



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.17.12.12-TDI

**O PAPEL DOS OCEANOS TROPICAIS NO DEFICIT DE
PRECIPITAÇÃO SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO
BRASIL DURANTE O OUTONO AUSTRAL DE 2012 A
2017**

Domingo Cassain Sales

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Caio Augusto
dos Santos Coelho, aprovada em 19
de dezembro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UPM47L>>

INPE
São José dos Campos
2019

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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 N° 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

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

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

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.17.12.12-TDI

**O PAPEL DOS OCEANOS TROPICAIS NO DEFICIT DE
PRECIPITAÇÃO SOBRE A REGIÃO NORDESTE DO
BRASIL DURANTE O OUTONO AUSTRAL DE 2012 A
2017**

Domingo Cassain Sales

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Caio Augusto
dos Santos Coelho, aprovada em 19
de dezembro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UPM47L>>

INPE
São José dos Campos
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Sales, Domingo Cassain.

Sa32p O papel dos oceanos tropicais no deficit de precipitação sobre a região Nordeste do Brasil durante o outono austral de 2012 a 2017 / Domingo Cassain Sales. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xlii + 270 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.17.12.12-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientador : Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho.

1. Nordeste brasileiro. 2. Variabilidade interanual de precipitação. 3. Modelo de circulação geral da atmosfera. 4. Previsão climática sazonal. I.Título.

CDU 551.577:551.461.6(812/813)



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

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

Aluno (a): **Domingo Cassain Sales**

Título: "O PAPEL DOS OCEANOS TROPICAIS NO DEFICIT DE PRECIPITACAO SOBRE A REGIAO NORDESTE DO BRASIL DURANTE O OUTONO AUSTRAL DE 2012 A 2017."

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

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

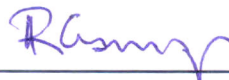


Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Dr. Ricardo de Camargo



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

() Participação por Video - Conferência

Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

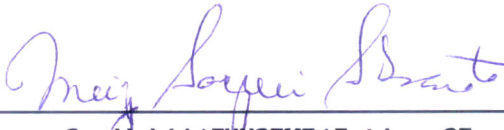
() maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 19 de dezembro de 2019

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

Dra. Meiry Sayuri Sakamoto



Convidado(a) / FUNCEME / Fortaleza - CE

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 19 de dezembro de 2019

“Você pode encontrar as coisas que perdeu, mas nunca as que abandonou.”

GANDALF
em “O Senhor dos Anéis - A Sociedade do Anel”, Terceira
Era

*Dedico esse resultado final ao meu pai, Enrique Jose
Cassain (in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todo o núcleo familiar: Miguel Menezes, Viviane Menezes, Stella Maris, Fernanda, Graciela e Ricardo Cassain's family, Gorete, Gleiciane, Leilane e Klinger Menezes's family. O apoio de vocês foi um dos pilares que me ajudou a me manter em pé durante essa jornada. Seria eu um elétron orbitando ao redor deles?

Ao professor e orientador Caio Augusto dos Santos Coelho, por toda paciência e todo conhecimento repassados durante todo o percurso.

Aos órgãos de fomento: CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pela bolsa de doutorado.

A todos os amigos do curso de meteorologia e agregados, os quais se fizeram presente na alegria, tristeza e sofrimento: Layrson Menezes, Julliana Larise, Alice Henkes, Bruno Guimarães, Carlos Denyson, Elaine Roque, Romero Thiago, Joao Henry, Milena Dantas, Thamiris Brandão, Rayonil Carneiro, Natalia Sinhori, Rômulo Augusto, Luiz Bacelar, Lina Zea, Arletis Roque, Lianet Hernández, Ivette Hernández, Mylene Jaen, Nathália Velloso, Diego Gurjão, Victor Pezzini, Iara Scricco, Renan Martins, Mári Firpo, André Rodrigues, Tamires Alybia, Francisco Lima, Vinícius Milanez, Natanael Vieira, Luciano Ritter, Álvaro Vasconcellos, Mateus Dias, Thiago Biscaro, Rute Ferreira, Rafael Vernini, Vivian Bauce, Diogo Arsego, Liviany Viana, Jhonatan Aguirre ...

A todos os amigos “colegas de trabalho” da FUNCEME, principalmente aqueles que me ajudaram na curva final: Júnior Vasconcelos, Sullyandro Oliveira, Enzo Pinheiro, Marcelo Rodrigues, Giullian Reis, Roberto ou Iury ou Leandro ...

Aos professores e funcionários do curso de meteorologia do INPE, em especial Paulo Kubota e Simone Sievert, pelas boas discussões na disciplina de modelagem, bem como ao grupo de desenvolvedores do Modelo Global Atmosférico do CPTEC.

Agradeço à MsC Andriana Susana Lopes de Oliveira Campanharo que gentilmente cedeu parte dos textos de sua dissertação para este estilo. Agradeço também ao Dr. Gerald Jean Francis Banon pelo desenvolvimento e disponibilização deste estilo.

A todos que contribuíram por mais uma etapa de minha vida ... vocês foram muito gentis, obrigado!

RESUMO

Este trabalho analisa o déficit de precipitação na subregião norte do nordeste do Brasil (NNEB) durante o outono austral de 2012 a 2017, por meio de uma análise observacional e de experimentos diagnósticos e prognósticos com o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MCGA do CPTEC/INPE). O foco do trabalho consiste em responder as seguintes questões: qual o papel das bacias oceânicas tropicais no déficit de precipitação sobre o NNEB, durante o outono austral de 2012 a 2017? Foi possível prever as anomalias de precipitação no NEB com um mês de antecedência, no período de estudo? Nos experimentos diagnósticos (que prescrevem a TSM observada como condição de limite inferior para o MCGA do CPTEC/INPE), os quais foram desenhados para responder a primeira pergunta, a resposta isolada e combinada das forçantes tropicais das bacias oceânicas sobre a precipitação e outras variáveis atmosféricas (como pressão do nível do mar, circulação de baixos níveis, umidade específica e anomalias de ômega) foram analisadas. Foram encontrados que, para os anos de 2012 e 2013, o Atlântico apresentou-se como a principal forçante oceânica a modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB (para este último ano, o oceano Índico também atuou no sentido de inibir a convecção sobre o NEB). Para os anos de 2014 até 2017, os oceanos Pacífico e Índico atuaram no sentido de modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto que o Atlântico modulou anomalias positivas. No experimento prognóstico (que persiste a anomalia de TSM observada em janeiro do ano em estudo até o período de fevereiro a maio do mesmo ano), a resposta das anomalias de precipitação sobre o NNEB foi investigada, tentando antecipar os papéis isolados do oceano Pacífico, do oceano Atlântico (caracterizado por dipolos definidos), bem como a influência combinada das duas bacias oceânicas. Além disso, na tentativa de alcançar condições oceânicas mais próximas da realidade (ao invés de persistir a anomalia de TSM), uma abordagem de decaimento exponencial sobre a anomalia de TSM observada em janeiro foi aplicada para o ano específico de 2015. Em todos os 6 anos, o modelo conseguiu prognosticar déficit de precipitação sobre o NEB. Além desses resultados, foram encontrados três grupos de anos semelhantes: 2012 e 2013 (nos quais as condições oceânicas do Atlântico tropical apresentaram-se como forçante dominante, caso fosse desenvolvido um padrão do tipo dipolo), 2014 e 2017 (onde as condições oceânicas do Atlântico apresentaram-se como as forçantes predominantes na subregião do NNEB, enquanto que as influências da persistência das condições do Pacífico prevaleceram na subregião do SNEB) e 2015 e 2016 (nos quais as condições do Pacífico prevaleceram devido ao desenvolvimento de um El Niño). Os resultados dos experimentos desenvolvidos neste trabalho contribuíram para o entendimento da relação entre as anomalias de TSM e anomalias de precipitação sobre o NNEB, identificando a bacia oceânica responsável pelo déficit de precipitação observado, além de ilustrar o potencial do uso de informações de anomalias de TSM recentemente observadas para forçar o modelo e antecipar déficit de precipitação na perspectiva da previsão climática sazonal.

