conjunto de dados que foram usados nas diferentes simulações como condições iniciais e de contorno e também os usados para fins de validação. Logo, apresentam-se a descrição do modelo climático regional RegCM4, assim como a configuração usada. Finalizando com a descrição do conjunto de experimentos realizados na presente pesquisa.

3.1 Dados

3.1.1 Reanálise ERA-Interim (EIN15)

Os dados de reanálise do ERA-Interim (a seguir somente EIN15) foram usados como condições iniciais e de contorno. Estes dados foram gerados pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), e representam a terceira geração da reanálise de dados do ECMWF. O EIN15 é executado com a configuração “cycle 31r2” do sistema de previsão integrado (Integrated Forecasting System, IFS), utilizado operacionalmente no ECMWF durante o período de dezembro de 2006 a junho de 2007 (BERRISFORD *et al.*, 2011).

Neste sistema os dados observados como as radiossondas, boias, estações meteorológicas, satélites, entre outros são combinados com as saídas do modelo global espectral T255L60, e usando uma análise variacional de 4 dimensões (4D-Var) com uma janela de análise de 12 horas é realizada uma nova análise para gerar um conjunto de dados meteorológicos denominado de reanálise. Os dados necessários para integrar o modelo regional incluem a altura geopotencial, temperatura do ar, vento zonal e meridional, umidade relativa e específica.

Esta reanálise está disponível desde janeiro de 1979 até agosto de 2019 com um espaçamento de grade de $1,5^\circ$ de latitude e $1,5^\circ$ de longitude, com 60 níveis verticais sendo o nível superior de 0,1 hPa, porém, estes dados são disponibilizados para a comunidade científica com 37 níveis verticais e frequência temporal a cada 6 horas.

A vantagem de usar EIN15 em comparação as outras reanálises (NCEP, MERRA, JRA-25, ERA-15, ERA-40) é que o modelo global usado possui maior resolução vertical e horizontal e também o sistema de assimilação de dados usa o método variacional 4D. Além disso, com relação as suas versões anteriores (ERA-40), apresenta uma nova forma de análise de umidade e melhorias na física do modelo (DEE *et al.*, 2011). Informação mais detalhada das melhorias no EIN15 com relação a suas antecessoras pode ser encontrada em Dee *et al.* (2011).

de Almeida et al. (2018) mostraram que na América do Sul os dados do ERA-Interim tem uma melhor performance quando comparados aos dados de NCEP-2 e CFSR-1.

Também os dados de TSM da reanálise ERA-Interim foram usados como condições iniciais e de contorno. Este conjunto de dados estão disponíveis gratuitamente no site: <http://clima-dods.ictp.it/data/regcm4/EIN15/>.

3.1.2 Climate Research Unit (CRU)

Conforme descrito por New et al. (1999), o conjunto de dados do Climate Research Unit (CRU) da University of East Anglia (UEA) é produzida a partir de dados de estações meteorológicas localizadas na superfície continental que estão espalhadas por todo o globo. Estes dados foram interpolados em função da latitude, longitude e elevação para uma grade regular de resolução $0,5^\circ$ de longitude por $0,5^\circ$ de latitude. Um mascaramento do oceano foi aplicado, obtendo-se apenas dados referentes à superfície continental (MITCHELL; JONES, 2005; HARRIS et al., 2014).

Este conjunto de dados estão disponíveis na escala temporal mensal, incluindo um conjunto de 10 variáveis: temperatura máxima, temperatura mínima, temperatura média, precipitação, evapotranspiração potencial, fração de cobertura de nuvens, variação da temperatura diurna, frequência de geadas no solo, pressão de vapor e frequência de dias chuvosos. A versão CRU TS v4.05 usada neste trabalho abrange o período de 1901-2018, e as principais características desta versão é descrita em Harris et al. (2020).

As variáveis usadas na validação da simulação controle realizada com o modelo RegCM4 foram a precipitação, temperatura média e a evapotranspiração potencial. Os dados encontram-se disponíveis no site: https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/cru_ts_4.05/cruts.2103051243.v4.05/.

Adicionalmente, os dados do Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks–Climate Data Record (PERSIANN-CDR) (em diante PERSIANN) foram usados sobre as regiões oceânicas. O Center for Hydrometeorology and Remote Sensing (CHRS) da University of California, Irvine (UCI) usaram procedimentos de classificação/aproximação de rede neural para calcular a estimativa das taxas de precipitação diária numa resolução de $0,25^\circ$ (latitude x longitude) (ASHOURI et al., 2015). Estes dados abrangem a faixa latitudinal 60°S - 60°N e estão disponíveis desde 1983 até o presente. Os dados PERSIANN

foram interpolados à grade do modelo regional, usando uma interpolação bilinear.

3.1.3 Saldo de Radiação à superfície, Nebulosidade e Albedo

O conjunto de dados do Climate Monitoring Satellite Application Facility (CM SAF) Cloud, Albedo, Radiation, versão 2 (a seguir somente CLARA2) abrange um conjunto global de produtos como: fração de cobertura de nuvens, albedo da superfície, radiação de onda longa à superfície (KARLSSON et al., 2017).

Estes dados são derivados das medições do radiômetro avançado de alta resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer – AVHRR), que estão a bordo dos satélites da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e Meteorological Operational satellite programme (Metop), e é operado pela Organização Europeia para a Exploração de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT) (KARLSSON et al., 2013).

Nesta nova versão do CLARA, as radiações visíveis originais foram inter-calibradas e homogenizadas usando os dados do instrumento Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) como referência. Os dados CLARA2 abrangem um período de 34 anos na escala diária e mensal começando em 1982 e finalizando em 2015 e tem uma resolução espacial de $0,25^\circ$ latitude por $0,25^\circ$ de longitude (KARLSSON et al., 2017). Os dados estão disponíveis no seguinte site: https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewProduktSearch?menuName=PRODUKT_SUCHE.

As equações para o cálculo do saldo de radiação de onda curta (ROC) e longa (ROL) à superfície, respectivamente, de acordo com o relatório técnico do CLARA2 é dada por:

$$\begin{aligned}ROC &= ROCD(1 - ALB) \\ROL &= ROLD - ROLE\end{aligned}$$

onde: ROCD é a radiação de onda curta descendente à superfície, ALB é o albedo à superfície, ROLD é a radiação de onda longa descendente à superfície e ROLE é a radiação de onda longa emitida à superfície.

A análise da ROC é feita para o período de 1992-2012 (21 anos), para os dados CLARA2 e o simulado pelo RegCM4. Isto devido à falta de dados de radiação incidente à superfície (ROCD é usado no cálculo do ROC) em grande parte das regiões tropicais e subtropicais durante o período de 1982-1991.

3.2 Metodologia

3.2.1 Modelo Climático Regional RegCM

O sistema do modelo climático regional RegCM foi originalmente desenvolvido no National Center for Atmospheric Research (NCAR) e atualmente é mantido pelo grupo de Física do Sistema Terrestre do International Centre for Theoretical Physics (ICTP) (GIORGI et al., 2012). A versão 4 do RegCM (em diante RegCM4) é uma versão melhorada do RegCM3, descrito por Pal et al. (2007).

Desde sua primeira versão desenvolvida em 1989 o RegCM sofreu grandes atualizações ao longo dos anos sendo implementados novos esquemas de convecção, microfísica, superfície, entre outros. A partir de sua versão 4.5 o modelo RegCM, disponível desde maio de 2014, conta com dois núcleos dinâmicos: hidrostático e não-hidrostático, sendo que o uso do núcleo não-hidrostático é recomendável quando a resolução horizontal for menor a 10 km, assim, o usuário pode selecionar o núcleo dinâmico que melhor atenda as suas necessidades. O modelo RegCM é de código aberto, amigável, portátil e fácil de usar. Também, pode ser aplicado em qualquer região do mundo e ser usado em uma ampla gama de estudos, desde o estudo de processos, projeções climáticas e até paleoclima.

O RegCM é um modelo de área limitada, hidrostático, com equações para atmosfera compressível e com discretização em diferenças finitas que utiliza uma grade tipo B de Arakawa, na qual as variáveis termodinâmicas e de vento são escalonadas horizontalmente. Usa coordenada vertical sigma, cujos níveis acompanham a forma da topografia próxima à superfície e nos níveis superiores tendem a aproximar as superfícies isobáricas.

O núcleo dinâmico do RegCM é baseado no Modelo de Mesoescala de quinta geração (MM5) do NCAR-Pennsylvania State University (PSU) (GRELL et al., 1994). O RegCM4 conta com dois esquemas de superfície, mas o esquema usado foi o Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS). Neste esquema foram realizadas modificações na vegetação tipo 6 (floresta tropical) de acordo com da Rocha et al. (2012). Os parâmetros modificados encontram-se na Tabela 3.1. As modificações realizadas permitem melhorar os fluxos de evapotranspiração devido a maior disponibilidade de água na coluna do solo (da ROCHA et al., 2012).

Para os fluxos sobre o oceano foi usado o esquema de Zeng (1999). No que diz respeito aos processos de convecção foi usado o esquema Grell (GRELL, 1993) sobre

Tabela 3.1 - Modificações realizadas na configuração padrão do esquema BATS do RegCM4. *Para maior detalhe dos parâmetros modificados ver da Rocha et al. (2012).

Parâmetros	Esquema BATS	
	Padrão	Modificado*
deptv (m)	3.0	4.5
deptrv (m)	1.5	3.0
rootf	0.8	0.4
xkxm2 (mm s ⁻¹)	4×10 ⁻⁴	1.6×10 ⁻⁴

o continente e o esquema Emmanuel (EMANUEL; ŽIVKOVIĆ-ROTHMAN, 1999) sobre os oceanos. No esquema da microfísica SUBEX os valores padrões dos parâmetros **clfrvmax** e **cftotmax** foram modificados, considerando-se os valores de 0,65 e 0,95, respectivamente. A evapotranspiração potencial não é uma variável de saída no RegCM4, pelo que esta variável foi calculada seguindo a versão modificada do método Penman-Monteith, a mesma que é usada na elaboração dos dados CRU e encontra-se descrita em Harris et al. (2014).

A versão RegCM.4.4.10 (a seguir somente RegCM4) foi usada na presente pesquisa. Preliminarmente foram testadas várias configurações, sobretudo as opções associadas à física (esquemas de convecção e microfísica) que estão incorporadas no modelo. A configuração (opções físicas e dinâmicas) do RegCM4 usada nos diversos experimentos é apresentada na Tabela 3.2. Esta configuração representa melhor o clima da América do Sul, onde está localizada a BA, foco de estudo da presente pesquisa.

Tabela 3.2 - Características dinâmicas e físicas do modelo RegCM4.

Características		Opção usada
Coordenada vertical		σ
Grade horizontal		B-Arakawa
Resolução da grade		50 km (centrado em 0°N e 59°W)
Domínio		CORDEX - América do Sul (202x192 - lat. x lon.)
Dinâmica		Hidrostática
Física	Transferência Radiativa	CCM3 (KIEHL et al., 1996)
	Camada Limite Planetária	Holtslag (HOLTSLAG et al., 1990)
	Convecção Cúmulos	Continente - Grell (GRELL, 1993) Oceano - Emmanuel (EMANUEL; ŽIVKOVIĆ-ROTHMAN, 1999)
	Microfísica	SUBEX (PAL et al., 2000)
	Superfície do Solo	BATS (DICKINSON et al., 1993)
	Fluxo do Oceano	Zeng (ZENG et al., 1998)
Fronteira		Relaxação exponencial
Finalidade/Origem		Clima

3.2.2 Desenho experimental

Na construção dos experimentos de sensibilidade foram considerados três fatores, sendo dois termodinâmicos (TSM e os gases de efeito estufa) e um físico (umidade do solo). Para avaliar a importância destes fatores na geração e/ou intensificação dos eventos extremos que ocorrem sobre a BA, foram selecionados dois casos: a seca de 2004-2005 e o chuvoso de 2009.

Evidentemente os fatores selecionados foram apontados por estudos anteriores como variáveis que tem influência nos eventos hidrológicos extremos na Amazônia. Embora existam outros fatores como o uso e cobertura de solo, desmatamento, etc., que podem influenciar/contribuir na geração de eventos extremos sobre a Amazônia, estes não fazem parte do escopo do presente trabalho.

Também, para encontrar o sinal físico em experimentos numéricos e reduzir o sinal da variabilidade interna do modelo foi utilizado a metodologia descrita por O'Brien et al. (2011). Para cada experimento (controle e sensibilidade) um conjunto de rodadas foram efetuadas, onde as condições iniciais e de contorno de cada membro foram ligeiramente perturbadas. Posteriormente, a diferença entre as médias dos membros do experimento de sensibilidade e do controle deve mostrar o sinal físico. O'Brien et al. (2011) fizeram experimentos para mostrar o número mínimo de membros necessários para distinguir o sinal físico do ruído. Eles mostraram que pelo menos quatro membros são necessários.

Na presente pesquisa, foi escolhida a variável umidade específica a qual foi perturbada (removida/adicionada) na ordem de 1/1000, como descrito por O'Brien et al. (2011). Dessa forma, cinco membros foram gerados para cada um dos experimentos de sensibilidade mais o controle (8 experimentos x 5 membros = 40 simulações para cada caso de evento extremo). Em todos os experimentos de sensibilidade o arquivo do **restart**¹ foi utilizado para inicializar cada um dos experimentos realizados para o período DJF. Nas análises dos experimentos foi considerado a média dos cinco membros, para todos os casos. Os oito experimentos analisados foram feitos usando a metodologia de Stein e Alpert (1993) para o caso de três fatores. A seguir, é

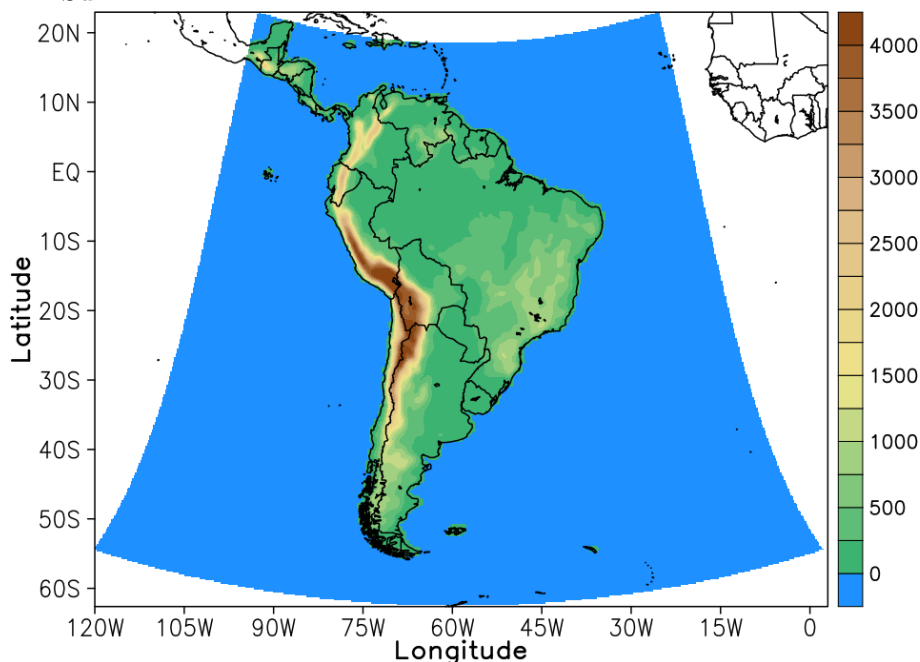
¹Na modelagem, o termo **restart** que em português é **reiniciar**, faz referência ao arquivo intermediário que é gerado pelos modelos numéricos e frequentemente armazenado na escala de tempo de minutos, horas e meses. O arquivo **restart** contém informação das principais variáveis que são utilizadas para gerar as diversas variáveis de saída nas simulações numéricas. Com a informação deste arquivo, a simulação pode ser recomeçada quando ocorre queda de energia ou quando ela é interrompida. O resultado final das simulações com a utilização ou não do arquivo **restart**, são as mesmas.

detalhada a metodologia usada na construção dos experimentos realizados.

3.2.2.1 Experimento Controle (CTRL)

Neste experimento CTRL foi verificada a representação do clima simulado pelo modelo climático regional RegCM4. O modelo foi integrado de forma contínua por 34 anos (1979–2012), com uma resolução de 50 km, centrado em 59°W e 22°S com 202 pontos na direção Norte-Sul e 192 pontos na direção Oeste-Leste e 18 níveis verticais. A região simulada abrange o domínio Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX) da América do Sul (ver Figura 3.1). O CORDEX é um projeto internacional que foi adotado em 2009 com a finalidade de realizar com maior objetividade as intercomparações das diferentes simulações realizadas com os diferentes modelos regionais e suas inúmeras configurações (GIORGI et al., 2009; GIORGI; GUTOWSKI, 2015).

Figura 3.1 - Domínio CORDEX da simulação e topografia (m) na região da América do Sul.



Fonte: Produção do autor.

Para análise e realização dos experimentos de sensibilidade dos eventos extremos seco (2004-05) e chuvoso (2008-09) sobre a região da BA, da simulação longa 1979-

2012 foram extraídos os meses correspondentes ao verão austral desses períodos. Em ambos os casos, como descrito anteriormente, o CTRL desses períodos foram reinicializados a partir dos arquivos do restart (SAV.2004120100.nc e SAV.2008120100.nc) e construídos mais quatro membros CTRL. A média dos membros é usada para representar o CTRL de cada caso.

3.2.2.2 Experimentos de Sensibilidade

a) Fator temperatura da superfície do mar (eSST)

No experimento eSST, foi avaliado a importância da TSM no oceano Atlântico Tropical, com a finalidade de quantificar numericamente, em porcentagem, a contribuição deste fator na geração/intensificação de extremos hídricos sobre a região da BA. A seguir, é detalhado a construção deste experimento para os dois casos selecionados.

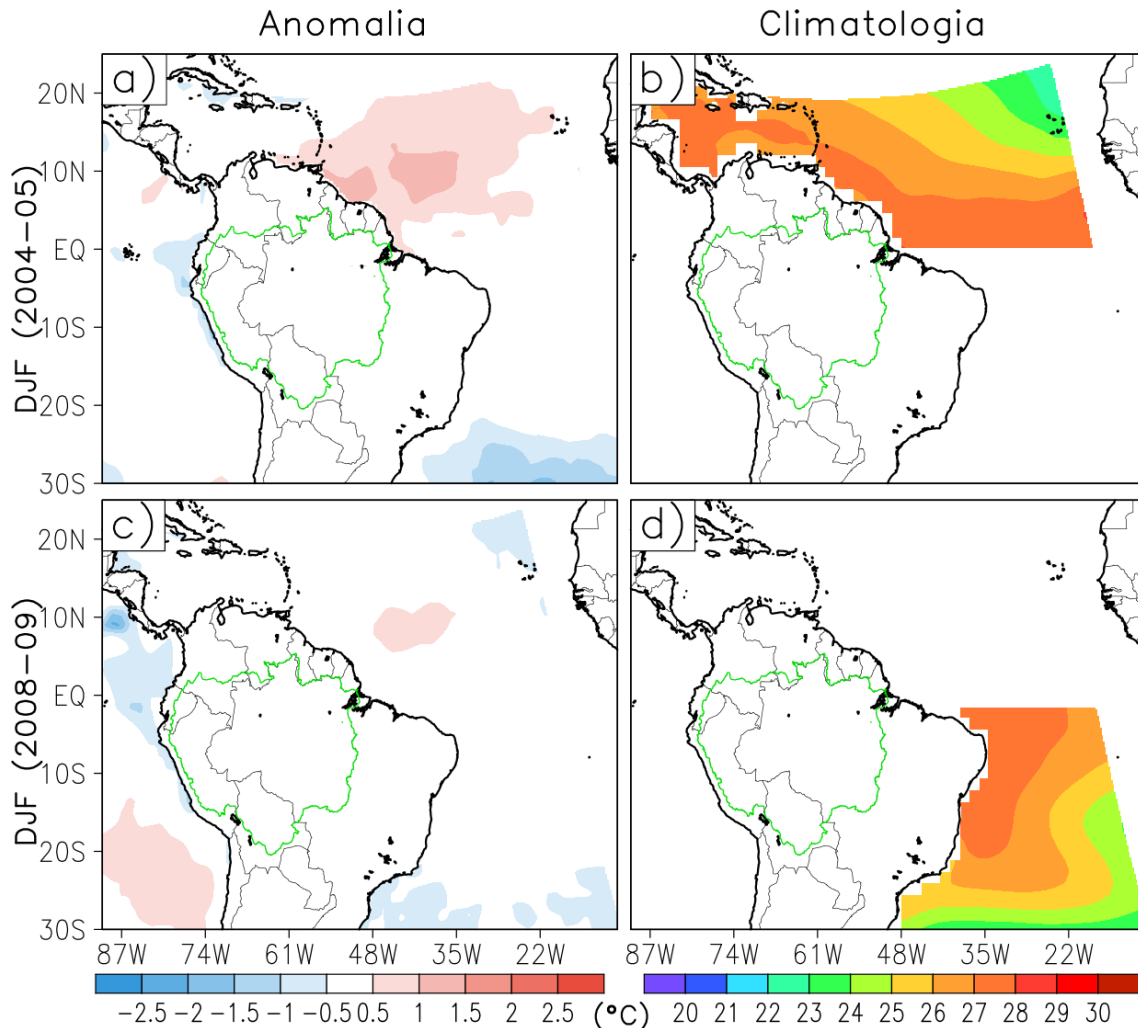
Como descrito no Capítulo 2, o evento seco de 2004-05 foi associado a anomalia positiva da TSM do Atlântico Tropical Norte. Assim, para avaliarmos a influência deste fator o campo observado de TSM do Atlântico Tropical Norte ($0^\circ - 30^\circ\text{N}$) em DJF de 2004-05 foi substituído pelo seu valor climatológico.

Para o cálculo da climatologia, considerou-se o período 1981-2010 (30 anos). Os arquivos de TSM do EIN15 foram usados para criar a climatologia, que depois foi usada para construir a nova TSM modificada no Atlântico Norte. Após, novamente, foram rodados os programas de pré-processamento para gerar as condições de contorno modificadas para os propósitos desse experimento.

O modelo RegCM4 foi integrado novamente com as mudanças feitas nos arquivos de TSM do EIN15 a partir do arquivo *restart* das 00Z de 1 dezembro de 2004 (SAV.20041201.nc) da integração contínua no experimento CTRL. Na Figura 3.2.a e c nota-se as anomalias de TSM no domínio do modelo, e as regiões no Atlântico Tropical Norte e Sul, onde os valores observados foram substituídos pela climatologia diária.

Para o verão chuvoso de 2009 a construção deste experimento foi idêntica ao caso seco descrito anteriormente, porém, as modificações na TSM foram realizadas só para a região do Atlântico Sul ($60^\circ\text{S} - 0^\circ$). Na Figura 3.2 pode-se verificar a região do Atlântico Sul onde a TSM foi substituída pelos valores climatológicos diários.

Figura 3.2 - TSM para DJF de 2004-05 (a) anomalia e (b) climatologia na região do Atlântico Tropical Norte e DJF 2008-09 (c) anomalia e (d) climatologia na região do Atlântico Tropical Sul.



Fonte: Produção do autor.

b) Fator gases de efeito estufa (eGHG)

No experimento eGHG, foi avaliado o papel dos Gases de Efeito Estufa (GEE) na geração/intensificação dos eventos extremos na BA. A construção deste experimento segue a metodologia de Schär et al. (1996), a qual cria um pseudo-cenário no clima regional sem a necessidade de fazer projeções futuras ou do passado.

Desde a época pré-industrial a concentração dos GEE tem aumentado em diferentes percentagens, porém o dióxido de carbono (CO_2) é o gás que tem maior impacto no

aquecimento atmosférico (maior a 70%, ver a Figura A.1 do Anexo) (IPCC, 2007; IPCC, 2014). O CO_2 experimentou um aumento de sua concentração em aproximadamente 35% desde 1850. Para simplificar a realização deste experimento de sensibilidade, as concentrações de todos os GEE (CO_2 , CH_4 , N_2O , $CFC11$ e $CFC12$), consideradas no RegCM4, foram reduzidas em 35%.

Associado aos aumentos nas concentrações dos GEE a temperatura dos oceanos circundantes da América do Sul aumentou em média $0,5^\circ K$, enquanto a temperatura atmosférica aumentou em $0,8^\circ K$ (IPCC, 2007). Por isso, neste experimento também ambas temperaturas são reduzidas seguindo a metodologia descrita por Schär et al. (1996) e aplicada por Quispe (2013), Franchito et al. (2014), entre outros.

Na metodologia de Schär et al. (1996) a condição inicial e de fronteira do modelo regional é prescrita, fazendo uma modificação que represente de forma simples e consistente um pseudo-cenário de mudança climática. As modificações podem ser feitas nos dados de reanálise ou nas rodadas dos modelos globais. Na sua construção a temperatura (T) é submetida a uma variação (ΔT), que pode ser representada como:

$$T_f = T_i \pm \Delta T \quad \text{com} \quad \Delta T = \Delta T_{(p)} \quad (3.1)$$

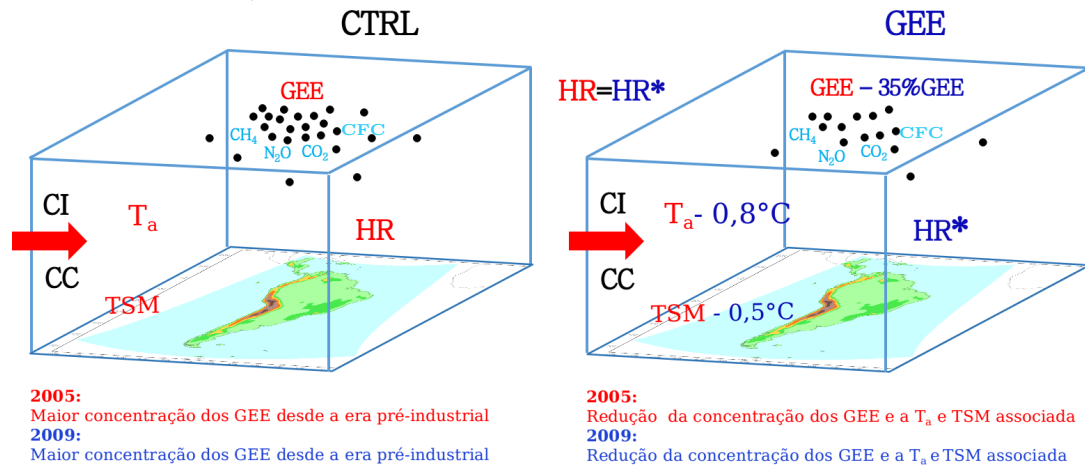
ou seja, a mudança de temperatura é puramente uma função da pressão, mantendo a mesma umidade relativa e os campos de escoamento como mostrado por Schär et al. (1996). Onde na Equação 3.1 o T_f é a temperatura final após o acréscimo/decrécimo (ΔT) na temperatura inicial (T_i).

Na construção do eGHG, para o caso da seca de 2005 e chuvoso de 2009, a concentração dos GEE foi reduzida em 35% de seus valores atuais e a TSM dos oceanos adjacentes e temperatura atmosférica foram diminuídas em $0,5^\circ K$ e $0,8^\circ K$, respectivamente. Na Figura 3.3, pode-se observar a representação esquemática da construção do experimento eGHG para o caso da seca de 2005 e chuvoso de 2009.

c) Experimento de umidade do solo (eSM)

No experimento eSM, foi analisado o papel da umidade do solo da Bacia Amazônica na geração/intensificação de eventos hídricos extremos na BA. A construção deste experimento seguiu a metodologia de Saini et al. (2016), onde a umidade do solo de uma região em um período extremo seco é trocada pelas condições de um extremo

Figura 3.3 - Representação esquemática do experimento que avalia o impacto dos GEE na geração/intensificação de eventos extremos na Bacia Amazônica.



Fonte: Produção do autor.

chuvoso e vice-versa.

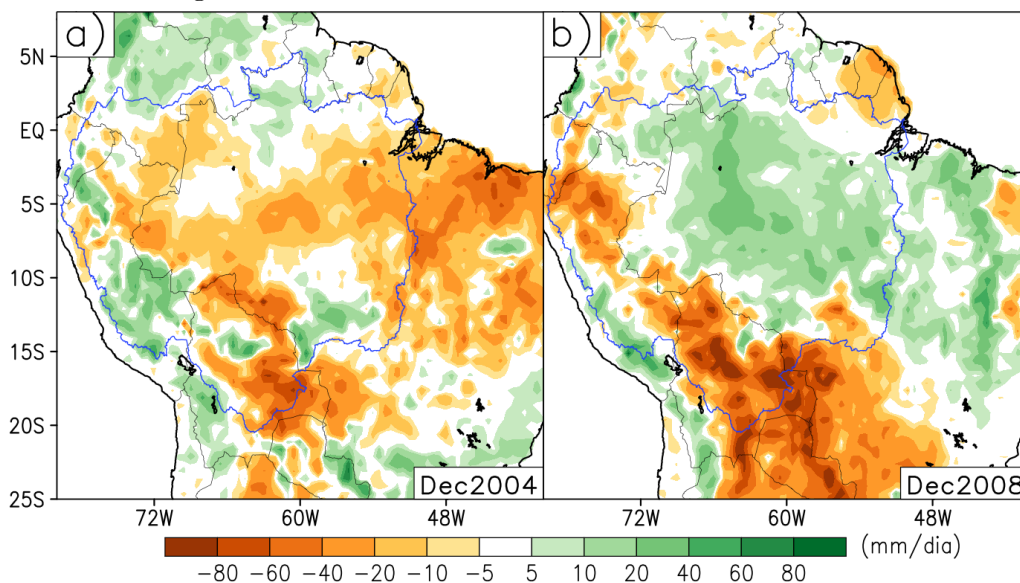
Nestes experimentos as mudanças foram feitas da seguinte maneira:

Na construção do experimento da seca de 2005, a umidade do solo na região Amazônica de primeiro de dezembro de 2004 foi trocada pela umidade do solo de primeiro de dezembro de 2008 (condições úmidas). Nestes experimentos todas as camadas de umidade do solo foram substituídas, além da temperatura do solo. O arquivo do Anexo B mostra como foi feita a construção do experimento eSM para este caso.

Para o caso do evento chuvoso de 2009, a construção deste experimento foi semelhante ao caso da seca de 2005, porém, a umidade do solo da região Amazônica em primeiro de dezembro de 2008 foi substituída pela umidade do solo de 2004 (condições secas).

A Figura 3.4 mostra as anomalias da coluna total (camada 1 + camada 2) da umidade de solo total para o mês de dezembro de 2004 e 2008. Em ambos casos de eventos extremos a umidade e temperatura de solo do arquivo *restart* das 00Z de 1 de dezembro de 2004, são substituídas pela umidade e temperatura do solo do arquivo *restart* das 00Z de 1 de dezembro de 2008. Dessa forma, permite-se inicializar os experimentos desde estado de quase-equilíbrio (após spin-up) para as variáveis associadas ao esquema de superfície (umidade e temperatura do solo).

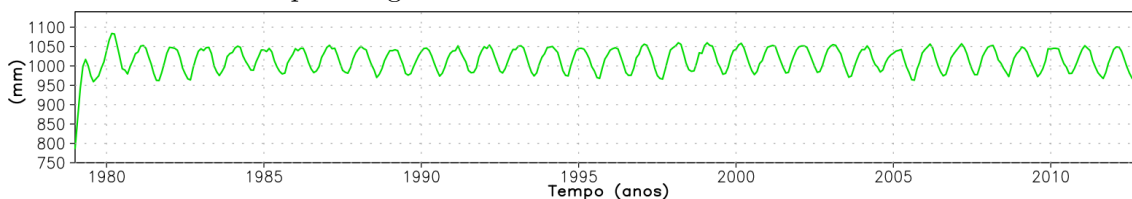
Figura 3.4 - Anomalia média da coluna total da umidade do solo (mm dia^{-1}) para a) dezembro 2004 e b) dezembro de 2008, obtida a partir da simulação CTRL do RegCM4.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 3.5 mostra a série temporal de umidade do solo da camada mais profunda. Nela verifica-se que o tempo para que esta variável alcance o equilíbrio é de aproximadamente dois anos. No entanto, o período depende da variável e do modelo utilizado, mas no RegCM4 usado neste trabalho pode-se considerar um spin-up de dois anos como o tempo mais apropriado.

Figura 3.5 - Série temporal de umidade do solo da camada profunda (mm) na Amazônia simulado pelo RegCM4. Período 1979-2012.



Fonte: Produção do autor.

d) Experimentos adicionais: Sinergias

Os outros experimentos de sensibilidade para ambos eventos extremos em análise

foram construídos com a simples combinação dos experimentos anteriormente descritos. Nesses experimentos, é avaliado o impacto de dois e três fatores. O experimento eSSTG leva em consideração a influência conjunta dos fatores de TSM e GEE, o experimento eSSTM leva em consideração os fatores de TSM e umidade do solo, o experimento eGHGM leva em consideração a influência dos fatores de GEE e umidade do solo e, no experimento eSSTGM os três fatores (TSM, GEE e umidade do solo) são levados em consideração.

Resumindo, os experimentos: no eSST a TSM foi modificada pela climatologia na região do Atlântico Tropical Norte e Sul, respectivamente, assumindo que os eventos são resultado do aquecimento/resfriamento do oceano; no eGHG a concentração dos GEE foram reduzidos em 35% assumindo que os eventos estão associados à mudança climática; no eSM a umidade do solo foi substituída por condições contrárias às observadas, assumindo que estas têm impacto no desenvolvimento do evento extremo. No eSSTG, ambos fatores TSM e GEE podem estar associados ao evento; da mesma forma no eSSTM, eGHGM e eSSTGM.

A construção desses experimentos permitiram avaliar a importância dos diferentes fatores e a sinergia na geração/intensificação de eventos extremos na Bacia Amazônica.

A Tabela 3.3 mostra os experimentos realizados seguindo a metodologia de SF clássica descrita por [Alpert et al. \(1996\)](#). Foi adotado o símbolo ✓ para indicar que o fator ou fatores não foram alterados e o símbolo ✓✓ para indicar o caso em que o fator ou fatores foram alterados.

Tabela 3.3 - Experimentos numéricos realizados com o modelo RegCM4, seguindo o método de separação fatores clássico. O símbolo ✓✓ indica a modificação do fator.

Nome dos experimentos	Fatores		
	SST	GHG	SM
CTRL	✓	✓	✓
eSST	✓✓	✓	✓
eGHG	✓	✓✓	✓
eSM	✓	✓	✓✓
eSSTG	✓✓	✓✓	✓
eSSTM	✓✓	✓	✓✓
eGHGM	✓	✓✓	✓✓
eSSTGM	✓✓	✓✓	✓✓

Para determinar a importância relativa de cada um dos três fatores (TSM, GEE e Umidade do solo) foi usada a Equação 2.9, descrita na subseção 2.3.1. A Tabela 3.4 mostra o cálculo dos efeitos diretos e de sinergia pela substituição direta de cada um dos experimentos de sensibilidade realizados com o modelo RegCM4 na Equação 2.9. No experimento CTRL deve-se simular o evento extremo analisado, enquanto no experimento eSSTGM espera-se simular condições climatológicas após as modificações feitas nos três fatores.

Tabela 3.4 - Cálculo dos efeitos diretos e de sinergia dos fatores.

Nome	Descrição	Cálculo dos efeitos
eSST	Efeito direto da TSM	$\Delta_{SST} = \text{eSST} - \text{CTRL}$
eGHG	Efeito direto dos GEE	$\Delta_{GHG} = \text{eGHG} - \text{CTRL}$
eSM	Efeito direto do SM	$\Delta_{SM} = \text{eSM} - \text{CTRL}$
eSSTG	Efeito da sinergia entre TSM e GEE	$\Delta_{SST,GHG} = \text{eSSTG} - (\text{eSST} + \text{eGHG}) + \text{CTRL}$
eSSTM	Efeito da sinergia entre TSM e SM	$\Delta_{SST,SM} = \text{eSSTM} - (\text{eSST} + \text{eSM}) + \text{CTRL}$
eGHGM	Efeito da sinergia entre GEE e SM	$\Delta_{GHG,SM} = \text{eGHGM} - (\text{eGHG} + \text{eSM}) + \text{CTRL}$
eSSTGM	Efeito da sinergia entre TSM, GEE e SM	$\Delta_{SST,GHG,SM} = \text{eSSTGM} - (\text{eGHGM} + \text{eSSTM} + \text{eSSTG}) + (\text{eSM} + \text{eGHG} + \text{eSST}) - \text{CTRL}$

Adicionalmente, a Tabela 3.5 mostra os arquivos que foram modificados na construção (condições iniciais e condições de contorno (ICBC), `namelist`² e `restart`) de cada um dos experimentos de sensibilidade descritos acima. Nos experimentos da TSM do Atlântico Tropical Norte e Sul, a TSM observada foi modificada para essas regiões e, posteriormente, rodado novamente o programa de pré-processamento (`sst` e `ICBC`) para criar novamente as condições iniciais e de fronteira. Por outro lado, os experimentos onde foram substituídas os valores de umidade/temperatura do solo para condições extremas contrárias os arquivos de `restart` foram alterados.

Na realização das simulações por conjunto encontrou-se que o código do arquivo `mod_ensemble.F90` apresenta erro. O erro neste código não permite gerar os outros membros dos experimentos. Por isso, para seu correto funcionamento foram feitas algumas modificações no código (ver Anexo C).

²Na modelagem, o termo `namelist` que em português é **lista de nomes**, faz referência ao arquivo de texto onde as principais opções da configuração do modelo encontram-se disponíveis.

Tabela 3.5 - Alterações feitas nos arquivos: ICBC, namelist e restart. Onde ✓ representa o arquivo que foi modificado.

Arquivos	Experimentos							
	CTRL	eSST	eGHG	eSM	eSSTG	eSSTM	eGHGM	eSSTGM
ICBC	–	✓	–	–	✓	✓	–	✓
namelist	–	–	✓	–	✓	–	✓	✓
restart	–	–	–	✓	–	✓	✓	✓

No caso dos experimentos onde muda-se a concentração do GEE, a TSM e a temperatura na coluna atmosférica, o *namelist* foi alterado com:

```
&physicsparam
...
itweak =          1, ! Tweak parameter. Enables modifications in tweakparam.
/

! Tweaking parameters
!
&tweakparam
...
sst_tweak = -0.5,          ! In K
temperature_tweak = -0.8,    ! In K
gas_tweak_factors = 0.65, 0.65 , 0.65 , 0.65 , 0.65,
!           CO2  CH4   N2O   CFC11 CFC12
...
/
```

A geração dos membros do conjunto por experimento foi ativado através do *namelist* do RegCM4:

```
&globdatparam
...
ensemble_run = .True., ! If this is a member of a perturbed ensemble
...
/

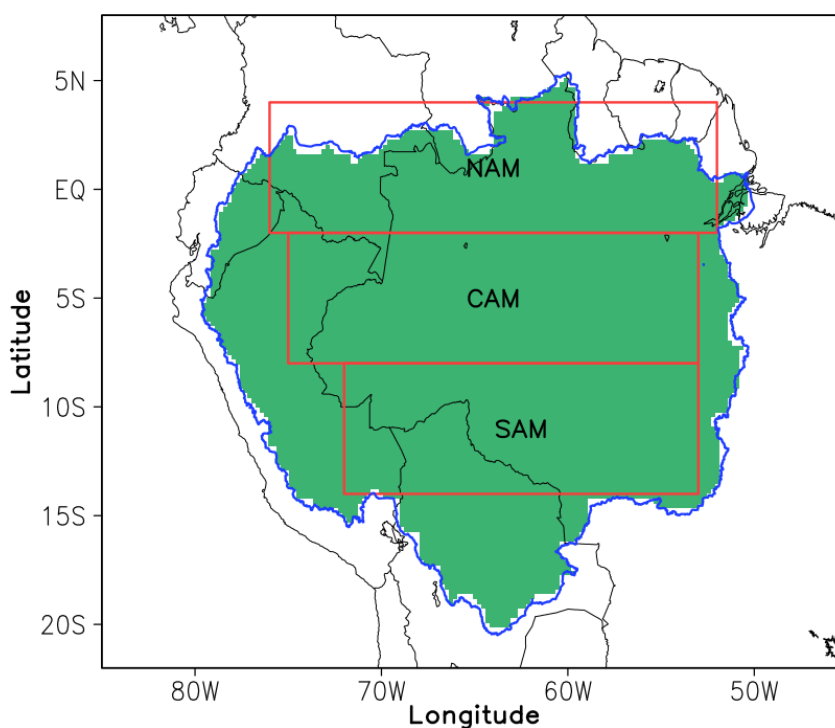
!
! Perturbation control for ensembles
!
&perturbparam
...
lperturb_q = .true., ! Add perturbation to humidity mixing ratio
perturb_frac_q = 0.001D0, ! Fractional value of the perturbation on q
```

...
/

3.2.3 Regiões de análise

Devido a sua extensão territorial e à grande variabilidade das precipitações que ocorrem na BA, esta foi dividida em três regiões: Sul da Amazônia (SAM) compreendida entre 14 – 8°S e 72 – 53°W, Centro da Amazônia (CAM) compreendida entre 8 – 2°S e 75 – 53°W e Norte da Amazônia (NAM) compreendida entre 2°S – 4°N e 76 – 52°W. Isto permite apresentar de forma mais detalhada os impactos diretos e de sinergia que tem cada um dos fatores termodinâmicos e físicos considerados, em cada um dos diferentes experimentos numéricos, sobre cada uma das regiões da Amazônia. A Figura 3.6 mostra a divisão das três regiões realizadas sobre a BA.

Figura 3.6 - Bacia Amazônica (cor verde) e regiões de análise: Sul da Amazônia (SAM), Centro da Amazônia (CAM) e Norte da Amazônia (NAM).



Fonte: Produção do autor.

A divisão foi realizada com base no regime de chuvas predominante nas diferentes regiões da BA, onde o sul da Amazônia é influenciado diretamente pela atuação da ZCAS, o centro da Amazônia é uma região influenciada pela posição máxima ao sul

da ZCIT que ocorre sobretudo nos meses de outono austral, enquanto o norte da Amazônia é influenciado pela posição mais ao norte da ZCIT nos meses de inverno e pela atuação das linhas de instabilidade.

Na análise das médias por regiões para a BA no Capítulo de resultados é utilizado uma máscara da BA, com a finalidade de considerar os dados que estão contidas só sobre a região da Amazônia, especialmente para a região NAM como pode ser notado na Figura 3.6.

4 SIMULAÇÃO DA CLIMATOLOGIA DA AMÉRICA DO SUL

Neste Capítulo é feita uma descrição detalhada da validação da climatologia da simulação controle (CTRL) do modelo regional climático RegCM4 sobre o domínio CORDEX da América do Sul.

Dados da reanálise EIN15 foram usadas como condições iniciais e de fronteira para o experimento CTRL do RegCM4. O modelo foi integrado das 00Z de 1 janeiro de 1979 até às 00Z de 1 de janeiro de 2013, sendo que os três primeiros anos foram descartados das análises por considerações de spin-up. Foram calculadas as médias mensais do período 1982 a 2012 para avaliar o desempenho da simulação CTRL. As variáveis associadas à dinâmica da atmosfera como o vento em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis foram comparadas à reanálise do EIN15. A precipitação, temperatura a 2m, saldo de radiação de onda curta e longa à superfície, cobertura de nuvens, e outros campos associados ao ciclo hidrológico foram comparados à climatologia observacional dos dados CRU, PERSIANN e CLARA2.

4.1 Circulação atmosférica

A Figura 4.1 mostra a climatologia sazonal (1982–2012) do vento em baixos níveis (850 hPa) e da pressão ao nível médio do mar (isolinhas) na reanálise EIN15, no RegCM4 e a diferença RegCM4-EIN15. Em geral, a simulação CTRL do RegCM4 consegue reproduzir bem os principais padrões de circulação na América do Sul (AS) em cada uma das estações. Entretanto, apresenta algumas diferenças em intensidade se comparada à reanálise EIN15.

No verão austral, na vizinhança da linha equatorial o RegCM4 em baixos níveis representa muito bem os alísios de leste sobre a região do Atlântico Tropical (Figura 4.1.a, b). Esses ventos são responsáveis pelo transporte de vapor de água do Atlântico para o interior do continente sul-americano, fornecendo grandes quantidades de umidade para a região Amazônica e a Bacia da Prata (DRUMOND *et al.*, 2008; DURAN-QUESADA *et al.*, 2009; ZEMP *et al.*, 2017). No lado oeste de AS, a cordilheira dos Andes atua como uma barreira dos ventos alísios fazendo com que o escoamento se desloque para o sul ao longo do lado leste dos Andes (MARENGO, 2006; ARRAUT; SATYAMURTY, 2009).

Sobre a região do Pacífico e Atlântico Tropical, os ventos alísios são mais intensos no RegCM4, sendo superestimados em até 2 m s^{-1} (Figura 4.1.c). Na região continental o vento também é bem representado pelo modelo, no entanto, no lado norte

e leste de AS foi superestimado em até 3 m s^{-1} . Na região de atuação dos Jatos de Baixos Níveis (JBNs) e nordeste da Amazônia foi subestimado em até -4 m s^{-1} pelo RegCM4.