Palavras-chave: Nordeste brasileiro. Variabilidade interanual de precipitação. Modelo de circulação geral da atmosfera. Previsão climática sazonal.

THE ROLE OF TROPICAL OCEANS IN PRECIPITATION DEFICIT OVER THE NORTHEAST BRAZIL REGION DURING THE AUSTRAL AUTUMN FROM 2012 TO 2017

ABSTRACT

This work analyzes the precipitation deficit over the northern part of northeast Brazil (NNEB) during 2012-2017 austral autumn, through an observational analysis and diagnostic and prognostic experiments with the Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais Atmospheric General Circulation Model (CPTEC/INPE AGCM). The focus of the work is to answer the following questions: what is the role of tropical ocean basins in the precipitation deficit over NNEB subregion, during the austral autumn from 2012 to 2017 period? Was it possible to forecast the precipitation anomalies over NEB one month in advance, during the study period? In the diagnostic experiments (which prescribe the observed SST as a lower boundary condition for the CPTEC/INPE AGCM), which were designed to answer the first question, the isolated and combined response of the tropical forcing of the ocean basins over the precipitation and other atmospheric variables (like, sea level pressure, low level circulation, specific humidity and omega anomalies) were analyzed. It was found that, for the years 2012 and 2013, the Atlantic presented as the main ocean forcing to modulate negative precipitation anomalies over NEB (for this last year, the Indian Ocean also acted to inhibit the convection over the NEB). For the years 2014 to 2017, the Pacific and Indian Oceans acted to modulate negative precipitation anomalies over the NEB, while the Atlantic modulated positive anomalies. In the prognostic experiments (which persist the SST anomaly observed in January of the year in study through the February to May of the same year) the precipitation anomalies response over NNEB were investigated trying to anticipate the isolated roles of the Pacific Ocean, Atlantic Ocean (characterized by pre-defined dipoles), as well as the combined influence of the two ocean basins. Additionally, in an attempt to represent ocean conditions closer to reality (instead to the persisting the SST anomaly), an exponential decay approach to the January observed SST anomaly was applied for the specific year of 2015. In all 6 years, the model was able to predict precipitation deficit over the NEB. Three groups of similar years were found: 2012 and 2013 (in which the oceanic conditions of the tropical Atlantic were the dominant forcing, if a dipole pattern were developed), 2014 and 2017 (where the oceanic conditions of the Atlantic presented as the predominant forcing over the NNEB subregion, while the influences of the persistence of Pacific conditions prevailed in the SNEB subregion), and 2015 and 2016 (in which Pacific conditions prevailed due to the development of an El Niño event). The results of the experiments developed in this work contributed to the understanding of the relationship between SST anomalies and precipitation anomalies over the NNEB subregion, identifying the ocean basin responsible for the observed rainfall deficit, in addition to illustrating the potential of using SST anomalies information recently observed to force the model and anticipate precipitation deficit from the perspective of seasonal climate forecasting. The model results contributed for the understanding of the relationship between SST and precipitation anomalies over NNEB by identifying the ocean basin driving the observed precipitation deficit, as well as illustrated

the potential for the use of recently observed SST anomaly information to force the model and anticipate the manifested precipitation deficit from the perspective of seasonal climate forecasting.

Keywords: Northeast Brazil. Precipitation interannual variability. Atmospheric general circulation model. seasonal climate forecasting.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 (a) Divisões das três subregiões do NEB, apresentando para cada uma delas, o mês que possui, climatologicamente, maior acumulado de precipitação durante o ano. Os números identificam os nomes dos estados. (b) Esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul, na baixa troposfera, durante o verão austral. A sigla ANE refere-se aos ventos alísios de nordeste, ASE aos alísios de sudeste, ASAN a Alta Subtropical do Atlântico Norte, ASAS a Alta Subtropical do Atlântico Sul, ZCIT a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico, ZCAS a Zona de Convergência do Atlântico Sul, B a uma baixa pressão atmosférica (ciclone), CCM aos complexos convectivos de mesoescala que ocorrem nas região Sul do Brasil, FF a uma frente fria, FQ a uma frente quente, JBN ao jato de baixos níveis a leste dos Andes e Tróp Cap ao Trópico de Capricórnio.	9
2.2 Esquema das anomalias de TSM nas bacias do ATN e ATS, do posicionamento da ZCIT, e da intensidade dos alísios de nordeste e de sudeste, durante o outono austral, em anos de (a) dipolo positivo, e (b) dipolo negativo.	13
2.3 Quadro esquemático da circulação atmosférica zonal e dos padrões de anomalias de TSM em condições: (a) normais ou neutras, (b) de El Niño, e (c) de La Niña.	16
2.4 Figura esquemática da circulação de Walker em eventos de (a) <i>El Niño</i> Modoki, e (b) <i>La Niña</i> Modoki.	19
3.1 Precipitação total média climatológica (GPCPv2.3, ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), em mm, para o período de 1981 a 2010: (a) anual e (b) para o período do outono austral (MAM). Os retângulos preto e vermelho delimitam as subregiões do NNEB e SNEB, respectivamente.	28
3.2 Climatologia da precipitação mensal em mm (pontos e linha vermelhos) e do percentual trimestral em relação à precipitação anual média climatológica (barras azuis), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), das subregiões (a) NNEB e (b) SNEB, entre 1981 a 2010.	29

3.3	Série temporal da anomalia da precipitação anual considerando o ano hidrológico, de setembro a agosto (barras vermelhas e azuis em tons mais claros) e durante o outono austral (barras vermelhas e azuis em tons mais escuros), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), entre 1980 e 2017, em relação a 1981-2010, sobre a subregião do NNEB.	31
3.4	Série temporal da anomalia da precipitação anual considerando o ano hidrológico, de setembro a agosto (barras vermelhas e azuis em tons mais claros) e durante o outono austral (barras vermelhas e azuis em tons mais escuros), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), entre 1980 e 2017, em relação a 1981-2010, sobre a subregião do SNEB.	33
3.5	Mapa da correlação (r) entre a precipitação [GPCPv2.3: (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)] acumulada em MAM sobre o NNEB e a TSM [OISSTv2: (REYNOLDS et al., 2002)] média trimestral, simultânea em (a) MAM(0); e defasada com a TSM do trimestre precedente b) DJF(-1), c) NDJ(-2,) d) OND(-3), e) SON(-4), f) ASO(-5), g) JAS(-6), h) JJA(-7); para o período de 35 anos (1982/83-2016/17). O índice (0) indica que a correlação é realizada de forma simultânea entre as duas variáveis durante o período analisado. Os demais índices dentro do parênteses ("i") indicam que a correlação é calculada de forma defasada a uma "distância" de "i" trimestres, com a TSM precedendo a precipitação. As regiões oceânicas em azul (amarelo) representam valores de correlações negativas (positivas) com uma significância estatística ao nível de 5%.	40
3.6	Mapa da correlação (r) entre a precipitação [GPCPv2.3: (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)] acumulada em MAM sobre o SNEB e a TSM [OISSTv2: (REYNOLDS et al., 2002)] média trimestral, simultânea em (a) MAM(0); e defasada com a TSM do trimestre precedente b) DJF(-1), c) NDJ(-2,) d) OND(-3), e) SON(-4), f) ASO(-5), g) JAS(-6), h) JJA(-7); para o período de 35 anos (1982/83-2016/17). O índice (0) indica que a correlação é realizada de forma simultânea entre as duas variáveis durante o período analisado. Os demais índices dentro do parênteses ("i") indicam que a correlação é calculada de forma defasada a uma "distância" de "i" trimestres, sempre a TSM precedendo a precipitação. AS regiões oceânicas em azul (amarelo) representam valores de correlações negativas (positivas) com uma significância estatística ao nível de 5%.	42

3.7	Regiões oceânicas onde foram calculados os índices que representam os modos de variabilidade de TSM utilizados nesta tese: Atlântico Tropical Norte (ATN) e Sul (ATS) para o cálculo do dipolo do Atlântico (retângulos em preto); a região do Niño3.4 (retângulo em lilás) representando eventos ENOS canônico; as regiões leste (EMI-L), central (EMI-C) e oeste (EMI-O) do Pacífico para o cálculo do EMI (<i>El Niño Modoki Index</i> , retângulos vermelhos), representando eventos de ENOS Modoki; e a região do Índico tropical para o cálculo do IOBW (<i>Indian Ocean Basin-wide Warming</i> - retângulo em azul).	44
3.8	Séries temporais do índice de dipolo do Atlântico [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], calculados no trimestre de MAM, durante o período de 1981-2010.	46
3.9	Anomalia de TSM (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em °C, dos compostos de (a) dipolo positivo, e (b) dipolo negativo. O período climatológico utilizado foi de 1981-2010.	47
3.10	Séries temporais do índice Niño3.4 [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1982-2010.	49
3.11	Séries temporais do Índice de <i>El Niño</i> Modoki, EMI [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1982-2010.	53
3.12	Padrão espacial do primeiro modo de uma análise de Função Ortogonal Empírica da TSM [OISSTv2, (REYNOLDS et al., 2002)] do trimestre de MAM, da região do Índico tropical.	54
3.13	Séries temporais do Índice de Aquecimento da Bacia do Índico, IOBW [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1983-2010.	55
4.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) observada em janeiro de 2012, utilizada nos experimentos diagnósticos: (a) GLOBAL, (b) TROPICAL, (c) PAC_ATL, (d) ATLANTICO, (e) PACIFICO e (f) INDICO. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).	59

4.2	Regiões onde foram realizadas as análises da célula de Walker (retângulo preto - delimitado pelas longitudes de 35 °W e 45 °W e latitudes de 30 °S e 30 °N) e a célula de Hadley (retângulo vermelho - delimitado pelas latitudes de 0 ° e 10 °S).	66
4.3	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002) observadas em 2012 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	68
4.4	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2012 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d)PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	71
4.5	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	74
4.6	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	77
4.7	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	80

4.8	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	82
4.9	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2013 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	86
4.10	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2013 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	88
4.11	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	91
4.12	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	93

4.13	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	95
4.14	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0 ° e 10 °S, durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	98
4.15	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2014 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	102
4.16	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2014 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	104
4.17	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	107

4.18	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	110
4.19	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	113
4.20	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0 ° e 10 °S, durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	115
4.21	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2015 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	118
4.22	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	120

4.23	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	123
4.24	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	126
4.25	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	129
4.26	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	131
4.27	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2016 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	135

4.28	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2016 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d)PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	137
4.29	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	140
4.30	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	143
4.31	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	145
4.32	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	148

4.33	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2017 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.	152
4.34	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2017 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	154
4.35	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	157
4.36	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	160
4.37	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	162

4.38	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.	164
5.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2012, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).	176
5.2	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2012 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	178
5.3	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	181
5.4	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	184

5.5	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	186
5.6	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	189
5.7	Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2015, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).	192
5.8	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	194
5.9	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	196

5.10	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	199
5.11	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	201
5.12	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	203
5.13	Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em: janeiro de 2015, utilizada como condição inicial para os experimentos prognósticos, com decaimento exponencial, (a) GLOBAL, (c) PAC_ADP e (e) PAC_ADN. ATSM (em °C) na média de MAM de 2015, para os experimentos prognósticos, com decaimento exponencial: (b) GLOBAL, (d) PAC_ADP e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981–2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).	208
5.14	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	209

5.15	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	211
5.16	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	212
5.17	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	214
5.18	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0 ° e 10 °S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	216
5.19	Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2017, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).	218

5.20	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2017 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	220
5.21	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	223
5.22	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	225
5.23	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	227
5.24	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	230

A.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2013 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010.	253
A.2	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2013 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	254
A.3	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	255
A.4	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	256
A.5	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	257

A.6	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	258
A.7	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2014 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010.	259
A.8	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2014 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	260
A.9	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	261
A.10	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	262

A.11	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	263
A.12	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	264
A.13	Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2016 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN.	265
A.14	Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2016 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	266
A.15	Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	267

A.16	Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	268
A.17	Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	269
A.18	Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.	270

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Índice Niño3.4 calculado sobre a bacia tropical do oceano Pacífico (região entre as latitudes de 5°N e 5°S), e longitudes entre (170°W e 120°W). O período climatológico base foi de 1982-2010.	50
3.2 Índices de variabilidade dos oceanos tropicais, para o outono austral, entre os anos de 2012 e 2017: Dipolo do Atlântico, índice ENOS na região do Niño3.4, EMI (Modoki) e IOBW (Índico).	56
4.1 Sumário das configurações dinâmicas e físicas do MCGA do CP-TEC/INPE utilizadas, bem como informações acerca das condições iniciais e de contorno.	63
4.2 Síntese dos resultados encontrados com os experimentos diagnósticos. . .	169
5.1 Síntese dos resultados encontrados com os experimentos prognósticos. . .	233

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMIP	– Atmospheric Models Intercomparison Project
AMJ	– Abril, Maio e Junho
ANE	– Alísios de Nordeste
ASAN	– Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	– Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASE	– Alísios de Sudeste
ASO	– Agosto, Setembro e Outubro
ATN	– Atlântico Tropical Norte
ATS	– Atlântico Tropical Sul
ATSM	– Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
CCM	– Complexos Convectivos de Mesoescala
COLA	– Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPC	– Climate Prediction Center
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	– Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DOL	– Distúrbio Ondulatório de Leste
ECMWF	– European Centre for Medium-range Weather Forecast
EMI	– El Niño Modoki Index
EMI-C	– El Niño Modoki Index - Região Central
EMI-L	– El Niño Modoki Index - Região Leste
EMI-O	– El Niño Modoki Index - Região Oeste
ENOS	– El Niño - Oscilação Sul
FF	– Frente Fria
FMA	– Fevereiro, Março e Abril
FMAM	– Fevereiro, Março, Abril e Maio
FOE	– Função Ortogonal Empírica
FQ	– Frente Quente
GPCPv2.3	– Global Precipitation Climatology Project - version 2.3
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IOBW	– Indian Ocean Basin-wide Warming
IOD	– Indian Ocean Dipole
IOS	– Índice de Oscilação Sul
IRI	– The International Research Institute for Climate Prediction
JAS	– Julho, Agosto e Setembro
JBN	– Jatos de Baixos Níveis
JFM	– Janeiro, Fevereiro e Março
JJA	– Junho, Julho e Agosto
LI	– Linhas de Instabilidade
LNEB	– Leste do Nordeste Brasileiro
MAM	– Março, Abril e Maio