O RegCM4 simula bem a posição da circulação anticiclônica de alta pressão conhecida como a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) (núcleo localizado ao redor de 35°S – 90°W), em relação aos dados do EIN15 (Figura 4.1.a, b). Sobre o Atlântico, a circulação anticiclônica conhecida como a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), também é bem representada pelo modelo, onde o núcleo encontra-se localizado próximo a 35°S – 35°W , mas na simulação a ASAS apresenta uma estrutura mais alongada na direção leste-oeste (Figura 4.1.b).

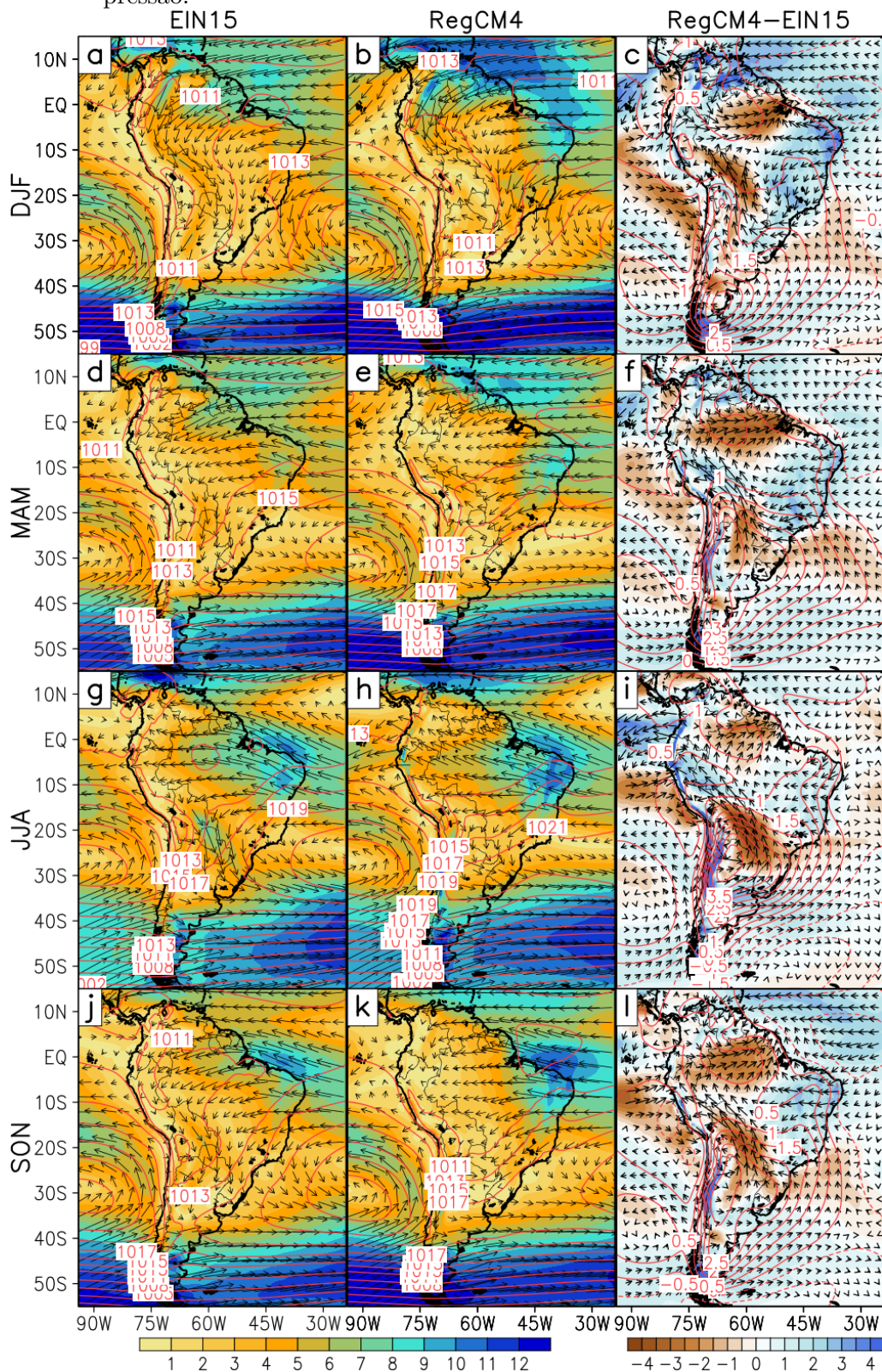
Na região dos Andes, onde a topografia é muito complexa, o RegCM consegue representar razoavelmente bem a circulação do vento em 850 hPa. As maiores deficiências estão localizadas na parte central e leste de Bolívia, onde não são observados ventos na direção sudeste. Nas outras partes dos Andes, o vento é superestimado em torno de 1 m s^{-1} . O problema da topografia complexa ainda é um desafio nos modelos regionais já que não conseguem reproduzir a topografia real, e por conseguinte, os modelos não conseguem resolver adequadamente a dinâmica nessas áreas assim como os processos físicos associados (GOMEZ et al., 2015).

Alguns modelos regionais podem ter um desempenho superior ou inferior, dependendo dos ajustes realizados. Como mostrado por Gomez et al. (2015) e Mishra et al. (2018), as regiões com topografia muito complexa apresentam erros mais intensos, enquanto nas regiões menos complexas os erros, geralmente, são reduzidos. Também uma maior resolução ajuda a reduzir os erros, já que melhoram a representação dos processos atmosféricos e de superfície.

A Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), em geral, é superestimada pelo RegCM4 na maior parte de AS, com valores variando entre 0,5 e 2 hPa, sendo mais intensa nas proximidades de 45°S – 65°W . Na região da BA a pressão foi superestimada em torno de 0,5 hPa, em comparação ao EIN15 (Figura 4.1.c). As áreas que apresentam subestimação da pressão estão localizadas sobre a região do Atlântico, com valores em torno de -0,5 hPa.

No outono austral, o RegCM4 também representa bem a dinâmica da circulação observada no EIN15 (Figura 4.1.d, e), porém, apresenta vieses positivos e negativos nas mesmas regiões encontradas no verão austral, no entanto, a intensidade dos vieses é menor (Figura 4.1.f). No Oceano Pacífico, observa-se que a ASPS se en-

Figura 4.1 - Climatologia sazonal (1982-2012) do vento (m s^{-1}) em 850 hPa e a pressão ao nível médio do mar (hPa) na AS. EIN15 (coluna esquerda), RegCM4 (coluna central) e diferença RegCM4-EIN15 (coluna da direita). Os campos sombreados representam a intensidade do vento e as linhas vermelhas representam a pressão.



Fonte: Produção do autor.

contra numa posição mais ao norte (próximo a 30°S) comparado ao verão austral. Nesta estação, a pressão ao nível do mar também apresenta um comportamento semelhante ao observado no verão, não obstante os vieses negativos se localizam na região equatorial do Atlântico (Figura 4.1.f).

No inverno austral, como esperado, o desempenho do RegCM4 em simular a dinâmica da circulação da EIN15, foi superior ao de outras estações, sobretudo nas regiões oceânicas, onde os vieses são menos intensos e variam entre $\pm 1,5 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 4.1.i). O deslocamento para o norte da ASPS e ASAS é bem representado pelo RegCM4, posicionando seus núcleos em 28° e 25°S, respectivamente. A localização climatológica dessas altas subtropicais simuladas pelo modelo RegCM4 estão de acordo com estudos anteriores (SUN et al., 2017; FAHAD et al., 2021).

Na região leste de Brasil a superestimação dos ventos estão em torno de 1 m s^{-1} , enquanto na região dos Andes os valores foram superiores a 2 m s^{-1} . Nesta estação, as áreas que apresentam subestimação dos ventos estão localizadas nas mesmas regiões onde foram encontradas no verão, porém, a extensão das subestimativas na região dos JBNS são maiores e apresentam valores em torno a -4 m s^{-1} . Um viés positivo da pressão predomina em quase todo o domínio de simulação, sendo mais intenso na parte sul de AS, com valores atingindo os 3,5 hPa. O viés negativo da pressão está localizada ao sul de 40°S, sobre a região do Atlântico (Figura 4.1.i).

Durante a primavera austral, os padrões dominantes da circulação atmosférica observadas no EIN15 foram bem representadas pelo RegCM4 (Figura 4.1.j, k). Mas mesmo assim, apresentam vieses positivos e negativos localizados nas mesmas áreas observadas no verão austral. Os vieses nesta estação são relativamente menores do que os observados no verão austral. Também o retorno para o sul dos sistemas de alta pressão localizadas sobre os oceanos (ASPS e ASAS) é bem representado pelo RegCM4.

A Figura 4.2 mostra a climatologia sazonal (1982-2012) do vento em altos níveis (200 hPa) no EIN15, RegCM4 e a diferença entre eles. Nesta, verifica-se que, no verão austral, a circulação da Alta de Bolívia (AB) e o cavado do Nordeste do Brasil associado, são razoavelmente bem representados pelo RegCM4. Porém, o núcleo da AB encontra-se deslocado a oeste de sua posição climatológica, em comparação ao observado no EIN15 (Figura 4.2.a, b), posicionando-se nos limites de Peru-Chile (ao redor de 20°S). Além disso, no seu lado noroeste a simulação apresenta dificuldades em representar a circulação do vento (Figura 4.2.b). No entanto, a deficiência na representação da AB no seu lado noroeste pode estar relacionada as deficiências do

RegCM4 em representar o vento nos baixos níveis nas regiões montanhosas, onde a topografia tem um papel muito importante.

A inclinação do cavado no Nordeste do Brasil no RegCM4 é menos pronunciada e os ventos apresentam menor intensidade no seu lado leste, em comparação ao observado no EIN15 (Figura 4.2.a-c). O vento de oeste ao sul de 40°S é superestimado pelo RegCM4, com valores que podem atingir 6 m s⁻¹, principalmente na região continental. As deficiências na localização da AB também foram encontradas por Llopart et al. (2019b). Esses problemas na simulação da AB provocam uma circulação anticiclônica anômala sobre o Pacífico Sul, próxima à costa central do Chile (Figura 4.2.c). Erfanian e Wang (2018) também mostraram que as deficiências na representação da localização da AB causam uma circulação anticiclônica anômala nos altos níveis, posicionada ao sul da Bolívia durante dezembro.

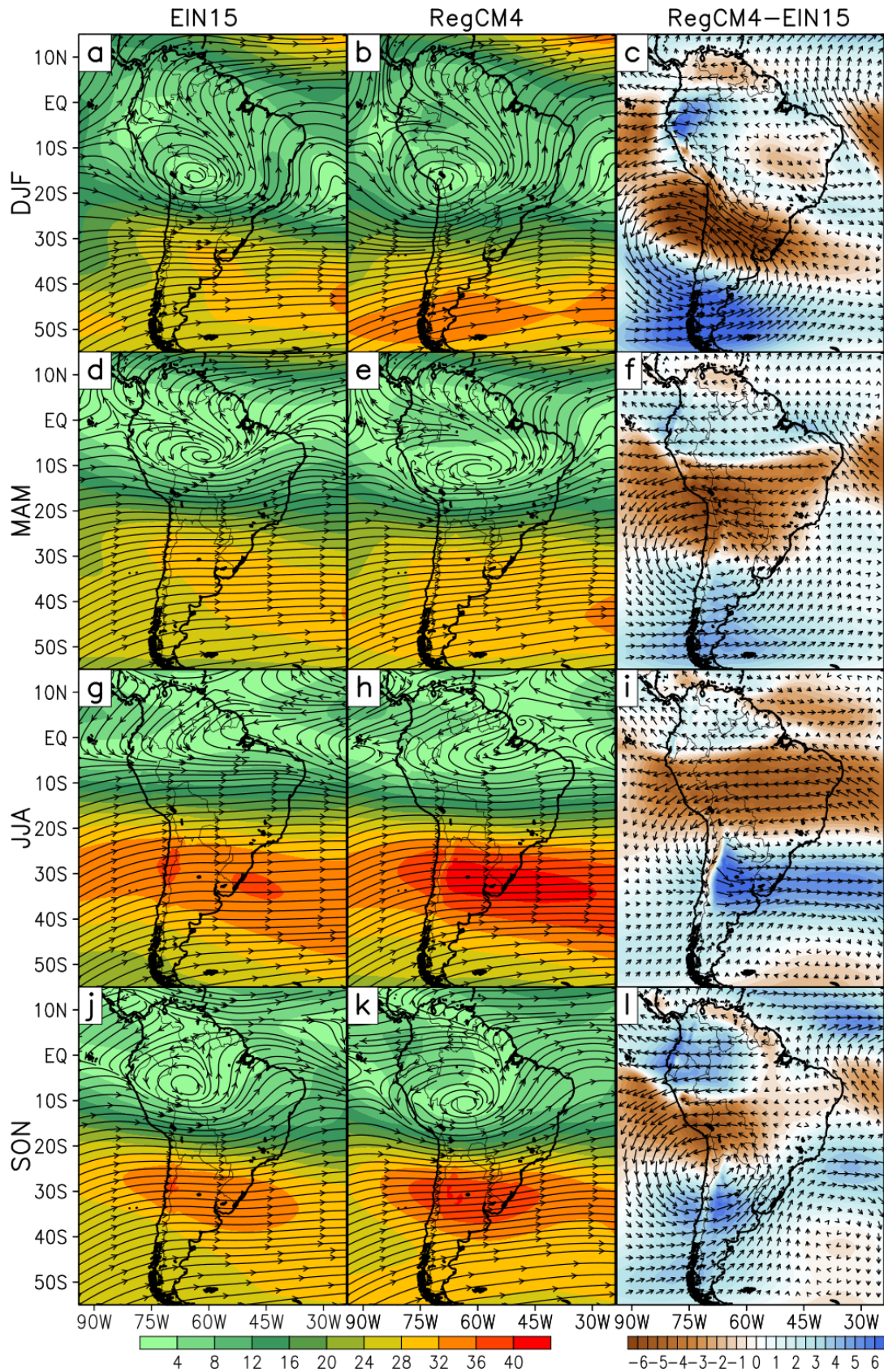
No outono austral é possível observar uma circulação anticiclônica, com seu núcleo localizado no centro-oeste do Brasil (Figura 4.2.d). Essa circulação também é bem simulada pelo RegCM4, porém, apresenta uma inclinação mais horizontal, enquanto no EIN15 sua inclinação encontra-se na direção noroeste-sudeste. Os jatos subtropicais atingem os 20°S, tanto no EIN15 quanto no RegCM4.

Na comparação entre o RegCM4 e EIN15, nota-se que as regiões entre as latitudes 30° - 5°S a intensidade dos ventos é subestimada pelo RegCM4 com valores ao redor de -4 m s⁻¹. Nas outras latitudes de AS os ventos foram superestimados com valores menores a 3 m s⁻¹. Semelhante ao verão austral, nesta estação as deficiências do RegCM4 em representar a circulação anticiclônica localizada na parte central de AS, gera uma circulação anticiclônica com seu núcleo situado no noroeste da Argentina, com valores de subestimação (superestimação) no seu lado norte (sul) (Figura 4.2.f).

No inverno austral, os ventos de oeste são bem simulados pelo RegCM4 atingindo até o sul de 15°S. A localização dos ventos de oeste mais intensos é bem reproduzida pelo modelo (na faixa 35° - 25°S). Porém na região continental da AS, estes ventos são superestimados em até 6 m s⁻¹, enquanto nos oceanos as superestimativas são menos intensas. Em contraste, na faixa latitudinal 20° - 5°S os ventos são subestimados pelo RegCM4, com valores de até -5 m s⁻¹. Nas demais regiões de AS, os valores de subestimação e superestimação variaram de -2 m s⁻¹ a 2 m s⁻¹.

No outono austral, observa-se uma circulação anticiclônica no centro de AS, tanto no EIN15 quanto no RegCM4. No entanto, no RegCM4 o núcleo desse sistema encontra-se deslocado mais para o sul (Figura 4.2.j, k). Os ventos de oeste estão localizados ao

Figura 4.2 - Idem à Figura 4.1, para a circulação em 200 hPa.



Fonte: Produção do autor.

sul de 20°S, e os ventos mais intensos encontram-se quase na mesma faixa latitudinal observada no inverno, porém, apresentam menor extensão e menor intensidade em relação ao observado no inverno austral. Igual as outras estações, nesta estação também se verificam algumas regiões que apresentam vieses nos ventos na faixa 20°S - 0° e as superestimativas nas outras regiões de AS. Novamente, nesta estação observa-se um sistema anticiclônico com seu núcleo ao noroeste da Argentina, gerado pelas deficiências do RegCM4 em simular os ventos com intensidade semelhante ao encontrado no outono.

Em geral, o desempenho do RegCM4 em representar a dinâmica do vento nos baixos níveis é semelhante aos mostrados por Quispe (2013), Reboita et al. (2018) e outros. Nos altos níveis o vento simulado pelo RegCM4 é similar ao obtido em estudos anteriores (FERNANDEZ et al., 2006; SETH et al., 2007; LANGE et al., 2015; REBOITA et al., 2018), embora o RegCM4 apresente maior ou inferior desempenho em algumas regiões. As diferenças existentes no RegCM4 e nos resultados apresentados em trabalhos anteriores podem estar associadas, principalmente, ao modelo regional (versão, configuração), assim como as forçantes usadas, ao domínio de simulação e ao período de análise. Por outro lado, a subestimação da intensidade dos JBNs é uma deficiência comum nas diferentes versões do RegCM (QUISPE, 2013; REBOITA et al., 2018).

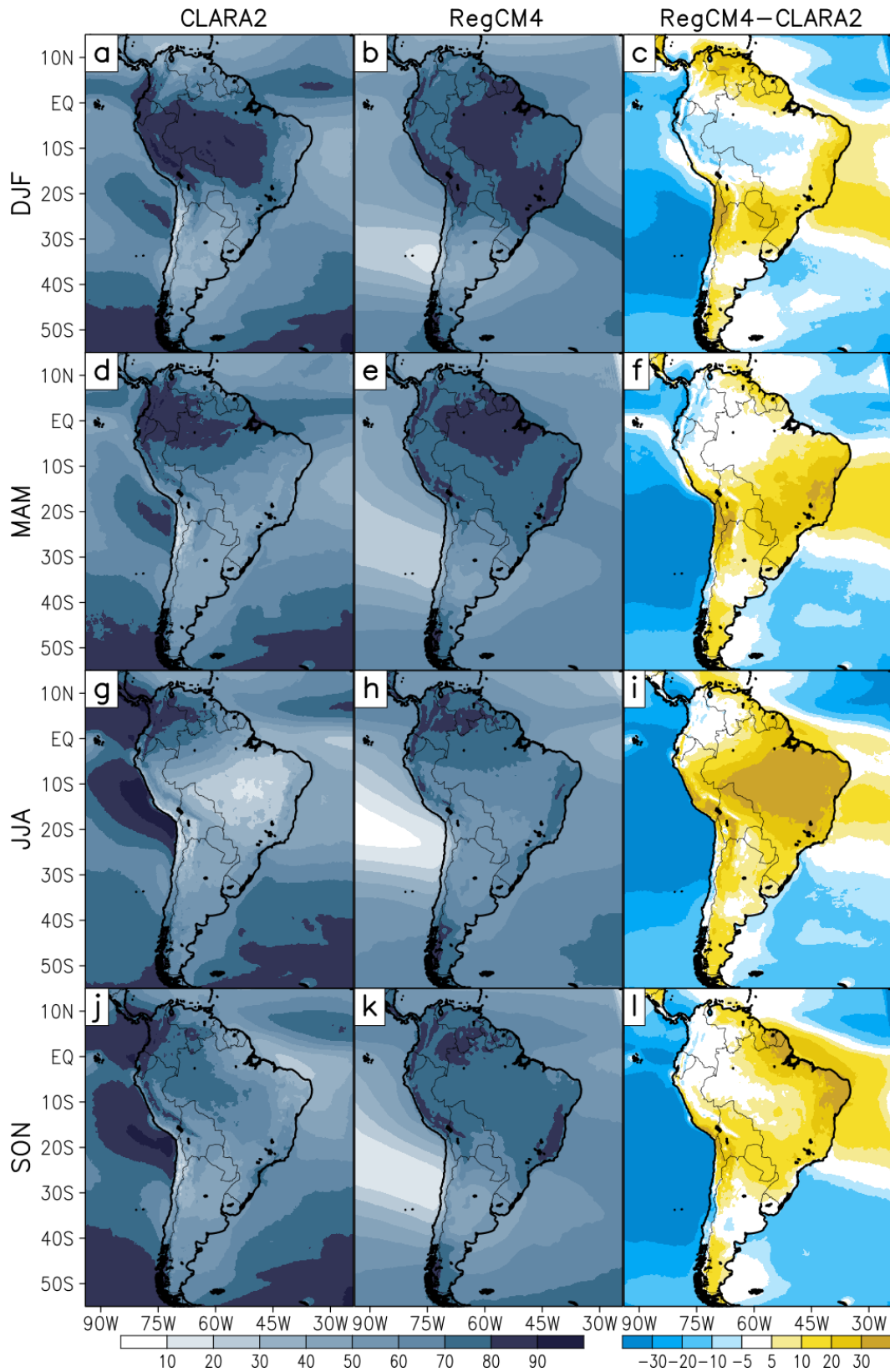
4.2 Balanço radiativo à superfície

A cobertura de nuvens é uma componente chave que pode modificar o balanço radiativo, nesse sentido a Figura 4.3 mostra a distribuição sazonal climatológica (1982-2012) da Fração de Cobertura das Nuvens (FCN) em percentagem (%) para os dados do CLARA2 e a simulação CTRL do RegCM4, assim como a diferença entre eles.

No verão austral, que é a temporada chuvosa na América do Sul, uma maior concentração de FCN é observada nas regiões de atuação na ZCIT e na ZCAS (Figura 4.3.a, b). Em geral, há uma boa concordância entre a simulação RegCM4 e os dados CLARA2, sobretudo na região continental e com menor desempenho nas regiões oceânicas (Figura 4.3.c).

Na parte central de AS, na orientação noroeste-sudeste e partes do nordeste do Brasil, a FCN é subestimada pelo RegCM4 com valores próximos a -20%, enquanto nas regiões próximas ao litoral leste do Brasil, parte central dos Andes, sul e sudeste

Figura 4.3 - Climatologia sazonal (1982-2012) da fração de cobertura de nuvens (%) na AS. CLARA2 (coluna à esquerda), RegCM4 (coluna central) e a diferença RegCM4-CLARA2 (coluna à direita).



Fonte: Produção do autor.

do Brasil, Paraguai, norte da Argentina e norte de AS, a cobertura de nuvens é superestimada com valores próximos a 20%. Sobre os oceanos, o RegCM4 subestima a FCN com valores de até -30% no Atlântico Norte e no Pacífico nas proximidades do Peru-Chile. A simulação para o verão austral é melhor do que os resultados apresentados em [Lange et al. \(2015\)](#), porque os valores simulados são menores (subestimação/superestimação), principalmente na região continental.

No outono austral, a ZCIT começa seu deslocamento para o norte. Na Figura 4.3.d, e, observa-se que a região de maior FCN está localizada ao norte de 15°S. No entanto, os valores de FCN no RegCM4 são subestimados no noroeste de AS (valores de até -20% em algumas partes) e superestimados na parte leste e sul do Brasil (valores em torno de +20%), Bolívia, Paraguai, sul e norte da Argentina e na parte central dos Andes, com valores de até +30% (Figura 4.3.f). Sobre os oceanos, a distribuição espacial do FCN é semelhante à observada no verão austral. Porém a simulação CTRL do RegCM4 subestima a FCN (valores superiores a -30% no oceano Pacífico e até -20% no oceano Atlântico).

No inverno austral, as áreas com a maior FCN estão localizadas ao norte de 3°N (Figura 4.3.g, h), devido ao deslocamento da ZCIT para o norte como resposta as temperaturas mais quentes na TSM dos oceanos. No continente, as maiores concentrações de FCN estão localizadas ao norte de 5°S. Ao sul de 25°S a FCN é mantida, especialmente pelos sistemas frontais que ocorrem com maior frequência nesta estação ([ANDRADE; CAVALCANTI, 2004](#); [CARDOZO et al., 2015](#)). Nesta estação o RegCM4 subestima a FCN nas regiões da ZCIT, valores variando entre -5% e superiores a -30% sobre as regiões oceânicas do Pacífico e Atlântico. Por outro lado, na maior parte da região da Cordilheira dos Andes, centro e leste de AS, a simulação do RegCM4 superestima a FCN entre +5% e +30% (Figura 4.3.i). Para o inverno austral, os resultados de [Lange et al. \(2015\)](#) são melhores do que os simulados pelo CTRL do RegCM4, sendo que as diferenças existentes podem estar associadas aos RCMs usados nas simulações e ao período de análises usado neste estudo.

Na primavera austral, a ZCIT começa seu retorno para o sul de forma que a configuração da FCN é semelhante ao observado no verão austral, particularmente sobre o continente (Figura 4.3.j). Nesta estação, as maiores concentrações de cobertura de nuvens no noroeste de AS apresentam valores de até 70% (Figura 4.3.j). Há uma boa concordância entre a simulação do RegCM4 e os dados CLARA2, como pode ser visto nas Figuras 4.3j, k. No entanto, os valores do RegCM4 são subestimados

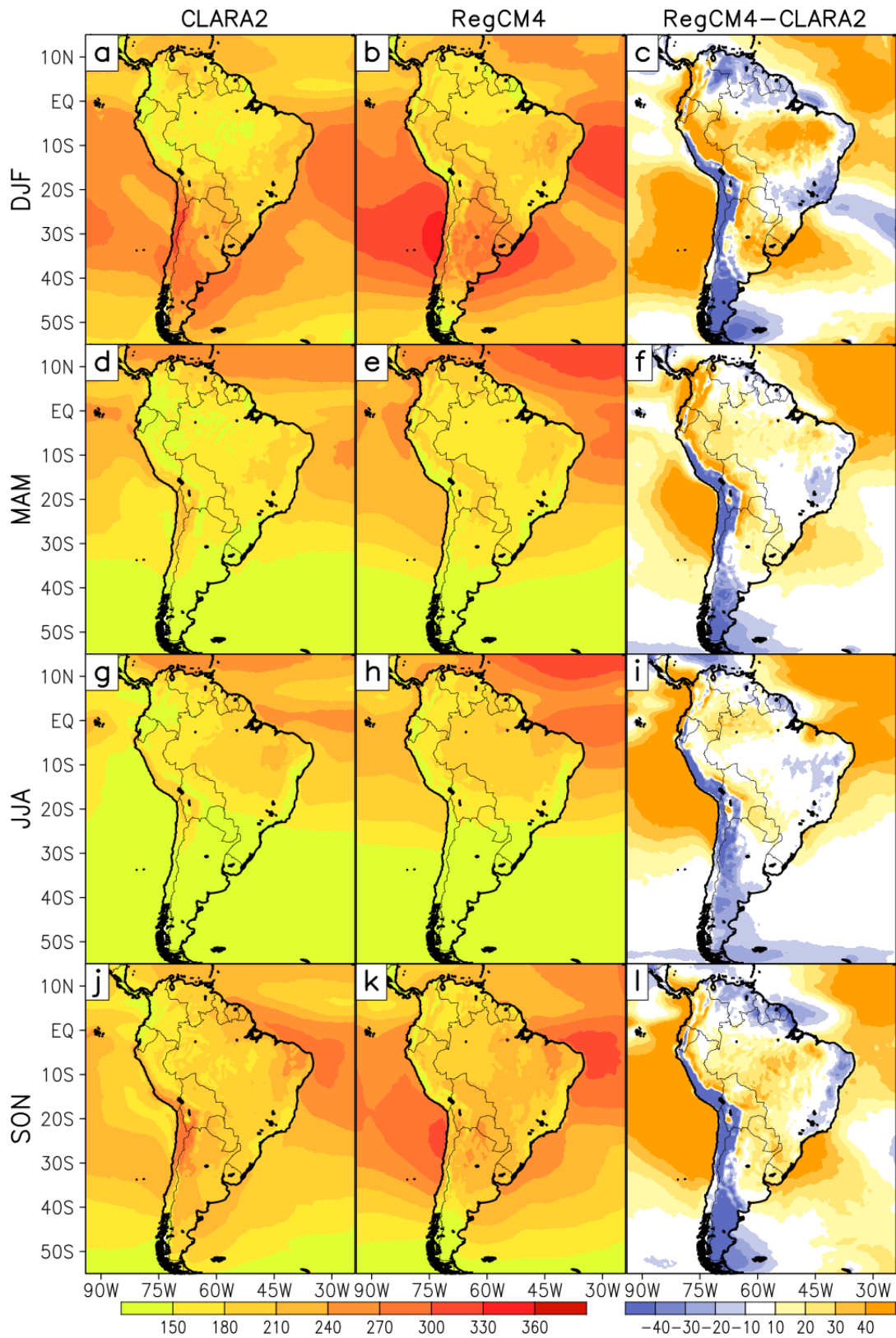
com baixos valores (ao redor -5%) no noroeste de AS e algumas partes da região central do Chile e Argentina. Enquanto, nas regiões do leste de AS e na região entre as latitudes 30°S e 10°S, a FCN é superestimada entre +5% e 20% (Figura 4.3.1). Novamente, nesta estação a FCN é subestimada pelo RegCM4 em grande parte da região oceânica. As nuvens são sem dúvida uma das componentes mais relevantes do sistema atmosférico (STEPHENS, 2005; HENDERSON et al., 2013; MATUS; L'ECUYER, 2017), fornecendo um dos principais mecanismos de feedback climático (STEPHENS, 2005; SODEN; VECCHI, 2011). As nuvens tendem a ser organizadas em sistemas climáticos de grande escala ou sistemas de nuvens, moldados pela circulação atmosférica em escala global (STEPHENS, 2005). As nuvens exercem uma forte influência no equilíbrio radiativo regional, refletindo a radiação de onda curta de volta ao espaço e emitindo radiação de onda longa para a superfície (HENDERSON et al., 2013).

Na região continental, os vieses na FCN durante os meses de verão austral e inverno são menores do que os apresentados em Pessacg et al. (2014) e Lange et al. (2015), com valores inferiores a $\pm 30\%$. Além disso, a simulação nas regiões oceânicas é melhor do que em Pessacg et al. (2014) e Lange et al. (2015), embora os valores sejam superiores a -30%. Estes resultados sugerem que a microfísica da nuvem precisa ser aprimorada, principalmente nas regiões oceânicas, onde o RegCM4 apresenta baixo desempenho.

Na Figura 4.4 é apresentada a climatologia sazonal (1992-2012) do saldo de radiação à superfície de onda curta (ROC) nos dados CLARA2, RegCM4 e a diferença entre eles. Como pode ser visto na Figura 4.4.a-c, o RegCM4 é capaz de reproduzir a distribuição espacial do ROC no verão austral, com valores próximos aos apresentados no CLARA2. Conforme observado na Figura 4.4.c, ao norte de 20°S sobre o continente, os fluxos de ROC são mais baixos em comparação com o resto do continente. Isto está associado com a presença das maiores concentrações da cobertura de nuvens (e a precipitação) nesta estação.

Por outro lado, as regiões oceânicas onde os fluxos de ROC simulados pelo RegCM4 são superestimados, correspondem às regiões onde a FCN é subestimada. As áreas onde os valores simulados da ROC são superestimados concordam com o padrão espacial de subestimação da FCN no verão. Em algumas partes do oceano Pacífico, principalmente, nas regiões próximas ao litoral do Peru-Chile, bem como em algumas regiões do oceano Atlântico, os valores superestimados do RegCM4 mostram áreas de ROC superiores a $+40 \text{ W m}^{-2}$. Isto pode ser devido ao fato de que o RegCM4 não é capaz de simular adequadamente a cobertura de nuvens baixas que

Figura 4.4 - Idem à Figura 4.3, para o saldo de radiação de onda curta à superfície ($W m^{-2}$) (período 1992–2012).



Fonte: Produção do autor.

são predominantes nessas regiões.

Garreaud et al. (2007) mostraram que nas regiões costeiras do Peru-Chile, este tipo de nuvem se deve à inversão térmica que ocorre entre 1 e 2 km de altura. Além disso, nessas regiões do Pacífico há subsidência causada pela ASPs. Na Figura 7.6 de Boucher et al. (2013) pode-se verificar que as nuvens baixas estão principalmente localizadas sobre as regiões oceânicas. Nas áreas ao leste dos Andes, assim como a parte central e sudeste de AS, as ROC são superestimadas, com valores variando entre 5 W m^{-2} e 40 W m^{-2} (Figura 4.4.c), isto corresponde as regiões onde a FCN são subestimadas pelo RegCM4.

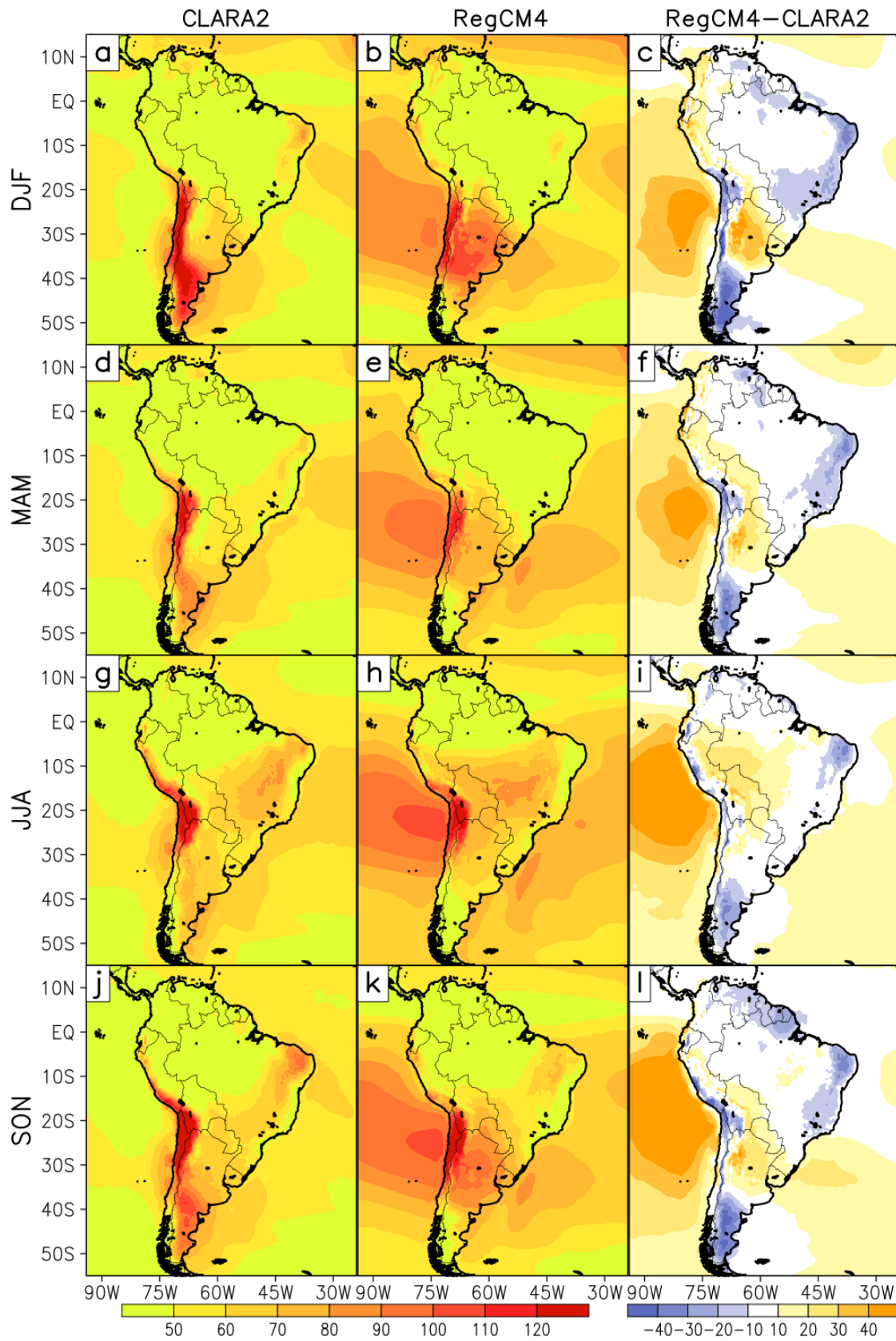
Nas estações de outono e primavera austral a ROC é subestimada em toda a região dos Andes com valores superiores a -40 W m^{-2} , sobretudo no outono. Por outro lado, na região central de AS e áreas ao leste dos Andes, as ROC são superestimadas, sendo estas mais intensas no outono com valores atingindo 40 W m^{-2} (Figura 4.4.f, l).

No inverno austral, a simulação do ROC pelo RegCM4 é melhor do que nas outras estações, apresentando menores vieses positivos e negativos sobre a região continental (Figura 4.4.i). Como nas outras estações, sobre a região dos Andes a ROC é subestimada (em torno de -30 W m^{-2}). Ao norte de 30°S , algumas áreas apresentam subestimação menores que 30 W m^{-2} . De forma similar às outras estações, em algumas partes das regiões oceânicas a ROC é superestimada devido a má representação das nuvens baixas.

A Figura 4.5 mostra a distribuição climatológica sazonal (1982-2012) do saldo de radiação à superfície da onda longa (ROL) nos dados CLARA2, RegCM4 e a diferença entre eles. Pode-se observar que em todas as estações os valores do ROL foram bem representados pelo RegCM4, por apresentarem vieses negativos ou positivos menos intensos que os obtidos na ROC.

No verão austral (Figura 4.5.a-c), o ROL na região centro-oeste de AS e norte da Argentina, a ROL é superestimada com valores entre $10\text{-}30 \text{ W m}^{-2}$, enquanto ao sul de 20°S sobre a região dos Andes, é subestimada com valores de até -40 W m^{-2} em algumas áreas. Também, algumas áreas do norte e leste (nas proximidades das regiões litorâneas), a ROL é subestimada em -20 W m^{-2} . No Pacífico Leste, próximo ao litoral do Peru-Chile, a ROL é superestimada com um núcleo de até 40 W m^{-2} , enquanto sobre as regiões do Atlântico os valores de superestimação foram menores a 30 W m^{-2} .

Figura 4.5 - Idem à Figura 4.3, para o saldo de radiação de onda longa à superfície ($W m^{-2}$).



Fonte: Produção do autor.

Nas estações de outono e primavera austral, a distribuição espacial dos vieses positivos e negativos no continente (Figura 4.5.f, l) é semelhante à obtida no verão austral (Figura 5c). No entanto, os valores dos vieses são menores. Esses erros são menores do que a versão anterior do RegCM (PESSACG et al., 2014), especialmente nas estações de verão e inverno austral. Sobre os oceanos, a distribuição espacial dos vieses positivos no outono austral é semelhante ao do verão austral (Figura 4.5.c, f), enquanto na primavera austral o padrão espacial dos vieses é similar ao do inverno austral (Figura 4.5.i, l).

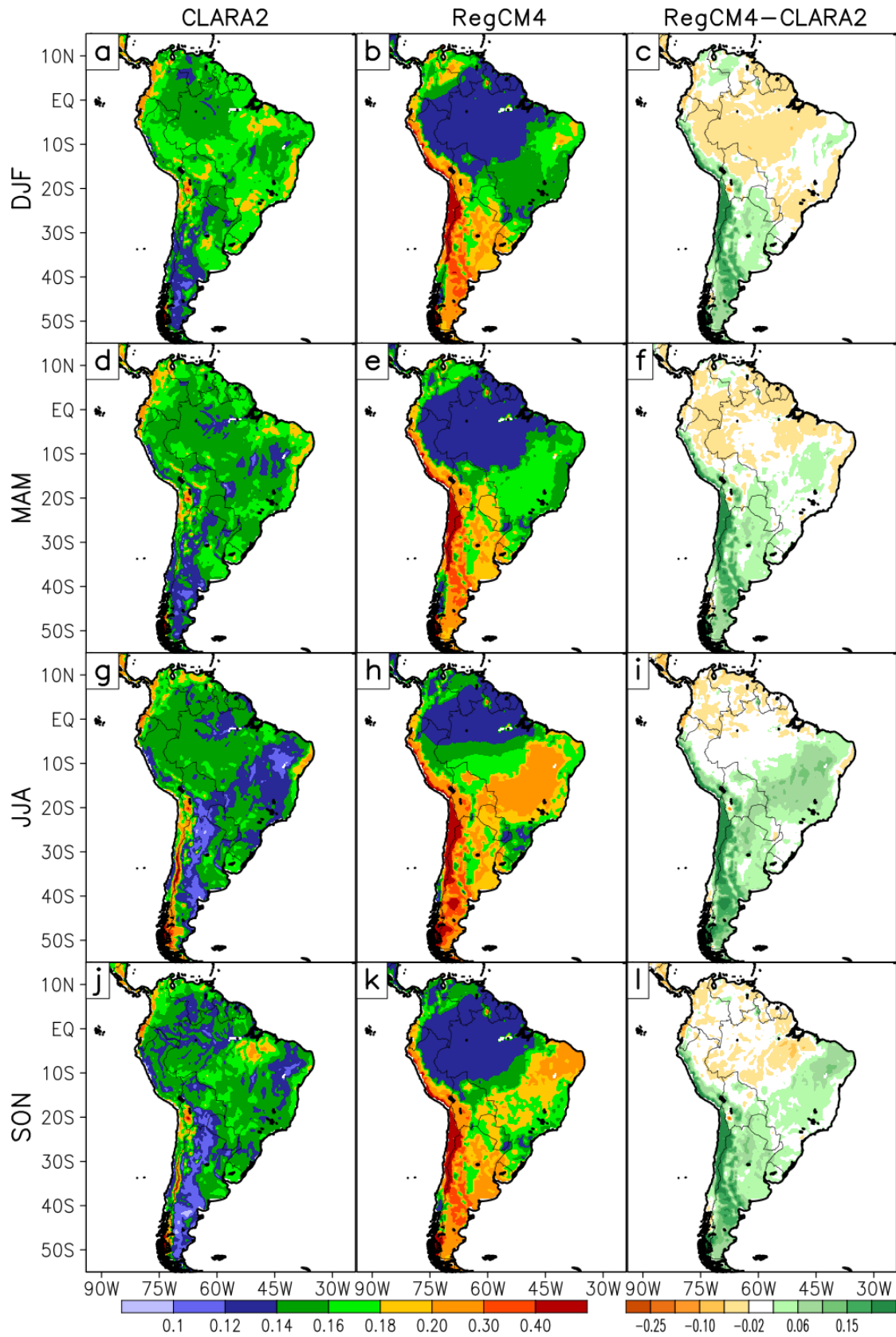
No inverno austral (Figura 4.5.g-i), a ROL é muito melhor representada pelo RegCM4. Mas mesmo assim, é possível observar áreas de superestimação na região central de AS (ao redor de 20 W m^{-2}) e nas regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico, sendo estas mais intensas no Pacífico com valores atingindo 40 W m^{-2} . Na região dos Andes e algumas áreas no nordeste do Brasil, os valores de subestimação são predominantemente próximos aos -10 W m^{-2} (Figura 4.5.i).

Na Figura 4.6 a climatologia sazonal (1982-2012) do albedo para os dados CLARA2, RegCM4, e a diferença entre eles são apresentadas. Na comparação do albedo do RegCM4 com os dados CLARA2 pode-se notar que sobre as regiões oceânicas o albedo é superestimado em todas as estações, sendo que nas estações de outono e inverno austral a região sul dos oceanos apresenta valores de superestimação maior aos 0,25. No verão e primavera austral, os valores de superestimação foram inferiores aos 0,25 em todas as regiões oceânicas.

O albedo sobre a região continental é melhor representado pelo RegCM4, mas mesmo assim nota-se que a região oeste dos Andes, onde localiza-se o deserto de Atacama e as outras regiões desérticas de AS (ex. litoral centro e norte de Peru), é superestimado com valores superiores aos 0,25 em algumas partes. Uma característica das regiões desérticas é que nestas regiões os valores do albedo variam entre 0,3 - 0,4 (RECHID et al., 2009; RIIHELÄ et al., 2013).

Pode-se observar na Figura 4.6.a que os dados CLARA2 subestimam os valores de albedo nas regiões desérticas. Isso pode ser devido à deficiência dos instrumentos CLARA2 que calculam incorretamente a heterogeneidade da refletância no infravermelho próximo da escala de pixel de CLARA2 (KARLSSON et al., 2017). Por outro lado, os erros de superestimação nas regiões desérticas no RegCM4 provavelmente estão associados ao fato de no esquema BATS os valores do albedo foram calibrados usando valores do deserto da América do Norte (DICKINSON et al., 1993).

Figura 4.6 - Idem à Figura 4.3, para o albedo.



Fonte: Produção do autor.