MCG	–	Modelo de Circulação Geral
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MJJ	–	Maior, Junho e Julho
NCAR	–	National Centers for Environmental Prediction
NCEP	–	National Center for Atmospheric Research
NDJ	–	Novembro, Dezembro e Janeiro
NEB	–	Nordeste Brasileiro
NNEB	–	Norte do Nordeste Brasileiro
NOAA	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWS	–	National Weather Service
OISSTv2	–	Optimum Interpolation Sea Surface Temperature - version 2
OND	–	Outubro, Novembro e Dezembro
ONI	–	Oceanic Niño Index
PNM	–	Pressão ao Nível do Mar
SF	–	Sistemas Frontais
SNEB	–	Sul do Nordeste Brasileiro
SON	–	Setembro, Outubro e Novembro
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	4
1.2 Objetivos e perguntas científicas	5
1.3 Plano de tese	6
2 REVISÃO DE LITERATURA	7
2.1 Nordeste Brasileiro - Aspectos gerais e climáticos	7
2.2 Influência dos oceanos tropicais na variabilidade climática de precipitação sobre o Nordeste Brasileiro	10
2.2.1 Oceano Atlântico	10
2.2.2 Oceano Pacífico	14
2.2.3 Influência conjunta dos oceanos Atlântico e Pacífico	19
2.2.4 Oceano Índico	24
3 A PRECIPITAÇÃO SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO E A INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	27
3.1 A variabilidade interanual da precipitação sobre o NEB	30
3.2 A relação entre a temperatura da superfície do mar e a precipitação sobre o NEB	34
3.3 Índices de variabilidade dos oceanos tropicais	43
3.3.1 Índice de dipolo do Atlântico	44
3.3.2 Índice na de região do Niño3.4 - Eventos de ENOS canônico	47
3.3.3 Índice do El Niño Modoki - EMI	52
3.3.4 Índice de Aquecimento da Bacia do Índico - IOBW	53
3.3.5 Índices de variabilidade dos oceanos tropicais - Período de 2012 a 2017	56
4 O DÉFICIT DE PRECIPITAÇÃO DE 2012-2017 SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO: ANÁLISES E EXPERIMENTOS CLIMÁTICOS DIAGNÓSTICOS	57
4.1 Descrições técnicas	57
4.1.1 Estrutura dos experimentos diagnósticos	57
4.1.2 Modelo de circulação geral da atmosfera	60

4.1.3	Variáveis analisadas	64
4.1.4	Dados observados	66
4.2	Outono austral de 2012	67
4.2.1	Condições oceânicas observadas	67
4.2.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	70
4.2.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa	73
4.2.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	76
4.2.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	78
4.2.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	81
4.2.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2012	83
4.3	Outono austral de 2013	85
4.3.1	Condições oceânicas observadas	85
4.3.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	87
4.3.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa	90
4.3.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	92
4.3.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	94
4.3.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	96
4.3.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2013	99
4.4	Outono austral de 2014	101
4.4.1	Condições oceânicas observadas	101
4.4.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	103
4.4.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa	106
4.4.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	109
4.4.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	111
4.4.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	113
4.4.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2014	116
4.5	Outono austral de 2015	117
4.5.1	Condições oceânicas observadas	117
4.5.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	119
4.5.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa	122
4.5.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	125
4.5.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	127
4.5.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	129

4.5.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2015	132
4.6	Outono austral de 2016	134
4.6.1	Condições oceânicas observadas	134
4.6.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	136
4.6.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa . . .	138
4.6.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	142
4.6.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	144
4.6.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	147
4.6.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2016	149
4.7	Outono austral de 2017	151
4.7.1	Condições oceânicas observadas	151
4.7.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	153
4.7.3	Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa . . .	156
4.7.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	159
4.7.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	161
4.7.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	163
4.7.7	Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2017	166
4.8	Síntese dos experimentos diagnósticos	168
5	O DÉFICIT DE PRECIPITAÇÃO DE 2012-2017 SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO: EXPERIMENTOS PROGNÓSTI- COS EM UMA PERSPECTIVA DE PREVISÃO CLIMÁTICA SAZONAL	171
5.1	Estrutura dos experimentos prognósticos	172
5.2	Outono austral de 2012	175
5.2.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar	175
5.2.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	177
5.2.3	Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa . .	180
5.2.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	183
5.2.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	185
5.2.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	188
5.2.7	Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2012 .	190
5.3	Outono austral de 2015	192
5.3.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar	192
5.3.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	193

5.3.3	Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa . . .	195
5.3.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	198
5.3.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	199
5.3.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	202
5.3.7	Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2015 .	204
5.4	Experimentos Prognósticos com decaimento exponencial da anomalia de TSM - Outono austral de 2015	206
5.4.1	Decaimento exponencial da Anomalia de TSM	207
5.4.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	208
5.4.3	Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa . . .	210
5.4.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	212
5.4.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	213
5.4.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	215
5.4.7	Síntese dos experimentos prognósticos "decaídos" para o outono austral de 2015	217
5.5	Outono austral de 2017 - Experimento Persistido	218
5.5.1	Anomalia da temperatura da superfície do mar	218
5.5.2	Anomalia da precipitação acumulada trimestral	219
5.5.3	Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa . . .	222
5.5.4	Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)	224
5.5.5	Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)	226
5.5.6	Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical	229
5.5.7	Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2017 .	231
5.6	Síntese dos experimentos prognósticos	232
6	CONCLUSÕES	235
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	239
	APÊNDICE A - RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS PROGNÓSTICOS COM TSM PERSISTIDA	253
A.1	Outono austral de 2013	253
A.2	Outono austral de 2014	259
A.3	Outono austral de 2016	265

1 INTRODUÇÃO

O Nordeste Brasileiro (NEB) é uma região conhecida por sua acentuada variabilidade interanual na precipitação, ou seja, caracterizada pela alternância de períodos extremamente secos e chuvosos (KOUSKY; CHU, 1978; SILVA et al., 2012). Tais variações são geralmente associadas a atuação de fenômenos meteorológicos nesta região, assim como a manifestação de anomalias climáticas em outras regiões do globo. Particularmente quanto a estas últimas, destacam-se os padrões de anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas regiões tropicais, que afetam os sistemas dinâmicos da circulação atmosférica, alterando os padrões de precipitação do NEB (KAYANO; ANDREOLI, 2009).

No início da década de 1970 ganharam força estudos focados na compreensão da variabilidade da TSM das bacias oceânicas tropicais, que atuam como uma importante forçante a perturbar a atmosfera, de modo a influenciar as condições climáticas em regiões tropicais, como por exemplo o NEB (informações adicionais sobre as relações e influências das bacias tropicais nas condições climáticas do NEB serão apresentadas no Capítulo 2). Tais estudos focaram-se principalmente nas regiões do Atlântico e do Pacífico. No Atlântico tropical, descobriu-se que um modo de variabilidade climática caracterizado por um gradiente interhemisférico de Anomalia de TSM (ATSM) está relacionado com o deslocamento e posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) do Atlântico. A ZCIT é parte integrante da célula atmosférica de circulação meridional (conhecida como célula de Hadley), sendo este o principal sistema de formação de nuvens convectivas e precipitação sobre a porção norte do NEB durante o outono austral (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; UVO, 1989; NOBRE; SHUKLA, 1996). No Pacífico tropical, episódios de aquecimento ou resfriamento da TSM relacionados ao fenômeno do *El Niño* - Oscilação Sul (ENOS) afetam o deslocamento e enfraquecimento/fortalecimento da célula atmosférica de circulação zonal (conhecida como célula de Walker), a qual por sua vez influencia o clima nas regiões tropicais, incluindo o NEB e o Atlântico adjacente (COVEY; HASTENRATH, 1978; KOUSKY et al., 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; KAYANO et al., 1988).