Deve-se ressaltar que o albedo no RegCM4 é prescrito pelo tipo de cobertura do solo, sendo que sobre a região continental os valores de albedo apresentam uma distribuição melhor estruturada por tipo de cobertura de vegetação no RegCM4 quando comparada com CLARA2. Sobre a vegetação da BA o RegCM4 apresenta valores esperados para este tipo de vegetação, onde o albedo varia entre 0,09 - 0,16 ao longo do ano.

Nas estações de outono, inverno e primavera austral a parte leste de AS os valores do albedo são superestimados, sendo estes mais intensos no inverno até 0,15 (Figura 4.6.i). O erro nessas regiões pode estar associado à maior refletividade na cobertura vegetal no RegCM4.

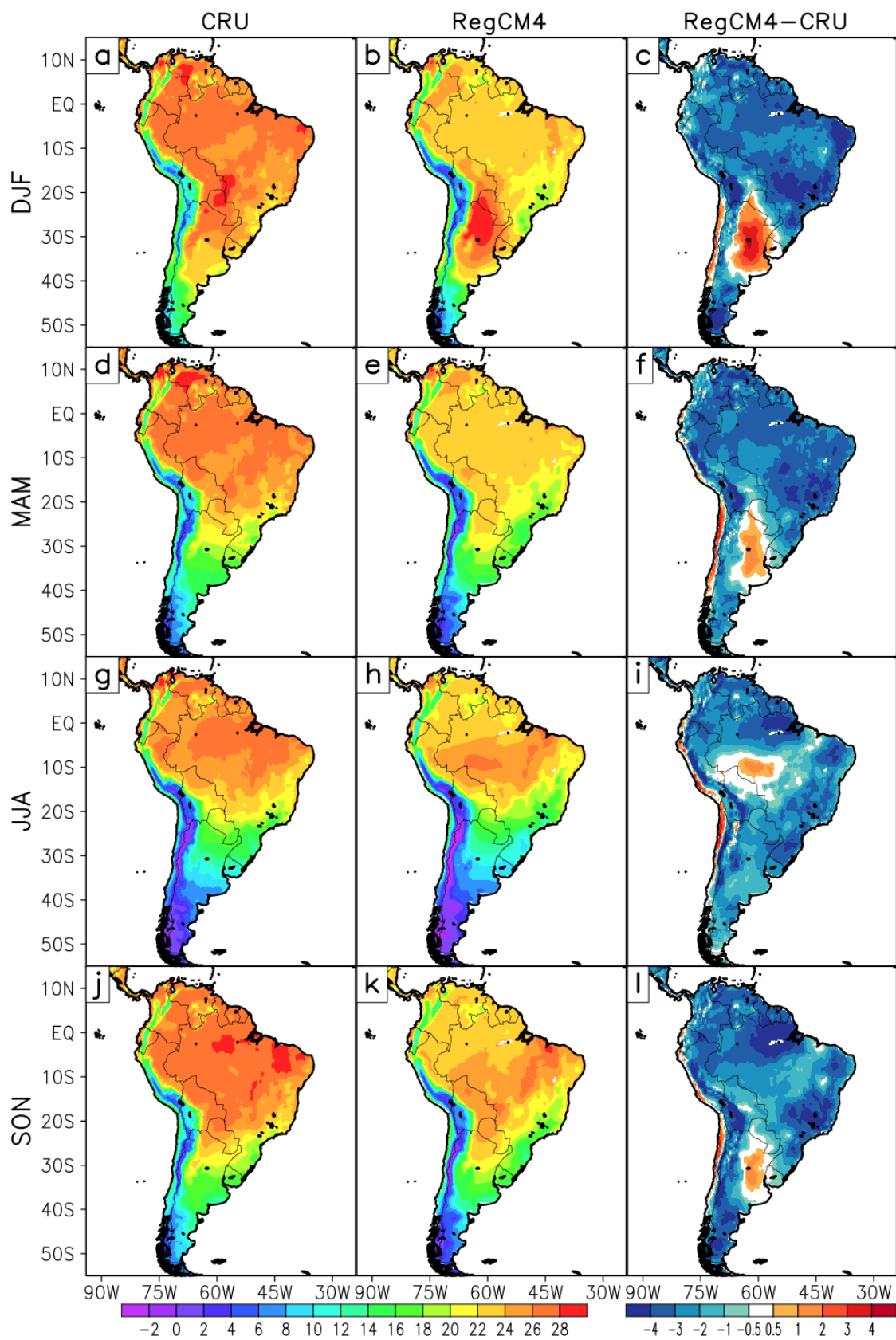
Na Figura 4.7 apresenta-se a climatologia sazonal (1982–2012) da temperatura a 2m (a seguir somente T_{2m}) para os dados CRU, RegCM4 e a diferença entre eles. A T_{2m} é uma variável muito importante por sua influência nos diversos processos atmosféricos que ocorrem na atmosfera. A T_{2m} é o resultado do saldo de radiação (ROC e ROL) à superfície. De acordo a sua variação latitudinal e sazonal, a superfície terrestre absorve a ROC num período diário aproximado de 9-12 horas.

No verão austral pode-se notar que na maior parte de AS a simulação do RegCM4 representa bem a distribuição espacial observada no CRU (Figura 4.7.a e b). Mesmo assim, o CTRL apresenta subestimativas de temperatura na maior parte do continente variando entre -0.5°C e -4°C , sendo que as subestimativas mais intensas estão localizadas ao longo dos Andes e na parte norte de AS. Por outro lado, a região norte da Argentina o RegCM4 superestima a T_{2m} com valores variando entre 0.5°C e 3°C (Figura 4.7.c). Nessa região, que faz parte da Bacia do Prata, as diversas versões do RegCM4, assim como o modelo ETA, mostram o mesmo viés de superestimação (QUISPE, 2013; REBOITA et al., 2014b; CHOU et al., 2014).

No inverno austral (Figura 4.7.i), o modelo RegCM4 mostra a mesma deficiência para representar a distribuição espacial de T_{2m} como no caso do verão austral. Os valores de T_{2m} são subestimados na maior parte do SA, com os maiores valores na região dos Andes. Enquanto, áreas apresentam superestimação de T_{2m} na região central de AS e no lado oeste dos Andes (valores entre $+0,5$ e $+3,0^{\circ}\text{C}$). Isto é uma característica das diferentes versões do RegCM4 (QUISPE, 2013; REBOITA et al., 2014b).

No outono e na primavera austral, as simulações do RegCM4 mostram melhor desempenho em comparação com o verão e inverno austral. Onde o norte da Argen-

Figura 4.7 - Idem à Figura 4.3, para a T_{2m} (°C).



Fonte: Produção do autor.

tina, apresenta áreas de superestimação menores que a $+1^{\circ}\text{C}$. Em contrapartida, as outras partes de AS apresentam valores de subestimação de $-0,5$ a $-4,0^{\circ}\text{C}$. Os valores subestimados na maior parte do AS podem estar associados aos maiores valores de albedo e FCN simulados pelo RegCM4 nas diferentes estações do ano, como visto nas Figuras 4.3 e 4.6.

Em geral, as variáveis associadas ao balanço radiativo são razoavelmente bem simuladas pelo RegCM4, em especial por este representar bem a variação sazonal assim como o posicionamento dos valores máximos e mínimos. Os erros encontrados nas diferentes variáveis ainda é um desafio para a comunidade científica já que muitos processos ainda são desconhecidos, e por isto parametrizados, induzindo a erros de subestimação ou superestimação.

4.3 Ciclo hidrológico

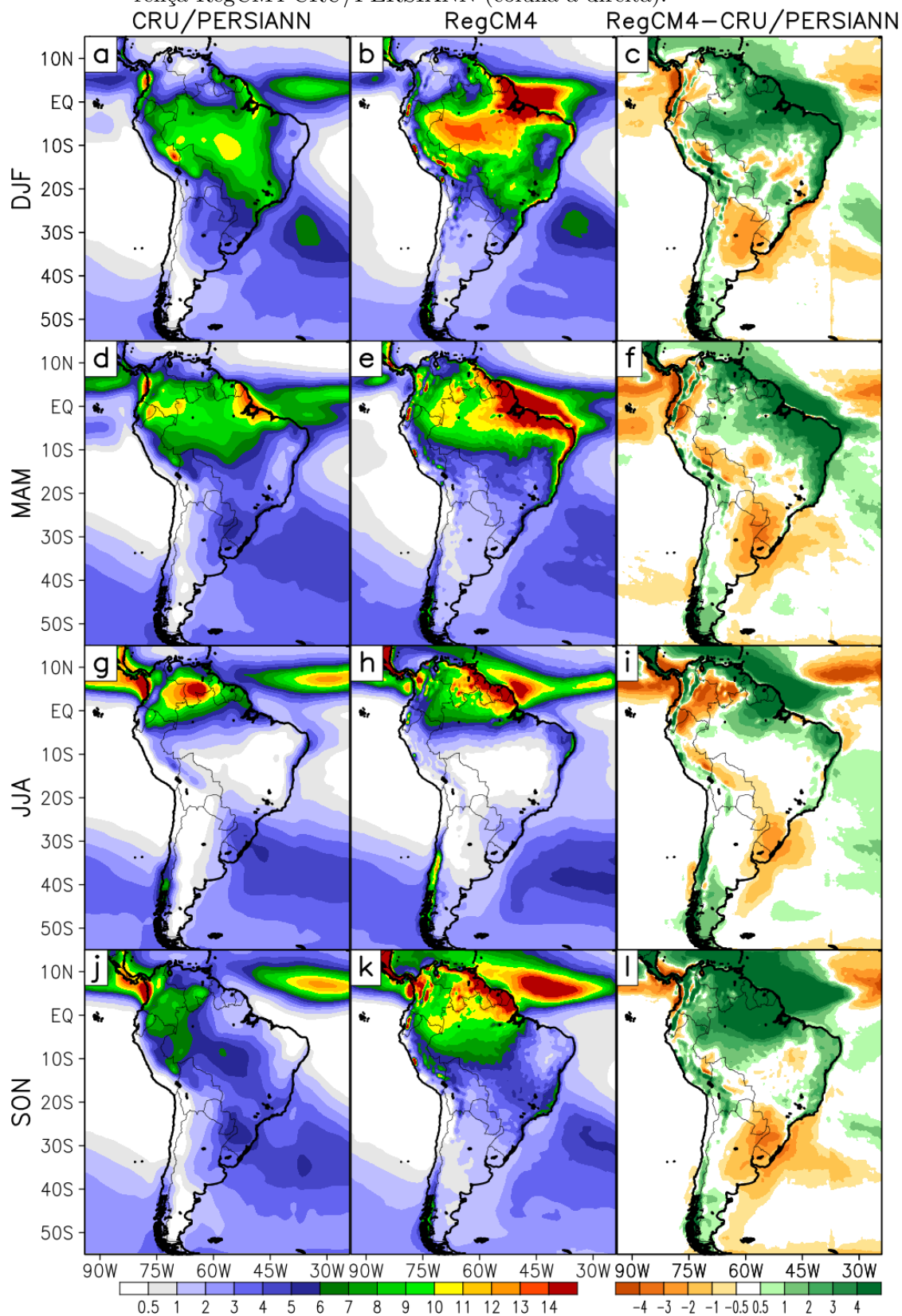
O ciclo hidrológico é um dos principais processos geofísicos do planeta, proporcionando uma distribuição contínua de água entre os oceanos, a superfície e a atmosfera, sendo a precipitação sua principal componente. Portanto, uma boa representação da precipitação é importante para melhor compreender os diferentes processos que ocorrem nos diversos fenômenos do sistema atmosférico.

A Figura 4.8 mostra a climatologia sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) nos dados CRU/PERSIANN, RegCM4 e a diferença entre eles para o período 1982-2012. Na Figura verifica-se que o RegCM4 simula bem o posicionamento das maiores taxas de precipitação no verão, localizadas nas áreas de atuação da ZCIT e ZCAS (Figura 4.8.a e b).

Apesar da boa habilidade do RegCM4 para simular os principais padrões de máximos e mínimos da precipitação na AS, o modelo apresenta regiões de superestimação e subestimação nas diferentes partes. No verão austral, a posição da ZCIT é bem simulada pelo RegCM4 em comparação aos dados CRU/PERSIANN, embora em algumas áreas sejam observados valores de superestimação e subestimação (Figura 4.8.c). O modelo também é capaz de simular a ZCAS, embora sua posição esteja deslocada para o sul. Isto devido aos ventos mais intensos no nordeste do sistema, conforme mostrado na Figura 4.1.

A chuva na parte norte da Argentina, sul do Brasil, Uruguai e partes do centro e sul da ZCAS é subestimada pelo RegCM4 com valores variando entre $-0,5$ e -3

Figura 4.8 - Climatologia sazonal (1982-2012) da precipitação (mm dia⁻¹) na AS: CRU/PERSIANN (coluna à esquerda), RegCM4 (coluna central) e a diferença RegCM4-CRU/PERSIANN (coluna à direita).



Fonte: Produção do autor.

mm dia⁻¹. Valores semelhantes de subestimação encontram-se localizados no ramo oceânico da ZCAS e partes da ZCIT (Figura 4.8.c). As regiões com superestimativas localizam-se ao sul ZCAS, ao norte de 15°S e nas partes do nordeste de AS, com valores acima de +4 mm dia⁻¹.

A região de AS é fortemente influenciada pelos oceanos adjacentes que modulam os diferentes processos de interação atmosférica, especialmente aquelas associadas com a grande escala (YOON; ZENG, 2010; ERFANIAN; WANG, 2018; WANG, 2019). Erfanian e Wang (2018) apontaram que o domínio CORDEX não é capaz de representar adequadamente os processos de grande escala (por exemplo, as teleconexões) na AS e os oceanos adjacentes (Pacífico e Atlântico). Os autores mostraram que um domínio maior do que o CORDEX permite melhorar a representação da localização e intensidade das regiões chuvosas e secas de AS.

Nas outras estações do ano, nota-se que o RegCM4 representa bem o deslocamento da ZCIT para o norte e sul dependendo da estação, seguindo o aquecimento sazonal da TSM. No entanto, no ramo do Pacífico da ZCIT a precipitação é subestimada (em até -3 mm dia⁻¹) em todas as estações. Isto pode estar associado com a dinâmica do RegCM4 que nesta região apresenta ventos mais intensos (Figura 4.1), deslocando assim o fluxo de umidade destas regiões que favorecem a precipitação. No que diz respeito ao ramo da ZCIT localizado no Atlântico (próximas ao continente) o RegCM4 apresenta dificuldades em representar as taxas de precipitação, as quais são superestimadas em todas as estações com valores acima de 4 mm dia⁻¹. Nas regiões continentais próximas ao litoral nordeste de AS a superestimação da precipitação podem estar relacionadas com a redução da velocidade dos ventos próximo à superfície, criando assim uma convergência de massa e de umidade.

No outono austral com o deslocamento para o norte da ZCIT (sobre o continente) as maiores taxas de precipitação localizam-se ao norte de 12°S (Figura 4.8.d, e). Enquanto, no inverno austral as maiores taxas de precipitação são localizadas ao norte de 6°S (Figura 4.8.g, h). Na primavera austral, com o deslocamento para o sul do ZCIT as maiores taxas de precipitação estão localizadas ao norte de 10°S. Porém, nesta estação o RegCM4 tende a superestimar as taxas de precipitação, além de apresentar maior extensão. Nos dados CRU os máximos estão localizadas no noroeste de AS (Figura 4.8.j), enquanto no RegCM4 estão localizadas em toda a região norte de AS (Figura 4.8.k).

Durante os meses de outono, inverno e primavera austral, o sul da Bacia da Prata e sudeste do Brasil são atingidos com maior frequência por sistemas frontais,

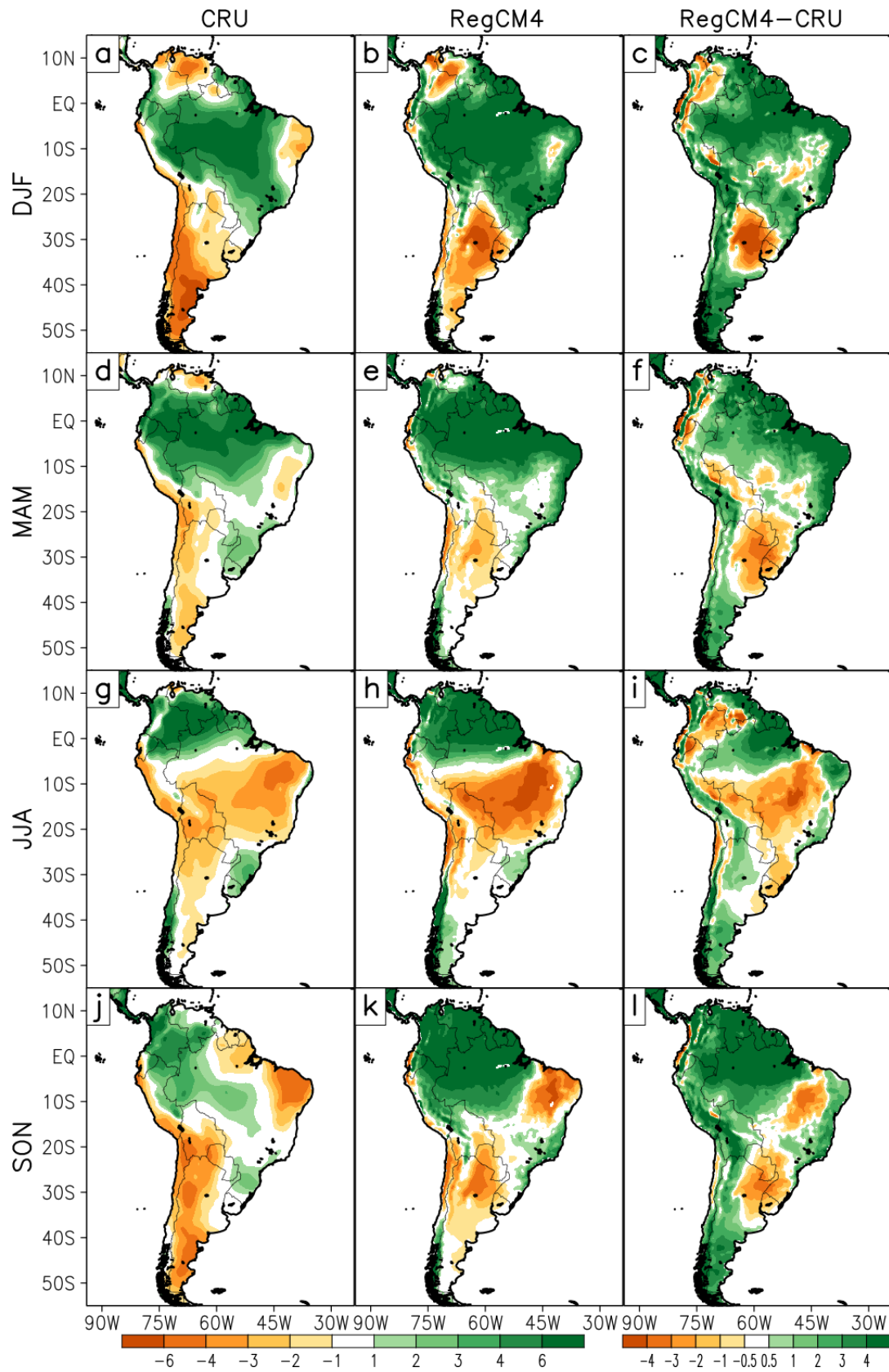
sendo o inverno austral a estação com a maior ocorrência no número de sistemas frontais (ANDRADE; CAVALCANTI, 2004; CARDOZO et al., 2015). Isso contribui para as altas taxas de precipitação na região. Conforme mostrado por de Jesus et al. (2016), os sistemas frontais contribuem com mais de 84% das taxas de precipitação nesta região. No entanto, o RegCM4 subestima os valores quando comparado aos dados CRU (Figura 4.8.f, i, l). Os valores subestimados exibidos nessas regiões estão de acordo com os resultados de de Jesus et al. (2016), que mostraram que a imprecisão da precipitação pelo RegCM4 varia entre -25% no verão austral e até -36% na primavera austral. Este é um problema notado nas diferentes configurações disponíveis do RegCM4, que apresentam deficiências nestas áreas (da ROCHA et al., 2012; REBOITA et al., 2014b; de JESUS et al., 2016).

Em geral, o RegCM4 reproduziu adequadamente a distribuição espacial da precipitação na AS nas diferentes estações, concordando com os resultados de trabalhos anteriores que usaram diferentes modelos regionais (MARENGO et al., 2009; ALVES; MARENGO, 2010; da ROCHA et al., 2012; CHOU et al., 2012; QUISPE, 2013; CHOU et al., 2014b; REBOITA et al., 2014b), mostrando também que os melhores resultados são obtidos quando os modelos regionais são forçados com dados de reanálise. Erfanian e Wang (2018) encontraram que os vieses positivos/negativos da precipitação podem ser reduzidos se o domínio de simulação for maior ao CORDEX, devido a que os padrões de circulação dominantes na região de AS são melhores representados.

A diferença entre a precipitação e a evapotranspiração potencial (P-ETP) é uma componente fundamental nos processos que envolvem o ciclo hidrológico, por representar o fluxo líquido de água da atmosfera para a superfície (SWENSON; WAHR, 2006). Esta componente é tomada como uma medida da disponibilidade hídrica do ciclo hidrológico terrestre (GREVE; SENEVIRATNE, 2015), fornecendo uma medida do estresse hídrico. Particularmente, na floresta amazônica a evapotranspiração desempenha um papel importante nos processos de interação superfície-atmosfera, pois é o mecanismo pelo qual grandes quantidades de água são transportadas para a atmosfera, contribuindo assim para as taxas de precipitação na região.

A climatologia sazonal (1982-2012) da P-ETP é apresentada na Figura 4.9 para os dados CRU, RegCM4 e sua correspondente diferença. Na Figura 4.9.b observa-se que a simulação do RegCM4 consegue reproduzir bem o padrão espacial observado nos dados CRU (Figura 4.9.a), onde na região central e leste (áreas de atuação da ZCAS) a P-ETP apresentam valores positivos, indicando que nessas regiões as taxas de precipitação são mais intensas que a evapotranspiração potencial.

Figura 4.9 - Idem à Figura 4.8, para a precipitação menos a evapotranspiração potencial (mm dia^{-1}).



Fonte: Produção do autor.

Conforme mostrado na Figura 4.9.a, no verão austral os dados CRU apresentam maiores valores negativos de P-ETP sobre a Cordilheira dos Andes entre $55^{\circ} - 20^{\circ}\text{S}$, com magnitude de até -6 mm dia^{-1} na parte sul, e valores mais baixos no oeste dos Andes entre $20^{\circ} - 4^{\circ}\text{S}$. Um padrão de distribuição semelhante de P-ETP é observado na primavera austral. Isso está de acordo com as 4.4 e Figura 4.3, que mostram que essas regiões recebem grandes quantidades de ROC devido à baixa FCN, permitindo que a superfície absorva uma maior quantidade de energia para aquecer as diversas camadas do solo. Assim, os valores de precipitação são baixos de forma que o ETP é dominante.

Como pode ser visto na Figura 4.9.b, o RegCM4 é capaz de simular o padrão espacial do P-ETP no lado oeste de AS (Andes e suas proximidades), embora com menor extensão espacial e mais fracos valores negativos. Isso se deve ao fato de que as simulações do RegCM4 apresentam maiores valores de precipitação (Figura 4.8.b, c). Além disso, nessas áreas a T_{2m} é subestimada (Figura 4.7.c). Observa-se na Figura 4.9.a que durante o verão austral, a região norte de AS também apresenta valores negativos de P-ETP, mostrando que o ETP é dominante devido ao baixo valor de FCN e alto valor de ROC. Na simulação do RegCM4, um padrão semelhante é obtido, embora com valores de ETP mais elevados. Outra região com altos valores de ETP é observada no semiárido NEB. Nas Figuras 4.9.a,b,d,e pode-se notar que no verão e outono austral a extensão de valores negativos de P-ETP é menor nas simulações que nas observações, enquanto que o oposto ocorre na primavera austral (4.9j,k.)

A estação seca no continente ocorre no inverno austral, particularmente na parte central de AS, onde são observados valores negativos de P-ETP como uma resposta à baixa FCN e alta T_{2m} (Figura 4.3, 4.7, respectivamente). Valores negativos de P-ETP são mais intensos no lado leste da AS central nas simulações do RegCM4, como mostrado na Figura 4.9.c. Isto porque o RegCM4 superestima a T_{2m} observada (Figura 4.7). No inverno austral, o padrão de distribuição de P-ETP é similar ao das outras estações. Porém, valores positivos de P-ETP são localizados no lado oeste dos Andes entre 50° e 30°S (Figura 4.9.g). Isso se deve a maior frequência de sistemas frontais que atingem a região durante o inverno austral (CARVALHO et al., 2004) que, ao cruzar a montanha, ocasionam o aumento da precipitação no lado oeste da cordilheira. Além disso, nesta temporada a Alta do Pacífico Sul está localizada próxima ao continente contribuindo para a ocorrência de precipitação. A simulação do RegCM4 apresenta uma extensão territorial e latitudinal maior (menor) dos valores positivos (negativos) da P-ETP na região da Cordilheira dos Andes. Similar

às outras estações, o RegCM4 na região dos Andes subestima e superestima a P-ETP, porém os erros do RegCM4 podem ser devidos aos vieses da ROC e da precipitação nessas áreas.

Em geral, os valores positivos de P-ETP observados sobre AS seguem a distribuição sazonal da precipitação, onde no verão austral a ZCIT e ZCAS são os principais sistemas que contribuem para as altas taxas de precipitação (Figura 4.9.a). Mesmo que o valor de ROC seja alto, os altos valores de FCN reduzem significativamente o saldo de ROC que atinge a superfície e, portanto, os valores de ROC não desempenham um papel significativo nos processos de ETP. Nessas regiões, a principal contribuição para os processos convectivos vêm da umidade transportada pelos ventos alísios tropicais do Atlântico (DRUMOND et al., 2008; DURAN-QUESADA et al., 2009; ZEMP et al., 2017). No outono austral, a ZCIT se desloca para o norte de modo que valores positivos de P-ETP são localizados ao norte de 20°S (Figura 4.9.d). Porém, os valores simulados no RegCM4 são maiores do que os 4 mm dia⁻¹ observados, como mostrado nas Figuras 4.9.e, f.

No inverno austral, notam-se valores negativos de P-ETP na região central da AS devido ao deslocamento da ZCIT para o norte (Figura 4.9.g) e áreas com valores positivos localizados ao norte de 5°S. A Figura 4.9.h mostra o bom desempenho do RegCM4 comparado com as observações, embora este superestime ou subestime alguns valores. Na primavera austral, conforme a posição da ZCIT inicia seu deslocamento para o sul, valores positivos de P-ETP são localizados no noroeste e partes da região central de AS (Figura 4.9.j), enquanto na simulação RegCM4 valores positivos aparecem em todo o norte e algumas partes da AS (Figura 4.9.k).

4.4 Ciclo anual e variabilidade

A Figura 4.10 mostra o boxplot¹ do ciclo anual da precipitação, do saldo de radiação à superfície (onda curta menos onda longa) e a T_{2m} . Nesta figura, verifica-se que a precipitação é superestimada nas regiões da Amazônia (AMZ) e Nordeste do Brasil (NEB), sobretudo nas estações da primavera e do verão, sendo que no NEB as superestimativas ainda são observadas nos meses de outono. Nas outras estações os valores são mais próximos ao CRU. Por outro lado, observa-se que na região AMZ a variabilidade da precipitação no RegCM4 mostra uma distribuição interanual semelhante ao observado no CRU, confirmando o bom desempenho do modelo nesta

¹O boxplot é um método estatístico que fornece informação sobre a distribuição dos dados baseado no percentil. Um exemplo do boxplot encontra-se no Anexo D.

região (Figura 4.8).

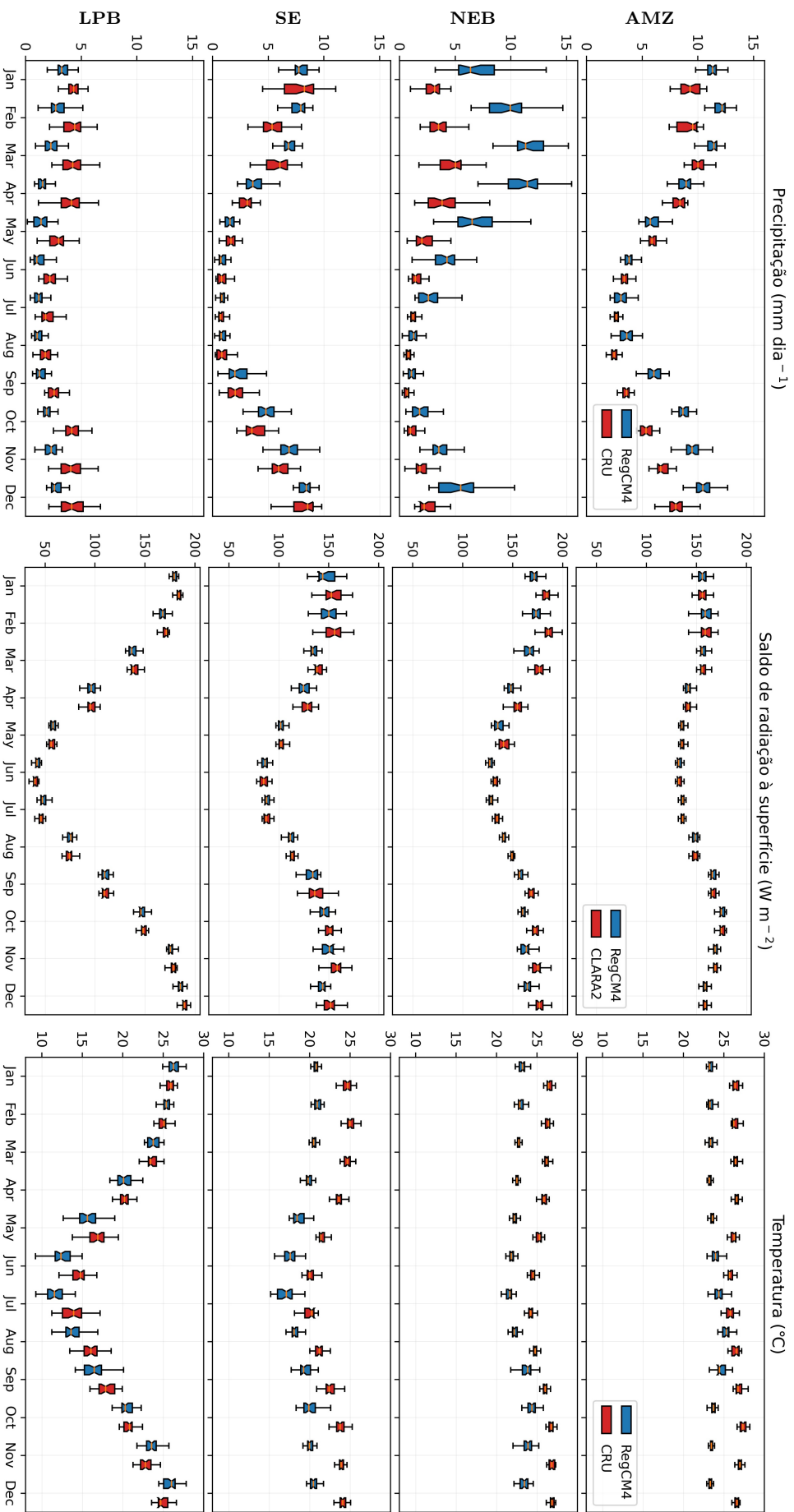
Na região NEB, a distribuição interanual da precipitação também é bem representado pelo RegCM4, apresentando pouca variabilidade entre julho–setembro e maior variabilidade nos outros meses (Figura 4.10). Nesta região, entre dezembro–maio o RegCM4 apresenta superestimação da precipitação com valores próximos aos encontrados na AMZ, porém isto está associado com a pouca habilidade do RegCM4 em simular as taxas de precipitação nas regiões de contraste oceano-superfície, como pode ser verificado na terceira coluna da Figura 4.8, onde o lado norte do NEB apresenta valores de precipitação mais intensos em comparação ao CRU. A correta representação da precipitação nas regiões de contraste oceano-superfície ainda é um problema comum nos modelos regionais (GIORGI; GUTOWSKI, 2015).

Nas regiões Sudeste do Brasil (SE) e Bacia da Prata (LPB), o RegCM4 representa melhor a intensidade e variabilidade interanual da precipitação, com valores próximos aos observados no CRU. Entre maio–agosto a região SE apresenta pouca variabilidade e nos outros meses a variabilidade é mais pronunciada. A variabilidade na LPB é pouca ao longo do ano, mas entre novembro–março nota-se um ligeiro aumento da variabilidade, além de ser superestimada pelo RegCM4. Nas quatro regiões, o RegCM4 apresentou melhor performance durante os meses de maio-setembro.

A variabilidade interanual e a intensidade do saldo de radiação à superfície é bem representado pelo RegCM4 com uma distribuição bem próxima a observada nos dados CLARA2. Além disso, verifica-se que esta variável apresenta menores vieses em relação aos observados nas Figuras 4.4 e 4.5. Mas isto é por causa da compensação de erros que ocorre no cálculo desta variável no RegCM4. Também, observa-se que a região da LPB apresenta uma maior amplitude na sua variação, com máximos no verão austral ($\sim 185 \text{ W m}^{-2}$) e mínimos no inverno austral ($\sim 30 \text{ W m}^{-2}$). A variação do saldo de radiação ao longo do ano nas regiões AMZ, NEB e SE variam entre 110 W m^{-2} e 190 W m^{-2} , mas cada um apresenta seu próprio comportamento entre seus máximos e mínimos, isso ocorre porque cada uma dessas regiões apresentam condições meteorológicas diferentes.

Finalmente, nota-se que nas regiões AMZ, NEB e SE a T_{2m} é subestimada ao longo do ano, mas mesmo assim a variabilidade interanual observada no CRU é bem representada pelo RegCM4. Além disso, a amplitude da variação interanual é próxima nas regiões AMZ e NEB, variando entre 22° e 28°C , enquanto que na região SE varia entre 16° e 26°C . Por outro lado, a região de LPB a T_{2m} é melhor

Figura 4.10 - Boxplot para o ciclo anual da precipitação (mm dia^{-1}) e a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) para o período 1982-2012 e saldo de radiação à superfície (W m^{-2}) para o período 1992-2012, nas regiões AMZ: 72–55°W, 12–0°S; NEB: 45–35°W, 15–4°S; SE: 52–40°W, 25–15°S e LPB: 64–52°W, 36–22°S.



Fonte: Produção do autor.

representada pelo RegCM4, tanto na variabilidade interanual como na intensidade, variando entre 10° e 27°C. O comportamento e a variação dos máximos e mínimos das variáveis analisadas nesta subseção para a região do AMZ são semelhantes aos de [Lange et al. \(2015\)](#), mas os resultados aqui apresentados apresentam menores vieses.

4.5 Sumário

Nesta seção foi realizada uma avaliação para o período 1982-2012, da simulação CTRL do RegCM4 que foi forçado com a reanálise do EIN15. A avaliação foi feita para as principais variáveis associadas à dinâmica de circulação, balanço radiativo à superfície e o ciclo hidrológico. Em geral, a avaliação dessas variáveis mostrou que o RegCM4 é capaz de reproduzir adequadamente a distribuição espacial e temporal dos padrões que atuam, em cada um das quatro estações.

No que se refere a dinâmica da circulação de altos níveis (250 hPa), o RegCM4 reproduziu os padrões dominantes observados no EIN15, com algumas deficiências no posicionamento da AB e da circulação anticiclônica localizada sobre a parte central de AS. Essas deficiências geram uma circulação anticiclônica que é observada durante as quatro estações, no lado sul desses sistemas, que variam em intensidade e posicionamento. Problemas na representação da AB no verão austral também foram mostrados por [Erfanian e Wang \(2018\)](#) e [Llopart et al. \(2019b\)](#).

Na região de atuação dos JBNs (850 hPa) o RegCM4 subestimou a intensidade do vento nas quatro estações, similarmente, no lado nordeste da Amazônia o vento foi subestimado.

No que diz respeito ao balanço radiativo à superfície o RegCM4 apresentou melhorias com relação a sua versão anterior (RegCM3), apresentando menores vieses positivos/negativos na radiação de onda longa e onda curta. Além disso, os vieses encontrados são menores que os apresentados em estudos anteriores que foram feitos sobre as regiões da Europa e norte da África ([CHIACCHIO et al., 2015](#); [PANITZ et al., 2014](#)). Também, observou-se que o RegCM4 subestima a FCN, sobretudo nas regiões oceânicas, no entanto, isto pode estar associado as limitações do RegCM4 em representar as nuvens baixas que são dominantes nas regiões oceânicas. As deficiências encontradas na cobertura de nuvens e albedo podem estar influenciando a representação da T_{2m} , porque controlam a quantidade de radiação de onda curta que chega e que é absorvida pela superfície terrestre.

A precipitação foi bem representada pelo RegCM4, observando-se a migração sazonal da ZCIT e a presença do ZCAS no verão austral. Por outro lado, encontrou-se que o RegCM4 subestima (superestima) a precipitação na região sudeste (nordeste) de AS durante as quatro estações. De acordo com [Erfanian e Wang \(2018\)](#), os vieses na precipitação podem ser reduzidos se um domínio maior que o CORDEX for usado. A distribuição da P-ETP foi bem posicionada pelo RegCM4 apresentando uma distribuição semelhante ao mostrado pelo CRU, embora algumas áreas apresentaram subestimativas e superestimativas. Em resumo, as simulações do RegCM4 sobre AS mostraram, em geral, uma boa representação do clima observado na região. Embora apresente algumas limitações o modelo pode ser utilizado para a realização de estudos de sensibilidade.

Os resultados das simulações da climatologia apresentados neste Capítulo gerou um artigo publicado em revista internacional, o resumo pode ser visto no Apêndice [A.1](#).

5 SIMULAÇÃO DE EVENTOS HIDROLÓGICOS EXTREMOS

Neste Capítulo é apresentado inicialmente a habilidade do modelo RegCM4 em simular os eventos hidrológicos extremos ocorridos na BA durante o período 1982-2012. Depois, são analisadas as simulações dos eventos extremos ocorridos na Amazônia em DJF 2004-05 (seco) e DJF 2008-09 (chuvoso). Também, são discutidos os efeitos diretos e sinergias dos fatores (TSM, GEE e a Umidade do Solo) considerados nos experimentos de sensibilidade, usando a metodologia de [Stein e Alpert \(1993\)](#). Destaca-se que na análise da série temporal das anomalias foi usada as simulações do CTRL (um membro 1979-2012) e também na avaliação espacial do caso seco e chuvoso. No caso dos experimentos de sensibilidade nos dos casos (2004-05 e 2008-09) foi usado a média dos cinco membros.

5.1 Eventos extremos no período 1982-2012

As Figuras 5.1 e 5.2 mostram as anomalias filtradas¹ na escala interanual da precipitação e da T_{2m} para o experimento CTRL e os dados CRU, para as regiões da BA, NAM, CAM e SAM. A série das anomalias resultam de retirar sua tendência linear e a filtragem da série total de anomalia a escala interanual (> 365 dias).

No caso da precipitação (Figura 5.1), observa-se que a simulação CTRL do RegCM4 reproduz adequadamente o padrão de anomalias mostrado pelo CRU nas quatro regiões, porém seu desempenho é superior quando considerado toda a Amazônia (BA). Também verifica-se que na região da BA a intensidade das anomalias do CTRL são muito próximas ao CRU. Por outro lado, nota-se que nas regiões NAM e CAM o sinal das anomalias negativas da seca de 1997-98 são amplificadas pelo CTRL. Também destaca-se que em 1991-92 o RegCM4 apresenta sinal contrário das anomalias mostradas pelo CRU nas regiões CAM, SAM e este sinal contrário é mantida quando toda a região da BA é considerada.

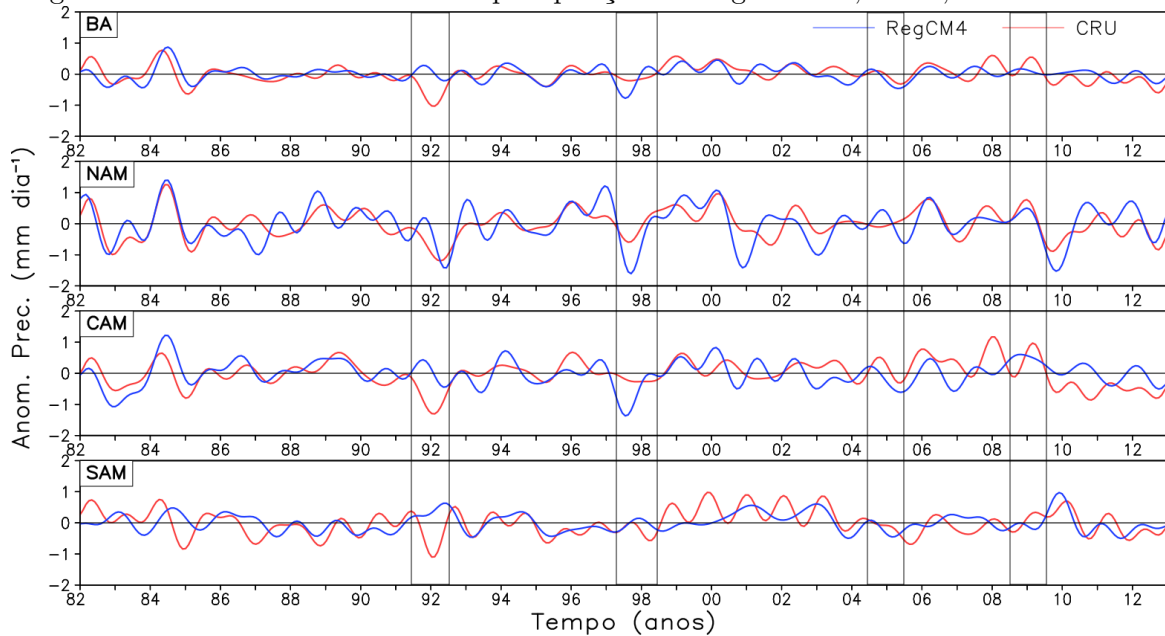
A seca de 2004-05 é representada muito bem (em fase e intensidade semelhante) pelo CTRL na região CAM, enquanto no NAM a fase encontra-se atrasada. O episódio seco de 1982-83 é representado pelo CTRL nas regiões NAM e CAM, apresentando intensidade mais intensas no CAM. A seca de 2010 também pode ser notada na região NAM, mas o CTRL apresenta valores mais intensos. O episódio chuvoso 2008-09 também é reproduzido pelo CTRL nas regiões NAM e CAM, no entanto a intensidade das anomalias positivas é menor, além disso na região CAM o início do evento chuvoso encontra-se adiantado. Resultados semelhantes foram mostradas

¹A filtragem dos dados foi feita usando o método de Lanczos.

por Llopart (2014) e Llopart et al. (2017) para a Amazônia, no entanto os resultados da Figura 5.1 apresentam melhor desempenho, sobretudo mostrando os valores das anomalias mais próximos ao CRU.

Na Figura 5.1, as anomalias negativas/positivas da precipitação apresentam intensidade variada em cada uma das regiões. Isto é devido a fato de que os eventos ENOS que ocorrem no Pacífico Tropical e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical apresentam comportamentos variados quando estes ocorrem separadamente ou de forma concorrente (CAI et al., 2020; JIMENEZ et al., 2019), impactando assim de forma diferenciada sobre as regiões NAM, CAM e SAM.

Figura 5.1 - Anomalia interanual da precipitação nas regiões: BA, NAM, CAM e SAM.

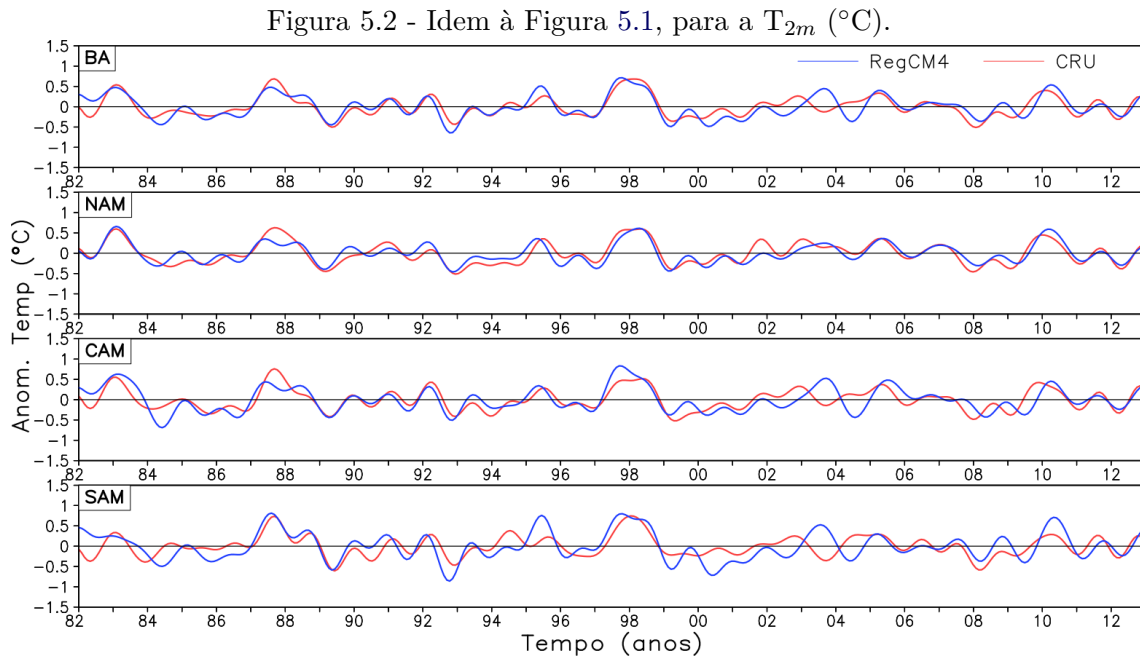


Fonte: Produção do autor.