Ambas as células acima mencionadas atuam em conjunto e influenciam na quantidade de precipitação acumulada na estação chuvosa do NEB, bem como no acumulado total anual de precipitação desta região (NOBRE; MOLION, 1988; UVO et al., 1998). Apesar dos mecanismos físicos atmosféricos associados a atuação isolada das ATSM de cada bacia oceânica tropical (somente Atlântico e Pacífico) sobre as

condições climáticas no NEB serem bem estabelecidos e compreendidos quando da manifestação dos fenômenos descritos acima, os impactos da atuação conjunta de padrões anômalos desses oceanos podem ser complexos e portanto merecem estudos detalhados e específicos (GIANNINI et al., 2004). Por exemplo, em anos de seca no território nordestino, qual oceano possui influência predominante para o déficit de precipitação, ou, sob quais condições oceânicas as secas se estabeleceram? Ademais, novas relações entre os oceanos tropicais e o clima do NEB foram encontradas na última década contribuindo para a expansão dessa pergunta. Entre as recentes relações destacam-se os diferentes impactos climáticos causados pelos novos tipos de *El Niño* (a exemplo, o *El Niño* Modoki, cujo principal núcleo de aquecimento localiza-se na porção central do Pacífico equatorial) comparado ao *El Niño* canônico (ASHOK et al., 2007; BRITO, 2011; RODRIGUES et al., 2011; TEDESCHI et al., 2013; RODRIGUES; MCPHADEN, 2014) e a influência da variabilidade da TSM do oceano Índico sobre a precipitação acumulada sazonal e anual do NEB (TASCETTO; AMBRIZZI, 2012).

O NEB abrange grande parte do semiárido brasileiro, o qual é caracterizado como um dos mais povoados do mundo (SILVA et al., 2010). Ou seja, além de estimular a investigação de importantes questões científicas, o território nordestino também atrai grande atenção do ponto de vista sócioeconômico, em particular associada pela variabilidade climática natural, principalmente quando da manifestação de eventos de seca. O ciclo anual da precipitação do NEB é marcado por uma variação sazonal, apresentando um período chuvoso (caracterizado por um breve regime de chuvas) e um período seco bem definidos (STRANG, 1972), como será demonstrado no Capítulo 3. Caso o acumulado de precipitação deixe de atingir o valor histórico (climatológico) esperado para a região durante o período chuvoso, problemas socioeconômicos surgem ou são agravados em função da falta de água para atividades essenciais, como por exemplo, os relacionados à agricultura de subsistência e de sequeiro característicos da região, uma vez que no restante do ano dificilmente haverá precipitação suficiente para suprir a demanda da população (TADDEI; GAMBOGGI, 2010; VIEIRA et al., 2013; EAKIN et al., 2014). Essa característica torna o NEB como uma das principais regiões vulneráveis à variabilidade climática no território brasileiro. Tais problemas são potencializados quando há a ocorrência de uma sequência de anos com chuvas abaixo da média histórica (MARENGO et al., 2016; ALVALA et al., 2019).

Por outro lado, a forte relação das chuvas do NEB com as condições oceânicas e atmosféricas tropicais posiciona o território nordestino em uma condição privilegiada, no que diz respeito a previsão climática sazonal, sendo considerada uma das poucas

regiões do mundo com alta previsibilidade nesta escala de tempo, teoricamente com potencial de realização de previsões com uma antecedência de 4 a 6 meses. Esta previsibilidade vem sendo constatada tanto em estudos utilizando modelagem dinâmica e estatística (GIANNINI et al., 2004), quanto no acompanhamento de previsões operacionais divulgados por diversos centros globais de previsão climática.

Nesse sentido, os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) são ferramentas essenciais para os prognósticos climáticos sazonais e estudos diagnósticos das secas que ocorrem no NEB. Os MCGA são modelos matemáticos numéricos que possuem as equações físicas que governam a dinâmica atmosférica e, portanto, podem ser utilizados para entender os mecanismos físicos atuantes quando forçantes oceânicas (por exemplo, anomalias de TSM) perturbam a atmosfera (MOURA; SHUKLA, 1981). Para estudos diagnósticos climáticos buscando-se compreender o papel das condições oceânicas em modular as condições atmosféricas, é prática fornecer a TSM observada como condição de contorno para o MCGA e avaliar a resposta produzida pelo modelo em variáveis de circulação atmosférica e precipitação, por exemplo (este tipo de estudo será abordado no Capítulo 4). Nos prognósticos climáticos sazonais, uma das técnicas utilizadas é a persistência da ATSM do mês de inicialização do modelo durante os 4-6 meses de interação do MCGA. Essa técnica é viável pois, no decorrer de alguns meses, a TSM na região tropical varia e evolui lentamente, comparada a outras variáveis climáticas. Apesar da simplicidade dessa abordagem, o uso da persistência da anomalia de TSM fornece resultados consistentes para se utilizar nos prognósticos climáticos sazonais para o NEB, como será visto no Capítulo 5.

Vale notar que, o prognóstico climático sazonal sobre o território nordestino torna-se desafiador quando as influências de cada bacia oceânica, do Atlântico e do Pacífico, podem atuar de forma inversa no sentido de produzir anomalias de precipitação de sinal invertido sobre o NEB, ou mesmo, quando ao menos em uma delas são observadas condições predominantemente neutras e a evolução da TSM no decorrer dos próximos meses é de difícil previsão (GIANNINI et al., 2004). Uma maneira de explorar tais desafios é através da realização de experimentos hipotéticos, com um MCGA, abordando o efeito isolado que a variabilidade da TSM em determinadas bacias oceânicas poderiam causar no território nordestino (como será apresentado nos Capítulos 4 e 5). Com isso, novas abordagens de simulações climáticas podem surgir e assim, propor melhorias tanto no entendimento científico quanto em um sistema de previsão climática sazonal para a região em estudo.

Por fim, vale ressaltar que a disponibilidade de informação climática antecipada é de grande importância e utilidade, tanto para melhorar o monitoramento e os sistemas de previsão e de alerta precoce de eventos de seca, bem como para o desenvolvimento de análises de impactos sócio-ambientais na ocorrência de déficit hídrico de curto a longo prazo. Assim, com essas informações, os gestores e tomadores de decisão podem planejar e realizar políticas de mitigação no sentido de reduzir os danos socioeconômicos que irão ser causados pelos cenários de déficits de precipitação que poderão ocorrer (MARENGO et al., 2016).

1.1 Motivação

Recentemente, entre os anos de 2012 e 2017, o NEB enfrentou umas de suas maiores crises hídricas até então registradas. A região apresentou um alto número de dias com déficit de chuvas, afetando o suprimento de água para a população, o que por sua vez causou problemas e perdas nos setores agrícola, pecuária, de produtos industriais, entre outros. Esta sequência de anos caracterizados por eventos de seca impactou negativamente a economia dos estados nordestinos, além de causar desordem social, fazendo com que o Governo Federal decretasse estado de emergência em mais da metade dos municípios nordestinos (MARENGO et al., 2016; MARENGO et al., 2017).

Durante esses seis anos, os padrões de ATSM nos oceanos tropicais foram diferentes entre si (como será descrito no Capítulo 4), e em alguns casos e em certas bacias oceânicas, até apresentavam-se favoráveis a formação de nuvens e a ocorrência de excesso de precipitação sobre o NEB. Tentar antecipar qual bacia oceânica tropical terá papel predominantemente para a modulação das condições de precipitação sobre o NEB durante a estação chuvosa é uma tarefa árdua comumente realizada pelos previsores de clima. Porém, para isolar e compreender o efeito de cada uma das bacias oceânicas, buscando-se identificar as forçantes de grande escala que poderão atuar no sentido de reduzir ou produzir as chuvas sobre o NEB, torna-se necessário o uso de um MCGA, assim como proposto neste trabalho. Os conhecimentos produzidos em um estudo nessa linha têm o potencial de fornecer informações importantes para previsões de condições climáticas adversas semelhantes no futuro.