A série de anomalias de T_{2m} (Figura 5.2) também são bem representadas pelo CTRL, apresentando melhor desempenho se comparada com a precipitação. Verifica-se que as anomalias positivas do episódio seco de 1997-98 são muito bem reproduzidas pelo CTRL, apresentando intensidade e fase muito parecido ao mostrado pelo CRU nas quatro regiões (BA, NAM, CAM e SAM). Durante 1991-92 o sinal positivo das anomalias foi bem representada, tanto na fase como na amplitude do episódio seco. O sinal positivo das anomalias no episódio 2004-05 também é capturado pelo CTRL nas quatro regiões, apresentando comportamento semelhante ao observado no CRU, sendo melhor representada na região NAM. Nas regiões CAM e SAM a fase das

anomalias positivas encontra-se atrasada.

No que diz respeito ao evento chuvoso de 2008-09, as anomalias negativas da T_{2m} são bem simuladas pelo CTRL, apresentando intensidade próxima ao do CRU, no entanto, a fase desta encontra-se atrasada. Para esta variável os resultados apresentados por Llopart (2014) e Llopart et al. (2017) também apresentaram melhor desempenho com relação à precipitação. Pelo que seus resultados são próximos aos apresentados neste trabalho, no entanto, a intensidade das anomalias apresentadas na Figura 5.2 são melhores por apresentarem valores mais aproximados ao CRU. As diferenças existentes com os trabalhos de Llopart (2014) e Llopart et al. (2017) para a precipitação e T_{2m} podem estar associadas a região de análise escolhida, assim como a configuração do modelo RegCM4.

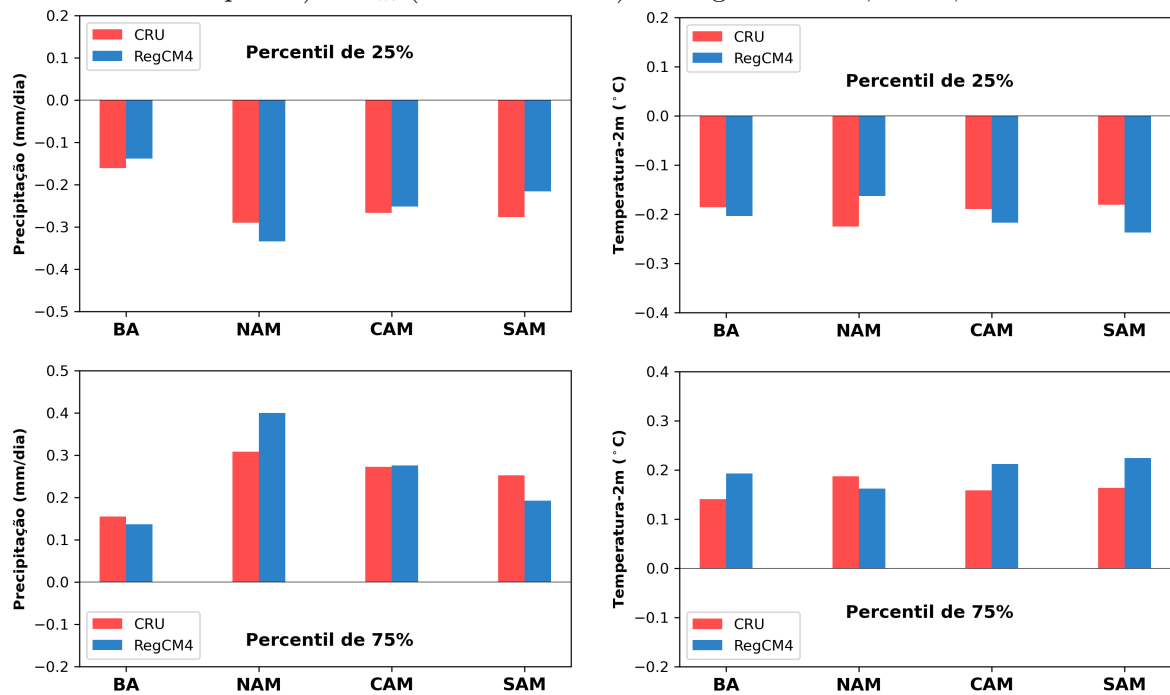


Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.3 são apresentados o percentil dos eventos extremos secos (25%) e chuvosos (75%), para as anomalias interanuais da precipitação e T_{2m} . Nesta Figura verifica-se que os limiares do percentil de 25% da precipitação para os eventos secos, apresentam intensidade muito próxima ao observado no CRU, nas quatro regiões, apresentando melhor desempenho no CAM. Da mesma forma, os limiares do percentil de 75% para os eventos chuvosos apresentaram comportamento semelhante aos observados nos limiares do percentil de 25%. A intensidade dos

limiares para os eventos secos são superestimadas pelo CTRL na região NAM, enquanto nas outras regiões são subestimadas. Igual comportamento é observado nos limiares para os eventos chuvosos. As superestimativas no NAM podem estar associadas aos elevados valores de precipitação simulados pelo CTRL no lado nordeste da BA (ver Figura 4.8).

Figura 5.3 - Percentis de 25% e 75% para as anomalias interanuais da precipitação (coluna à esquerda) e T_{2m} (coluna à direita) nas regiões da BA, NAM, CAM e SAM.



Fonte: Produção do autor.

Em geral, os limiares do percentil de 25% (seco) e 75% (chuvoso) do RegCM4 (lado esquerdo da Figura 5.3) apresentam valores inferiores a $\pm 0,4 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto nos resultados de Llopart (2014) os valores são superiores a $\pm 0,6 \text{ mm dia}^{-1}$, os resultados aqui apresentados são superiores aos apresentados por Llopart (2014) já que os limiares no CRU são superiores a $\pm 0,2 \text{ mm dia}^{-1}$ e estes valores são mais próximos aos apresentados neste trabalho.

No caso da T_{2m} , os limiares dos eventos secos (percentil 75%) e chuvosos (percentil 25%) são subestimados pelo CTRL no NAM, enquanto nas outras regiões são superestimados. As subestimativas na temperatura no NAM estão de acordo com as superestimativas da precipitação nessa região. Para esta variável os limiares tam-

bém estiveram próximos aos observados no CRU, mesmo com as subestimativas e superestimativas dos limiares. Os resultados apresentados por Llopart (2014) também tiveram bom desempenho por apresentar valores mais próximos ao CRU.

Em geral, o modelo RegCM4 consegue simular razoavelmente bem os eventos hídricos extremos ocorridos no período 1982-2012. Destaca-se os eventos mais intensos associados ao ENSO (1982-83, 1998-1999, 2009-2010) e, em menor grau, os do dipolo no Atlântico Tropical (2005). A T_{2m} simulada tem maior sucesso em acompanhar, tanto em fase como em amplitude, a variabilidade interanual observada. Por outro lado, a precipitação simulada tem menor sucesso, mostrando defasagem e, em geral, superestimando a amplitude principalmente nas regiões da BA.

5.2 Evento seco de 2005

5.2.1 Controle

A Figura 5.4 mostra as anomalias de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a região Amazônica e a temperatura de superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para o mês de janeiro de 2005 e para a média sazonal do verão 2004-05 (DJF), nos dados CRU/EIN15 e simulação do RegCM4. Neste capítulo, a climatologia para o período 1981-2010 foi usada para o cálculo das anomalias.

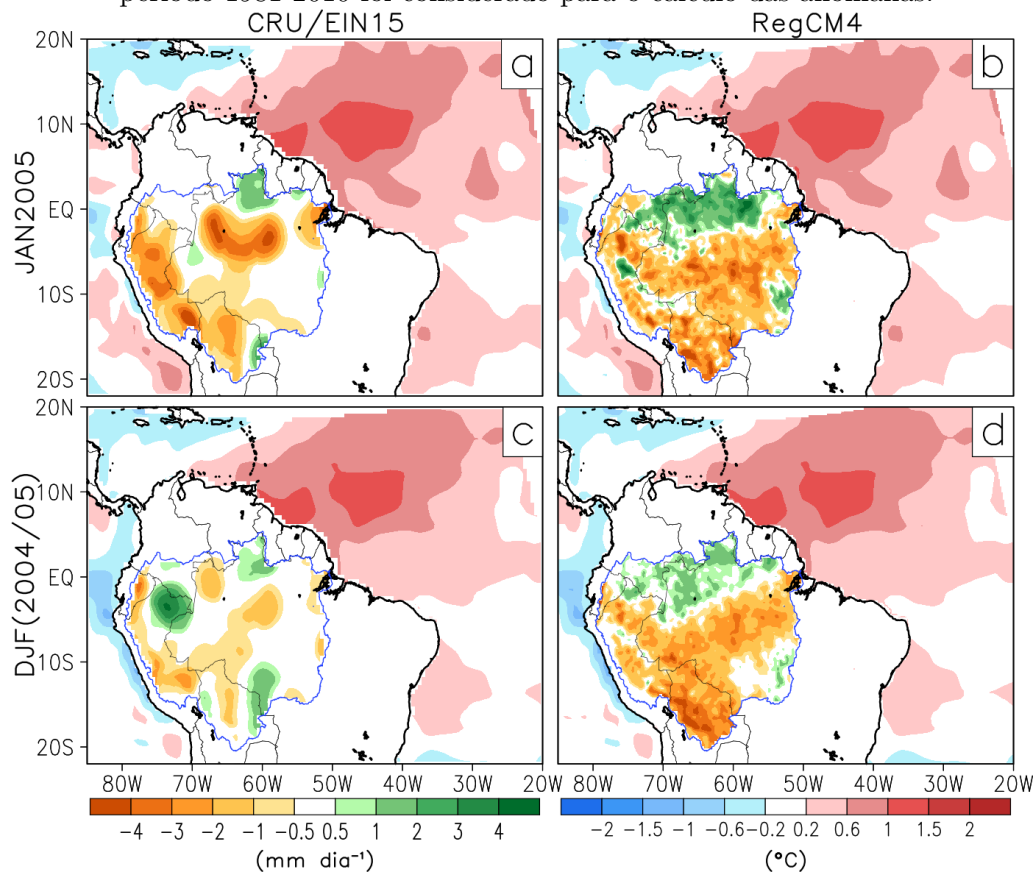
Em geral, as anomalias negativas de precipitação em janeiro de 2005, assim como na média sazonal do verão 2004-05 observadas nos dados CRU, são bem reproduzidas pela simulação do RegCM4 (Figura 5.4). Porém, a intensidade dessas anomalias na média sazonal de DJF no RegCM4 foi relativamente menor com relação ao CRU.

Em janeiro de 2005, nota-se que as anomalias negativas de precipitação variam entre $-0,5$ e -4 mm dia^{-1} no RegCM4 (Figura 5.4.b). A intensidade dessas anomalias é semelhante aos observados no CRU (Figura 5.4.a), mas a extensão dessas anomalias é maior no RegCM4, sobretudo no sudeste da BA. Por outro lado, também é possível observar anomalias positivas no lado norte da BA, com valores variando entre $0,5$ e 2 mm dia^{-1} no CRU, enquanto no RegCM4 essas anomalias positivas são mais intensas atingindo até 4 mm dia^{-1} e cobrem uma maior área.

Na média sazonal de DJF de 2004-05, as anomalias negativas estão localizadas, predominantemente, na região central e sul da BA tanto no CRU quanto no RegCM4. No entanto, a intensidade dessas anomalias é menor no CRU atingindo valores má-

ximos -2 mm dia^{-1} , enquanto no RegCM4 atingem -4 mm dia^{-1} . Na média sazonal, também é possível observar anomalias positivas de precipitação no lado norte da BA no CRU e RegCM4, com valores atingindo os 3 e 2 mm dia^{-1} , respectivamente. As anomalias positivas no lado norte da BA estão de acordo com o deslocamento para o norte da ZCIT induzidas pelas anomalias positivas da TSM do Atlântico Tropical Norte (YOON; ZENG, 2010; MARENGO; ESPINOZA, 2016). O desempenho do RegCM4 em posicionar corretamente as anomalias positivas/negativas observadas na média sazonal no CRU, está influenciado pela localização e a intensidade das anomalias apresentadas em dezembro de 2004 e fevereiro de 2005 no RegCM4.

Figura 5.4 - Anomalia de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a Bacia Amazônica e anomalia da temperatura de superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-2005 no CRU e RegCM4. A média climatológica do período 1981-2010 foi considerado para o cálculo das anomalias.



Fonte: Produção do autor.

As anomalias positivas da TSM são notadas no RegCM4 em janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-05, com valores de 0,2 e 1,5 $^{\circ}\text{C}$ localizadas, preferen-

temente, no Atlântico Tropical Norte (Figura 5.4.a, b). Destaca-se que a TSM observada (EIN15) atua como condições de contorno nas simulações com o RegCM4, sendo estas atualizadas a cada 6 horas.

A simulação da média sazonal da precipitação 2004-05 na BA pelo RegCM4 (Figura 5.4.d), apresenta uma performance superior aos resultados apresentados por Marengo et al. (2013b). Na Figura 5.D de Marengo et al. (2013b), verifica-se que as anomalias de precipitação no verão 2004-05 foram positivas na maior parte da BA, sendo que naquele estudo usaram a versão 3 do RegCM. Além disso, outros modelos regionais climáticos, utilizados como parte do projeto CLARIS-LPB, também apresentaram anomalias positivas, ou seja um sinal contrário ao observado num evento extremo de seca. Isto sugere que a configuração do RegCM4 usada nesta pesquisa é uma boa alternativa para simular eventos hidrológicos extremos que ocorrem na BA.

Segundo (MARENGO et al., 2008) e (ZENG et al., 2008) as anomalias positivas do Atlântico Tropical Norte foram as responsáveis pelo evento extremo seco que ocorreu durante DJF de 2004-05 sobre a região Amazônica. As anomalias positivas sobre a região norte do Atlântico também são observadas no EIN15, as quais foram usadas como forçante do RegCM4 (Figura 5.4.b, d). Uma análise mais detalhada efetuada por Coelho et al. (2012) mostrou que o início da seca extrema de 2004-05 foi devido ao efeito conjunto das anomalias positivas da TSM do Pacífico Tropical Central e do Atlântico Tropical Norte, que logo foram sustentadas pelas anomalias positivas do Atlântico Tropical Norte.

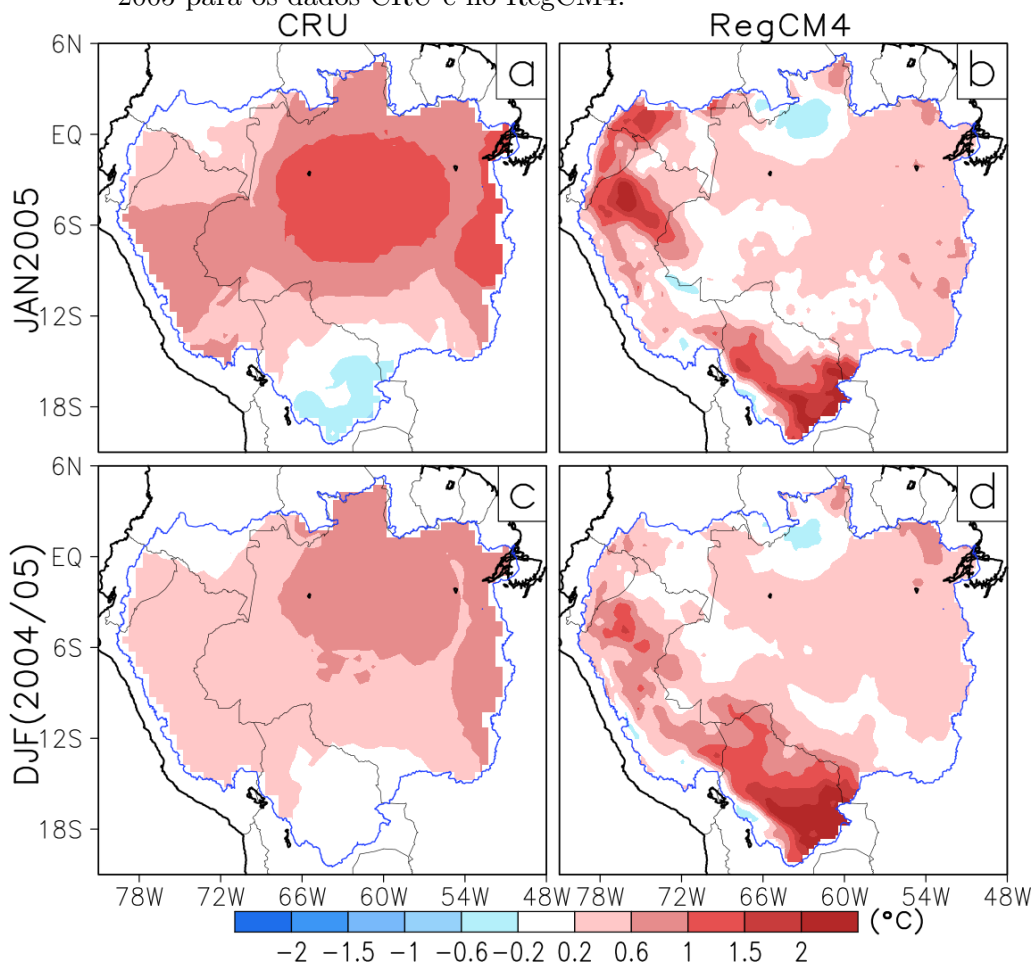
A Figura 5.5 mostra as anomalias da T_{2m} para o janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-05 no CRU e no RegCM4. Em geral, verifica-se que a simulação feita com o RegCM4 consegue reproduzir as anomalias positivas da T_{2m} observadas no CRU, porém com menor habilidade na sua distribuição espacial.

Em janeiro de 2005 as anomalias positivas da T_{2m} no RegCM4 apresentam valores de até 2°C no noroeste e sul da BA, enquanto no CRU os máximos estão localizadas no nordeste da BA com valores próximos a $1,5^{\circ}\text{C}$. Estas anomalias positivas predominaram em grande parte da bacia. Também é possível observar valores negativos de T_{2m} no extremo sul da BA no CRU com valores próximos a $-0,6^{\circ}\text{C}$. Por sua vez, as anomalias negativas no RegCM4 estão localizadas no extremo norte da BA com intensidade semelhante ao observado no CRU (Figura 5.5.a, b). Na média sazonal, também se verifica a predominância de valores positivos da T_{2m} na maior parte da bacia tanto no CRU quanto no RegCM4. Os valores mais intensos localizam-se no

lado leste no CRU e no lado oeste no RegCM4 (Figura 5.5.c, d).

Os valores da T_{2m} observados no RegCM4 também foram superiores aos apresentados por Marengo et al. (2013b). Na Figura 7 de Marengo et al. (2013b) nota-se que além do RegCM3 os outros modelos regionais usados tem pouca habilidade para reproduzir as anomalias positivas da T_{2m} . Isto reforça o uso do RegCM4 em simular eventos extremos na Amazônia. Saleska et al. (2007) salienta que o período seco na Amazônia é caracterizado por apresentar menor cobertura de nuvens, o que permite que maiores fluxos de radiação atinjam a superfície terrestre, favorecendo ao aquecimento da superfície. E como consequência, as anomalias da T_{2m} apresentaram valores positivos, igual aos apresentados na Figura 5.5.

Figura 5.5 - Anomalia da T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) em janeiro de 2005 e na média sazonal do verão 2004-2005 para os dados CRU e no RegCM4.



Fonte: Produção do autor.

5.2.2 Experimentos de Sensibilidade

5.2.2.1 Efeitos dos fatores termodinâmicos e físicos

As Figuras 5.6 e 5.10 mostram os efeitos diretos e de sinergia que foram gerados nos campos da precipitação (%) sobre a região da BA, para os sete experimentos de sensibilidade realizados com o modelo RegCM4 durante os três meses do verão austral 2004-05 (DJF).

No experimento eSST (Figura 5.6.a1-a3) observa-se que o efeito direto do fator TSM, gerar aumentos de precipitação em grandes porções da BA ao longo dos três meses do verão austral. Verifica-se que em algumas áreas os aumentos de precipitação são superiores a 50%, sobretudo no lado noroeste da bacia, durante os meses de dezembro de 2004 e janeiro de 2005, enquanto em fevereiro de 2005 estão localizados no extremo sul. Entretanto, as reduções de precipitação estão, predominantemente, localizadas na região norte da BA com valores em torno a -40%. Durante janeiro e fevereiro de 2005 a extensão das reduções e aumentos de precipitação apresentam tamanhos quase equivalentes.

Uma análise mais detalhada nas três regiões definidas sobre a BA, nos meses do verão austral, tem-se: que em dezembro de 2004 o efeito direto do fator SST produz aumentos de precipitação mais intensos no lado oeste da região CAM e NAM com valores que superam o 50% em algumas áreas. Os aumentos de precipitação observados nas regiões NAM e CAM, representam valores de 9,1% e 21%, respectivamente (Figuras 5.7.a, b). Por sua parte, a região SAM é caracterizada por apresentar aumentos de precipitação menos intensos, com valores ao redor de 20%. Na média, os aumentos de precipitação nesta região representam 6,4% (Figura 5.7.c).

Em janeiro de 2005, o efeito direto do fator TSM gera aumentos de precipitação nas regiões CAM e SAM, porém, menos intensos que os observados em dezembro de 2004, com valores variando entre 5% e 30%. Além disso, neste mês já é possível observar grandes extensões com reduções de precipitação na região NAM, variando entre -40% e -5% (Figura 5.6.a2), mas na média, essas reduções representam ao redor de -17%. Os aumentos de precipitação predominaram nas regiões CAM e SAM, representando em média, valores próximos a 1,1% e 3,2%, respectivamente (Figura 5.7).

Em fevereiro de 2005, as reduções de precipitação estão distribuídas na região NAM, oeste do CAM e no leste do SAM, com valores variando entre -40% e -5%

(Figura 5.6.a3). A extensão das reduções no NAM é menor aos observados em janeiro de 2005, sendo que as reduções nesta região representam em média -10,3%. Neste mês, os aumentos de precipitação variaram entre 5% e 50% nas regiões CAM e SAM, porém as reduções observadas nos lados oeste e leste dessas regiões, fazem com que os aumentos em média representem 1,7% e 2,3%, respectivamente.

No extremo sul (Amazônia Boliviana) e oeste (Amazônia Peruana e Equatoriana) da BA são observados porcentagem de precipitação superiores a 30%, mas não são levados em consideração nos cálculos das médias por regiões, por não estarem dentro das três regiões de análise definidas. Além disso, o baixo valor dos efeitos na média por regiões é influenciado pela extensão dos aumentos e reduções de precipitação existentes em cada uma das regiões.

De acordo aos resultados apresentados na Figura 5.6.a1-a3, os aumentos de precipitação estão localizados, principalmente, nas regiões do CAM e SAM. Por sua parte, as reduções estão posicionadas, predominantemente, na região NAM, sobretudo nos meses de janeiro e fevereiro de 2005. O efeito direto observado nos aumentos e reduções de precipitação observados no experimento eSST está associado à conexão existente entre a TSM do Atlântico Tropical Norte e a dinâmica da circulação atmosférica (MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008; YOON; ZENG, 2010).

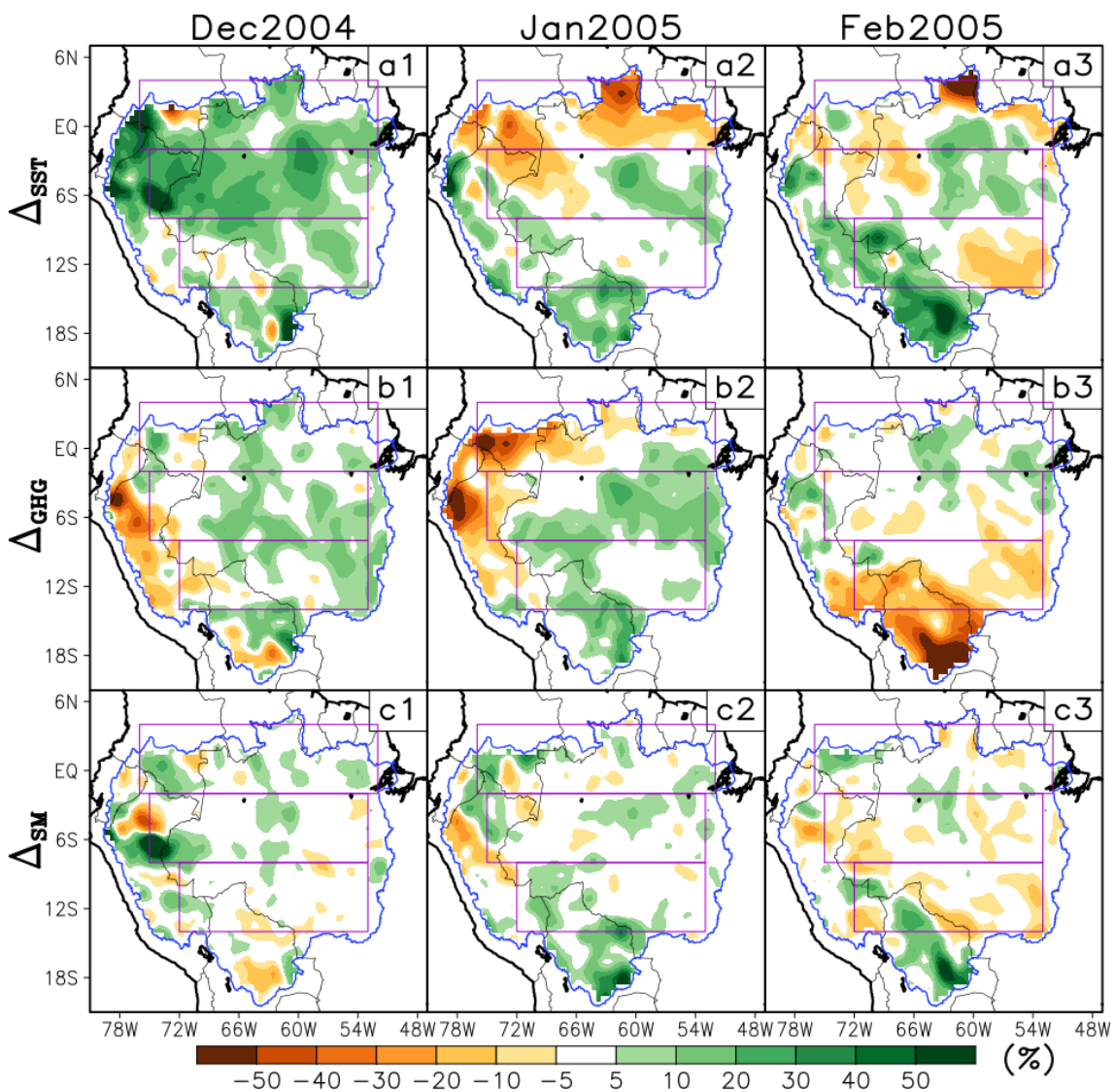
Por outro lado, os resultados apresentados no experimento eSST tem correspondência com os encontrados por Marengo et al. (2008), Zeng et al. (2008), Jimenez et al. (2019). Os autores mostraram que durante o evento seca de 2005 as reduções (aumentos) de precipitação foram localizadas nas partes da região centro e sul (norte) da BA, enquanto no eSST as reduções (aumentos) estiveram localizadas na parte norte (centro e sul) da BA.

Além disso, no experimento eSST verifica-se que a conexão existente entre a TSM do Atlântico Tropical Norte e as diferentes partes da BA apresentam um comportamento diferenciado para cada um dos meses analisados, gerando efeitos (aumentos e/ou reduções) de intensidade variada na precipitação. Porém, isto é influenciado pela evolução temporal das anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte, que vai modificando a intensidade e a dinâmica da circulação atmosférica. Na Figura 5.9.a1-a3, verifica-se a evolução temporal das anomalias da TSM do Atlântico Tropical Norte, assim como seu deslocamento na direção sudoeste, posicionando-se mais próximo da região nordeste de AS.

Um dos mecanismos dinâmicos que relaciona as precipitações que ocorrem na BA e

a TSM do Atlântico Tropical é a circulação de Hadley. Esta circulação influencia as taxas de precipitação através do deslocamento meridional (norte-sul) da ZCIT, e nela encontra-se estabelecido o principal ramo ascendente dessa circulação meridional. Em anos em que a TSM do Atlântico Tropical Norte apresenta condições mais quentes, a ZCIT é deslocada mais para o norte, gerando assim ramos subsidentes que inibem o desenvolvimento vertical dos processos convectivos nas regiões centro e sul (20°S – 5°S) da Amazônia (YOON; ZENG, 2010; ESPINOZA et al., 2016).

Figura 5.6 - Efeitos diretos Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} para a precipitação (%), no verão austral 2004-05.



Fonte: Produção do autor.

O sinal negativo da T_{2m} na Figura 5.9.a1-a3 sobre a região oceânica do Atlântico

Tropical Norte, deve-se a construção do experimento. As modificações feitas tiveram como objetivo retornar a ZCIT a sua posição climatológica com a finalidade de que as taxas de precipitação apresentem valores próximos a suas condições climatológicas, principalmente, nas regiões com déficit de precipitação. Nos anos com ocorrência de taxas de precipitação próximo a suas condições climatológicas a circulação de Hadley apresenta ramos ascendentes em grande parte da BA (WANG, 2002; AMBRIZZI et al., 2004), em especial durante os meses do verão.

Embora ocorram aumentos (SAM e CAM) e reduções (NAM) de precipitação, estes apresentaram uma distribuição diferenciada em intensidade e extensão, como resposta a evolução temporal da circulação de Hadley. A variabilidade das precipitações que ocorrem na região também pode estar sendo influenciada por outros mecanismos/processos como a circulação de Walker (LAU; YANG, 2015), as circulações locais (SANTOS et al., 2014), os sistemas convectivos de mesoescala (REHBEIN et al., 2018) e outras circulações de escala sinóptica (SANTOS et al., 2017).

Na Figura 5.6.b1-b3, no experimento eGHG, observa-se que os efeitos diretos dos GEE na precipitação produzem aumentos e reduções muito semelhantes aos observados no eSST durante dezembro de 2004 e janeiro de 2005, porém as intensidades desses efeitos são menores. Além disso, a extensão das áreas com os aumentos (reduções) da precipitação é menor (maior) que os observados no experimento eSST (Figura 5.6.b1-b2 e Figura 5.6.a1-a2).

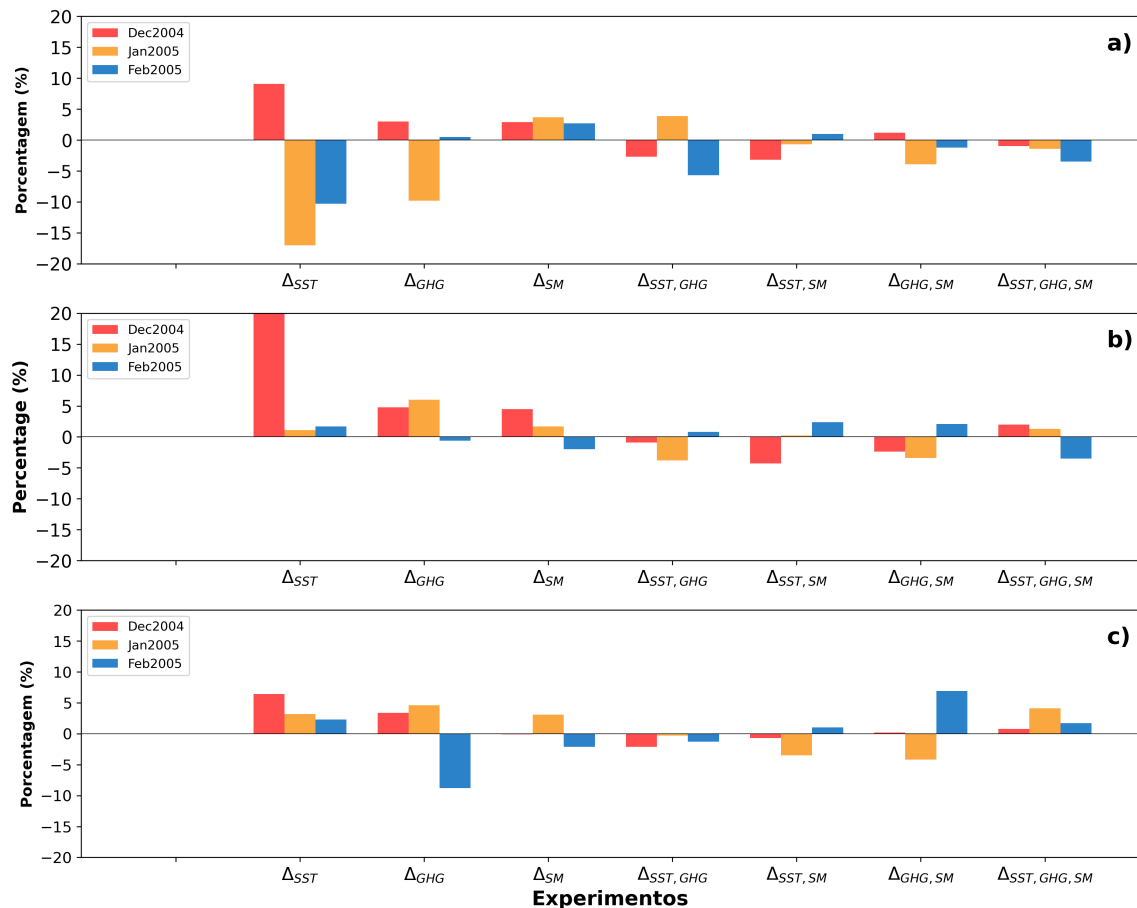
Aumentos de precipitação próximo a 30% são notados durante os três meses analisados no experimento eGHG, mas sua extensão é menor que a observada no experimento eSST. Por outro lado, as reduções de precipitação apresentam valores mais intensos, atingindo até -50%, em especial no noroeste da BA em dezembro de 2004 e janeiro de 2005, enquanto em fevereiro de 2005 estas encontram-se localizadas no sul da bacia. Em janeiro de 2005, as reduções de precipitação apresentam maior extensão no seu lado oeste, em comparação os observados em dezembro de 2004. Aumentos de precipitação localizadas no centro-leste e sul da bacia variam entre 5% e 30%. Em fevereiro de 2005, ocorre uma maior redução da precipitação no sul da BA, com valores superiores a -50%. As áreas que apresentam aumentos de precipitação são menores que os observados em dezembro de 2004 e janeiro de 2005.

Em média, os efeitos diretos do fator GEE, durante dezembro de 2004 produz aumentos de precipitação que variam entre 3% e 6% nas três regiões da bacia (SAM, CAM e NAM). Em janeiro de 2005, a redução da precipitação no NAM é de cerca de -5%. Por outro lado, o aumento da precipitação é ao redor de 4% e 6% nas regiões

SAM e CAM, respectivamente. Finalmente, durante fevereiro de 2005 a redução de precipitação é de aproximadamente -8% (SAM) e -1% (CAM), enquanto o aumento da precipitação é de cerca de 2% no NAM (Figura 5.7).

A semelhança encontrada nos efeitos diretos da precipitação entre os experimentos eSST e eGHG podem estar associados com a TSM (ver Figura 5.6.a1,a2 e 5.6.b1,b2). Isto porque em ambos os experimentos a TSM foi reduzida. No experimento eSST os efeitos são produzidos pelas condições climatológicas impostas na TSM do Atlântico Tropical Norte.

Figura 5.7 - Efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} e de sinergias: $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$ para a precipitação (%), média nas regiões: a) NAM, b) CAM e c) SAM, no verão austral 2004-05.



Fonte: Produção do autor.

No experimento eGHG, os efeitos na precipitação são produzidos pela redução na temperatura da região oceânica que abrange o domínio da simulação em -0.5°C .

As diferenças entre os dois experimentos podem ser atribuídas à redução em -0.8°C na temperatura da coluna atmosférica e a diminuição na concentração dos gases de efeito estufa no experimento eGHG. A semelhança encontrada nos resultados dos experimentos eSST e eGHG para dezembro de 2004 e janeiro de 2005 indicam que a TSM mais alta no Atlântico Tropical Norte desempenha um papel importante na redução da precipitação na BA durante a seca de 2004-05 (MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008).

A redução da temperatura na coluna atmosférica nas condições iniciais do experimento eGHG não modifica o padrão dinâmico da circulação atmosférica, mas apenas a espessura das camadas (SCHÄR et al., 1996). Isso leva a possibilidade de modificar a evolução atmosférica em escala sinótica através da aplicação de perfis verticais de resfriamento e secamento (KRÖNER et al., 2017). Os resultados no experimento eGHG são consequência da complexa interação entre a redução dos GEE, resfriamento da TSM dos oceanos e da temperatura na coluna atmosférica, sua interação entre elas e também com as outras componentes da atmosfera.

Os efeitos diretos de trocar a umidade do solo (experimento eSM) nas taxas de precipitação são mostrados na Figura 5.6.c1-c3. Nele observa-se que o fator SM produz aumentos e reduções na precipitação nos três meses do verão austral. No entanto, a extensão das áreas com essas mudanças na precipitação é menor do que nos experimentos eSST e eGHG. Também as intensidades dos efeitos são menores, apresentando reduções superiores a -10% no CAM e SAM em fevereiro de 2005, enquanto um aumento superior a 30% é encontrado no centro-oeste da bacia em dezembro de 2004 e no extremo sul durante janeiro e fevereiro de 2005.

O efeito direto de disponibilizar maior umidade no solo da Bacia Amazônica produz predominância de aumentos de precipitação nas regiões do CAM e NAM em dezembro de 2004 com valores variando entre 5% e 40% . No SAM as reduções de precipitação predominam, mas a intensidade é inferior a -20% . Na média por regiões tem-se que o aumento de precipitação representa ao redor de 2% no CAM e 3% no NAM. A redução no SAM é desprezível (Figura 5.7.a - c).

A extensão dos aumentos de precipitação, em janeiro de 2005 são menores no NAM, além disso sua intensidade é menor a 30% . No CAM os aumentos apresentam intensidade semelhante a observada em dezembro de 2004. No SAM os aumentos de precipitação são predominantes, com sinal contrário ao observado em dezembro de 2004 (Figura 5.6.c2). Na média, os aumentos representam em torno de $2,5\%$, $1,3\%$ e $1,3\%$ para as regiões SAM, CAM e NAM, respectivamente (Figura 5.7.a-c).

Durante fevereiro de 2005, as reduções de precipitação são predominantes nas regiões NAM, CAM e leste do SAM, com valores inferiores a -20%. No extremo sul da bacia são observados aumentos de precipitação superiores a 20% (Figura 5.6.c3). Na média, as regiões apresentam reduções de aproximadamente -3% e -2% nas regiões SAM e CAM, respectivamente. A região NAM, mesmo com as reduções apresenta um aumento médio de 0,9%, isto devido a maior intensidade dos aumentos de precipitação.

Neste experimento eSM, verifica-se que o efeito de trocar a umidade do solo da Bacia Amazônica, por condições mais úmidas, gera aumentos de precipitação, especialmente nos dois primeiros meses. Em eventos extremos secos uma maior radiação atinge à superfície (PANISSET *et al.*, 2018), o que favorece a evapotranspiração, e, portanto, a maior umidade do solo imposta no início do experimento eSM é usada para aumentar a precipitação. Além disso, a maior disponibilidade de umidade no solo modifica as características da camada limite favorecendo a evolução dos processos convectivos (HARPER *et al.*, 2010).

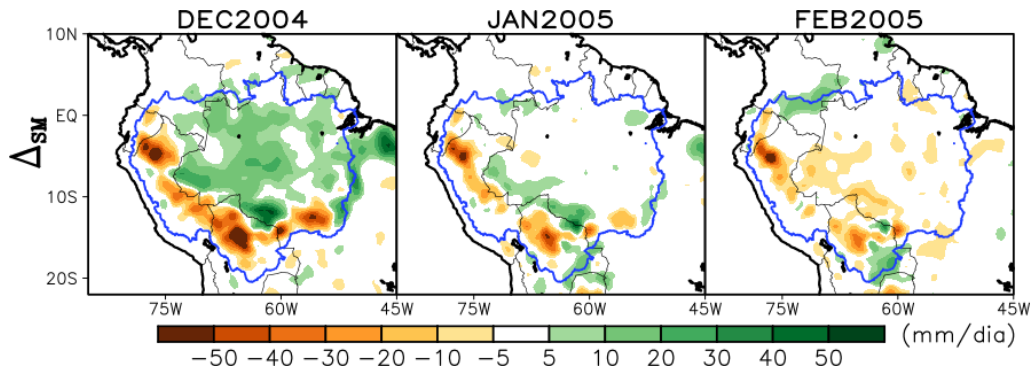
Por outro lado, não são todas as regiões que apresentam maior disponibilidade de umidade no solo que contribuem para o aumento da precipitação, já que a evapotranspiração é condicionada a mudança dinâmica da limitação da energia/água ao longo do espaço e tempo (MAEDA *et al.*, 2017). Isto está de acordo com os resultados da Figura 5.6.c1-c3 e Figura 5.8, nas quais verifica-se que os aumentos de precipitação, não necessariamente, ocorrem nas áreas com maiores valores de umidades no solo.

A atenuação na intensidade dos aumentos de precipitação, no decorrer do tempo, pode estar associada à utilização da umidade nos primeiros meses para suprir a escassez de precipitação, amortizando dessa forma a intensidade da seca. O impacto da maior disponibilidade de umidade no solo tem um impacto diferenciado na amortização dos diversos eventos secos (SAINI *et al.*, 2016). Estudos anteriores, relataram que a homogeneidade da superfície desempenha um papel na força e no desenvolvimento da convecção através dos fluxos de calor, umidade e momento (HIROTA *et al.*, 2011), o que pode estar influenciando a intensidade dos aumentos da precipitação observados no experimento eSM.

Neste experimento (eSM) também se verifica que durante dezembro de 2004, a umidade do solo da camada superficial e profunda contribuem nos aumentos de precipitação através da maior evapotranspiração, enquanto nos meses subsequentes a umidade da camada profunda (zona das raízes) é quem contribui para os aumentos

de precipitação, mas sua contribuição vai diminuindo com o tempo como poder ser verificado na Figura 5.8. Isto porque parte da umidade que é evaporada, pode ser exportada para fora da região da BA.

Figura 5.8 - Efeito direto Δ_{SM} para a umidade do solo (superficial + profunda).



Fonte: Produção do autor.

Também foi verificado o acoplamento existente entre a umidade do solo e o calor latente (SENEVIRATNE et al., 2010; LEI et al., 2018) observando-se aumentos de calor latente nas regiões onde se tem maior disponibilidade de umidade (Figuras não mostradas). A umidade do solo por meio de seu efeito limitante direto no fluxo de calor latente modula a retroalimentação entre a superfície da terra e a baixa atmosfera (KOSTER et al., 2004; HARPER et al., 2010), o que também pode estar influenciando os resultados obtidos no experimento eSM. Isto porque a umidade do solo através da evapotranspiração modula as mudanças no calor latente que é indispensável para a ocorrência dos processos de convecção.