Com o exposto acima, o período de 2012 a 2017 configurou-se como importante para um estudo científico acerca dos extremos climáticos, especificamente o evento de seca, no contexto da variabilidade climática interanual da precipitação sobre o NEB. Diagnosticar em detalhes as causas das condições de déficit de precipitação observadas sobre o território nordestino durante este período, através de estudos observacionais e numéricos (com um modelo climático global), torna-se, portanto,

uma tarefa atual, necessária e importante para gerar conhecimentos relevantes no contexto da previsão climática sazonal e da relação da variabilidade dos oceanos tropicais com a anomalia de precipitação sazonal sobre o NEB.

1.2 Objetivos e perguntas científicas

No contexto apresentado acima, o presente trabalho tem como objetivo principal identificar o papel das anomalias de TSM dos oceanos tropicais no deficit de precipitação sobre a região do NEB, durante o outono austral, ocorrido ao longo do período de 2012 a 2017, no âmbito da variabilidade e previsão climática sazonal.

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Analisar a relação da variabilidade da TSM global com a variabilidade da precipitação do outono austral nas subregiões norte e sul do NEB;
- Diagnosticar o papel das bacias oceânicas tropicais na modulação de variáveis atmosféricas e da precipitação sobre o NEB, durante o outono austral dos 6 anos estudados;
- Investigar o potencial para a previsão das condições de deficit de precipitação observadas sobre o NEB, durante o outono austral dos 6 anos estudados, buscando-se identificar as contribuições das bacias oceânicas tropicais do Atlântico e do Pacífico.

Ao ser alcançados os objetivos propostos neste trabalho, espera-se responder as seguintes perguntas científicas:

- Qual o papel de cada oceano tropical no deficit de precipitação do NEB, durante o outono austral, ao longo de 2012 a 2017?
- Seria possível prever as anomalias de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral do período em estudo, com um mês de antecedência?

1.3 Plano de tese

Na presente tese, o Capítulo 2 fornece a revisão bibliográfica sobre as características gerais e climáticas do NEB. Além disso, o mesmo aborda a evolução dos estudos acerca da relação dos oceanos tropicais com a variabilidade interanual da precipitação do NEB. O Capítulo 3 apresenta os resultados iniciais das análises observacionais desta tese ao caracterizar a distribuição espacial e temporal da precipitação da região do NEB. Este capítulo também apresenta a variabilidade da anomalia de precipitação das subregiões norte e sul do NEB e a relação desta variabilidade com a TSM global. Além disso, foram abordados os índices de variabilidade de TSM dos oceanos tropicais em relação com a precipitação durante o outono austral sobre o NEB. Os resultados deste capítulo foram utilizados como referência para as análises dos experimentos realizados e apresentados nos capítulos seguintes.

O Capítulo 4 apresenta os resultados obtidos a partir das análises observacionais de variáveis atmosféricas e da precipitação, e dos experimentos diagnósticos (utilizando TSM observada) desenhados para responder o papel dos oceanos tropicais no déficit de precipitação do NEB, relacionado à primeira pergunta científica. O Capítulo 5 fornece a análise dos resultados dos experimentos prognósticos, com foco na influência dos oceanos Pacífico e Atlântico tropical, utilizando duas abordagens prognósticas: a persistência da ATSM e o decaimento exponencial da ATSM nos meses seguintes (esta última abordagem foi realizada apenas para o ano de 2015). Este capítulo investiga o potencial para a previsão das condições de déficit de precipitação para cada ano, com um mês de antecedência, ou seja, o mesmo está relacionado à segunda pergunta científica. Por fim, no Capítulo 6, de considerações finais, são discutidos os principais resultados encontrados.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Este capítulo fornece a fundamentação científica através de uma revisão da literatura que apresenta o atual estado de conhecimento sobre a temática estudada na tese. A primeira seção apresenta uma breve descrição de características gerais e climáticas do Nordeste Brasileiro (NEB), como informações dos sistemas meteorológicos atuantes na região, os períodos (meses do ano) e as subregiões preferenciais que esses sistemas atuam. Na seção seguinte destaca-se o desenvolvimento de estudos e do entendimento acerca das relações da variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) das bacias oceânicas tropicais com a variabilidade interanual da precipitação do NEB, com destaque também em estudos que focaram na atuação conjunta dos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais no desenvolvimento das anomalias de precipitação do NEB. Na última seção são apresentados estudos relacionados à variabilidade climática de precipitação sobre o NEB com a variabilidade climática da TSM do oceano Índico.

2.1 Nordeste Brasileiro - Aspectos gerais e climáticos

O NEB situa-se no extremo nordeste da América do Sul, aproximadamente entre os meridianos de 34 °W e 48 °W e os paralelos de 1 °S e 18 °S (Figura 2.1.a). Esta região é banhada ao norte e ao leste pelo oceano Atlântico. A oeste do NEB situa-se a maior floresta tropical do mundo, a Amazônia. Ao sul, o estado da Bahia faz fronteira com os estados do Tocantins, Goiás, Minas Gerais e Espírito Santo (KAYANO; ANDREOLI, 2009).

Mesmo localizando-se na porção tropical do globo, o NEB não apresenta, em sua totalidade, uma distribuição de chuvas típicas dessa região. A distribuição espacial da precipitação anual acumulada média varia de 300 a 2000 mm, os quais definem, a depender da localização, três tipos de clima: litorâneo úmido, tropical e tropical semiárido. Quanto à temperatura, a média anual da região varia entre 20 °C e 28 °C. Valores inferiores a 20 °C são encontrados nas regiões elevadas da Chapada Diamantina e do Planalto da Borborema. As amplitudes térmicas máximas sobre o NEB atingem valores próximos de 6 °C (FERREIRA; MELLO, 2005; KAYANO; ANDREOLI, 2009).

A variabilidade na distribuição espacial da precipitação citada acima deve-se a atuação de diversos fenômenos meteorológicos no NEB, ou em outras regiões do globo que favorecem/inibem a formação de nuvens convectivas no território nordestino. Estes fenômenos atuam desde a escala local até a global, e em diferentes meses

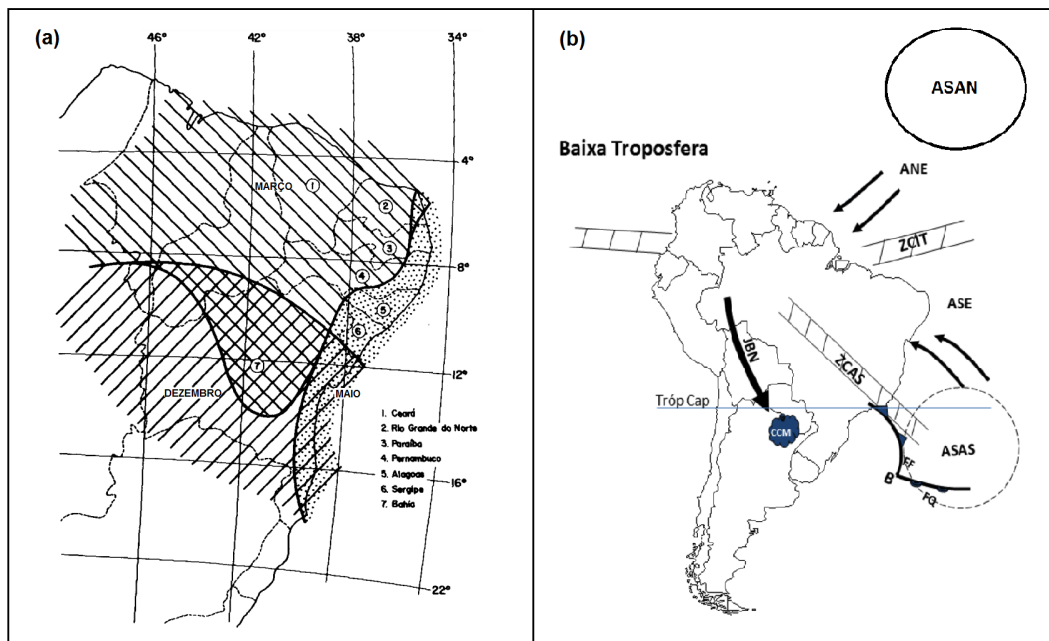
do ano. Entre eles estão a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) do Atlântico (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; UVO, 1989), o fenômeno *El Niño* - Oscilação Sul [ENOS - (COVEY; HASTENRATH, 1978; KOUSKY et al., 1984; KAYANO et al., 1988)], os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis [VCAN - (KOUSKY; GAN, 1981; RAMIREZ, 1996; MORAIS, 2016)], as ondas de leste ou Distúrbios Ondulatórios de Leste [DOL - (YAMAZAKI, 1975; YAMAZAKI; RAO, 1977)], resquícios de Sistemas Frontais (SF) oriundos de latitudes mais altas (KOUSKY, 1979), Complexos Convectivos de Mesoescala [CCM - (SOUZA et al., 1998)], Linhas de Instabilidade [LI - (CAVALCANTI, 1982; BARROS, 2008)], brisa terra-mar (CAVALCANTI; KOUSKY, 1982) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul [ZCAS - (CARVALHO et al., 2004)]. Alguns desses sistemas estão esquematicamente apresentados na Figura 2.1.b.