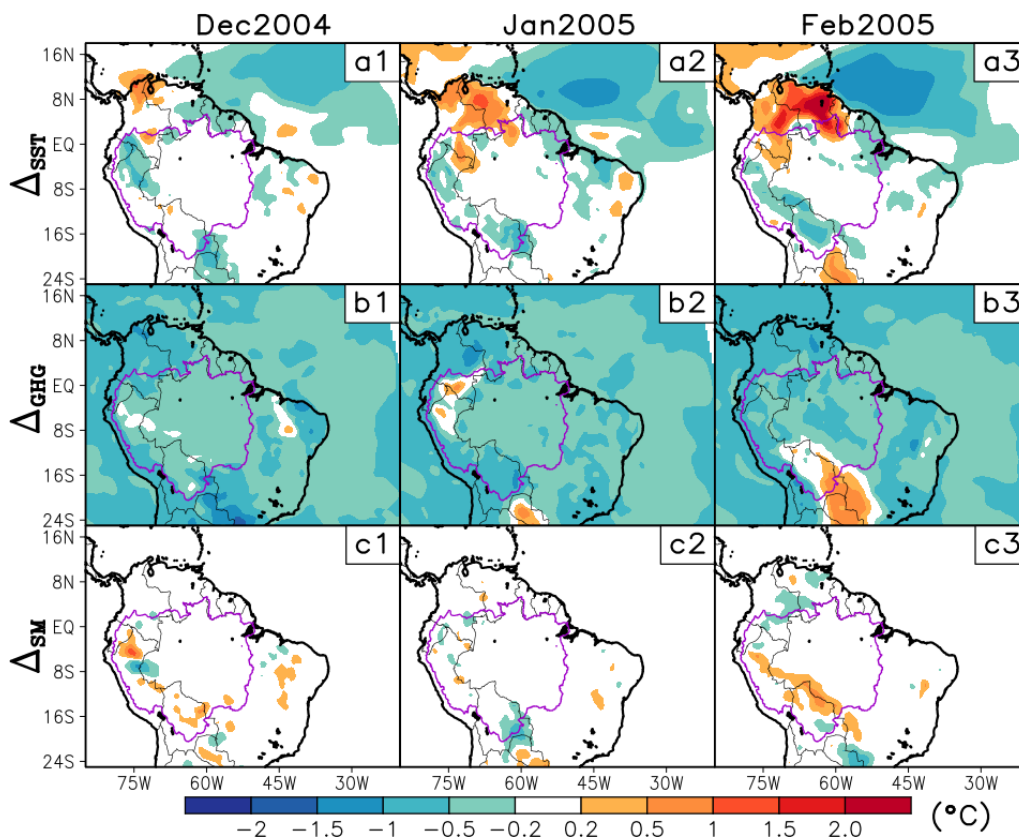
No experimento eSM, testes adicionais foram feitos com a finalidade de avaliar o impacto da temperatura da superfície do solo e do subsolo. Os resultados desses testes adicionais foram muito parecidos aos experimentos onde só a umidade do solo foi trocado, tanto em intensidade quanto na sua distribuição espacial. Esses resultados estão de acordo com Saini et al. (2016), que mostraram que a temperatura da superfície do solo tem pouco impacto em experimentos onde a umidade do solo é estudada. O pouco impacto pode estar associado ao fato dessas variáveis serem influenciadas diretamente pelo aquecimento diurno, que só tem influências nas primeiras horas da simulação.

A Figura 5.9 apresenta os efeitos diretos gerados pelos fatores TSM, GEE e SM na

T_{2m} , nos três meses do verão austral. Observam-se que na BA (região contornado com a linha azul) e as outras áreas da região continental da AS, valores negativos (positivos) de T_{2m} nas áreas onde ocorrem aumentos (diminuições) de precipitação.

No experimento eSST, nota-se que os maiores aumentos da T_{2m} ocorre na região NAM, sobretudo nos meses de janeiro e fevereiro de 2005 onde a T_{2m} atinge valores de até 2°C. Isto está de acordo com as maiores reduções de precipitação ocorridas nessa região (Figura 5.6.a2-a3). Na região continental, os valores negativos da T_{2m} são menores a -1°C, enquanto na região oceânica do Atlântico são próximas a -1,5°C. Aumentos de precipitação estão associados com a presença de maior quantidade de nuvens, fazendo que menos radiação de onda curta chegue a superfície e favoreça o esfriamento; o contrário acontece em reduções de precipitação.

Figura 5.9 - Idem à Figura 5.6, para a T_{2m} (°C).



Fonte: Produção do autor.

No experimento eGHG, os efeitos diretos na região continental de AS apresentam, predominantemente, redução da T_{2m} com valores menores a -1°C. Também, peque-

nas áreas com aumentos da T_{2m} são observadas, com valores próximos a $0,5^{\circ}\text{C}$. Na região oceânica, os valores negativos apresentam valores semelhantes aos observados na região continental (Figura 5.9.b1-b3). A predominância de valores negativos na T_{2m} está associada, principalmente, às condições impostas na construção do experimento, onde a temperatura atmosférica e oceânica foi reduzida em $0,8^{\circ}\text{C}$ e $0,5^{\circ}\text{C}$, respectivamente.

No experimento eSM, os efeitos diretos na T_{2m} apresentam um comportamento semelhante ao observado no eSST, porém a extensão dos aumentos e reduções são menores. Neste caso, os efeitos observados estão localizados, na sua maior parte, no lado oeste da BA e seus valores variam entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ e $+0,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 5.9.c1-c3).

A Figura 5.10 mostra o efeito combinado dos três fatores na precipitação, durante os três meses do verão austral 2004-05. Em geral, observa-se que os efeitos combinados de dois e três fatores geram reduções e aumentos de precipitação nas diferentes partes da BA com valores variando entre -40% e 50% . Mas a extensão desses efeitos é menor ao observado nos efeitos diretos.

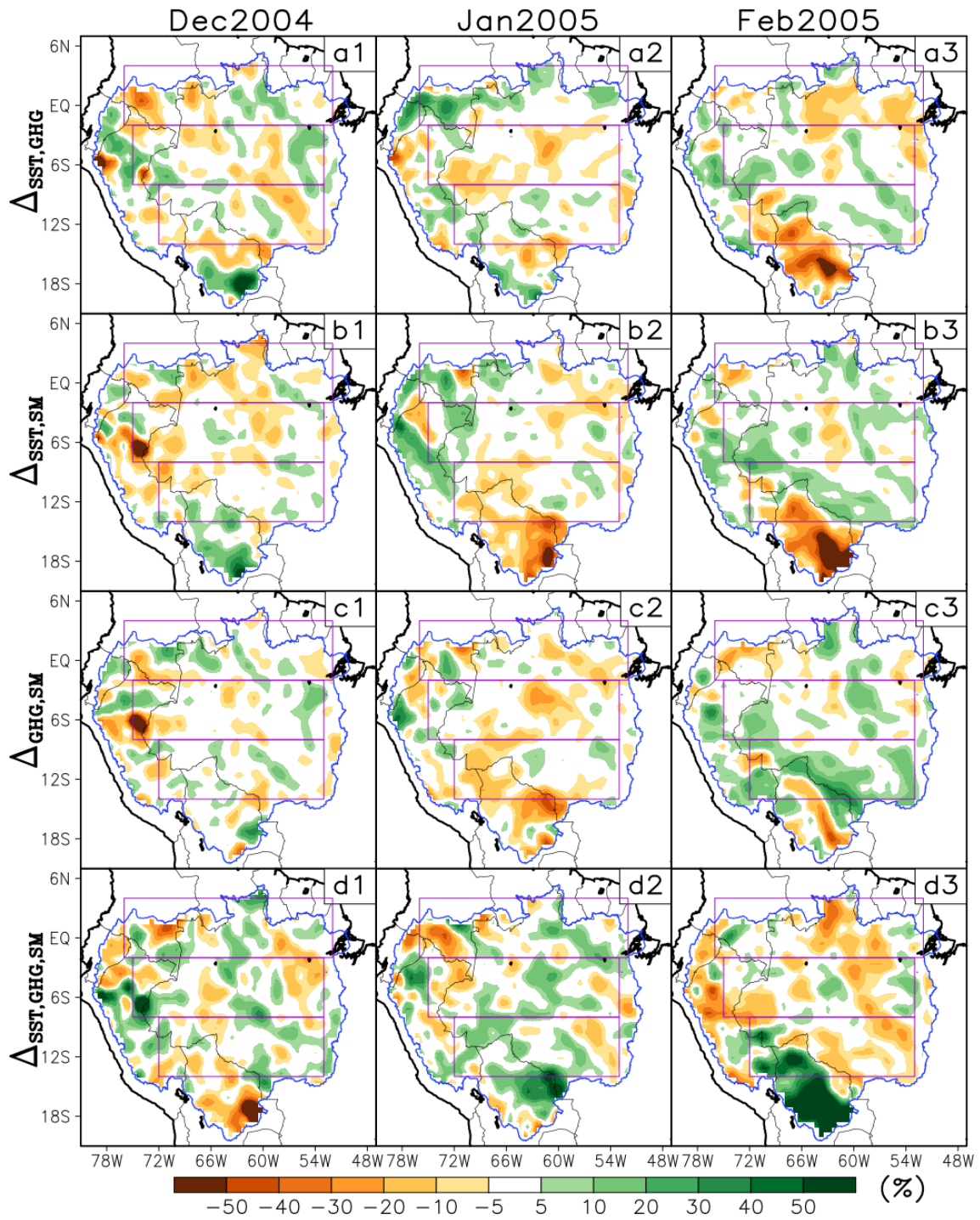
O efeito combinado do fator TSM e GEE (experimento eSSTG) provoca um aumento da precipitação de até 40% no extremo sul (dezembro de 2004), no norte (janeiro de 2005) e de menor intensidade no centro (fevereiro de 2005) da BA (Figura 5.10.a1-a3). A redução da precipitação em torno de -50% a -40% no extremo sul da BA ocorre durante fevereiro de 2005. Em dezembro de 2004 e janeiro de 2005, as reduções variam entre -5% e 20% e, estão localizadas em diversas partes da BA.

Conforme mostrado nas Figuras 5.10.a1-a3, há uma diminuição da precipitação na maioria dos meses nas três regiões da BA. Em dezembro de 2004, verifica-se uma redução de cerca de -1% no NAM e CAM, enquanto cerca de -2% é encontrado na região SAM. Em janeiro de 2005, constatou-se uma diminuição da precipitação de até $-3,6\%$ nas regiões CAM e SAM. Por sua vez, em fevereiro de 2005, o NAM apresenta uma redução em torno de -4% , e no CAM e SAM os aumentos de precipitação são da ordem de 1% .

A Figura 5.10.b1-b3 mostra o efeito combinado dos fatores SST e SM (experimento eSSTM) na precipitação durante os meses do verão austral 2004-05. O efeito de sinergia de ambos os fatores leva a redução na precipitação em até -40% na região central da BA em dezembro de 2004 e no extremo sul da bacia em janeiro e fevereiro de 2005. Na BA também se observam aumentos de precipitação de até $+30\%$ no extremo sul em dezembro de 2004, no lado oeste em janeiro de 2005 e na região

central em fevereiro de 2005.

Figura 5.10 - Efeitos das sinergias $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$, para a precipitação (%) no verão austral 2004-2005.



Fonte: Produção do autor.

Em média, em cada região (Figura 5.7) os efeitos de sinergia representam reduções de cerca de -3% e 0,5% na região NAM para dezembro de 2004 e janeiro de 2005, respectivamente, enquanto um aumento de cerca de +1% é verificado em fevereiro de 2005. Na região CAM, há uma diminuição de cerca de -3% na precipitação em dezembro de 2004 e um aumento em torno de +2,5% em fevereiro de 2005. Por outro lado, a região SAM apresenta uma redução da precipitação em dezembro de 2004 e janeiro de 2005 (cerca de -1% e -3%, respectivamente), e um aumento de cerca de 3% em fevereiro de 2005.

O efeito combinado dos fatores GEE e SM (experimento eGHGM) na precipitação é apresentado na Figura 5.10.c1-c3 para os três meses do verão 2004-05. Como pode ser visto, há diminuição de até -40% na precipitação no centro-oeste da BA em dezembro de 2004 e cerca de -30% no sul da bacia em janeiro de 2005. Um aumento na precipitação de até +40% ocorre em grande parte do sul e centro da BA em fevereiro de 2005.

Em média, os efeitos de sinergia para cada uma das três regiões definidas (Figura 5.7), mostram que a região SAM apresenta um aumento de precipitação em torno de +0,5% e +7% em dezembro de 2004 e fevereiro 2005, respectivamente. E uma diminuição de -3,3% é encontrada em janeiro de 2005. Na região CAM, a redução da precipitação de cerca de -0,5% e -3% ocorre em dezembro de 2004 e janeiro de 2005, enquanto um aumento de cerca de +2% é encontrado em fevereiro de 2005. Uma diminuição da precipitação entre -2% e -1% é observada no NAM em janeiro de 2005 e fevereiro de 2005, respectivamente.

Finalmente, a Figura 5.10.d1-d3 mostra a distribuição do efeito combinado dos três fatores (TSM, GEE e SM) na precipitação nos meses do verão austral 2004-05 (experimento eSSTGM). Este experimento permite examinar o impacto da sinergia entre os fatores termodinâmicos e físicos em um evento de seca extrema na Amazônia. Como observado nesta figura, existem algumas partes do extremo sul da BA (dezembro de 2004), noroeste da BA (janeiro de 2005) e no centro-oeste e nordeste da BA (fevereiro de 2005) onde a precipitação é reduzida em até -40%. No entanto, em algumas grandes partes do centro-oeste da BA (dezembro de 2004), ao leste do extremo sul (janeiro de 2005) e no extremo sul da BA (fevereiro de 2005), verifica-se aumentos da precipitação em até + 50%.

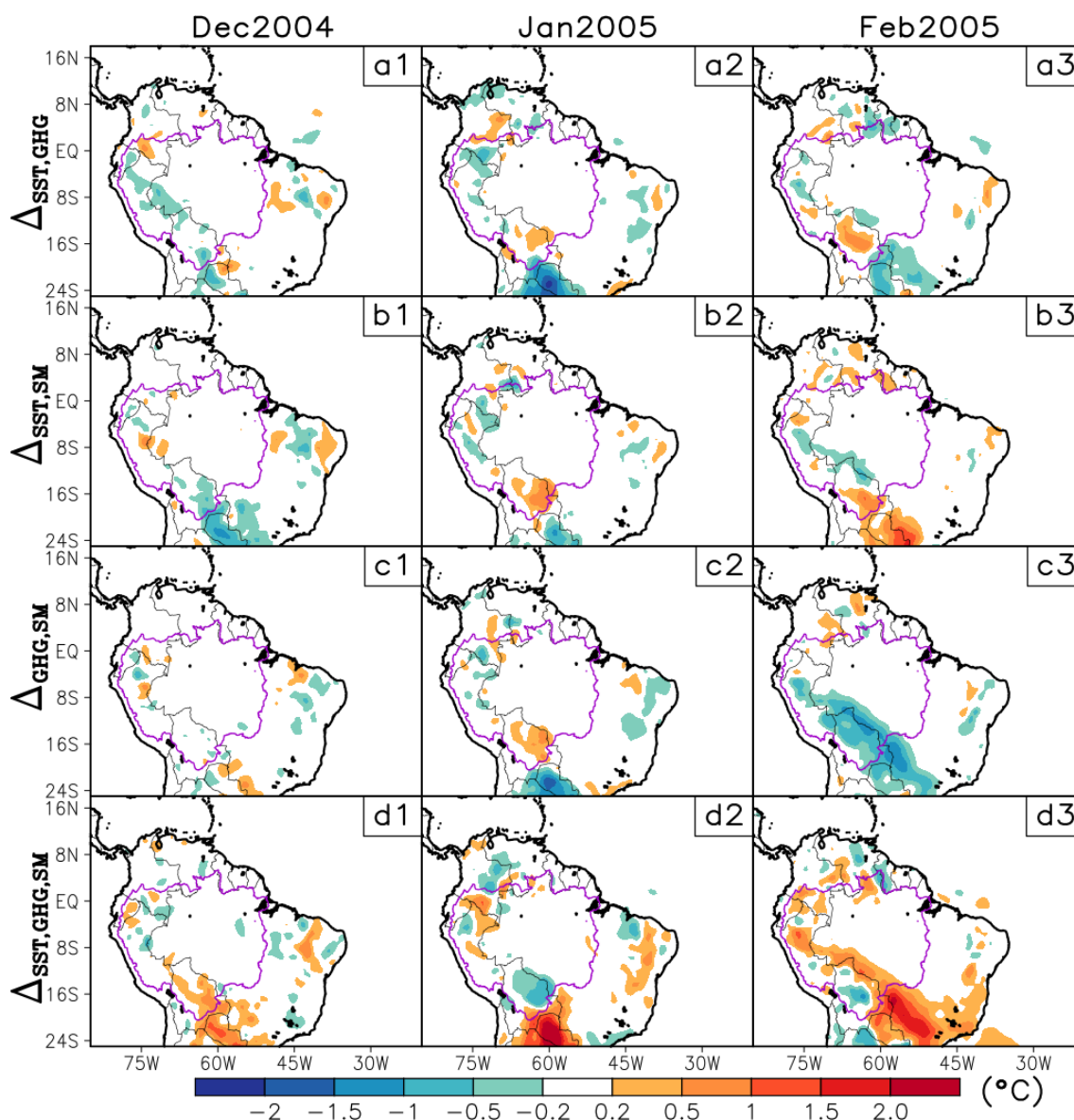
Conforme mostra a Figura 5.7, o efeito médio nas três regiões selecionadas sobre a BA, apresenta diminuição da precipitação em torno de -4% na região NAM em fevereiro de 2005, enquanto nos dois meses anteriores a redução foi próxima a 0%.

Na região CAM, um aumento de +1% e uma diminuição de -3,3% são observados em janeiro de 2005 e fevereiro de 2005, respectivamente. Na região SAM, verifica-se um aumento de 0,6% em dezembro de 2004 e 3,3% em janeiro de 2005 e, em fevereiro de 2005 encontra-se uma redução de cerca de -3%. Na região SAM, encontram-se aumentos de precipitação de intensidade semelhante aos encontrados no experimento eSST, que é considerado um dos principais fatores causadores da seca na Amazônia. Os baixos valores médios se devem ao fato de que os aumentos e as reduções da precipitação situam-se nos extremos da BA, geralmente fora das regiões definidas, e dessa forma se obtêm valores menos intensos na média de toda a região.

Em geral, o efeito combinado de dois fatores não apresenta um padrão definido de aumentos ou reduções de precipitação, com exceção em fevereiro de 2005, onde observa-se uma predominância dos aumentos nas regiões CAM e SAM. Por outro lado, no experimento eSSTGM verifica-se que o efeito combinado dos três fatores produz aumentos de precipitação de intensidade semelhante aos encontrados no experimento eSST. Além disso, o resultado do experimento eSSTGM mostra que o efeito da sinergia entre os três fatores é importante na Amazônia, gerando aumentos de precipitação maiores a 40% no centro e sul da BA. Deve-se levar em consideração que os baixos valores na média por cada região devido às áreas mistas com aumentos e reduções da precipitação nas diferentes partes da BA que variam entre $\pm 30\%$.

A Figura 5.11 mostra o efeito de sinergia entre dois e três fatores na T_{2m} . Nele observa-se que os resultados são semelhantes aos observados quando os fatores diretos individuais são levados em consideração. Verifica-se também que os aumentos (diminuições) da T_{2m} variam entre +0,2°C a +1°C (-0,2°C a -1°C), sendo estes mais intensos no caso do experimento eSSTGM. Nota-se que nos efeitos de sinergia, para os experimentos que consideram os fatores TSM e GEE, não são observados os valores negativos da T_{2m} sobre os oceanos. Isto está associado à formulação da separação de fatores para o cálculo dos efeitos, que é uma forma simples de representar o impacto dos processos não lineares que governam a atmosfera.

Figura 5.11 - Idem à Figura 5.10, para a T_{2m} (°C).



Fonte: Produção do autor.

5.2.2.2 Papel da dinâmica atmosférica nos efeitos diretos e sinergias

A Figura 5.12 mostra a diferença da PNMM (hPa) e o vento ($m s^{-1}$) em baixos níveis (850 hPa) para os experimentos de sensibilidade menos o controle.

Na Figura 5.12.a1-a3 (eSST menos CTRL) verifica-se que o efeito direto do fator SST causa valores mais intensos da PNMM em grande parte do domínio do modelo.

Porém, isso se deve ao resfriamento do Atlântico Tropical Norte (Figura 5.9.a1-a3) que leva a valores mais elevados de PNMM, indicando uma condição mais estável. Pode-se notar que as áreas com maiores valores da PNMM localizam-se nas regiões onde a TSM apresentam diferenças maiores.

Na BA e no Pacífico Tropical, os valores de PNMM são maiores do que no experimento CTRL, mas com menor intensidade em comparação ao observado no Atlântico Tropical Norte. Sobre BA, os valores da diferença na PNMM em dezembro de 2004 são menores que 0,3 hPa e em janeiro e fevereiro de 2005 são maiores, 0,6 hPa. Isto mostra como a PNMM na BA vai se intensificando na sua evolução temporal. Na região do Atlântico Tropical Norte as diferenças mais intensas estão em torno de 1,2 hPa. As mudanças observadas na PNMM do Pacífico estão de acordo com o resultado de [Patricola et al. \(2017\)](#). Eles mostraram que a TSM do Atlântico Tropical Norte pode influenciar a atividade dos ciclones no Pacífico Tropical Norte, enquanto no experimento eSST podemos verificar também que TSM do Atlântico Tropical Norte tem influência na BA e partes do Pacífico e Atlântico Sul (Figura 5.12.a1-a3).

As diferenças do vento em 850 hPa também vão se intensificando no decorrer dos meses como resposta as maiores mudanças no campo da pressão. No nordeste da Amazônia a anomalia do vento mostra uma orientação para o interior da bacia, a qual favorece o transporte da umidade vinda do Atlântico e dessa forma contribui para o aumento da precipitação. Nota-se também uma convergência de massa (umidade) por redução da velocidade do vento, principalmente em janeiro e fevereiro.

Da mesma forma, a diferença (eSST menos CTRL) do fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 5.13.a1-a3) e a velocidade vertical (Figura 5.14.a1-a3) estão em concordância com os aumentos e reduções de precipitação sobre as diversas partes da BA no experimento eSST. Em dezembro 2004, o experimento eSST apresentou maior disponibilidade de umidade na coluna atmosférica, o que explica a predominância dos aumentos observados na precipitação nesse mês. Em janeiro e fevereiro de 2005, a disponibilidade de umidade na coluna vertical é menor de modo que os aumentos de precipitação foram menos intensos aos simulados em dezembro 2004.

Os valores da PNMM são menores no experimento eGHG em comparação com o CTRL, conforme mostrado na Figura 5.12.b1-b3. Os valores menos intensos na PNMM no eGHG são uma resposta da redução na concentração dos GEE. Isto pode ser explicado pela equação da lei dos gases (ver Equação E.1) que relaciona a pressão com a densidade do ar. A menor temperatura no eGHG (ver Figura E.1),

indica um ar mais frio, pelo que espera-se um ar mais denso e maior peso na coluna atmosférica, portanto, aumento da pressão, mas no eGHG isto ocorre pela redução na concentração dos GEE. A diminuição da PNMM é maior em dezembro de 2004 na BA, áreas do nordeste e leste do Brasil, e partes do oceano Atlântico. Em fevereiro de 2005 as diminuições mais intensas encontram-se no leste do Brasil e sudoeste do Atlântico. A intensidade dessas diferenças pode atingir valores de até -1,2 hPa (Figura 5.12.b1 e b3).

O vento em 850 hPa apresenta ligeira variação sobre a BA e no oceano Atlântico. Mas mesmo assim, vê-se que eles estão se deslocando de leste para oeste em direção a BA, principalmente em janeiro e fevereiro de 2005. Nos campos de fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 5.13.b1-b3) se tem maior umidade disponível sobre a região oceânica do Atlântico Tropical Norte do que no CTRL, que esta se movendo em direção a BA (Figura 5.13.b1-b3) e é responsável pelo aumento da precipitação na BA (Figura 5.6.b1-b3). Adicionalmente, o movimento ascendente presente na BA (Figura 5.14.b1-b3) também contribui ao aumento da precipitação.

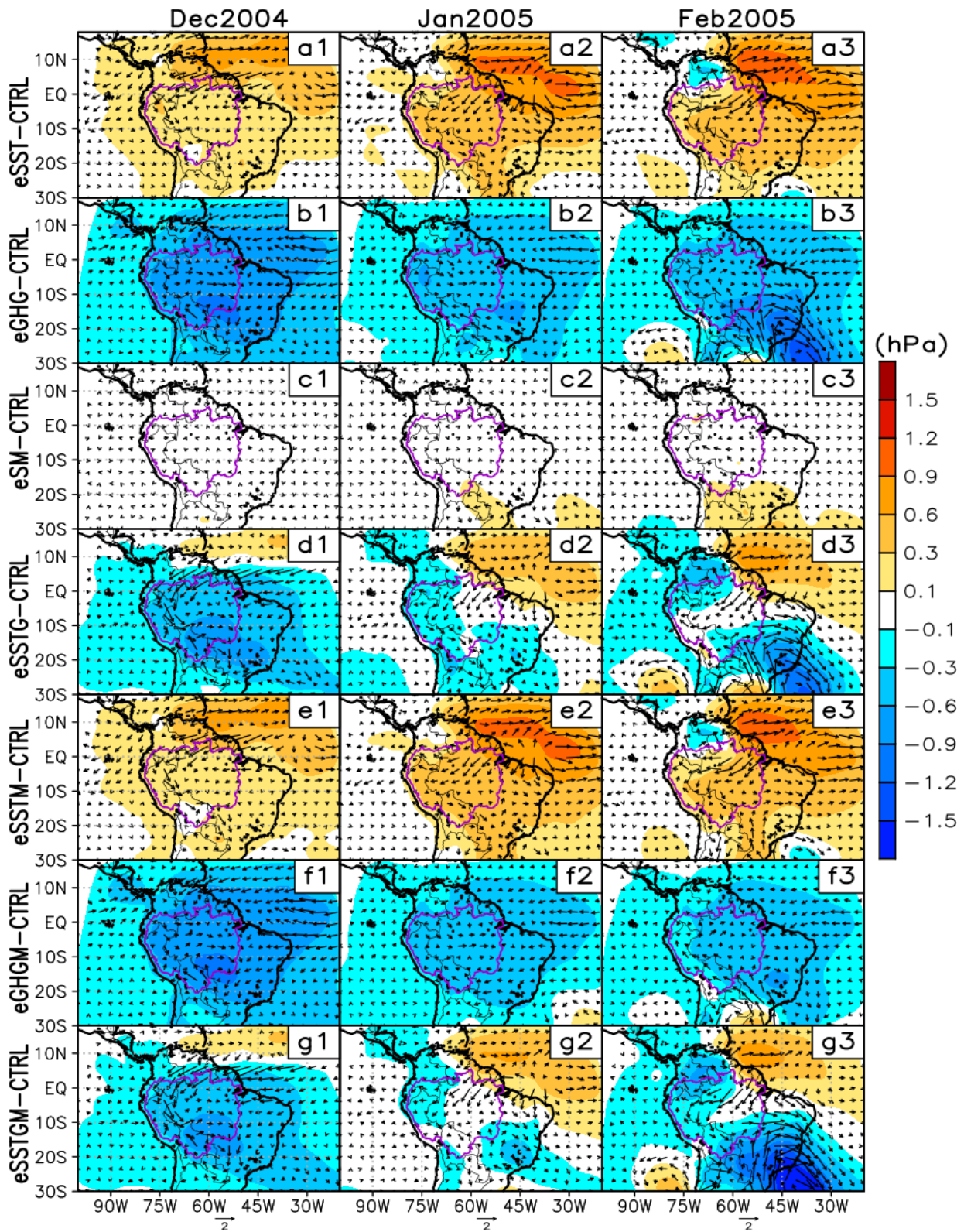
Em janeiro e fevereiro de 2005, encontram-se áreas com valores menores do fluxo de umidade no experimento eGHG em comparação com o CTRL. Além disso, nos três meses do verão austral, nota-se que a umidade disponível na BA é transportada para fora da região, o que explica a redução da precipitação em algumas partes da bacia.

Na Amazônia as chuvas ocorrem principalmente no período diurno entre as 8 hora local (HL) e 19 HL, com os máximos ocorrendo entre as 12 HL e 14 HL (BISCARO et al., 2021). No eGHG, a redução dos gases de efeito estufa permite que uma maior quantidade de radiação de onda curta chegue a superfície terrestre, favorecendo a maior evaporação e, por conseguinte, contribuindo para o aumento da precipitação no período diurno. Isto pode explicar, em parte, os aumentos de precipitação observados ao longo dos três meses.

A diferença do experimento eSM menos CTRL nos campos da PNMM e no vento em 850 hPa (Figura 5.12.c1-c3) não apresenta mudanças positivas ou negativas sobre a BA. Isso indica que a mudança feita na umidade do solo na região da BA tem pouca influência na dinâmica atmosférica. No entanto, em janeiro e fevereiro de 2005, ao sul da bacia, valores mais intensos da PNMM no eSM são observados. Nessa região, são observados valores superiores da PNMM, em torno de 0,3 hPa.

A pouca variação da PNMM e no vento em 850 hPa, no eSM, indica que os au-

Figura 5.12 - Diferença da pressão ao nível meio do mar (hPa) e o vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) (experimento de sensibilidade menos CTRL) para os meses do verão austral 2004-05.



Fonte: Produção do autor.

mentos de precipitação encontrados na BA são, principalmente, devido à maior disponibilidade de umidade imposta no início do experimento. A dinâmica dos alísios, que transporta a umidade da BA em direção a Bacia da Prata, é a responsável das mudanças na PNMM, em janeiro e fevereiro de 2005, ao sul da BA. Nos três meses observa-se que a umidade disponível (Figura 5.13.c1-c3) na atmosfera é exportada para dentro e para fora da região da BA, o que explica o menor aumento da precipitação neste experimento. Além disso, o fluxo de umidade disponível fora da BA, que pode contribuir com os aumentos de precipitação, é menor aos observados no experimento eSST e eGHG.

As Figuras 5.12.d1-d3 mostram as mudanças do eSSTG menos CTRL, na PNMM e o vento em 850 hPa. Em dezembro de 2004, o experimento eSSTG apresentou valores PNMM mais baixos de até -0,9 hPa no sul da BA em comparação com o CTRL, enquanto nas outras regiões da AS e oceanos adjacentes, os valores das mudanças na PNMM estão em torno de -0,6 hPa e 0,3 hPa. Em janeiro de 2005, diferenças negativas em torno de -0,3 hPa são observadas na região continental de AS e parte sul do oceano Pacífico. Diferenças positivas de até 0,6 hPa são observadas no oceano Atlântico. Em fevereiro de 2005, valores positivos das mudanças da PNMM de até +0,9 hPa são encontrados na região do oceano Atlântico Tropical Norte, indicando que os efeitos do experimento eSST são predominantes nesta área, enquanto nas demais regiões, o impacto do experimento eGHG é dominante.

De dezembro de 2004 a fevereiro de 2005, o efeito do fator TSM aumenta em extensão e intensidade sobre a região do Atlântico Tropical Norte, enquanto a extensão do efeito do fator GEE é reduzida. Mas, em fevereiro de 2005, o efeito combinado dos dois fatores gera efeitos positivos no sul do Pacífico e AS. Isto mostra ao longo do tempo como os dois fatores vão interagindo e, possivelmente, modificando a dinâmica da circulação. Neste experimento, o vento em 850 hPa apresenta um comportamento semelhante ao experimento eSST ao norte de 5°S e semelhante ao experimento eGHG ao sul de 5°S, como se fosse um efeito cumulativo.

As mudanças de fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 5.13.d1-d3) são semelhantes ao experimento eSST, entretanto menos intensas. Os fluxos de umidade localizados ao norte e nordeste da BA contribuem para o aumento da precipitação observado neste experimento. Também as diferenças entre os fluxos de umidade eSSTG e eGHG mostram que a umidade disponível na BA é exportada para fora da bacia, podendo estar contribuindo para as reduções de precipitação observadas no eSSTG.

A diferença entre os experimentos eSSTM e CTRL (Figura 5.12.e1-e3), mostra que a PNMM apresenta um comportamento semelhante ao observado na diferença do eSST com o CTRL em grande parte da região analisada. De igual forma, o vento em 850 hPa apresentou um comportamento semelhante em direção e intensidade. Isto indica que a dinâmica de grande escala é dominada pela influência do fator TSM.

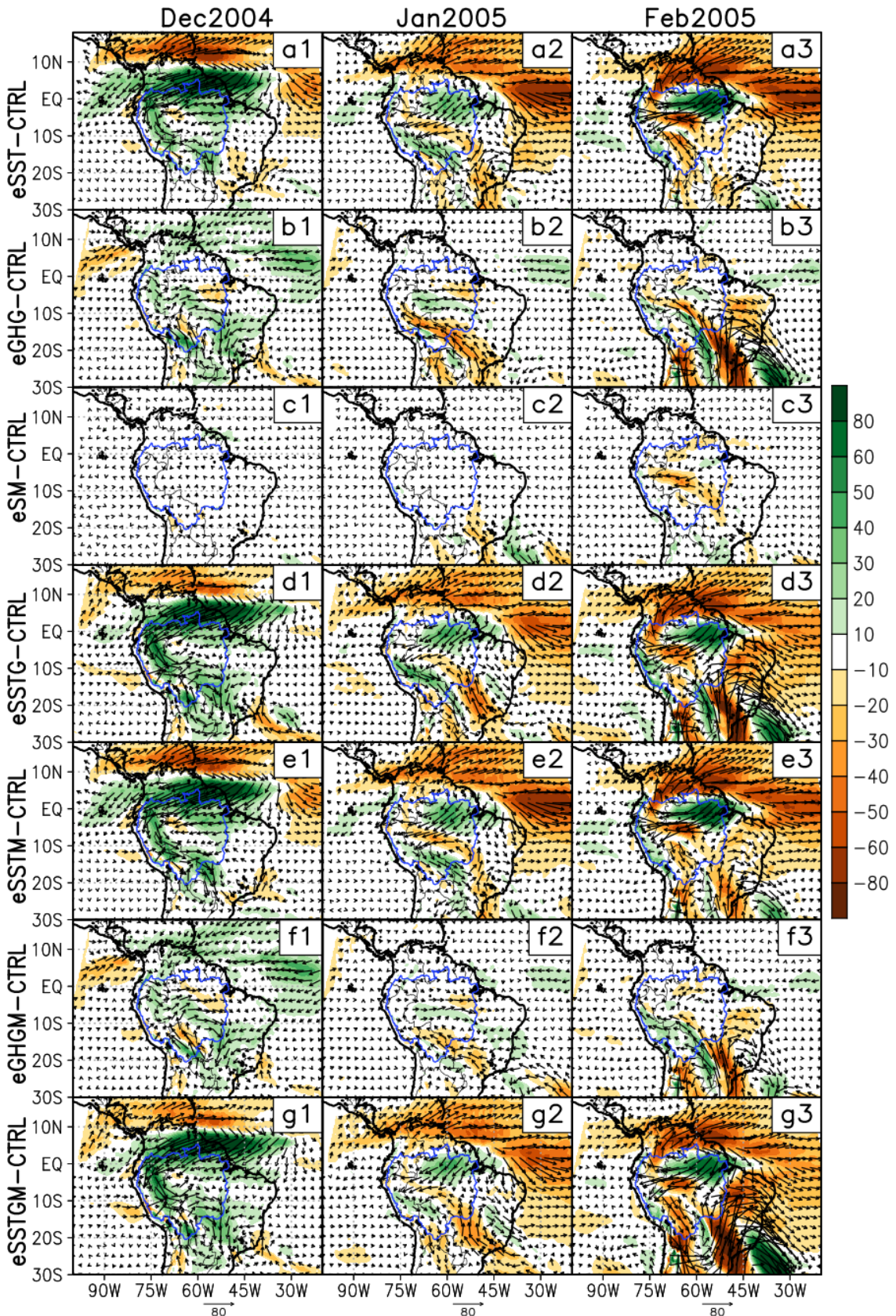
A diferença do fluxo de umidade integrado na vertical (eSSTGM menos CTRL, Figura 5.13.e1-e3) também apresenta um comportamento muito parecido com o observado na diferença do eSST com o CTRL, porém com menor intensidade em algumas partes. Embora as dinâmicas do eSSTM e eSST apresentarem comportamentos semelhantes, os efeitos na precipitação foram diferentes, o que sugere que os processos locais têm um papel importante nas taxas de precipitação. Além disso, os processos de interação entre a TSM do Atlântico Tropical Norte e a umidade da BA ainda não são conhecidos e que, possivelmente, também estão influenciando a precipitação.

A diferença entre eGHGM e CTRL mostram que a PNMM e o vento em 850 hPa (Figura 5.12.f1-f3) são semelhantes ao mostrado na diferença do experimento eGHG menos CTRL (Figura 5.12.b1-b3). Neste experimento, verifica-se que o fator GHG é o dominante em grande parte do domínio, mas ao sul de 15°S observa-se que o fator SM tem certa influência, fazendo com que a intensidade das diferenças da PNMM seja menos intensa. O fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 5.13.f1-f3) também é análogo ao experimento eGHG menos CTRL, o que corrobora que a maior umidade imposta no solo tem um efeito predominantemente local.

Finalmente, quando os três fatores são levados em consideração as diferenças (eSSTGM menos CTRL, Figura 5.12.g1-g3) da PNMM e do vento em 850 hPa são semelhantes aos observados no eSSTG menos CTRL. Isso ocorre porque dos três fatores considerados, os efeitos dos fatores TSM e GEE são dominantes. Porém, da comparação entre os experimentos eSSTGM e eSSTG, verifica-se que as maiores diferenças da PNMM estão localizadas ao sul da BA, indicando que nessa região o fator SM está contribuindo com as mudanças encontradas.

O campo de fluxo de umidade integrado verticalmente (Figura 5.13.g1-g3) mostra um padrão semelhante aos dos experimentos eSST, eSSTG e eSSTM (Figuras 5.12.a1-a3, 5.12.d1-d3 e 5.12.e1-e3, respectivamente). A semelhança entre esses experimentos deve-se ao fato que em todos eles o fator TSM é considerado, pelo que se verifica a importância desse fator nas taxas de precipitação sobre a região Amazônica.

Figura 5.13 - Idem à Figura 5.12, para o fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{Kg m}^{-1}\text{g}^{-1}$).



Fonte: Produção do autor.

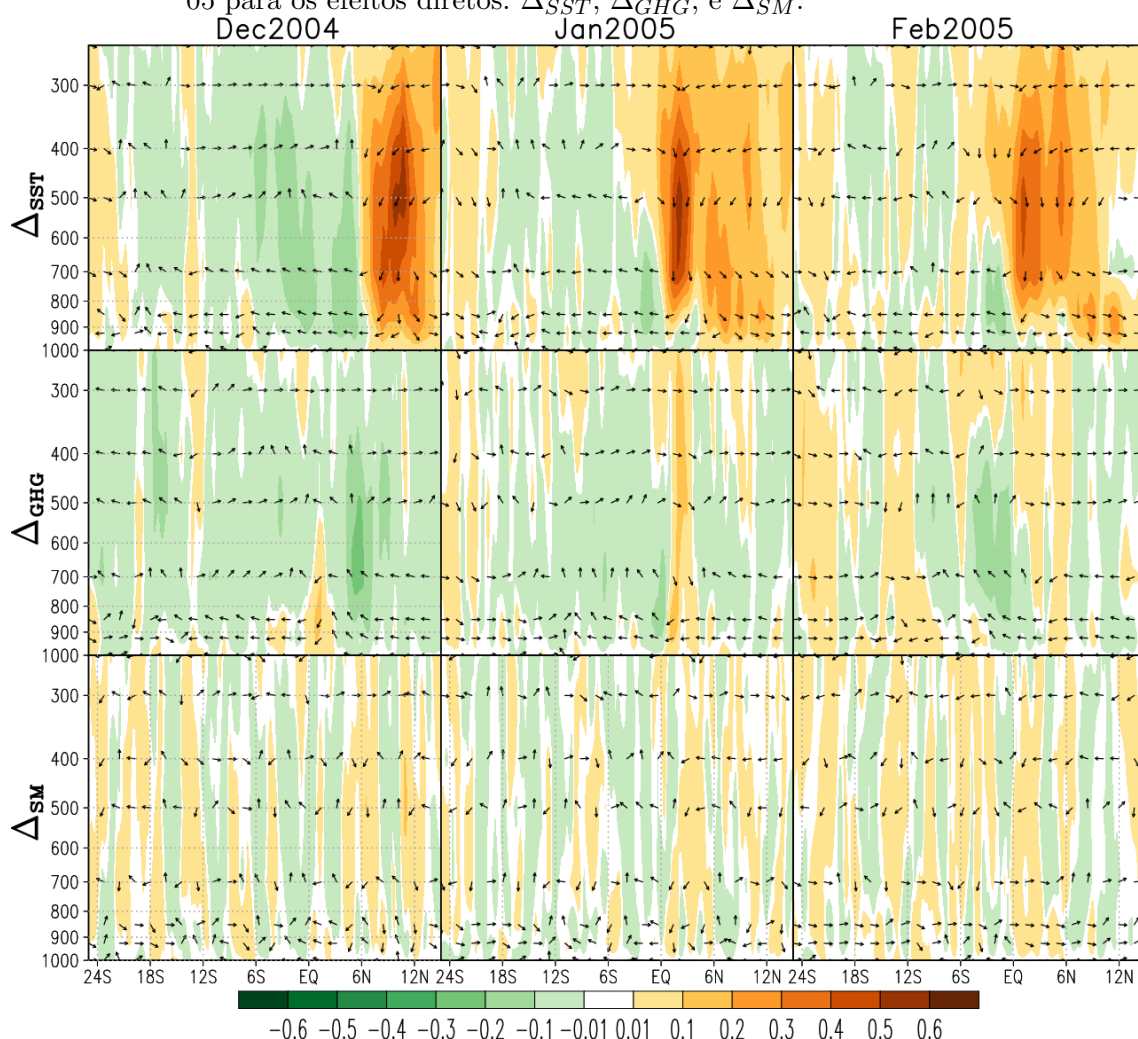
A análise da dinâmica do efeito combinado de dois fatores, mostraram que os fatores TSM e GEE são dominantes na maior parte do domínio, enquanto o fator SM apresenta um efeito mais localizado. Além disso, os efeitos do fator TSM (GEE) apresentam maior influência ao norte (sul) do 0°N, quando ambos os fatores são levados em consideração, porém, a extensão e a intensidade desses efeitos vão se modificando ao longo tempo, provocados pelos processos de interação de ambos os fatores. Isto explica o comportamento diferenciado encontrados nos efeitos das reduções e aumentos na precipitação. O mesmo ocorre quando os três fatores são levados em consideração. Isto indica que a interação de dois e três fatores apresentam um comportamento não linear nos seus efeitos, o que dificulta identificar quais são os mecanismos que geram as mudanças na precipitação.

A Figura 5.14 mostra a seção vertical (Latitude-Altura) do ômega (hPa s^{-1}) entre 78°W-40°W no verão austral 2004-05 para os experimentos eSST, eGHG e eSM menos CTRL. No experimento eSST observa-se movimentos ascendentes (descendentes) na região Amazônica (Atlântico Tropical Norte) durante os três meses do verão, os quais favorecem (reduzem) as taxas de precipitação (Figura 5.14, primeira fila) ocorridas nessas regiões, além de que os movimentos descendentes vão se estendendo para o sul ao longo do tempo. No experimento eGHG, durante dezembro de 2004 e janeiro de 2005 (fevereiro de 2005) predominam os movimentos ascendentes (descendentes), as quais contribuíram para os aumentos (reduções) da precipitação (Figura 5.14, segunda fila).

No experimento eSM pouca predominância de movimentos ascendentes é observada na região da BA em dezembro de 2004 e janeiro de 2005 (Figura 5.14, terceira fila). Os resultados desta Figura reforçam os resultados encontrados na Figura 5.6. Para os efeitos de sinergia, ômega apresentou comportamento semelhante na região Amazônica, apresentando predominância de movimentos ascendentes (descendentes) nas áreas que apresentaram aumentos (diminuições) de precipitação.

Os resultados apresentados neste Capítulo para o caso da seca 2004-05 foi submetido na revista internacional *Climate Dynamics* (resumo no Apêndice A.2).

Figura 5.14 - Seção transversal latitude-altura de ômega (hPa s^{-1} , sombreado) e vetor ômega-v (vetor; $v, w^*(-10^3) \text{ hPa s}^{-1}$) entre $78-40^\circ\text{W}$, no verão austral 2004-05 para os efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} , e Δ_{SM} .



Fonte: Produção do autor.

5.3 Evento Chuvoso 2009

5.3.1 Controle

Embora vários estudos tenham mostrado o papel dos oceanos Pacífico e Atlântico nas taxas de precipitação sobre a Amazônia, o evento chuvoso de 2009 foi o primeiro caso registrado em que as TSM mais altas do Atlântico Tropical Sul geraram um eventos chuvoso na Bacia Amazônica. A Figura 5.15 apresenta as anomalias de precipitação (mm dia^{-1}) e as anomalias da TSM ($^\circ\text{C}$) para janeiro de 2009 e na

média sazonal do verão 2008-09 no CRU/EIN15 e no RegCM4.

Verifica-se que a simulação do RegCM4 consegue reproduzir o sinal de anomalias da precipitação observados no CRU sobre a BA (Figura 5.15). Em janeiro de 2009, observa-se que as anomalias positivas no CRU estão localizadas nas partes do centro e norte da Amazônia, e da mesma forma no RegCM4 as anomalias positivas de precipitação estão nas mesmas áreas que os observados no CRU com valores de até 4 mm dia⁻¹, tanto no CRU quanto no RegCM4. Também no CRU, quanto no RegCM4 são observadas anomalias negativas de até -4 mm dia⁻¹ na maior parte do sul da bacia. No RegCM4, também é possível observar anomalias negativas que variam entre -0,5 e 2 mm dia⁻¹ em algumas partes do lado leste da BA (Figura 5.15.b).