Conforme o ciclo anual e o trimestre mais chuvoso, o NEB pode ser dividido em três subregiões (STRANG, 1972; KOUSKY, 1979; MOLION; BERNARDO, 2002), como apresentado na Figura 2.1.a, a saber: Norte (NNEB), Sul (SNEB) e Leste (LNEB). Na subregião do NNEB, os maiores acumulados de precipitação durante o ano, ocorrem geralmente no trimestre dos meses de março a maio (MAM) em função da ZCIT do Atlântico atingir sua posição mais ao sul neste período. O deslocamento meridional e a permanência desse sistema sobre o NEB sofrem influência dos padrões de Anomalias de TSM (ATSM) do oceano Atlântico, como será discutido adiante. Já na subregião do SNEB, o trimestre de novembro a janeiro (NDJ) se configura como o período do ano que possui os máximos valores acumulados de chuva nesta subregião, ocasionado principalmente pela incursão de SF e seus remanescentes que interagem com a ZCAS e a convecção local (OLIVEIRA, 1986; RAO et al., 1996). Por último, na subregião do LNEB, os máximos de precipitação ocorrem nos meses de maio a julho (MJJ) geralmente relacionados ao fluxo médio oriundos da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a influência da brisa terra-mar e aos DOL. Uma revisão mais completa dos principais sistemas e fenômenos atmosféricos que atuam no NEB podem ser encontrados nos trabalhos de Molion e Bernardo (2002) e Kayano e Andreoli (2009).

Vale mencionar que o clima do NEB é influenciado também por sistemas de pressão atuantes na região. Entre eles estão a Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e a ASAS, bem como o cavado equatorial que encontra-se entre os anticiclones subtropicais. Os Alísios de Sudeste (ASE) e de Nordeste (ANE) são os ventos de baixos níveis associados aos sistemas de pressão ASAS e ASAN, respectivamente. Os ASE (ANE) localizam-se na borda norte (sul) do ASAS (ASAN), como apresentado na Figura 2.1.b. No eixo do cavado equatorial encontra-se a ZCIT do Atlântico,

ou seja, na região de convergência dos ASE e ANE, onde observam-se movimentos ascendentes, baixos valores da pressão atmosférica superficial, alta nebulosidade e chuvas abundantes. A ZCIT geralmente acompanha as regiões no Atlântico tropical onde a TSM é mais elevada. A variabilidade da posição e da intensidade da ZCIT do Atlântico também estão relacionadas às intensidades e posições da ASAS e da ASAN (UVO, 1989; UVO; NOBRE, 1989a; UVO; NOBRE, 1989b).

Figura 2.1 - (a) Divisões das três subregiões do NEB, apresentando para cada uma delas, o mês que possui, climatologicamente, maior acumulado de precipitação durante o ano. Os números identificam os nomes dos estados. (b) Esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul, na baixa troposfera, durante o verão austral. A sigla ANE refere-se aos ventos alísios de nordeste, ASE aos alísios de sudeste, ASAN a Alta Subtropical do Atlântico Norte, ASAS a Alta Subtropical do Atlântico Sul, ZCIT a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico, ZCAS a Zona de Convergência do Atlântico Sul, B a uma baixa pressão atmosférica (ciclone), CCM aos complexos convectivos de mesoescala que ocorrem na região Sul do Brasil, FF a uma frente fria, FQ a uma frente quente, JBN ao jato de baixos níveis a leste dos Andes e Tróp Cap ao Trópico de Capricórnio.



Fonte: adaptado de (a) Kousky (1979) Kousky et al. (1979), (b) Reboita et al. (2012).

Apesar da importância de se estudar tais sistemas meteorológicos em detalhes, o objeto de estudo desta tese concentra-se na relação entre os padrões de anomalias de TSM e de precipitação acumulada sazonal/anual sobre o NEB. Assim, as próximas seções deste capítulo irão abordar tais relações, e a importância destas para a previsibilidade climática sazonal de precipitação sobre o NEB, com foco nas subregiões do NNEB e SNEB durante o outono austral (trimestre de MAM).

2.2 Influência dos oceanos tropicais na variabilidade climática de precipitação sobre o Nordeste Brasileiro

2.2.1 Oceano Atlântico

Em meados da década de 1970, o oceano Atlântico Tropical recebeu uma maior atenção por parte da comunidade científica climática, resultado de um aumento no número de campanhas observacionais oceânicas. O objetivo de tais campanhas era o de investigar as configurações da circulação atmosférica e oceânica sobre o Atlântico tropical, juntamente com os eventos climáticos extremos nas regiões da América Central, Caribe, África e NEB (SADLER, 1975; HASTENRATH, 1976a; HASTENRATH, 1976b; HASTENRATH; HELLER, 1977; HASTENRATH; LAMB, 1977; MARKHAM; MCLAIN, 1977; HASTENRATH, 1977; HASTENRATH, 1978; LAMB, 1978a; LAMB, 1978b; COVEY; HASTENRATH, 1978; HASTENRATH; LAMB, 1978). Este avanço científico se estendeu nas décadas seguintes e levou a descoberta do modo dominante de variabilidade oceano-atmosfera sobre o Atlântico tropical, que inicialmente foi chamado de padrão de dipolo, e atualmente é denominado de modo de gradiente interhemisférico de ATSM do Atlântico tropical.

Os estudos de Hastenrath e Heller (1977) e de Markham e Mclain (1977) foram os pioneiros acerca dos impactos da variabilidade de TSM do Atlântico tropical sobre a precipitação do NEB. Tais trabalhos também identificaram a percepção de que as condições oceânicas do Atlântico tropical poderiam servir de condições climáticas para um possível prognóstico climático sazonal da precipitação sobre o NEB com uma antecedência de até 6 meses. Markham e Mclain (1977) encontraram correlações positivas entre as ATSM no Atlântico tropical Sul (ATS), em dezembro, e um índice representando a precipitação do Ceará, no trimestre de janeiro a março seguinte. Hastenrath e Heller (1977) utilizaram o método de compostos de 10 anos de extremos de anomalia de precipitação e encontraram uma relação de anos com eventos de seca (chuva excessiva) sobre o NEB com um padrão de anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico tropical Norte e negativas (positivas) no ATS, simultaneamente. Os autores também encontraram que, no composto dos anos com

eventos de seca extrema no NEB, a Pressão ao Nível do Mar (PNM) no Atlântico Tropical Norte (ATN) apresentava-se fraca (ou seja, valores reduzidos), consequentemente os ventos alísios de nordeste eram menos intensos, enquanto que no ATS, a PNM apresentava-se mais forte e os alísios de sudeste mais intensos, todos comparados a um valor climatológico. Os padrões de PNM e de vento superficial encontrados para o composto de anos com chuva excessiva no NEB foram inversos aos do composto de anos de seca.