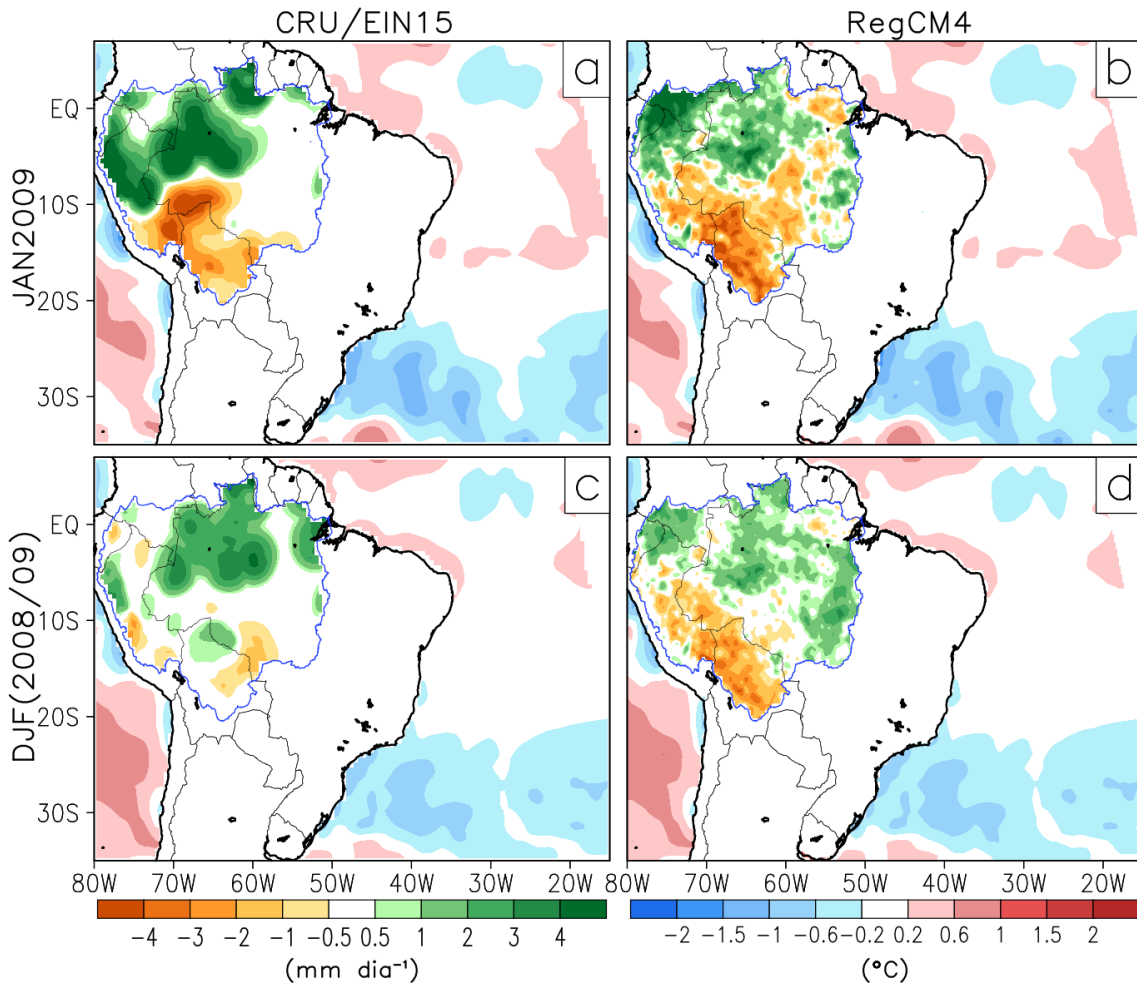
Na média sazonal do verão de 2008-09, as anomalias positivas estão, predominantemente, localizadas ao nordeste de 10°S no CRU (Figura 5.15.c) com valores superiores a 3 mm dia⁻¹, enquanto no RegCM4 as anomalias positivas de precipitação estão localizadas ao norte de 10°S e no lado leste da região central da Bacia Amazônica, com valores inferiores a 3 mm dia⁻¹. Algumas áreas no sul da Amazônia apresentam anomalias negativas de -1 mm dia⁻¹ no CRU (Figura 5.15.c). No RegCM4 as áreas com anomalias negativas são mais amplas, localizadas no lado oeste do centro e sul da bacia, com valores superiores a -1 mm dia⁻¹ em algumas partes (Figura 5.15.d).

Sobre a região oceânica, em janeiro de 2009, as anomalias positivas de TSM são observadas em partes do extremo oeste (leste) do Atlântico Tropical Norte (Sul) com valores em torno de 0.6°C no EIN15 (Figura 5.15.a) e no RegCM4 (Figura 5.15.b). Na faixa latitudinal 35°S – 20°S, sobre o Atlântico Tropical Sul observa-se anomalias negativas de TSM com valores de até -1°C, tanto no CRU quanto no RegCM4. Na média sazonal 2008-09, também se observa anomalias positivas e negativas de TSM similares aos observados em janeiro de 2005, porém a extensão das anomalias positivas é menor (Figura 5.15.c, d).

As anomalias positivas e negativas posicionadas nas diferentes partes do oceano Atlântico, na média sazonal do verão 2008-09, observadas no EIN15 e RegCM4 (Figura 5.15.c e d.) são semelhantes aos apresentados por Marengo et al. (2012). Na Figura 1.f de Marengo et al. (2012) observa-se só uma pequena área de anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul, nas proximidades da África (15°S – 0°S e 20°W – 0°W) com valores próximos a 1°C. Nas outras partes do Atlântico não apresentaram anomalias positivas ou negativas. Embora só uma pequena área na região do Atlântico Tropical Sul apresentou anomalias positivas na média do verão

2008-09, a ocorrência deste episódio chuvoso foi associado as temperaturas mais quentes do Atlântico Tropical Sul (MARENGO et al., 2012).

Figura 5.15 - Anomalia de precipitação (mm dia^{-1}) sobre a Bacia Amazônica e anomalia da temperatura de superfície do mar ($^{\circ}\text{C}$) para janeiro de 2009 e na média sazonal do verão 2008-2009 no CRU e RegCM4. A média climatológica do período 1981-2010 foi considerado para o cálculo das anomalias.



Fonte: Produção do autor.

No Atlântico Tropical Sul, as anomalias positivas foram mais intensas nos meses de outono de 2009 como pode ser verificado na Figura 1.f de Marengo et al. (2012) e na Figura 4 de Sena et al. (2012). Essas anomalias positivas observadas durante os meses de outono, sustentaram a ocorrência de chuvas acima da média nos meses de outono e inverno de 2009 na Bacia Amazônica (COX et al., 2008; SENA et al., 2012).

Na Figura 5.16 observam-se as anomalias da T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) para o janeiro de 2009 e a média sazonal do verão 2008-09 para os dados CRU e simulação do RegCM4. Nota-se que o RegCM4 consegue simular o sinal negativo observado no CRU com valores variando entre $-0,2$ e $-1,0^{\circ}\text{C}$, enquanto no RegCM4 pode atingir até -2°C .

As anomalias negativas da T_{2m} , no CRU, em janeiro de 2009 estão localizadas na parte central e oeste da Amazônia, onde o valor mais intenso localiza-se no extremo sul com valores que podem ser superiores a $-1,0^{\circ}\text{C}$. No RegCM4, as anomalias negativas estão localizadas nas mesmas regiões observadas no CRU, porém, o valor mais intenso encontra-se no extremo noroeste da Amazônia, e no extremo sudoeste observa-se anomalias positivas de T_{2m} que podem atingir $1,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 5.16.b). As anomalias positivas nessa região estão associadas às anomalias negativas de precipitação nessas áreas (Figura 5.15.b).

Na média sazonal do verão 2008-09, as anomalias negativas e positivas foram menos intensas no CRU e RegCM4, mas a extensão e localização foram muito parecidas as observadas em janeiro de 2009. As poucas variações das anomalias da T_{2m} no CRU podem estar associadas à pouca disponibilidade de dados das estações meteorológicas usadas na geração desses dados.

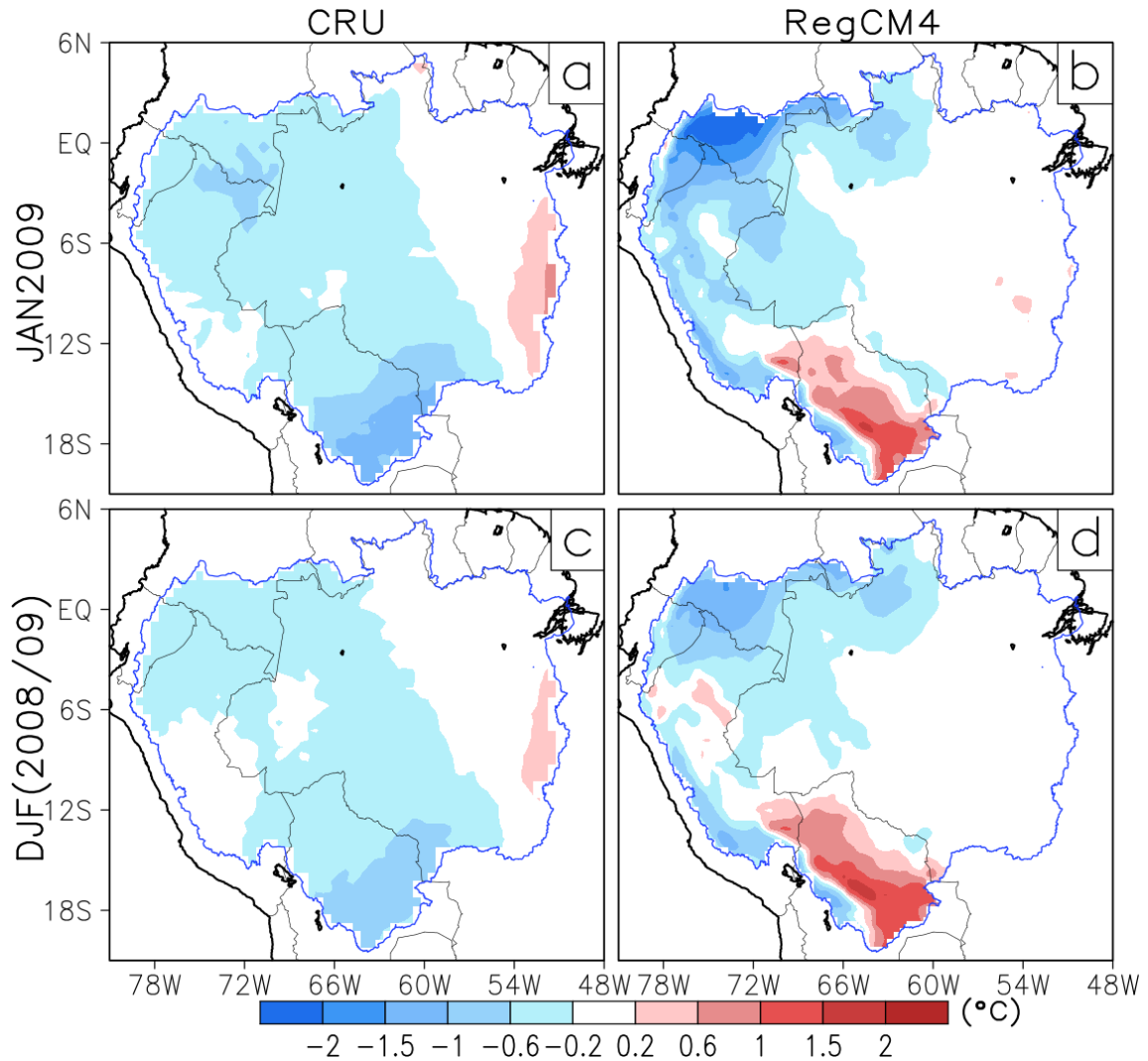
No estudo de Vale et al. (2011) foi ressaltado (de acordo com os boletins climáticos emitidos pelo INPE/CPTEC em 2009), que as condições atmosféricas foram as responsáveis pela geração da chuva intensa em grande parte da Amazônia desde outubro de 2008 até junho de 2009. Eles observaram a configuração de um evento La Niña no Pacífico Central (no final de 2008) e TSM mais altas no Atlântico Tropical Sul entre janeiro e maio de 2009. Esta configuração sobre o Atlântico manteve a ZCIT por mais tempo no sul, em relação a sua posição média climatológica.

A carência de uma adequada rede observacional de dados na Amazônia, para analisar os eventos hidrológicos, dificulta a análise e/ou estudo dos diversos eventos hidrológicos que ocorrem na Amazônia. Como apontado por Chen et al. (2010) a BA contém um sistema complexo de rios e uma extensa cobertura vegetal que dificulta seu acesso, além disso, os tipos de solo e as condições de superfície são pouco conhecidos e as observações convencionais, especialmente meteorológicas e hidrológicas in situ são limitadas.

Embora existam algumas diferenças no posicionamento e intensidade das anomalias de precipitação na simulação do RegCM4 em relação aos observados no CRU, destaca-se que o RegCM4 consegue simular bem o sinal do episódio chuvoso 2008-

09, pelo que se recomenda a utilização do RegCM4 para o estudo de eventos extremos hidro-climáticos na região da BA.

Figura 5.16 - Anomalia da T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$) em janeiro de 2009 e na média sazonal do verão 2008-2009 para os dados CRU e no RegCM4.



Fonte: Produção do autor.

5.3.2 Experimentos de Sensibilidade

5.3.2.1 Efeitos dos fatores termodinâmicos e físicos

A Figura 5.17 mostra o efeito direto dos três fatores na precipitação (%) da Bacia Amazônica durante os meses do verão 2008-09. Observa-se que o efeito direto do

fator TSM geram reduções e aumentos de precipitação que variam em torno de -30% e 30% (Figura 5.17.a1-a3). Além disso, a extensão desses efeitos são menores aos observados no caso seco de 2004-05. Os aumentos de precipitação estão na sua maioria localizados no lado oeste da bacia, enquanto a redução encontra-se na parte central e leste da Amazônia, sobretudo durante dezembro de 2008 e janeiro de 2009. Em fevereiro de 2009 os aumentos de precipitação predominam grande parte da BA (Figura 5.17.a3).

Na média por regiões, as três áreas definidas sobre a BA apresentam valores negativos em dezembro de 2008, com valores de -0,1%, -1,2% e -1,3% para as regiões SAM, CAM e NAM, respectivamente. De igual forma, em janeiro de 2009 as reduções de precipitação predominaram nas três regiões, representando -1,8% (SAM), -2,7% (CAM) e -0,5% (NAM). Em fevereiro de 2009 os aumentos de precipitação, representam um 0,4% no SAM, um 0,3% no CAM e 2,3% no NAM (Figura 5.18).

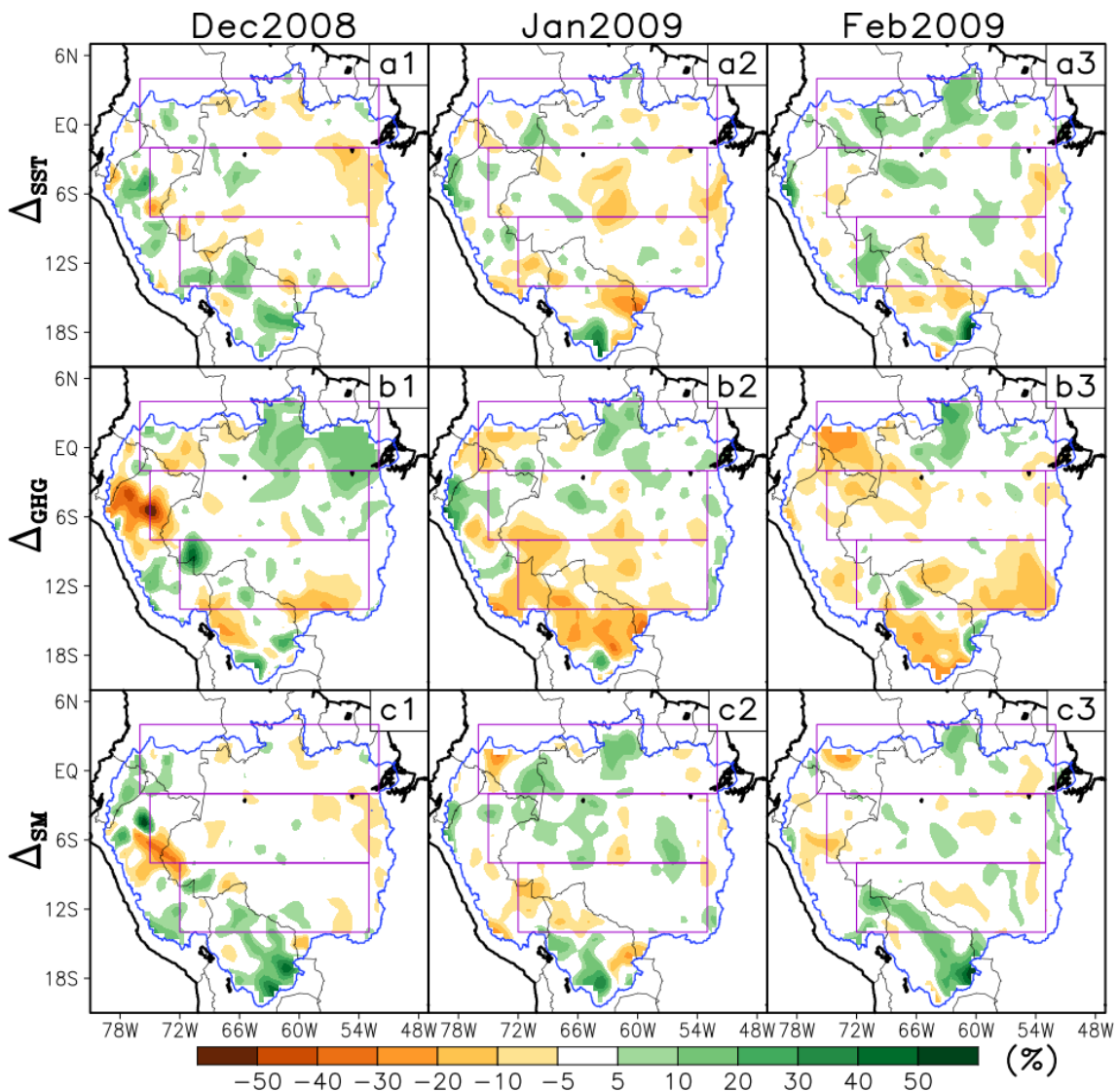
Embora o experimento eSST representa adequadamente o sinal esperado das reduções de precipitação na BA para o evento chuvoso 2008-09, a intensidade é pequena. Além disso, em fevereiro de 2009 os aumentos de precipitação são predominantes, apresentando um sinal contrário ao esperado. A pouca intensidade das reduções encontradas em dezembro de 2008 e janeiro de 2009 podem estar associadas a pouca intensidade das anomalias na TSM do Atlântico Tropical Sul (MARENGO et al., 2012).

Marengo et al. (2012) e Sena et al. (2012) mostraram que as anomalias de TSM no Atlântico Tropical Sul foram mais intensas nos meses do outono de 2009, sendo mais intensos em maio (20°S - 2°N), sendo responsável pelo deslocamento para o sul da zona de convergência intertropical. Os resultados do experimento eSST, sugerem que durante os meses de verão (2008-09) as condições de La Niña do Pacífico Central (CHEN et al., 2010) contribuíram para a ocorrência de chuvas acima do normal.

O efeito direto do fator GEE (experimento eGHG) também geram reduções e aumentos de precipitação em grande parte da BA, com valores variando entre -40% e +30% (Figura 5.17.b1-b3). Neste experimento observa-se uma maior extensão das reduções de precipitação durante janeiro e fevereiro de 2009, localizadas, principalmente, em grande parte da região sul do Amazonas (em janeiro de 2009) e nas regiões noroeste e sul da bacia (fevereiro de 2009). Em dezembro de 2008 as reduções estão estabelecidas no oeste da BA e os aumentos no nordeste da bacia

Na média por regiões, em dezembro de 2008 a região SAM apresenta uma redução

Figura 5.17 - Efeitos diretos Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} para a precipitação (%), no verão austral 2008-09.



Fonte: Produção do autor.

-0,8%, enquanto os aumentos nas regiões CAM e NAM representam 0,7% e 5,9%, respectivamente. Durante janeiro 2009, a redução no SAM é -5,9% e no CAM é -0,5%, em contrapartida o aumento no NAM é de 0,7%. Em fevereiro de 2009, as reduções predominantes na região SAM e CAM representam -4,5% e -3,2%, nessa ordem (Figura 5.18.a-c).

Os resultados do experimento eGHG mostraram que os gases de efeito estufa, têm o efeito de reduzir as taxas de precipitação. Um possível processo e/ou mecanismo de

como os GEE influenciam nas reduções de precipitação neste caso, pode estar associada à estrutura termodinâmica vertical afetada pelas reduções impostas neste experimento, em toda a coluna atmosférica, fazendo que a atmosfera apresente condições mais estáveis as quais inibem o desenvolvimento vertical dos processos de convecção.

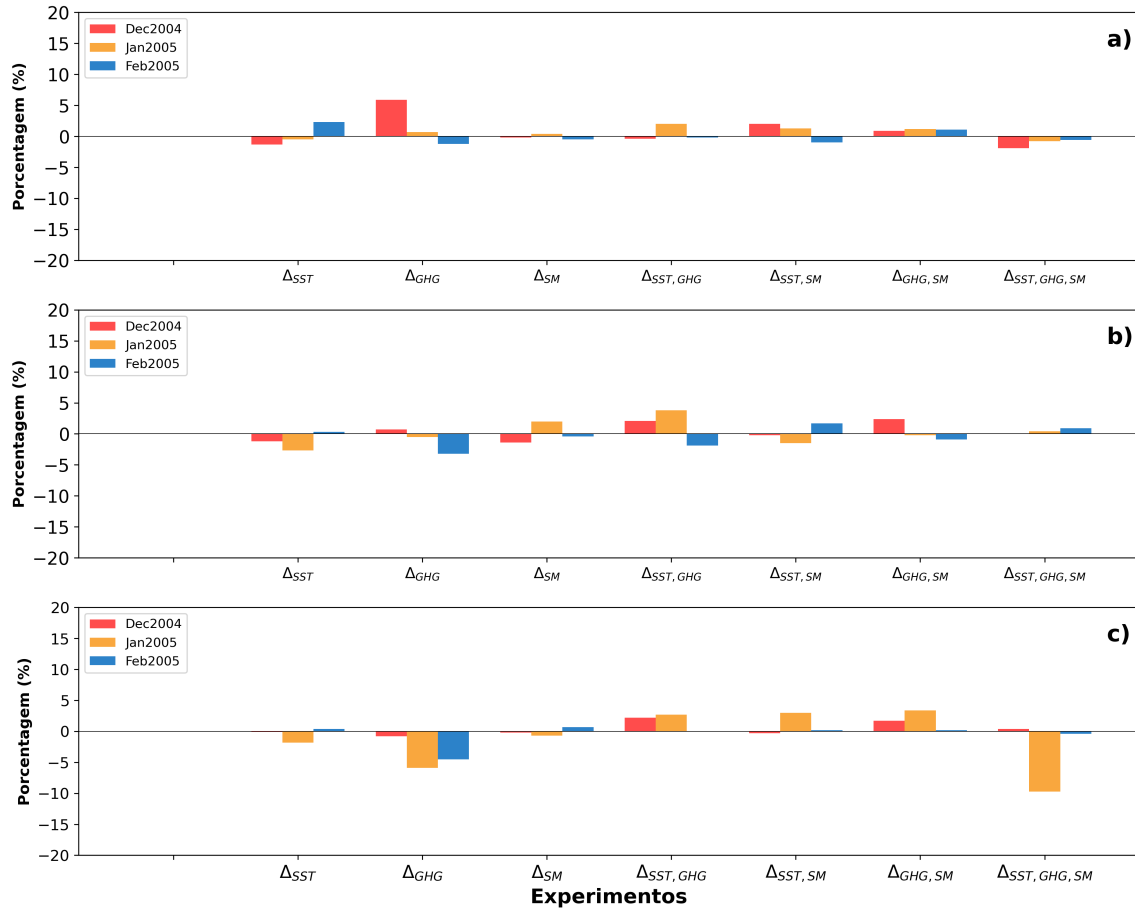
O efeito direto do fator SM (experimento eSM) também geram diminuições e aumentos de precipitação nas diferentes partes da BA, com valores que variam entre -20% e 30% (Figura 5.17.c1-c3). Nele observa-se uma predominância de aumentos de precipitação no oeste (dezembro 2008), centro e norte (janeiro de 2009) e sul (fevereiro de 2009) da BA. A extensão dos aumentos de precipitação é similar aos encontrados nos experimentos eSST e eGHG, enquanto a extensão das diminuições é bem menor aos observados no eSST e eGHG.

A média por regiões, no experimento eSM, mostra que durante dezembro de 2008 as regiões SAM, CAM e NAM apresentam reduções de -0,2%, -1,4% e -0,2%, respectivamente. Em janeiro de 2009 a região SAM apresenta reduções de -0,7%, enquanto as regiões CAM e NAM apresentam aumentos de 2,0% e 0,4%, nessa ordem. Para fevereiro de 2009 a região SAM apresenta um aumento de 0,7% e as regiões CAM e NAM apresentam reduções próximas a -0,5% (Figura 5.18).

Os resultados do eSM estão de acordo com o estudo de Collini et al. (2008), que mostraram que num período chuvoso a redução da umidade do solo contribui em reduzir as taxas de precipitação, porém sua contribuição é pouca, apresentando pequenas áreas com diminuição da precipitação. Por outro lado, os aumentos de precipitação neste experimento podem estar associados a umidade trazida pelos ventos alísios.

Como no caso da seca 2005-04, para o caso chuvoso de 2008-09 os efeitos na T_{2m} (Figura 5.19) apresentam um comportamento muito semelhante. Onde as regiões que apresentam efeitos negativos da T_{2m} estão associadas a áreas com predominância de aumentos de precipitação, enquanto que as áreas com efeitos positivos da T_{2m} correspondem as áreas com diminuições de precipitação, especialmente para os experimentos eSST e eSM. A intensidade desses efeitos é inferior a -1°C e $+1^{\circ}\text{C}$ (Figura 5.19.a1-a3 e 5.19.c1-c3). No experimento eGHG a hegemonia de valores negativos (menores a -1°C) é influenciada pelas reduções impostas na construção do experimento. No entanto, é possível observar algumas áreas com valores positivos na T_{2m} ($0,5^{\circ}\text{C}$). Os efeitos positivos no eGHG são uma resposta a evolução temporal dos processos de interação superfície-atmosfera.

Figura 5.18 - Efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} e de sinergias: $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$ para a precipitação (%), média nas regiões: a) NAM, b) CAM e c) SAM, no verão austral 2008-09.

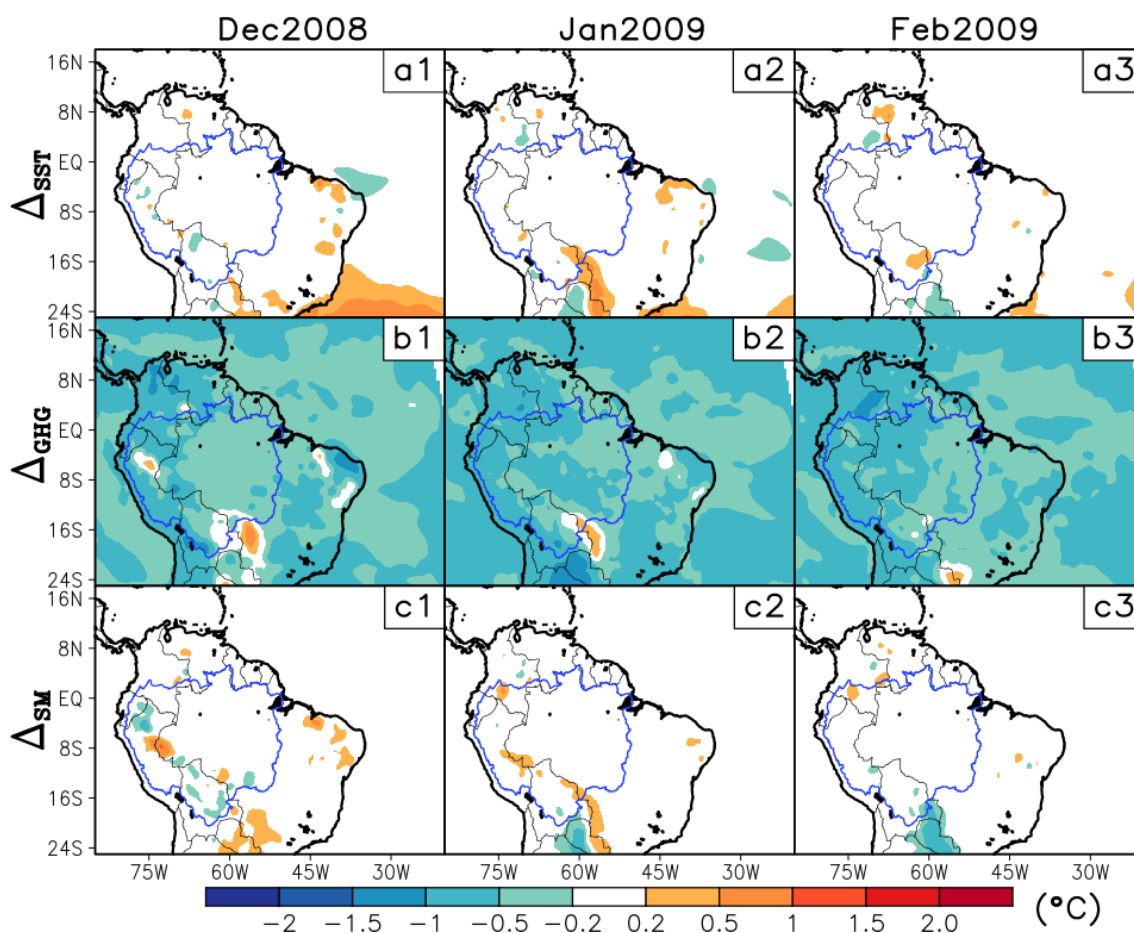


Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.20 mostra os efeitos de sinergia dos três fatores considerados na precipitação (%) para o evento chuvoso 2008-09. Para o caso do efeito combinado dos fatores SST e GHG (experimento eSSTG) observa-se um predomínio dos aumentos de precipitação durante dezembro de 2008 e janeiro de 2009. Em fevereiro de 2009 ocorre o contrário, onde maiores áreas apresentam reduções de precipitação. Nos três meses os valores dos efeitos variam entre -20% e 20% (Figura 5.20.a1-a3).

Os efeitos médios por regiões mostram que em dezembro de 2008 os aumentos de precipitação na região SAM e CAM estão em torno de 2%. No NAM a redução média é de -0,4%. Em janeiro de 2009 as três regiões apresentam valores positivos na média com valores de 2,7% (SAM), 3,8% (CAM) e 2,0% (NAM). Em fevereiro

Figura 5.19 - Idem à Figura 5.17, para a T_{2m} ($^{\circ}\text{C}$).



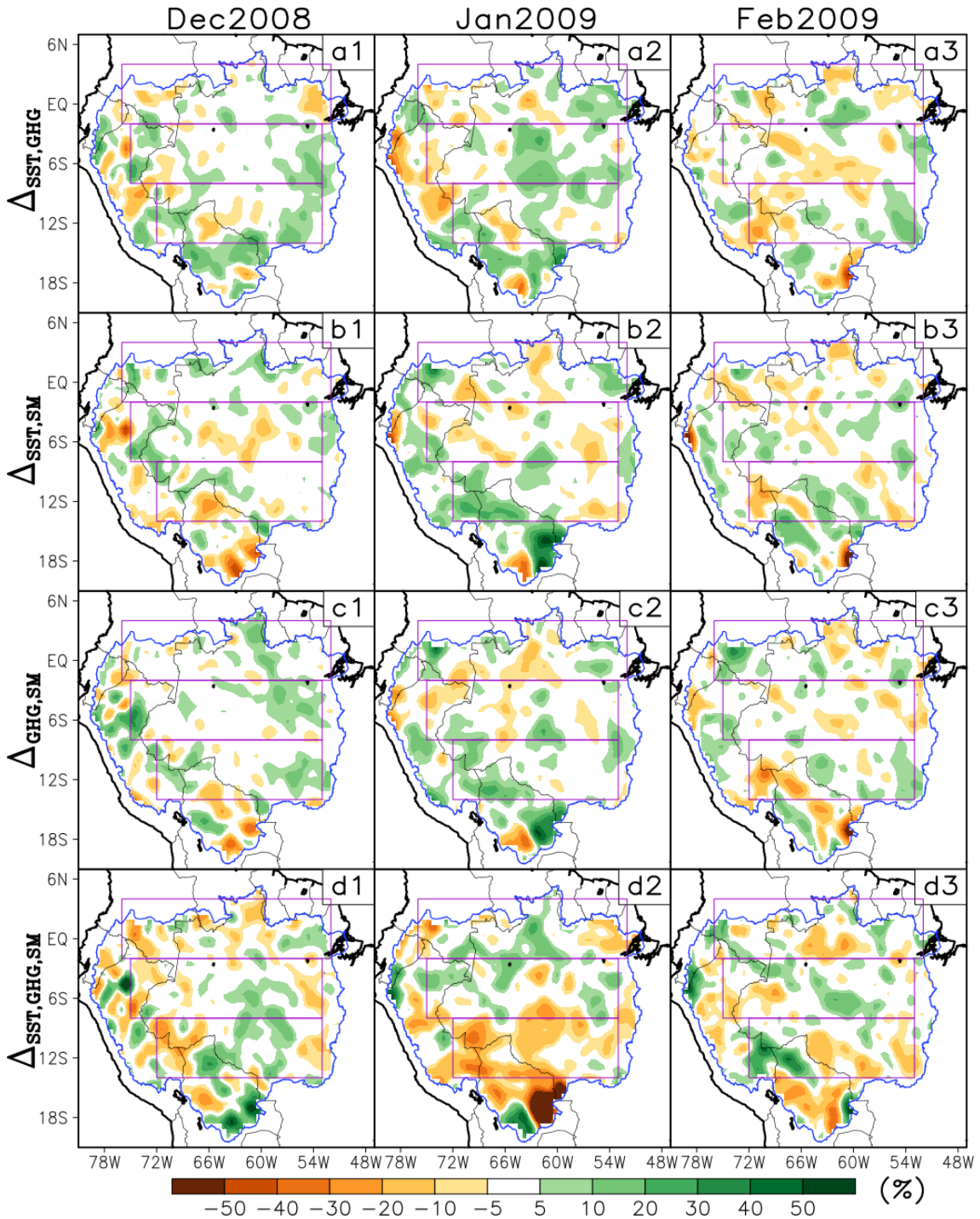
Fonte: Produção do autor.

de 2009, os efeitos são próximos a 0% nas regiões SAM e NAM, enquanto na região CAM as reduções representam -1,9% (Figura 5.18).

O efeito combinado dos fatores TSM e SM (experimento eSSTM) também mostra aumentos e reduções de precipitação nas diferentes partes de BA, com valores que variam entre -20% e 20% (Figura 5.20.b1-b3). Além disso, os efeitos não apresentam um predomínio do mesmo sinal do efeito em cada uma das regiões definidas. Porém, isso pode estar associado a evolução temporal dos diversos processos que governam a atmosfera que ainda não são bem conhecidos.

Nos efeitos médios por região tem-se que em dezembro de 2008 as regiões SAM e CAM apresentam reduções em torno de 0,3%, e a região norte apresenta um aumento de 2%. Em janeiro os aumentos de precipitação representam 3,0% no SAM

Figura 5.20 - Efeitos das sinergias $\Delta_{SST,GHG}$, $\Delta_{SST,SM}$, $\Delta_{GHG,SM}$ e $\Delta_{SST,GHG,SM}$, para a precipitação (%) no verão austral 2008-2009.



Fonte: Produção do autor.

e 1,3% no NAM, enquanto a região CAM apresenta uma redução média de -1,5%. Durante fevereiro de 2009, os aumentos médios no SAM e CAM são de 0,2% e 1,7%, respectivamente. A redução média no NAM é -1,0% (Figura 5.18).

O efeito combinado dos fatores GEE e SM (experimento eGHGM) também mostram reduções e aumentos de precipitação, que variam entre -20% e 20% durante os três meses do verão 2008-09 (Figura 5.20.c1-c3). Neste experimento, a região sul da Amazônia apresenta maiores áreas com aumentos de precipitação durante dezembro de 2008 e janeiro de 2009 (Figura 5.20.c1-c2). Em fevereiro os aumentos e reduções da precipitação estão distribuídas em toda a BA.

Na média por regiões, predominam os aumentos nas regiões SAM e NAM com valores variando entre 0,2% e 3,4% no SAM e variando entre 0,9% e 1,2% no NAM. A região CAM por sua parte apresenta aumento de 2,4% em dezembro de 2008, e reduções de -0,2% e -0,9% em janeiro e fevereiro de 2009, respectivamente (Figura 5.18). Na média por regiões, verifica-se que o efeito combinado de dois fatores geram efeitos de magnitude semelhante, variando ao longo dos três meses do verão.

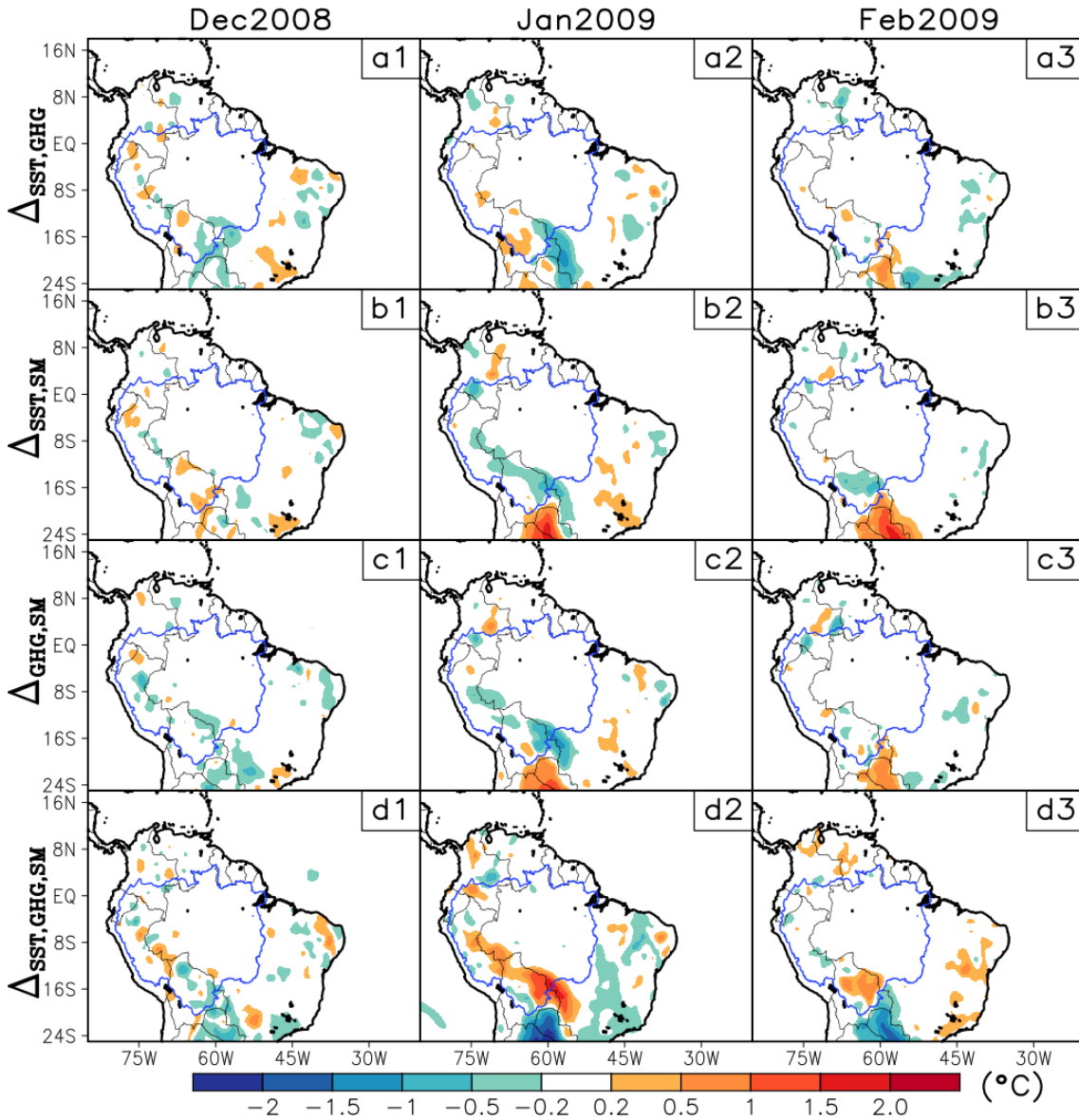
O efeito direto dos três fatores (TSM, GEE e SM) no experimento eSSTGM também apresentam reduções e aumentos de precipitação que variam entre -40% e +30% ao longo dos três meses do verão 2008-09 (Figura 5.20.d1-d3). Neste experimento, observa-se que as reduções de precipitação são predominantes na região sul da BA durante janeiro e fevereiro de 2009, onde é possível observar reduções de precipitação de até -50% no extremo sul da BA em janeiro de 2009.

O efeito médio por regiões mostra que durante dezembro de 2008 a região SAM apresenta um aumento de 0,4%, enquanto a redução na região NAM é de -1,9%. O efeito médio na região CAM é de 0%. Durante janeiro e fevereiro de 2009 as reduções na região SAM são de -9,7% e -0,4%, nessa ordem. Nos mesmos meses a região NAM também apresentam reduções de precipitação com valores de -0,8% e -0,6%, respectivamente. Por sua vez, a região CAM apresentam aumentos de precipitação de 0,4% (janeiro) e 0,9% (fevereiro) (Figura 5.18).

Os efeitos combinados na T_{2m} para o caso chuvoso de 2008-09 (Figura 5.21) apresentam efeitos parecidos aos encontrados no caso da seca de 2004-05 (Figura 5.11), onde os efeitos negativos (positivos) da T_{2m} correspondem às áreas com predomínio de aumentos (reduções) de precipitação. A intensidade dos efeitos também foram muito parecida ao caso da seca de 2005 variando entre -2°C e 2°C, porém a extensão desses efeitos são menores. A menor extensão dos efeitos na T_{2m} é devido a menor

extensão dos efeitos observados na precipitação.

Figura 5.21 - Idem à Figura 5.20, para a T_{2m} (°C).



Fonte: Produção do autor.

5.3.2.2 Papel da dinâmica atmosférica nos efeitos diretos e sinergias

A Figura 5.22 mostra a diferença da pressão ao nível do mar e os ventos em 850 hPa para cada um dos experimentos de sensibilidade menos o controle, durante os três meses do verão austral 2008-09. Para o experimento eSST (eSST menos controle

- Figura 5.22.a1-a3) verifica-se que houve pouca mudança na PNMM e nos ventos em 850 hPa. As áreas que apresentam diferenças positivas da PNMM correspondem as regiões onde a TSM do Atlântico Tropical Sul apresentaram anomalias positivas (logo da construção do experimento apresentaram valores negativos de TSM, ver Figura 5.19.a1-a3), o contrário ocorre nas áreas que apresentam diferenças negativas da PNMM. Os valores da PNMM variam entre -0,6 hPa e 0,3 hPa.

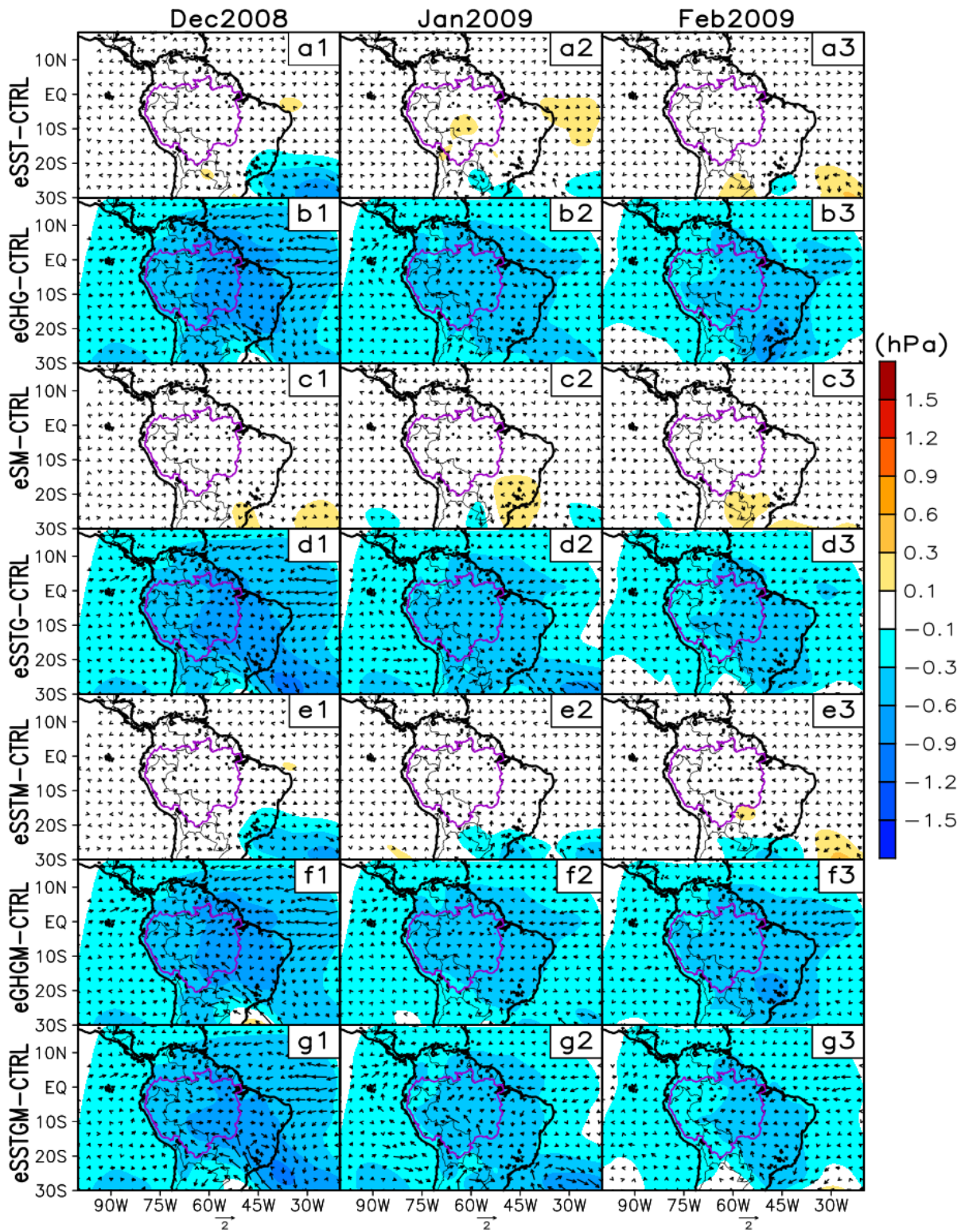
A pouca variação da PNMM e nos ventos em 850 hPa sugerem que as mudanças observadas na precipitação da BA foram influenciadas não só pela dinâmica de grande escala, mas também pela dinâmica local que foram influenciadas pelas pequenas variações na PNMM. O fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 5.23.a1-a3) mostra a escassez de umidade integrado verticalmente ao nordeste da BA em dezembro de 2008 e na parte central da BA durante janeiro de 2009. Isto pode ter contribuído para as reduções de precipitação encontradas no lado leste da BA nesses meses (Figura 5.17.a1-a2). Em janeiro 2009 a maior disponibilidade de umidade integrado na vertical (Figura 5.23.a3) contribuíram para os aumentos de precipitação observado no nordeste da BA (Figura 5.17.a3).

A diferença da PNMM e nos ventos em 850 hPa para o experimento eGHG menos CTRL (Figura 5.22.b1-b3) apresenta um comportamento semelhante aos encontrados para o caso da seca de 2004-05 (Figura 5.12.b1-b3), porém os ventos apresentando menor intensidade. A semelhança deve-se a que em ambos casos a concentração dos gases de efeito estufa foi reduzida. Mesmo apresentando similaridades na dinâmica de circulação nos baixos níveis, os efeitos produzidos na precipitação foram diferentes.

As diferenças do fluxo de umidade integrado na vertical (experimento eGHG menos CTRL) mostra uma maior disponibilidade na região oceânica do Atlântico em dezembro de 2008 (Figura 5.23.b1), de forma similar ao observado em dezembro de 2004 para o caso da seca. No entanto, em dezembro de 2008 tem-se fluxo de umidade que está sendo exportado para fora da Bacia Amazônica contribuindo para as reduções de precipitação observadas. Nos outros meses (janeiro e fevereiro de 2005) o fluxo de umidade mostra deficiências na região Amazônica e nos oceanos adjacentes, além de apresentar fluxos de umidade exportado para fora da bacia, os quais contribuem com as reduções de precipitação encontradas (Figura 5.23.b2-b3).

A similaridade encontrada na dinâmica atmosférica, entre este caso chuvoso e entre o da seca de 2004-05, sugere que as reduções (no caso chuvoso) e aumentos (no caso seco) de precipitação encontradas, estão sendo influenciadas pelas variações

Figura 5.22 - Diferença da pressão ao nível meio do mar (hPa) e o vento em 850 hPa ($m s^{-1}$) (experimento de sensibilidade menos CTRL) para os meses do verão austral 2008-09.



Fonte: Produção do autor.

na estrutura termodinâmica da atmosfera, favorecendo e/ou inibindo os processos que favorecem a convecção. Isto é reforçado pela pouca disponibilidade do fluxo de umidade no caso de 2008-09. Estudos mais detalhados, analisando a estrutura vertical da atmosfera precisam ser realizados para entender como os GEE interagem/modificam os processos de convecção em casos chuvosos e secos.

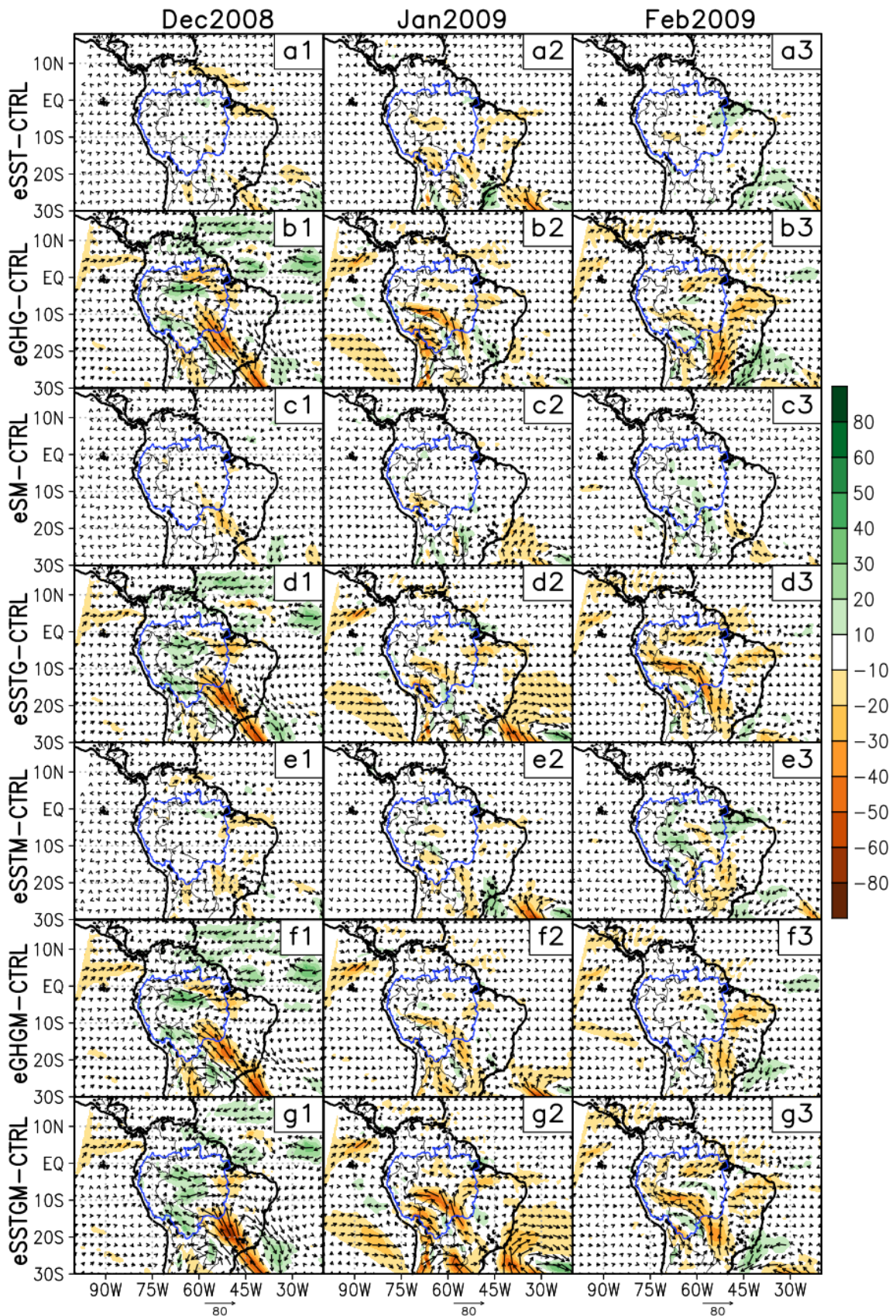
Para o caso do experimento eSM, sua diferença com o controle mostra pouca variação na PNMM e na dinâmica dos ventos em 850 hPa sobre a BA e os oceanos adjacentes (Figura 5.22.c1-c3). Esses resultados são semelhantes aos encontrados no caso da seca de 2004-05, correspondente ao mesmo fator. Isso reforça a hipótese de que a umidade do solo da bacia Amazônica tem uma influência, predominantemente local. Mas fora da bacia na sua direção sudeste, a variação encontrada na dinâmica dos ventos e na PNMM podem estar sendo influenciadas pelos alísios nessa região, que carregam o restante da umidade disponível ao atravessar grande parte da BA.

O fluxo de umidade (Figura 5.23.c1-c3) para este caso, também apresenta um comportamento semelhante ao encontrado no caso seco de 2004-05 (Figura 5.13.c1-c3). Observa-se deficiências de umidade nas partes da região sul da BA durante dezembro de 2008 e janeiro de 2009, as quais contribuem para as reduções de precipitação encontradas nessas áreas. Em fevereiro de 2009 encontra-se maior disponibilidade do fluxo de umidade no sul da BA, a qual contribui com os aumentos observados nessa região.

A diferença do experimento eSSTG menos CTRL apresenta valores negativos na PNMM na maior parte do domínio (Figura 5.22.d1-d3) com valores variando entre -0,9 e -0,1 hPa ao longo dos meses do verão 2008-09, sendo estas mudanças mais intensas na região continental de AS. As mudanças na PNMM e nos ventos em 850 hPa apresentam um comportamento semelhante ao observado na diferença do experimento eGHG menos CTRL. As semelhanças na dinâmica entre ambos os experimentos estão associados ao efeito dominante do fator GEE, já que como foi observado na Figura 5.22.a1-a3 o fator TSM produziu pouca mudança na dinâmica atmosférica.

A diferença do fluxo de umidade integrado na vertical para o experimento eSSTG (Figura 5.23.d1-d3), também apresenta um comportamento semelhante a diferença do experimento eGHG (Figura 5.23.b1-b3), sobretudo na região continental. Na região oceânica as maiores diferenças em intensidade e sinal da disponibilidade de umidade na coluna atmosférica, ocorrem em janeiro e fevereiro de 2009. Estas diferenças são as responsáveis pelos comportamentos diferenciados na precipitação

Figura 5.23 - Idem à Figura 5.22, para o fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{Kg m}^{-1}\text{g}^{-1}$).



Fonte: Produção do autor.

da BA em ambos os experimentos.

A diferença da PNMM e os ventos em 850 hPa (experimento eSSTM menos CTRL - Figura 5.22.e1-e3) apresenta comportamento semelhante ao observado no experimento eSM (Figura 5.22.c1-c3), especialmente ao norte de 15°S, enquanto ao sul de 15°S o comportamento é semelhante ao observado no experimento eSST (Figura 5.22.a1-a3). As diferenças existentes ao sul de 15°S no experimento eSSTM em comparação ao experimento eSST deve-se ao fato que nessas regiões o fator SM tem influência mais significativa, e desta forma nesses resultados nestas regiões (ao sul de 15°S) são consequência da interação dos fatores SST e SM.

Quanto ao fluxo de umidade integrado na vertical, verifica-se que em dezembro de 2008 a disponibilidade da umidade na atmosfera, no experimento eSSTM (Figura 5.23.e1) é similar ao observado no experimento eSST, contudo com algumas diferenças na sua intensidade e posicionamento. Em janeiro de 2005, sobre a região continental de AS, o fluxo de umidade (Figura 5.23.e2) apresenta um comportamento similar ao observado nos experimentos eSST e eSM. Durante fevereiro de 2005, observa-se maior disponibilidade de umidade nas partes da região central e sul da BA (Figura 5.23.e3), a qual contribui aos aumentos de precipitação encontrados nessas regiões.

Na diferença do experimento eGHGM com o CTRL (Figura 5.22.f1-f3), observa-se que a PNMM e os ventos em 850 hPa apresentam comportamentos muito parecidos aos encontrados no experimento eGHG (Figura 5.22.b1-b3), sobretudo ao norte de 20°S durante os meses do verão 2008-09. As diferenças ao sul de 20°S deve-se aos processos de interação entre os fatores GEE e SM, nesta região o fator SM tem um papel mais expressivo. O fluxo de umidade integrado verticalmente no eGHGM (Figura 5.23.f1-f3) apresenta um comportamento semelhante ao observado no experimento eGHG ao longo dos três meses do verão 2008-09, no entanto, durante janeiro e fevereiro de 2009 os fluxos de umidade apresentaram menor intensidade. Além disso, a escassez dos fluxos de umidade é predominante.

Para o caso dos três fatores (Figura 5.22.g1-g3), a diferença da PNMM e os ventos em 850 hPa apresentam variações semelhantes aos observados no experimento eGHG (Figura 5.22.b1-b3), em especial ao norte de aproximadamente 20°S. Isto porque nessas regiões os outros fatores (TSM e SM) apresentaram pouca influência nas variações da dinâmica da atmosfera. Ao sul de 20°S, também há valores negativos da PNMM influenciados pelo fator GEE, mas a intensidade e extensão das mudanças na PNMM são diferentes pela influência dos fatores TSM e SM, que apresentam

maior influência nessas áreas (Figura 5.22.a1-a3 e Figura 5.22.c1-c3).

O fluxo de umidade integrado verticalmente (Figura 5.23.g1-g3) também apresenta um comportamento semelhante ao observado no experimento eGHG (Figura 5.23.b1-b3), contudo com algumas diferenças na extensão dos seus impactos, além de apresentar menor intensidade. A predominância do comportamento do eGHG neste caso deve-se à pouca influência dos fatores TSM e SM em grande parte do domínio.

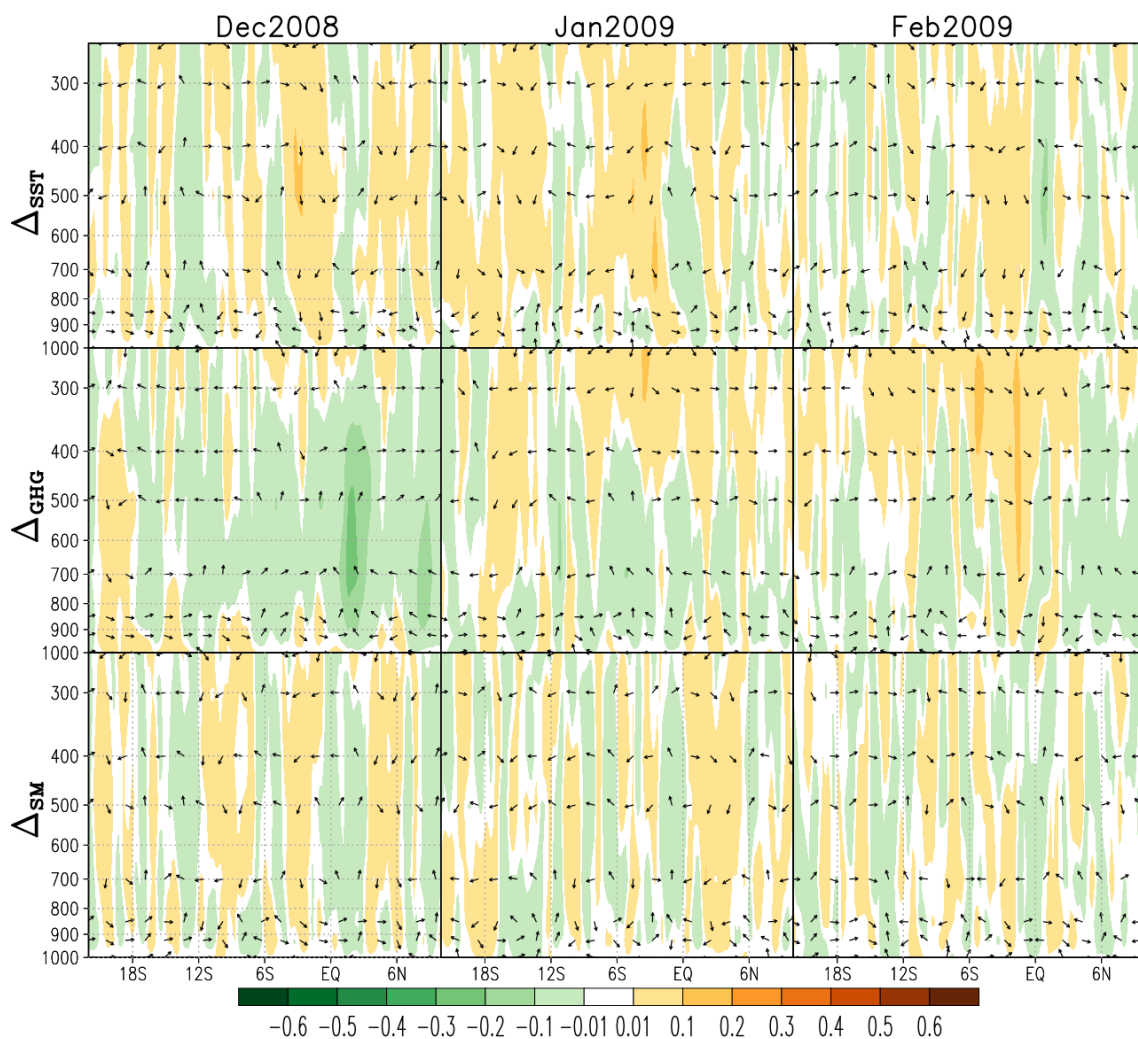
A Figura 5.24 mostra que os experimentos eSST e eSM apresentam movimentos ascendentes (descendentes) nas regiões onde predominaram aumentos (reduções) de precipitação. Porém, para o experimento eGHG verifica-se a predominância de movimentos verticais ascendentes durante dezembro de 2008, janeiro e fevereiro de 2009. A intensidade dos mesmos é maior durante dezembro de 2008, além de ser predominantemente ascendente em quase toda a coluna atmosférica, enquanto em janeiro e fevereiro de 2009 a profundidade dos movimentos ascendentes é menor. A predominância dos movimentos ascendentes no eGHG sugere que os aumentos de precipitação devem ser predominantes na BA, mas observou-se o contrário o que indica que os GEE alteram o perfil termodinâmico da atmosfera favorecendo a convecção.

5.4 Sumário

A habilidade do RegCM4 em reproduzir os eventos hídricos extremos foram avaliados no período 1982-2012. Os resultados mostraram que nas regiões da BA, NAM, CAM e SAM, o modelo conseguiu reproduzir adequadamente o sinal das anomalias positivas e negativas da precipitação e temperatura, dos principais eventos extremos ocorridos na BA. A intensidade das anomalias de precipitação e temperatura também foram muito semelhantes às mostradas pelo CRU. Da mesma forma, os limiares de 25% (seco) e 75% (chuvoso) apresentaram valores próximos aos apresentados pelo CRU nas variáveis de precipitação, no entanto, estes limiares foram melhor representados na temperatura.

Os resultados da avaliação espacial, para o caso da seca de 2004-05, mostraram que a simulação CTRL do RegCM4 conseguiu reproduzir adequadamente o sinal e posicionamento das anomalias negativas de precipitação, com valores próximos aos observados no CRU. As anomalias positivas da temperatura também foram bem representadas, porém, no CTRL os valores mais intensos foram localizadas no lado

Figura 5.24 - Seção transversal latitude-altura de ômega (hPa s^{-1} , sombreado) e vetor ômega-v ($v, w^*(-10^3) \text{ hPa s}^{-1}$) entre $78-40^\circ\text{W}$, no verão austral 2008-2009 para os efeitos diretos: Δ_{SST} , Δ_{GHG} e Δ_{SM} .



Fonte: Produção do autor.

oeste da bacia, enquanto que no CRU encontram-se no lado leste da Amazônia. Em geral, o sinal e a intensidade das anomalias de precipitação aqui apresentados, foram superiores aos mostrados por Marengo et al. (2013b), onde alguns modelos regionais utilizados mostraram até um sinal contrário das secas.

O evento chuvoso 2008-09 também foi avaliado espacialmente. Os resultados para este caso foram semelhantes aos encontrados no caso seco de 2004-05, porém a intensidade das anomalias positivas de precipitação apresentaram valores relati-

vamente menos intensas no lado leste da Amazônia. Por outro lado, encontrou-se maior extensão das anomalias negativas no lado sul da Bacia Amazônica, em comparação a extensão dessas anomalias no CRU. As anomalias negativas da temperatura foram bem representadas pelo CTRL. No entanto, as anomalias positivas localizadas no lado leste da Bacia Amazônica no CRU, foram localizadas no lado sul da bacia no CTRL.

Os experimentos de sensibilidade mostraram que dentre o efeito direto da TSM, GEE, e SM, o fator TSM teve um papel importante na seca de 2004-05 na Amazônia, em comparação com os outros dois fatores. Isso porque a TSM climatológica no oceano Atlântico Tropical Norte levou a uma redução da precipitação durante janeiro e fevereiro de 2005 no NAM, com valores de até -40%. Algumas partes do CAM e SAM apresentaram reduções em torno de -5% a -20%. Por outro lado, os aumentos de precipitação foram superiores a 50% no lado noroeste em dezembro de 2004 e janeiro de 2005. Durante fevereiro estes aumentos foram observados no sudoeste da Amazônia. A redução e o aumento da precipitação foram associados ao deslocamento do ZCIT para sua posição climatológica. Isso levou à circulação de Hadley com ramos ascendentes (descendentes) ao norte da BA (entre 0°S e 20°S), favorecendo (inibindo) a precipitação. Esta região da BA é caracterizada por ser influenciada pelo Atlântico Tropical Norte (YOON; ZENG, 2010; ESPINOZA et al., 2016).

O fator GEE também foi importante para causar a seca de 2004-05. Neste experimento as reduções da precipitação em dezembro de 2004 e janeiro de 2005 na região oeste da BA (cerca de -40%) foram maiores que os aumentos (inferior a 30%) no centro e sul da bacia nos três meses. Isso está de acordo com os relatórios do IPCC que apontam que a influência dos GEE podem modificar o ciclo hidrológico com o aumento e a redução da precipitação (IPCC, 2007; IPCC, 2014). O aumento da precipitação está associado à maior quantidade de radiação solar que atinge a superfície (devido à diminuição da concentração de GEE) que causa um maior aquecimento da superfície terrestre e evapotranspiração, proporcionando um maior aporte de umidade à atmosfera e, conseqüentemente, aumentando a precipitação. O efeito do fator SM foi menor do que os fatores SST e GEE.

O efeito direto da maior SM na AB foi causar um aumento da precipitação em dezembro de 2004 e janeiro de 2005, enquanto que em fevereiro ocorreu uma diminuição da precipitação na grande porção da AB. A redução da precipitação em fevereiro de 2005 no centro da AB (cerca de -3,5%) foi semelhante ao aumento na BA sul (inferior a + 4%). Isso porque a maior umidade do solo na BA foi utilizada no

mês inicial de integração do modelo, decaindo ao longo dos meses subsequentes.

Os experimentos dos efeitos combinados (eSSTG, eSSTM e eGHGM) não mostraram um padrão claro de distribuição de aumento e redução da precipitação, no entanto a redução da precipitação foi dominante em dezembro de 2004 e janeiro de 2005. Por outro lado, o experimento eSSTGM mostrou que a sinergia entre os três fatores causou a redução da precipitação superior a -40% em algumas áreas da BA, enquanto em outras áreas, aumentos superiores a + 50% foram encontrados.

No caso do evento chuvoso, dentre os três fatores considerados o fator GEE foi o mais importante levando a reduções de precipitação em torno de -30%, sobretudo nas regiões do norte e sul da BA. Um possível mecanismo de como os GEE influenciam nas reduções de precipitação, pode estar associado à estrutura termodinâmica vertical que afetada pelas reduções nas concentrações, fazendo que a atmosfera apresente condições mais estáveis, as quais inibem o desenvolvimento vertical dos processos de convecção. A contribuição dos outros fatores diretos (TSM e SM) foram menores, além de apresentar pequenas extensões de aumentos e reduções de precipitação na região da BA.

No caso dos efeitos combinados de dois fatores (eSSTG, eSSTM e eGHGM) houve um predomínio de áreas com aumentos de precipitação, com valores variando entre 5% e 40%. A extensão das áreas com as reduções de precipitação foram semelhantes aos encontrados nos experimentos eSST e eSM. Para o efeito combinado de três fatores (SST, GHG e SM) o experimento mostrou um predomínio de reduções de precipitação nas regiões CAM e SAM durante janeiro e fevereiro de 2005, indicando que a sinergia dos três fatores é relevante para a ocorrência do episódio chuvoso 2008-09.

Para o caso seco e chuvoso estudados neste trabalho, observou-se que os movimentos ascendentes (descendentes) prevaleceram nas regiões onde ocorreram aumentos (diminuições) de precipitação. A disponibilidade do fluxo de umidade na atmosfera também contribuem aos aumentos e reduções de precipitação observados nos diferentes experimentos de sensibilidade realizados.

6 CONCLUSÕES

Neste trabalho, o modelo climático regional RegCM4 foi utilizado para avaliar a importância de três fatores físicos na ocorrência de dois extremos hidro-climáticos sobre a região da BA, através de experimentos numéricos de sensibilidade usando a metodologia de separação de fatores, proposto por [Stein e Alpert \(1993\)](#). Para isso, foram selecionados o evento seco ocorrido em 2004-05 e o evento chuvoso ocorrido em 2008-09. Na construção dos experimentos foram considerados como fatores a TSM, os GEE e a SM da Bacia Amazônica.

Em geral, a climatologia (1982-2012) das variáveis associadas à dinâmica da circulação atmosférica, balanço radiativo à superfície e do ciclo hidrológico mostraram bom desempenho. O RegCM4 é capaz de reproduzir adequadamente a distribuição espacial e temporal dos padrões dominantes da circulação atmosférica que atuam na AS, nos baixos e altos níveis em cada uma das quatro estações.

A variáveis associadas ao balanço radiativo à superfície no RegCM4 apresentaram melhor desempenho sobre a região continental que na região oceânica. A cobertura de nuvens sobre a região oceânica foram subestimadas pelo RegCM4, isto pode estar associado as limitações do RegCM4 em representar as nuvens baixas que são dominantes nas regiões oceânicas ([BOUCHER et al., 2013](#)). A radiação de onda longa e curta à superfície apresentaram menores vieses positivos/negativos em comparação a sua versão anterior (RegCM3). A precipitação também foi bem representada pelo RegCM4, observando-se a migração sazonal da ZCIT ao longo das quatro estações e a presença do ZCAS no verão austral, mesmo apresentando vieses em algumas regiões de AS.

Os resultados das anomalias negativas e positivas mostraram que o RegCM4 teve bom desempenho em simular os eventos extremos hídricos no período 1982-2012, apresentando o sinal das anomalias de precipitação semelhante ao observado no CRU, com o maior ou menor desempenho nas regiões NAM, CAM, SAM e BA. O comportamento das anomalias da temperatura foi superior aos encontrados na precipitação. Os limiares do percentil de 25% (seco) e de 75% (chuvoso) para as anomalias de precipitação também mostraram bom desempenho, apresentando valores semelhantes aos mostrados pelo CRU.

A habilidade do RegCM4 em simular o evento extremo seco de 2004-05 e chuvoso de 2008-09 também foi avaliada. Em ambos os casos, o RegCM4 foi capaz de reproduzir o sinal negativo (positivo) e o posicionamento das anomalias de precipitação

para o evento seco (chuvoso) observadas no CRU. As anomalias da T_{2m} também foram corretamente representadas pelo RegCM4 para ambos os casos. Os resultados aqui apresentados para o caso da seca de 2004-05, foram melhores aos apresentados por [Marengo et al. \(2013b\)](#), que usou uma versão anterior do RegCM (RegCM3), e outros RCMs usados no CLARIS-LPB. Levando em consideração que existem poucos estudos dedicados à simulação de eventos extremos hidrológicos na região tropical da América do Sul ([MARENGO et al., 2013b](#); [DUFFY et al., 2015](#); [DERECZYNSKI et al., 2020](#)), os resultados do presente trabalho reforçam a utilidade do RegCM4 para realizar experimentos numéricos com esta finalidade.

Os resultados para os experimentos de sensibilidade da seca 2004-05, mostraram que dentre os três fatores considerados, os fatores TSM (experimento eSST) e GEE (experimento eGHG) foram os predominantes, dos quais o fator TSM é o mais importante contribuindo com aumentos de precipitação superiores a 50%, enquanto a contribuição do fator GEE é ao redor de 30%. Isto mostra que efetivamente o fator TSM (TSM do Atlântico Norte) foi o principal fator que favoreceu a ocorrência do episódio seco ocorrido em 2004-05. Reduções de precipitação também foram encontradas para ambos fatores termodinâmicos, porém apresentaram menor extensão na maioria dos meses analisados. Ademais, encontrou-se que a sinergia dos três fatores (experimento eSSTGM) é muito importante nas regiões do centro e sul da BA, onde foram encontrados efeitos na precipitação de magnitude semelhante aos encontrados no experimento eSST.

O efeito direto do fator SM (experimento eSM) produziram aumentos de precipitação de menor extensão aos observados nos experimentos eSST e eGHG, sobretudo nos dois primeiros meses (dezembro de 2004 e janeiro de 2005). Em fevereiro as reduções foram mais predominantes. Isto mostra que uma maior disponibilidade de umidade no solo na BA ajuda a reduzir o impacto das secas durante os primeiros meses, concordando com os resultados de [Saini et al. \(2016\)](#). Mesmo em períodos de seca, os ventos alísios transportam umidade do Oceano Atlântico Tropical para o interior da BA ([MARENGO et al., 2008](#); [MARENGO; ESPINOZA, 2016](#)), e isso pode ter contribuído para o aumento da precipitação.

No que diz respeito ao efeito de sinergia de dois (eSSTG, eSSTM e eGHGM) e três (eSSTGM) fatores, encontrou-se que, o efeito combinado de dois fatores produzem aumentos e reduções de precipitação nas diversas partes da BA com valores variando entre -40% e 40%, apesar disso, nestes experimentos não foi observado um padrão definido nos aumentos e reduções de precipitação, mas mesmo assim, as re-

duções de precipitação predominaram em dezembro de 2004 e janeiro de 2005 nos experimentos eSSTG, eSSTM e eGHGM, enquanto em fevereiro de 2005 um comportamento oposto é observado. No efeito combinado de três fatores, aumentos de precipitação predominaram durante dezembro de 2004 e janeiro de 2005, em fevereiro de 2005 as reduções prevaleceram. Neste experimento, os aumentos de precipitação superior a 50% estão localizadas no sudoeste da BA. Em todos os experimentos de sensibilidade, o sinal positivo nos efeitos de T_{2m} foram predominantes nas regiões onde reduções de precipitação prevaleceram; o sinal contrário foi observado em regiões com aumentos de precipitação.

Os resultados nos experimentos de sensibilidade, para o evento chuvoso de 2008-09, mostraram que dos três fatores o efeito direto do fator GEE foi o mais importante, apresentando reduções de precipitação com grandes extensões na BA com valores de até -30%. No entanto, o efeito do fator TSM também mostraram reduções superiores a -20%, porém a extensão das reduções é menor aos encontrados no experimento eGHG, isto indica a TSM teve pouca contribuição na ocorrência do evento chuvoso. O efeito do fator SM, também contribui nas reduções de precipitação, mas seu aporte é bem menor.

Nos efeitos de sinergia, para a combinação de dois fatores, observou-se reduções (ao redor de -20%) de precipitação de extensão semelhante aos observados no experimento eSST, mas não apresentaram um padrão definido. Por outro lado, nestes experimentos a extensão dos aumentos de precipitação são maiores aos das reduções, além de apresentar valores ao redor de 30%. O efeito combinado dos três fatores (experimento eSSTGM) apresentaram reduções de precipitação de até -30%, mas com extensão semelhante aos observados no experimento eGHG, no entanto, os aumentos de precipitação apresentaram extensões mais ampla que os observados nos outros experimentos. Isto indica que no caso chuvoso de 2008-09 estudado no presente trabalho, a sinergia dos três fatores é importante junto ao fator GEE.

Para este caso, em todos os experimentos de sensibilidade (efeitos diretos e combinados) a T_{2m} apresentou um comportamento similar aos encontrados no caso da seca de 2004-05. Isto é valores positivos nos efeitos da T_{2m} em regiões onde ocorreram reduções de precipitação, e o contrário ocorreu em regiões onde prevalecem os aumentos de precipitação. O padrão dinâmico observado nos efeitos combinados (com exceção ao efeito combinado dos fatores TSM e SM) foi, predominantemente, influenciado pelo fator GEE, encontrando-se distribuições semelhantes nos campos dos ventos em 850 hPa, pressão ao nível médio do mar e no fluxo de umidade inte-

grado na vertical.

Em resumo, os fatores diretos TSM e GEE, e a sinergia entre os três fatores (TSM, GEE e SM) tiveram um papel crucial na seca de 2004-05 ocorrida na BA. Além disso, foi sugerido que as condições de solo mais úmidas podem reduzir a intensidade dos eventos de seca. Por outro lado, o fator direto GEE e a sinergia dos três fatores (TSM, GEE e SM) foram importantes para a ocorrência do evento chuvoso de 2008-09 na BA. Para ambos os casos, os resultados são influenciados pela evolução temporal da dinâmica atmosférica ao longo dos três meses analisados. Também, a interação dos processos não lineares ainda são desconhecidas, pelo que mais estudos deste tipo precisam ser realizados para entender melhor quais são os mecanismos que dominam na interação entre dois ou mais fatores.

Evidentemente, os resultados aqui apresentados podem estar sendo influenciadas pela performance (esquemas/configurações utilizados) do modelo RegCM4, pelo que se recomenda a utilização de outros modelos regionais para realizar estudos semelhantes. Também, a utilização da reanálise como fronteira pode não ser a melhor escolha para os experimentos que levaram em consideração o fator TSM, devido as mudanças feitas na TSM da reanálise não alteram/modificam os padrões da dinâmica atmosférica existentes porque estas foram prescritas na sua construção. Para isso, sugere-se a utilização de modelos globais.

6.1 Trabalhos futuros

Com o intuito de melhorar os resultados aqui apresentados, para trabalhos futuros, recomenda-se:

- 1) Usar um domínio maior ao CORDEX (sobre tudo para estudos focados nas regiões tropicais), principalmente, devido a algumas deficiências na representação dos processos de retroalimentação de grande escala entre os oceanos e o continente de AS (teleconexões) os quais não são adequadamente representados (ERFANIAN; WANG, 2018);
- 2) Realizar estudos semelhantes para outros eventos extremos (secos ou chuvosos) que já ocorreram na BA. Isto com o intuito de comparar e identificar o papel dos fatores aqui considerados;
- 3) Utilizar outros modelos regionais e globais para comparar e avaliar os resultados aqui apresentados;

- 4) Empregar outras metodologias para gerar as simulações por conjunto, para assim verificar se a metodologia de O'Brien et al. (2011) usada no presente estudo elimina adequadamente os sinais produzidos pela variabilidade interna própria do modelo, nas regiões tropicais;
- 5) Utilizar esquemas de superfície mais sofisticados para representar melhor os processos de interação solo-atmosfera que são muito importantes na BA;
- 6) Analisar o perfil vertical dos processos termodinâmicos para identificar o papel dos GEE nos processos de convecção nos casos secos e chuvosos;
- 7) Mais estudos desse tipo precisam ser realizados para entender melhor os processos de interação não lineares da atmosfera.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R.; DIAS, M. A. S.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 1, p. 36–44, 2011. 10

ALPERT, P.; KRICHAK, S.; KRISHNAMURTI, T.; STEIN, U.; TSIDULKO, M. The relative roles of lateral boundaries, initial conditions, and topography in mesoscale simulations of lee cyclogenesis. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, n. 7, p. 1091–1099, 1996. 37

ALPERT, P.; SHOLOKHMAN, T. **Factor separation in the atmosphere: applications and future prospects**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2011. 3, 20, 23

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. 63

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B. de; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAS, H. F.; BRADLEY, R. S. (Ed.). **The Hadley circulation: present, past and future**. [S.l.: s.n.], 2004. p. 203–235. 82

ANDRADE, K. M.; CAVALCANTI, I. F. d. A. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 29 ago.- 03 set. 2004, Fortaleza. **Anais...** [S.l.]: SBMET, 2004. 51, 63

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. 12, 43

ASHOURI, H.; HSU, K.-L.; SOROOSHIAN, S.; BRAITHWAITE, D. K.; KNAPP, K. R.; CECIL, L. D.; NELSON, B. R.; PRAT, O. P. PERSIANN-CDR: daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 1, p. 69–83, 2015. 26

BANHOLZER, S.; KOSSIN, J.; DONNER, S. The impact of climate change on natural disasters. In: SINGH, A.; ZOMMERS, Z. (Ed.). **Reducing disaster: Early warning systems for climate change**. [S.l.]: Springer, 2014. p. 21–49. 2

BERRISFORD, P.; DEE, D.; POLI, P.; BRUGGE, R.; FIELDING, M.; FUENTES, M.; KÅLLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; UPPALA, S.; SIMMONS, A. **The ERA-Interim archive Version 2.0**. Shinfield Park, Reading, November 2011. 23 p. 25

BISCARO, T. S.; MACHADO, L. A.; GIANGRANDE, S. E.; JENSEN, M. P. What drives daily precipitation over the central Amazon? differences observed between wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 21, n. 9, p. 6735–6754, 2021. 94

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. 10

BLÁZQUEZ, J.; SILVINA, A. S. Multiscale precipitation variability and extremes over South America: analysis of future changes from a set of CORDEX regional climate model simulations. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 7, p. 2089–2106, 2020. 2, 3

BOUCHER, O.; RANDALL, D.; ARTAXO, P.; BRETHERTON, C.; FEINGOLD, G.; FORSTER, P.; KERMINEN, V.-M.; KONDO, Y.; LIAO, H.; LOHMANN, U. et al. Clouds and aerosols. In: **Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2013. p. 571–657. 54, 123

CAI, W.; MCPHADEN, M. J.; GRIMM, A. M.; RODRIGUES, R. R.; TASCHETTO, A. S.; GARREAUD, R. D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.-G.; SANTOSO, A.; NG, B.; ANDERSON, W.; WANG, G.; GENG, T.; JO, H.-S.; MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; OSMAN, M.; LI, S.; WU, L.; KARAMPERIDOU, C.; TAKAHASHI, K.; VERA, C. Climate impacts of the El Niño–Southern oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p. 215–231, 2020. 72

CARDOZO, A. B.; CUSTÓDIO, I. S.; REBOITA, M. S.; GARCIA, S. R. Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o modo anular sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 17, 2015. 51, 63

CARVALHO, A. M. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. 109 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1989. 10

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004. 9, 65

CHEN, J. L.; WILSON, C. R.; TAPLEY, B. D. The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE. **Water Resources Research**, v. 46, n. 12, 2010. 103, 105

CHEN, T.-C. Global water vapor flux and maintenance during FGGE. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 10, p. 1801–1819, 1985. 11

CHIACCHIO, M.; SOLMON, F.; GIORGI, F.; JR, P. S.; WILD, M. Evaluation of the radiation budget with a regional climate model over Europe and inspection of dimming and brightening. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 5, p. 1951–1971, 2015. 69

CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; MARENGO, J. A. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, v. 3, n. 05, p. 512, 2014. 58

CHOU, S. C.; LYRA, A.; MOURÃO, C.; DERECZYNSKI, C.; PILOTTO, I.; GOMES, J.; BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P.; SILVA, A.; RODRIGUES, D.; CAMPOS, D.; CHAGAS, D.; SUEIRO, G.; SIQUEIRA, G.; NOBRE, P.; MARENGO, J. Evaluation of the eta simulations nested in three global climate models. **American Journal of Climate Change**, v. 3, n. 05, p. 438, 2014b. 63

CHOU, S. C.; MARENGO, J. A.; LYRA, A. A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J. F.; ALVES, L. M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D. J.; GOMES, J. L.; BUSTAMANTE, J. F.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 3-4, p. 635–653, 2012. 63

COE, M. T.; MACEDO, M. N.; BRANDO, P. M.; LEFEBVRE, P.; PANDAY, P.; SILVÉRIO, D. The hydrology and energy balance of the Amazon basin. In:

NAGY, L.; FORSBERG, B. R.; ARTAXO, P. (Ed.). **Interactions between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon Basin**. [S.l.]: Springer, 2016. p. 35–53. 7, 9

COELHO, C. A.; CAVALCANTI, I. A.; COSTA, S. M.; FREITAS, S. R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; SANTOS, A. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; PEZZA, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237–255, 2012. 77

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 10

COLLINI, E. A.; BERBERY, E. H.; BARROS, V. R.; PYLE, M. E. How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, n. 2, p. 195–213, 2008. 14, 107

COX, P. M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; JONES, C. D.; JUPP, T. E.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, n. 7192, p. 212–215, 2008. 102

CULF, A.; ESTEVES, J.; MARQUES-FILHO, A. O.; ROCHA, H. d. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. **Amazonian Deforestation and Climate**, v. 175, 1996. 11

da ROCHA, R. P.; CUADRA, S. V.; REBOITA, M. S.; KRUGER, L. F.; AMBRIZZI, T.; KRUSCHE, N. Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America. **Climate Research**, v. 52, p. 253–265, 2012. xvii, 28, 29, 63

de ALMEIDA, V. A.; MARTON, E.; NUNES, A. Assessing the ability of three global reanalysis products to reproduce South American monsoon precipitation. **Atmósfera**, v. 31, n. 1, p. 1–10, 2018. 26

de JESUS, E. M.; ROCHA, R. P. da; REBOITA, M. S.; LLOPART, M.; DUTRA, L. M. M.; REMEDIO, A. R. C. Contribution of cold fronts to seasonal rainfall in simulations over the southern La Plata Basin. **Climate Research**, v. 68, n. 2-3, p. 243–255, 2016. 63

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; Van de BERG, L.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HóLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KåLLBERG, P.; KöHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J. J.; PARK, B. K.; PEUBEY, C.; de ROSNAY, P.; TAVOLATO, C.; THéPAUT, J. N.; F, V. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system.

Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. [25](#)

DERECZYNSKI, C.; CHOU, S. C.; LYRA, A.; SONDERMANN, M.; REGOTO, P.; TAVARES, P.; CHAGAS, D.; GOMES, J. L.; RODRIGUES, D. C.; SKANSI, M. de los M. Downscaling of climate extremes over South America–Part I: model evaluation in the reference climate. **Weather and Climate Extremes**, v. 29, p. 100273, 2020. [124](#)

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J. **Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model**. [S.l.]: National Center Atmospheric Research, 1993. [29](#), [56](#)

DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. 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, n. 7, p. 2577, 2014. [8](#), [12](#)

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A lagrangian identification of major sources of moisture over central Brazil and la Plata Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D14, 2008. [43](#), [66](#)

DUFFY, P. B.; BRANDO, P.; ASNER, G. P.; FIELD, C. B. Projections of future meteorological drought and wet periods in the Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 112, n. 43, p. 13172–13177, 2015. [2](#), [124](#)

DURAN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M.; GIMENO, L.; NIETO, R. The role of the tropics in the global water cycle: precipitation and moisture transport in tropical America. **Earth Observation and Water Cycle Science**, v. 674, p. 34, 2009. [43](#), [66](#)

- ELTAHIR, E. A. A soil moisture–rainfall feedback mechanism: 1. theory and observations. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 765–776, 1998. 12
- EMANUEL, K. A.; ŽIVKOVIĆ-ROTHMAN, M. Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 11, p. 1766–1782, 1999. 29
- ERFANIAN, A.; WANG, G. Explicitly accounting for the role of remote oceans in regional climate modeling of South America. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 10, n. 10, p. 2408–2426, 2018. 47, 62, 63, 69, 70, 126
- ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. 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. 16, 17
- ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; FRAPPART, F.; LAVADO, W.; SANTINI, W.; GUYOT, J. L. The major floods in the Amazonas river and tributaries (western Amazon basin) during the 1970–2012 period: a focus on the 2012 flood. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 1000–1008, 2013. 17
- ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E. D.; POMBOSA, R.; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 11, p. 1574–1594, 2009. 1, 7, 8, 9
- ESPINOZA, J. C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. L.; JUNQUAS, C.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W.; DRAPEAU, G.; POMBOSA, R. Climate variability and extreme drought in the upper solimões river (western amazon basin): Understanding the exceptional 2010 drought. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 13, 2011. 16
- ESPINOZA, J. C.; SEGURA, H.; RONCHAIL, J.; DRAPEAU, G.; GUTIERREZ-CORI, O. Evolution of wet-day and dry-day frequency in the western Amazon basin: relationship with atmospheric circulation and impacts on vegetation. **Water Resources Research**, v. 52, n. 11, p. 8546–8560, 2016. 81, 120
- FAHAD, A. A.; BURLS, N. J.; SWENSON, E. T.; STRAUS, D. M. The influence of south pacific convergence zone heating on the south pacific subtropical anticyclone. **Journal of Climate**, v. 34, n. 10, p. 3787–3798, 2021. 46

FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. part i: mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 86, n. 1-4, p. 247–260, 2006. 49

FIELD, C. B.; BARROS, V.; STOCKER, T. F.; DAHE, Q. **Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation: special report of the intergovernmental panel on climate change**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012. 1, 14, 15

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36–45, 1990. 8

FILIZOLA, N.; LATRUBESSE, E. M.; FRAIZY, P.; SOUZA, R.; GUIMARÃES, V.; GUYOT, J.-L. Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? **Geomorphology**, v. 215, p. 99 – 105, 2014. ISSN 0169-555X. 17

FRANCHITO, S. H.; FERNANDEZ, J. P. R.; PAREJA, D. Surrogate climate change scenario and projections with a regional climate model: impact on the aridity in South America. **American Journal of Climate Change**, v. 3, n. 5, p. 474–489, 2014. 34

FUNATSU, B. M.; ROUX, R. L.; ARVOR, D.; ESPINOZA, J. C.; CLAUD, C.; RONCHAIL, J.; MICHOT, V.; DUBREUIL, V. Assessing precipitation extremes (1981–2018) and deep convective activity (2002–2018) in the Amazon region with CHIRPS and AMSU data. **Climate Dynamics**, p. 1–23, 2021. 8

GARCIA, B. N.; LIBONATI, R.; NUNES, A. Extreme drought events over the Amazon basin: the perspective from the reconstruction of South American hydroclimate. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1594, 2018. 1

GARREAUD, R. D.; CHRISTIE, D.; BARICHIVIH, J.; MALDONADO, A. The climate and weather of the west coast of subtropical South America. In: **International Conference on Fog collection and Dew**. [S.l.: s.n.], 2007. 54

GARSTANG, M.; Massie Junior, H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. part I: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608–622, 1994. 10

GIORGI, F.; COPPOLA, E.; SOLMON, F.; MARIOTTI, L.; SYLLA, M.; BI, X.; ELGUINDI, N.; DIRO, G.; NAIR, V.; GIULIANI, G.; TURUNCOGLU, U. U.;

COZZINI, S.; GÜTTLER, I.; O'BRIEN, T. A.; TAWFIK, A. B.; SHALABY, A.; ZAKEY, A. S.; STEINER, A. L.; STORDAL, F.; SLOAN, L. C.; BRANKOVIC, C. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, v. 52, p. 7–29, 2012. 28

GIORGI, F.; GUTOWSKI, J. W. J. Regional dynamical downscaling and the cordex initiative. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 40, p. 467–490, 2015. 31, 67

GIORGI, F.; JONES, C.; ASRAR, G. R. Addressing climate information needs at the regional level: the cordex framework. **World Meteorological Organization (WMO) Bulletin**, v. 58, n. 3, p. 175, 2009. 31

GLOOR, M.; BRIENEN, R. J.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T.; SCHÖNGART, J.; GUYOT, J.-L.; ESPINOZA, J.; LLOYD, J.; PHILLIPS, O. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 9, p. 1729–1733, 2013. 19

GOMEZ, J. J.; RAIBLE, C.; DIERER, S. Sensitivity of the WRF model to PBL parametrisations and nesting techniques: evaluation of wind storms over complex terrain. **Geoscientific model development (GMD)**, v. 8, n. 10, p. 3349–3363, 2015. 44

GOOD, P.; LOWE, J. A.; COLLINS, M.; MOUFOUMA-OKIA, W. An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1761–1766, 2008. 1

GRANT, L. D.; HEEVER, S. C. van den. Aerosol-cloud-land surface interactions within tropical sea breeze convection. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 13, p. 8340–8361, 2014. 3, 20

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, 1993. 28, 29

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. **A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)**. [S.l.]: National Center for Atmospheric Research, 1994. 28

- GREVE, P.; SENEVIRATNE, S. I. Assessment of future changes in water availability and aridity. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 13, p. 5493–5499, 2015. 63
- HARPER, A. B.; DENNING, A. S.; BAKER, I. T.; BRANSON, M. D.; PRIHODKO, L.; RANDALL, D. A. Role of deep soil moisture in modulating climate in the Amazon rainforest. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 5, 2010. 14, 85, 86
- HARRIS, I.; JONES, P. D.; OSBORN, T. J.; LISTER, D. H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3.10 dataset. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 3, p. 623–642, 2014. 26, 29
- HARRIS, I.; OSBORN, T. J.; JONES, P.; LISTER, D. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. **Scientific Data**, v. 7, n. 1, p. 1–18, 2020. 26
- HEEVER, S. C. Van den; CARRIÓ, G. G.; COTTON, W. R.; DEMOTT, P. J.; PRENNI, A. J. Impacts of nucleating aerosol on Florida storms. Part I: mesoscale simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, n. 7, p. 1752–1775, 2006. 20
- HENDERSON, D. S.; L'ECUYER, T.; STEPHENS, G.; PARTAIN, P.; SEKIGUCHI, M. A multisensor perspective on the radiative impacts of clouds and aerosols. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 4, p. 853–871, 2013. 52
- HIROTA, M.; OYAMA, M. D.; NOBRE, C. Concurrent climate impacts of tropical South America land-cover change. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 3, p. 261–267, 2011. 20, 85
- HOLTSLAG, A.; BRUIJN, E. D.; PAN, H. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 8, p. 1561–1575, 1990. 29
- HOUZE, J. R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. 10
- INGLEZAKIS, V.; POULOPOULOS, S.; ARKHANGELSKY, E.; ZORPAS, A.; MENEGAKI, A. Aquatic environment. In: POULOULOS, S. G.; INGLEZAKIS, V. J. (Ed.). **Environment and development**. [S.l.]: Elsevier, 2016. p. 137–212.

IPCC. **Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** [S.l.]: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2007. 996 p. [2](#), [34](#), [120](#)

_____. **Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.** [S.l.]: Cambridge University Press, 2014. [2](#), [34](#), [120](#)

JIMENEZ, J. C.; LIBONATI, R.; PERES, L. F. Droughts over Amazonia in 2005, 2010, and 2015: a cloud cover perspective. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 227, 2018. [1](#), [2](#)

JIMENEZ, J. C.; MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; SULCA, J. C.; TAKAHASHI, K.; FERRETT, S.; COLLINS, M. The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, 2019. [1](#), [72](#), [80](#)

JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; MATTAR, C.; BARICHIVICH, J.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; TAKAHASHI, K.; MALHI, Y.; SOBRINO, J. A.; SCHRIER, G. V. D. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. **Scientific Reports**, v. 6, p. 33130, 2016. [1](#), [16](#)

KARLSSON, K.-G.; ANTTILA, K.; TRENTMANN, J.; STENGEL, M.; MEIRINK, J. F.; DEVASTHALE, A.; HANSCHMANN, T.; KOTHE, S.; JAASKELAINEN, E.; SEDLAR, J.; BENAS, N.; van Zadelhoff, G.-J.; SCHLUNDT, C.; STEIN, D.; FINKENSIEPER, S.; HÅKANSSON, N.; HOLLMANN, R. CLARA-A2: the second edition of the CM SAF cloud and radiation data record from 34 years of global AVHRR data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 9, p. 5809–5828, 2017. [27](#), [56](#)

KARLSSON, K.-G.; RIIHELÄ, A.; MÜLLER, R.; MEIRINK, J. F.; SEDLAR, J.; STENGEL, M.; LOCKHOFF, M.; TRENTMANN, J.; KASPAR, F.; HOLLMANN, R.; WOLTERS, E. CLARA-A1: a cloud, albedo, and radiation dataset from 28 yr of global AVHRR data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 10, p. 5351–5367, 2013. [27](#)

KHAN, M. Z. A. Causes and consequences of greenhouse effect & its catastrophic problems for Earth. **International Journal of Sustainability Management and Information Technologies**, v. 3, n. 4, p. 34, 2017. [2](#)

KIEHL, J. T.; HACK, J.; BONAN, G.; BOVILLE, B.; BREIGLEB, B.; WILLIAMSON, D.; RASCH, P. **Description of the NCAR community climate model (CCM3)**. [S.l.]: National Center for Atmospheric Research, 1996. 29

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical 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. Serie II**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. 9

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Serie II**, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993. 9

KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; BONAN, G.; CHAN, E.; COX, P.; GORDON, C.; KANAE, S.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; LU, C.-H.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, K.; MOCKO, D.; OKI, T.; OLESON, K.; PITMAN, A.; SUD, Y. C.; TAYLOR, C. M.; VERSEGHY, D.; VASIC, R.; XUE, Y.; YAMADA, T. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v. 305, n. 5687, p. 1138–1140, 2004. 86

KRÖNER, N.; KOTLARSKI, S.; FISCHER, E.; LÜTHI, D.; ZUBLER, E.; SCHÄR, C. Separating climate change signals into thermodynamic, lapse-rate and circulation effects: theory and application to the european summer climate. **Climate Dynamics**, v. 48, n. 9-10, p. 3425–3440, 2017. 84

KUMAR, S. V.; PETERS-LIDARD, C. D.; MOCKO, D.; TIAN, Y. Multiscale evaluation of the improvements in surface snow simulation through terrain adjustments to radiation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 220–232, 2013. 3

LANGE, S.; ROCKEL, B.; VOLKHOLZ, J.; BOOKHAGEN, B. Regional climate model sensitivities to parametrizations of convection and non-precipitating subgrid-scale clouds over South America. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 9-10, p. 2839–2857, 2015. 49, 51, 52, 69

LAU, K.-M.; YANG, S. Tropical meteorology & climate | walker circulation. In: NORTH, G. R.; PYLE, J. A.; ZHANG, F. (Ed.). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. 2. ed. Oxford: Academic Press, 2015. p. 177–181. ISBN 978-0-12-382225-3. 11, 82

LEI, F.; CROW, W. T.; HOLMES, T. R.; HAIN, C.; ANDERSON, M. C. Global investigation of soil moisture and latent heat flux coupling strength. **Water Resources Research**, v. 54, n. 10, p. 8196–8215, 2018. [86](#)

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; HEIJDEN, G. M. van der; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 554–554, 2011. [16](#)

LLOPART, M.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. da. Assessment of multi-model climate projections of water resources over South America CORDEX domain. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 1, p. 99–116, 2020. [2](#), [3](#)

LLOPART, M.; ROCHA, R. P. da; REBOITA, M.; CUADRA, S. Sensitivity of simulated South America climate to the land surface schemes in RegCM4. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 11, p. 3975–3987, 2017. [72](#), [73](#)

LLOPART, M. P. **Impacto da representação solo-planta-atmosfera em simulações climáticas regionais para a América do Sul**. 136 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade do São Paulo (USP), São Paulo, 2014. [72](#), [73](#), [74](#), [75](#)

LLOPART, M. P.; REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. da; MACHADO, J. P. Performance do acoplamento RegCM4.3 e CLM3.5: Uma análise sobre o sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 113–124, 2019b. [47](#), [69](#)

LUNT, D.; CHANDAN, D.; HAYWOOD, A.; LUNT, G.; ROUGIER, J.; SALZMANN, U.; SCHMIDT, G.; VALDES, P. Multi-variate factorisation of numerical simulations. **Geoscientific Model Development**, v. 14, p. 4307–4317, 2021. [24](#)

LYNN, B. H.; HEALY, R.; DRUYAN, L. M. Quantifying the sensitivity of simulated climate change to model configuration. **Climatic Change**, v. 92, n. 3, p. 275–298, 2009. [3](#)

LYNN, B. H.; YAIR, Y.; SHPUND, J.; LEVI, Y.; QIE, X.; KHAIN, A. Using factor separation to elucidate the respective contributions of desert dust and urban pollution to the 4 january 2020 tel aviv lightning and flash flood disaster. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 24, 2020. [3](#)

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994. 10

MAEDA, E. E.; MA, X.; WAGNER, F. H.; KIM, H.; OKI, T.; EAMUS, D.; HUETE, A. Evapotranspiration seasonality across the Amazon basin. **Earth System Dynamics**, 2017. 7, 85

MARENGO, J.; CHOU, S.; MOURAO, C.; SOLMAN, S.; SANCHEZ, E.; SAMUELSSON, P.; ROCHA, R. D.; LI, L.; PESSACG, N.; REMEDIO, A.; CARRIL, A. F.; CAVALCANTI, I. F.; JACOB, D. Simulation of rainfall anomalies leading to the 2005 drought in Amazonia using the CLARIS LPB regional climate models. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 2937–2955, 2013b. 2, 77, 78, 119, 124

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759–2786, 1997. 10

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 79–96, 2004. 12

_____. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1–19, 2006. 12, 43

MARENGO, J. A.; BORMA, L. S.; RODRÍGUEZ, D. A.; PINHO, P.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M. Recent extremes of drought and flooding in Amazonia: vulnerabilities and human adaptation. **American Journal of Climate Change**, 2013a. 1, 15

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1033–1050, 2016. 1, 2, 16, 18, 19, 76, 124

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L. M.; VALVERDE, M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 15, p. 2241–2255, 2009. 63

MARENGO, J. A.; JR, C. M. S.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, p. 228, 2018. [7](#)

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; CULF, A. D. Climatic impacts of “friagens” in forested and deforested areas of the Amazon basin. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 11, p. 1553–1566, 1997b. [10](#)

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495–516, 2008. [1](#), [19](#), [77](#), [80](#), [84](#), [124](#)

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M.; NOBRE, C. A. Extreme climatic events in the Amazon basin: climatological and hydrological context of recent floods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1-2, p. 73–85, 2012. [17](#), [101](#), [102](#), [105](#)

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. [12](#)

MATUS, A. V.; L'ECUYER, T. S. The role of cloud phase in Earth's radiation budget. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 5, p. 2559–2578, 2017. [52](#)

MAY, W.; RUMMUKAINEN, M.; CHÉRUY, F.; HAGEMANN, S.; MEIER, A. Contributions of soil moisture interactions to future precipitation changes in the GLACE-CMIP5 experiment. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 5-6, p. 1681–1704, 2017. [3](#)

MAYTA, V. C.; AMBRIZZI, T.; ESPINOZA, J. C.; DIAS, P. L. S. The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon basin intraseasonal rainfall variability. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 1, p. 343–360, 2019. [10](#)

MEGGERS, B. J. Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia. **Climatic Change**, v. 28, n. 4, p. 321–338, 1994. [18](#), [19](#)

MISHRA, S. K.; ANAND, A.; FASULLO, J.; BHAGAT, S. Importance of the resolution of surface topography in indian monsoon simulation. **Journal of Climate**, v. 31, n. 12, p. 4879–4898, 2018. [44](#)

MITCHELL, T. D.; JONES, P. D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. **International Journal of Climatology**, v. 25, n. 6, p. 693–712, 2005. 26

NEPSTAD, D.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. L.; TOMASELLA, J.; SCHLESINGER, P.; SOLÓRZANO, L.; MOUTINHO, P.; RAY, D.; GUERREIRA, B. J. Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 704–717, 2004. 12

NEW, M.; HULME, M.; JONES, P. Representing twentieth-century space–time climate variability. Part I: development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 829–856, 1999. 26

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of amazonian climate: main features. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; DIAS, P. S. (Ed.). **Amazonia and Global Change**. [S.l.: s.n.], 2009. v. 186, p. 149–162. 8, 11

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; BORMA, L. S.; CASTILLA-RUBIO, J. C.; SILVA, J. S.; CARDOSO, M. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 113, n. 39, p. 10759–10768, 2016. 8, 9

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. 8

OLIVEIRA, A.; NOBRE, C. Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over the Amazon. In: **International Conference on Southern Hemisphere**. [S.l.: s.n.], 1986. p. 56–59. 10

O'BRIEN, T. A.; SLOAN, L. C.; SNYDER, M. A. Can ensembles of regional climate model simulations improve results from sensitivity studies? **Climate Dynamics**, v. 37, n. 5-6, p. 1111–1118, 2011. 30, 127

PAL, J. S.; ELTAHIR, E. A. Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land–atmosphere system. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1227–1242, 2001. 3, 12

_____. Teleconnections of soil moisture and rainfall during the 1993 midwest summer flood. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 18, 2002. 3, 12

PAL, J. S.; GIORGI, F.; BI, X.; ELGUINDI, N.; SOLMON, F.; GAO, X.; RAUSCHER, S. A.; FRANCISCO, R.; ZAKEY, A.; WINTER, J.; ASHFAQ, M.; SYED, F. S.; BELL, J. L.; DIFFENBAUGH, N. S.; KARMACHARYA, J.; KONARÉ, A.; MARTINEZ, D.; ROCHA, R. P.; SLOAN, L. C.; STEINER, A. L. Regional climate modeling for the developing world: the ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 9, p. 1395–1410, 2007. 28

PAL, J. S.; SMALL, E. E.; ELTAHIR, E. A. Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D24, p. 29579–29594, 2000. 29

PANISSET, J. S.; LIBONATI, R.; GOUVEIA, C. M. P.; MACHADO-SILVA, F.; FRANÇA, D. A.; FRANÇA, J. R. A.; PERES, L. F. Contrasting patterns of the extreme drought episodes of 2005, 2010 and 2015 in the Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 1096–1104, 2018. 1, 2, 85

PANITZ, H.-J.; DOSIO, A.; BÜCHNER, M.; LÜTHI, D.; KEULER, K. COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain: analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44 and 0.22 resolution. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 11-12, p. 3015–3038, 2014. 69

PATRICOLA, C. M.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. A teleconnection between atlantic sea surface temperature and eastern and central north pacific tropical cyclones. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 2, p. 1167–1174, 2017. 93

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; GONÇALVES, A. R.; COSTA, R. S.; LIMA, F. J. L. d.; RÜTHER, R.; ABREU, S. L. d.; TIEPOLO, G. M.; PEREIRA, S. V.; SOUZA, J. G. d. **Atlas brasileiro de energia solar**. São José dos Campos: INPE, 2017. 88 p. ISBN 978-85-17-00090-4. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3PERDJE>>. 11

PESSACG, N. L.; SOLMAN, S. A.; SAMUELSSON, P.; SANCHEZ, E.; MARENGO, J.; LI, L.; REMEDIO, A. R. C.; ROCHA, R. P. D.; MOURAO, C.; JACOB, D. The surface radiation budget over South America in a set of regional climate models from the CLARIS-LPB project. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 5-6, p. 1221–1239, 2014. 52, 56

PIELKE, R. A. S. **Mesoscale meteorological modeling**. [S.l.]: Academic Press, 2013. 400–406 p. 20

- QUISPE, D. P. **Experimentos de sensibilidade sobre o Brasil em cenários de aquecimento global utilizando modelo climático regional**. 198 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. 34, 49, 58, 63
- REBOITA, M. S.; AMARO, T. R.; DE SOUZA, M. R. Winds: intensity and power density simulated by RegCM4 over South America in present and future climate. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 1-2, p. 187–205, 2018. 49
- REBOITA, M. S.; FERNANDEZ, J. P. R.; LLOPART, M. P.; ROCHA, R. P. da; PAMPUCH, L. A.; CRUZ, F. T. Assessment of RegCM4.3 over the CORDEX South America domain: sensitivity analysis for physical parameterization schemes. **Climate Research**, v. 60, n. 3, p. 215–234, 2014b. 58, 63
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; da ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185–204, 2010. 9
- REBOITA, M. S.; KUKI, C. A. C.; MARRAFON, V. H.; SOUZA, C. A. de; FERREIRA, G. W. S.; TEODORO, T.; LIMA, J. W. M. South America climate change revealed through climate indices projected by GCMs and Eta-RCM ensembles. **Climate Dynamics**, p. 1–27, 2021. 2, 3
- REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. da; DIAS, C. G.; YNOUE, R. Y. Climate projections for South America: RegCM3 driven by HadCM3 and ECHAM5. **Advances in Meteorology**, v. 2014, 2014. 2, 3
- RECHID, D.; RADDATZ, T. J.; JACOB, D. Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 95, n. 3, p. 245–255, 2009. 56
- REHBEIN, A.; AMBRIZZI, T.; MECHOSO, C. R. Mesoscale convective systems over the Amazon basin. Part I: climatological aspects. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 1, p. 215–229, 2018. 10, 82
- RIIHELÄ, A.; MANNINEN, T.; LAINE, V.; ANDERSSON, K.; KASPAR, F. CLARA-SAL: a global 28 yr timeseries of Earth's black-sky surface Albedo. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, n. 7, p. 3743–3762, 2013. 56
- ROCHA, H. R. da; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; R-COUPÉ, N.; WOFYSY, S. C.; BORMA,

L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to Savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, 2009. 12

RODRIGUES, L. R. L. **Avaliação do impacto das condições hídricas do solo no início da estação chuvosa de 2004/2005**. 128 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 14

ROMERO, R.; RAMIS, C.; ALONSO, S. Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia: role of orography and evaporation from the sea. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 539, p. 537–559, 1997. 3, 20

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J.-L.; CHAVES, A. G. D. M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. D. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 2002. 1, 16

SAINI, R.; WANG, G.; PAL, J. S. Role of soil moisture feedback in the development of extreme summer drought and flood in the United States. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 8, p. 2191–2207, 2016. 3, 12, 14, 34, 85, 86, 124

SALATI, E.; DALL’OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. R. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979. 8, 11

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: SIOLI, H. (Ed.). **The Amazon**. [S.l.]: Springer, 1984. p. 85–126. 11

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; ROCHA, H. R. D. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, v. 318, n. 5850, p. 612–612, 2007. 78

SANTOS, E. B.; LUCIO, P. S.; SILVA, C. M. S. e. Synoptic patterns of atmospheric circulation associated with intense precipitation events over the Brazilian Amazon. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 128, n. 1-2, p. 343–358, 2017. 82

SANTOS, M. J. dos; DIAS, M. A. S.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus city, Amazon region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 23, p. 13–233, 2014. [82](#)

SANTOS, S. R. Q. dos; BRAGA, C. C.; SANSIGOLO, C. A.; NEVES, T. d. A. T.; SANTOS, A. P. P. dos et al. Droughts in the Amazon: identification, characterization and dynamical mechanisms associated. **American Journal of Climate Change**, v. 6, n. 02, p. 425, 2017. [1](#)

SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W. da; MANZI, A. O. Moisture source for the Amazon basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, n. 1, p. 195–209, Jan 2013. ISSN 1434-4483. [12](#)

SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W. da; MANZI, A. O.; CANDIDO, L. A. A quick look at the 2012 record flood in the amazon basin. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 7, p. 1396–1401, 2013. [8](#), [16](#)

SCHÄR, C.; FREI, C.; LÜTHI, D.; DAVIES, H. C. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 6, p. 669–672, 1996. [33](#), [34](#), [84](#)

SCHÄR, C.; LÜTHI, D.; BEYERLE, U.; HEISE, E. The soil–precipitation feedback: a process study with a regional climate model. **Journal of Climate**, v. 12, n. 3, p. 722–741, 1999. [3](#), [12](#)

SENA, J. A.; DEUS, L. A. B. D.; FREITAS, M. A. V.; COSTA, L. Extreme events of droughts and floods in Amazonia: 2005 and 2009. **Water Resources Management**, v. 26, n. 6, p. 1665–1676, 2012. [1](#), [16](#), [17](#), [102](#), [105](#)

SENEVIRATNE, S. I.; CORTI, T.; DAVIN, E. L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E. B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A. J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125–161, 2010. [12](#), [13](#), [86](#)

SETH, A.; RAUSCHER, S. A.; CAMARGO, S. J.; QIAN, J.-H.; PAL, J. RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields. **Climate Dynamics**, v. 28, n. 5, p. 461–480, 2007. [49](#)

SODEN, B. J.; VECCHI, G. A. The vertical distribution of cloud feedback in coupled ocean-atmosphere models. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011. [52](#)

STEIN, U.; ALPERT, P. Factor separation in numerical simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 14, p. 2107–2115, 1993. 3, 20, 21, 23, 30, 71, 123

STEPHENS, G. L. Cloud feedbacks in the climate system: a critical review. **Journal of Climate**, v. 18, n. 2, p. 237–273, 2005. 52

SUN, X.; COOK, K. H.; VIZY, E. K. The south atlantic subtropical high: climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279–3296, 2017. 46

SWENSON, S.; WAHR, J. Estimating large-scale precipitation minus evapotranspiration from grace satellite gravity measurements. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 2, p. 252–270, 2006. 63

TOMASELLA, J.; BORMA, L. S.; MARENGO, J. A.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTAS, L. A.; NOBRE, C. A.; PRADO, M. C. The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 8, p. 1228–1242, 2011. 1

TORMA, C.; GIORGI, F. Assessing the contribution of different factors in regional climate model projections using the factor separation method. **Atmospheric Science Letters**, v. 15, n. 4, p. 239–244, 2014. 3, 20

VALE, R. do; FILIZOLA, N.; SOUZA, R.; SCHONGART, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 577–586, 2011. 103

WALISER, D.; JIANG, X. Tropical meteorology and climate | intertropical convergence zone. In: NORTH, G. R.; PYLE, J.; ZHANG, F. (Ed.). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. 2. ed. Oxford: Academic Press, 2015. p. 121–131. ISBN 978-0-12-382225-3. 9

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1516–1536, 2002. 11, 19, 82

_____. Three-ocean interactions and climate variability: a review and perspective. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7, p. 5119–5136, 2019. 62

WENG, W.; LUEDEKE, M. K.; ZEMP, D. C.; LAKES, T.; KROPP, J. P. Aerial and surface rivers: downwind impacts on water availability from land use changes in Amazonia. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 1, p. 911–927, 2018. 8

- WILHITE, D.; PULWARTY, R. S. **Drought and water crises: integrating science, management, and policy**. [S.l.]: CRC Press, 2017. 15
- YOON, J.-H.; ZENG, N. An atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2-3, p. 249–264, 2010. 1, 11, 16, 19, 62, 76, 80, 81, 120
- ZEMP, D.; SCHLEUSSNER, C.-F.; BARBOSA, H.; ENT, R. Van der; DONGES, J. F.; HEINKE, J.; SAMPAIO, G.; RAMMIG, A. On the importance of cascading moisture recycling in south america. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 23, p. 13337–13359, 2014. 8
- ZEMP, D. C.; SCHLEUSSNER, C.-F.; BARBOSA, H. M.; HIROTA, M.; MONTADE, V.; SAMPAIO, G.; STAAL, A.; WANG-ERLANDSSON, L.; RAMMIG, A. Self-amplified amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks. **Nature Communications**, v. 8, p. 14681, 2017. 8, 11, 43, 66
- ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D8, p. 9097–9106, 1999. 28
- ZENG, N.; YOON, J.-H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, p. 014002, 2008. 1, 16, 77, 80, 84
- ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2628–2644, 1998. 29
- ZHANG, C. Madden-Julian oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2, 2005. 10
- ZHENG, X.; ELTAHIR, E. A. A soil moisture–rainfall feedback mechanism: 2. numerical experiments. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 777–785, 1998. 3, 12

APÊNDICE A - RESULTADOS PUBLICADOS/SUBMETIDOS

A seguir os resumos dos artigos: A) “Assessment of the RegCM4 performance in simulating the surface radiation budget and hydrologic balance variables in South America” por D. P., Quispe; S.H. Franchito e J. P. R. Fernandez o qual foi publicado na revista *Earth Systems and Environment*, Volume 5, pág. 499-518, 2021 e B) “Extreme drought event 2004-05 in Amazon Basin: Impact of thermodynamic and physical factors” por D.P., Quispe; J.P.R., Fernandez; S.H., Franchito; V.B. Rao e V.S.L, Bhargavi submetido à revista *Climate Dynamics* em outubro 2021.

Os resultados apresentados nos artigos, também se encontram nos Capítulos 4 e 5.

Figura A.1 - Resumo do artigo publicado no **Earth Systems and Environment**

Earth Systems and Environment (2021) 5:499–518
<https://doi.org/10.1007/s41748-021-00249-y>



ORIGINAL ARTICLE



Assessment of the RegCM4 Performance in Simulating the Surface Radiation Budget and Hydrologic Balance Variables in South America

David Pareja-Quispe¹ · Sergio Henrique Franchito¹ · Julio Pablo Reyes Fernandez^{1,2}

Received: 19 May 2021 / Revised: 16 July 2021 / Accepted: 3 August 2021 / Published online: 14 August 2021
© The Author(s) 2021

Abstract

The ability of the Regional Climate Model v4 (RegCM4) to simulate the surface radiation budget and hydrological balance variables over South America have been evaluated. For this purpose, a 34-year long simulation was carried out with the regional climate model RegCM4 over South America on the CORDEX domain. The model is forcing by ERA-Interim reanalysis. The results show that RegCM4 simulates the main patterns of the variables associated with the surface radiation budget and hydrological balance in the four seasons of the year compared to the observations (CLARA2 and CRU/PERSIANN). However, the cloudiness and surface radiation budget variables: Cloud Fraction Cover (CFC), net shortwave (SW) and longwave (LW) radiation at surface are overestimated, mainly over the oceans. This is associated with the errors in the CFC due to the deficiency of the model in representing the low-level clouds. Some differences are also noted in the hydrological balance. The intensity and temporal evolution of precipitation, especially in the central and southern Amazon, may be associated with the selected domain, which fails to adequately represent the influence of the adjoining oceans. In northern and northeast parts, the differences are associated with deficiencies of RegCM4 in representing precipitation rates. Although the deficiencies, taking into account that the model is capable to reproduce the general pattern of some important variables of the surface radiation budget and hydrological cycle, it may be a useful tool for climate studies.

Keywords RegCM4 · South America · Surface radiation budget · Hidrologic cycle

Extreme drought event 2004-05 in Amazon Basin: Impact of thermodynamic and physical factors

David Pareja-Quispe¹, Julio Pablo Reyes Fernandez^{1,2}, Sergio H. Franchito¹,
V. Brahmananda Rao¹ and V. S. L. Bhargavi³

¹National Institute for Space Research, Sao Jose dos Campos, SP, Brazil

²Center for Weather Forecast and Climatic Studies, Cachoeira Paulista, SP, Brazil

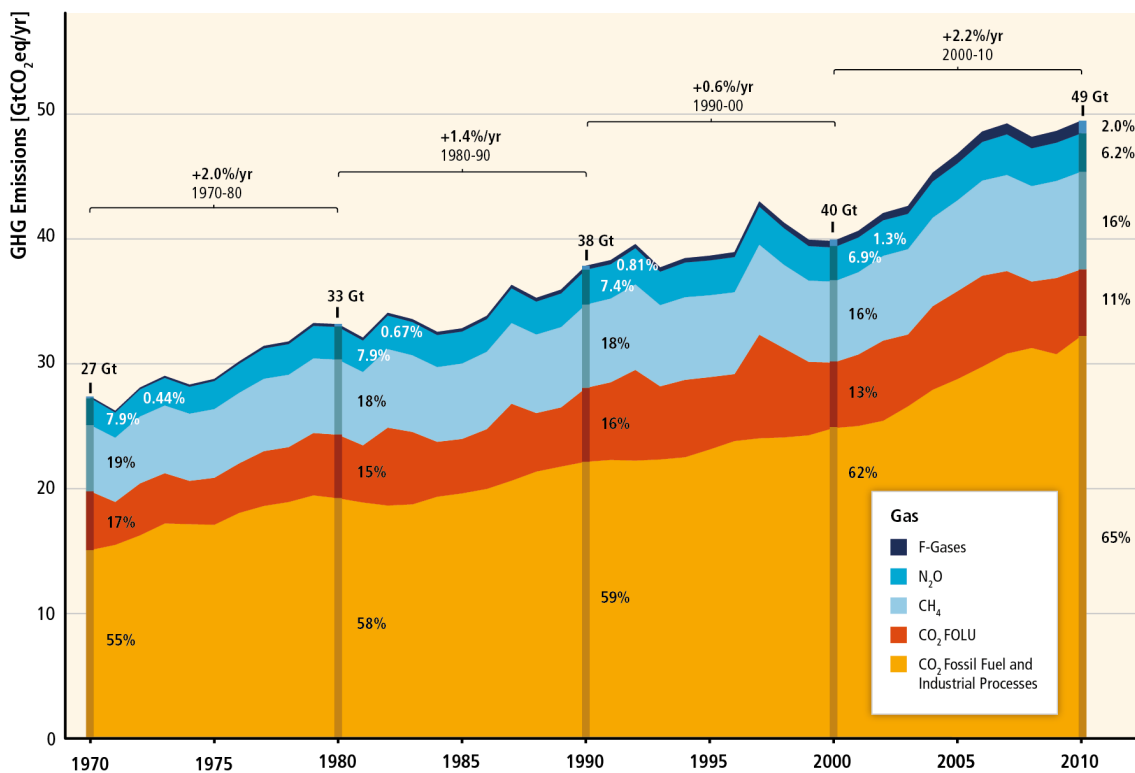
³Dept. of Meteorology & Oceanography, Andhra University, India

Abstract

The RegCM4 is used to investigate the influence of thermodynamic and physical factors on the extreme drought event of 2004-05 in Amazon. To examine the role of the sea surface temperature (SST), greenhouse gases (GHG), soil moisture (SM), and their synergies on precipitation, the principle meteorological element depicting the drought quantitatively, the Factor Separation method (Stein and Alpert, 1993) is used. For this purpose, a 34-year simulation with the RegCM4 over South America on the CORDEX domain is carried out. At first, the ability of the RegCM4 in simulating this extreme event is investigated. The results show that the model can reproduce the spatial and temporal distribution of the negative anomalies of precipitation depicting the 2004-05 drought in austral summer over amazon. This indicates that the RegCM4 is a useful tool to simulate extreme hydro-climatic events such as 2004-05 drought in Amazon. Tests considering the relative importance of the three direct factors and their combined effects are made. The results showed that the direct factors such as SST and GHG and the synergism between them play a very important role in the occurrence of the 2004-05 drought in Amazon. Moreover, it is suggested that wetter soil condition may reduce the intensity of drought events. In addition, the results indicated that the RegCM4 simulations are influenced by the temporal evolution of the atmospheric dynamics in each month of the 2004-05 austral summer. Since the non-linear interactions cannot be evaluated well, further studies are needed to better understand the role of dominant mechanisms involved.

ANEXO A - GASES DE EFEITO ESTUFA

Figura A.1 - Emissões anuais antropogênicas totais de gases de efeito estufa por grupos de gases para o período entre 1970–2010.



Fonte: IPCC AR5 WGIII (2014).

ANEXO B - SCRIPT PARA TROCAR A UMIDADE DO SOLO DA BACIA AMAZÔNICA

```
#!/bin/bash

#Variaveis a serem trocadas no experimento eSM: ssw, rsw, tsw, tgrd e tgbrd

diri=/scratchout/grupos/apgmet/home/david.quispe/input
input1=200812    #Data do arquivo que é usado para trocar a umidade do solo
input2=200412    #Data do arquivo que é trocado pelos dados do arquivo "input1"
expname=exp2005  #nome do experimento

#Copiando no diretório de trabalho os arquivos restart a serem utilizados
cp ${diri}/CTRL_SAV.${input1}0100.nc .
cp ${diri}/CTRL_SAV.${input2}0100.nc .
#Arquivo que tem a mascara da bacia Amazônica
cp /scratchin/grupos/apgmet/home/david.quispe/RCMDATA/changeAMZsoil/maskAMZ.nc .
#Arquivo que tem a mascara fora da bacia Amazônica
cp /scratchin/grupos/apgmet/home/david.quispe/RCMDATA/changeAMZsoil/maskoutAMZ.nc .

#Fazendo uma copia dos arquivos originais, para comparar
#e verificar os resultados
cp CTRL_SAV.${input1}0100.nc CTRL_SAV.${input1}0100ori.nc
cp CTRL_SAV.${input2}0100.nc CTRL_SAV.${input2}0100ori.nc

#Extraindo as variáveis de interesse
ncks -C -v rsw,ssw,tsw,tgrd,tgbrd CTRL_SAV.${input1}0100.nc CTRL_SAV.${input1}0100_var.nc
ncks -C -v rsw,ssw,tsw,tgrd,tgbrd CTRL_SAV.${input2}0100.nc CTRL_SAV.${input2}0100_var.nc

#Fazendo o mascaramento da bacia Amazônica e fora dela, das variáveis
#de interesse
cdo mul CTRL_SAV.${input1}0100_var.nc maskAMZ.nc CTRL_SAV.${input1}0100_varAMZ.nc
cdo mul CTRL_SAV.${input2}0100_var.nc maskoutAMZ.nc CTRL_SAV.${input2}0100_varoutAMZ.nc

#Juntando os arquivos modificados
cdo add CTRL_SAV.${input1}0100_varAMZ.nc CTRL_SAV.${input2}0100_varoutAMZ.nc \
CTRL_SAV.${input2}0100_${expname}.nc

#Fazendo a troca (Swapping) das variaveis de interesse e assim obter o
#arquivo a ser utilizado no experimento eSM do caso 2004-05
ncks -A -v rsw,ssw,tsw,tgrd,tgbrd CTRL_SAV.${input2}0100_${expname}.nc \
CTRL_SAV.${input2}0100.nc

exit 0
```


ANEXO C - MODIFICAÇÃO FEITA NO ARQUIVO MOD_ENSEMBLE.F90

```
...
!-----
! Routines to implement the ensembling method of
! O'Brien, Sloan, and Snyder (2010), Climate Dynamics
!   (DOI: 10.1007/s00382-010-0900-5)
!-----

private

interface randify
  module procedure randify3D
  module procedure randify2D
end interface randify

public :: randify

integer(ik4) , dimension(:) , pointer :: seed => null( )
contains
...
...
! initialize the random number generator with the current clock time

!   if ( .not. associated(seed) ) then

!     get the size of the seed array

call random_seed(size = nseed)

!   allocate a new seed array

if ( .not. associated(seed) ) then

  call getmem1d(seed,1,nseed,'randify2D:seed')

endif

! Get the system time

call cpu_time(cputime)

! TAO: The odd syntax for this line comes from GNU documentation. I don't
! understand why 37 is used as opposed to any other number.
```

```

seed = int(cputime) + 37* //(i-1,i=1,nseed)//

! Set the seed for the random number generator. This makes it so that we
! get a pseudo-random sequence of numbers

call random_seed(put = seed)

! end if

! Figure out how much to tweak the variable by (at most)
...

...

! initialize the random number generator with the current clock time

! if ( .not. associated(seed) ) then
! get the size of the seed array
call random_seed(size = nseed)
! allocate a new seed array

if ( .not. associated(seed) ) then
call getmem1d(seed,1,nseed,'randify2D:seed')
endif

! Get the system time

call cpu_time(cputime)

! TAO: The odd syntax for this line comes from GNU documentation. I don't
! understand why 37 is used as opposed to any other number.

seed = int(cputime) + 37* //(i-1,i=1,nseed)//

! Set the seed for the random number generator. This makes it so that we
! get a pseudo-random sequence of numbers

call random_seed(put = seed)

! end if

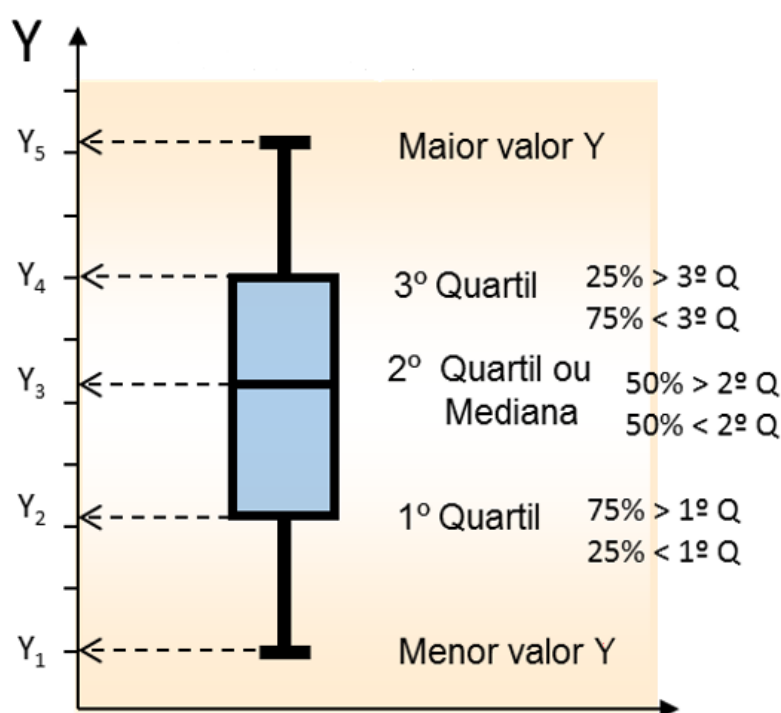
! Figure out how much to tweak the variable by (at most)
...

```

ANEXO D - CARACTERÍSTICAS DO GRÁFICO BOXPLOT

O Boxplot ou diagrama de caixas é um método estatístico usado para a análise exploratória de variáveis quantitativas. Uma característica desta ferramenta é que fornece diversas medidas estatísticas (menor valor, primeiro quartil, segundo quartil (mediana), terceiro quartil e o maior valor) de forma sumariada, e também fornece informação dos valores discrepantes se existirem (comumente conhecidos como outliers). A seguir se apresenta um gráfico boxplot.

Figura D.1 - Representação simples de um boxplot.



Fonte: [Montoro, \(2018\)](#).

Onde:

O menor valor é igual ao primeiro quartil - $1,5 \times (\text{terceiro quartil} - \text{primeiro quartil})$;

O maior valor é igual ao terceiro quartil + $1,5 \times (\text{terceiro quartil} - \text{primeiro quartil})$;

O primeiro quartil é o valor da posição central entre o valor mínimo e o segundo quartil. Este quartil serve para marcarmos que até seu valor temos 25% de nossos dados;

O segundo quartil representa ao percentil 50, indicando que pelo menos 50% da amostra encontra-se acima ou abaixo dele;

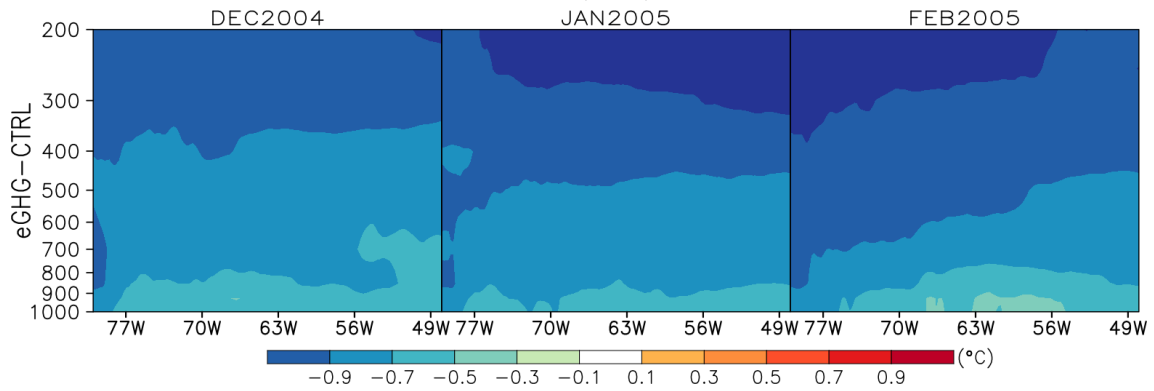
O terceiro quartil representa o percentil 75 , indicando que 75% da amostra encontra-se abaixo do seu valor e 25% da amostra ultrapassa o valor do percentil 75.

A dispersão dos dados é representada pelo intervalo interquartílico (IQ) que é a diferença entre o terceiro quartil e o primeiro quartil (definindo o tamanho da caixa). O IQ mede a variabilidade dos dados uma vez que não sofre influência de outliers. Quando a linha do segundo quartil ou mediana está próxima ao primeiro quartil os dados são assimétricos positivos, enquanto se a linha do segundo quartil está próxima ao terceiro quartil os dados são assimétricos negativos.

Alguns exemplos de boxplot podem ser encontradas no enlace: <https://www.ermontoro.com/post/2018/05/08/box-plot-e-suas-versatilidades>. Maior detalhe sobre os diversos boxplots podem ser encontrados em livros de estatística.

ANEXO E - TEMPERATURA DA COLUNA ATMOSFÉRICA

Figura E.1 - Diferença de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) da coluna atmosférica entre eGHG e CTRL, para os meses do verão austral (DJF) 2004-05.



Fonte: Produção do autor.

E.1 Equação de estado dos gases

A seguinte equação dos gases ideais relaciona a pressão e a densidade do ar:

$$p = \rho RT \quad (\text{E.1})$$

onde: p é a pressão, ρ é a densidade do ar, R é a constante universal dos gases perfeitos e T é a temperatura.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.