Esses resultados levaram Moura e Shukla (1981) a investigar um mecanismo dinâmico para explicar as secas do NEB utilizando modelos numéricos e teóricos, com base nas análises diagnósticas realizadas por estes mesmos autores. Moura e Shukla (1981) propuseram que as secas podem ser explicadas pela ocorrência simultânea de um sumidouro (fonte) de calor ao sul (norte) do equador, induzindo uma circulação termicamente forçada, produzindo movimentos ascendentes ao norte do equador (sobre o ATN) e subsidentes ao sul (sobre o ATS e NEB). Esses trabalhos serviram de base para estudos de métodos de previsão sazonal como os apresentados por Hastenrath et al. (1984), Hastenrath (1990) e Ward e Folland (1991). Servain (1991) trabalhou em um índice de dipolo da TSM do Atlântico tropical para auxiliar nos prognósticos sazonais climáticos para a região do NEB, baseado na ocorrência simultânea de ATSM positivas (negativas) no ATN e negativas (positivas) no ATS.

Os resultados desses estudos iniciais caracterizaram o padrão de dipolo como o modo principal de variabilidade do Atlântico tropical. Entretanto, ao reexaminar as informações de ATSM nesta bacia oceânica utilizando componentes principais rotacionadas pelo método varimax, Houghton et al. (1992) mostraram que as flutuações de TSM das bacias do ATN e do ATS apresentavam uma fraca correlação, levantando questionamentos da existência de um acoplamento dinâmico entre as duas bacias, que resultaria em um dipolo principal nas escalas sazonal a decenal. Os autores argumentaram que os processos responsáveis pela precipitação sobre o NEB são sensíveis a um gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical.

Desde então, os estudos focaram em analisar as ATSM da bacia tropical do Atlântico em termos de gradientes meridionais. Hastenrath e Greischar (1993) utilizaram análises diagnósticas para desenvolver métodos de previsão sazonal da precipitação sobre o NEB entre os meses de março e junho a partir de informações climáticas (precipitação, vento superficial meridional sobre o Atlântico tropical e TSM nos domínios do ATN, ATS e Pacífico equatorial) adquiridas na pré-estação chuvosa do território nordestino. Wagner (1996) estudou a manifestação de um gradiente tér-

mico meridional interhemisférico, na baixa troposfera, gerados a partir dos padrões inversos de TSM nas bacias tropicais norte e sul do Atlântico. Nobre e Shukla (1996) analisaram o acoplamento oceano-atmosfera no Atlântico tropical, e os mecanismos desse acoplamento. Os autores associaram que o gradiente térmico meridional com os padrões de vento e PNM influenciam a intensidade da ZCIT, bem como a sua migração latitudinal sobre o Atlântico tropical, e conseqüentemente possuem impacto nas anomalias de precipitação do NEB. De uma forma geral, a posição latitudinal da ZCIT está fortemente influenciada pelo padrão de dipolo do Atlântico tropical, entretanto, sua variabilidade latitudinal está mais proximamente relacionada ao gradiente interhemisférico de ATSM, dessa bacia tropical, no final do verão austral (WAGNER, 1996; HUANG et al., 1995; NOBRE; SHUKLA, 1996; ENFIELD; MAYER, 1997).

Souza e Nobre (1998) realizaram uma revisão dos padrões do dipolo do Atlântico, complementando os estudos já existentes a época. Os autores estenderam as análises observacionais das características atmosféricas e oceânicas (ênfatisando as inter-relações existentes entre essas variáveis) e incluíram as contribuições dos fluxos radiativos de onda curta e onda longa e do fluxo de calor latente na formação e desenvolvimento dos padrões de dipolo sobre o Atlântico tropical.

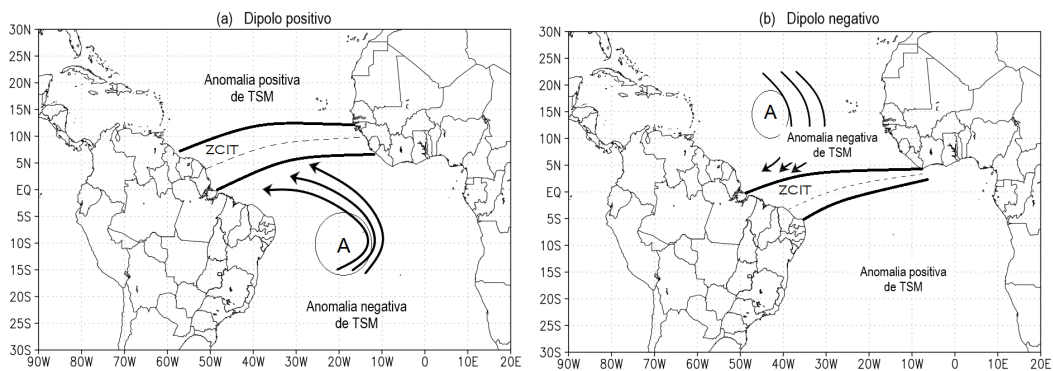
Os conhecimentos gerados nesta série de estudos apontam que, durante o outono austral, para anos com um gradiente interhemisférico de ATSM do Atlântico tropical positivo (Figura 2.2.a), ou seja, na direção de sul para norte, com valores de ATSM numericamente superiores no ATN do que no ATS, simultaneamente ocorre um gradiente meridional da anomalia de PNM entre as altas subtropicais de norte para sul, com a ASAN anormalmente mais fraco que a ASAS. Essa configuração entre as altas subtropicais impacta no padrão de vento superficial oceânico, fazendo com que os alísios de sudeste (nordeste) sejam anormalmente mais fortes (fracos), mantendo a ZCIT ao norte de sua posição climatológica (ou com que esse sistema tenha uma rápida passagem pela suas posições latitudinais mais ao sul). Assim, sobre o ATN, observa-se nebulosidade de forma abundante, enquanto que sobre o ATS e sobre a região do NEB, ocorre inibição na formação de nuvens, o que resulta em acumulados reduzidos de precipitação sobre o NEB e uma estação chuvosa com déficit de precipitação.

Para anos em que o gradiente interhemisférico de ATSM caracteriza-se como negativo (de norte para sul) durante o outono austral, os padrões das variáveis climáticas mencionadas acima são inversos (Figura 2.2.b). Os valores de ATSM são numérica-

mente superiores no ATS do que no ATN, simultaneamente com uma ASAS anormalmente mais fraca que a ASAN, influenciando nos ventos superficiais tropicais, resultando em alísios de nordeste (sudeste) anormalmente mais fortes (fracos). Esta configuração posiciona a ZCIT ao sul de sua posição climatológica, sobre o ATS, e a mantém por um período mais estendido sobre o NEB, favorecendo a formação de nuvens convectivas e resultando em maiores acumulados de precipitação durante o outono austral.

Nota-se que, nos dois casos do gradiente interhemisférico do Atlântico discutido acima, mesmo que nas duas bacias tropicais configuram-se ATSMs de sinais iguais, porém com intensidades diferentes, os padrões anômalos de PNM e de vento superficial podem ser formados. Isso coloca o padrão de dipolo positivo (negativo) como um caso extremo do gradiente interhemisférico positivo (negativo) de ATSM do Atlântico tropical, de modo que, as TSM no ATN (ATS) apresentam-se anormalmente positivas, enquanto que, simultaneamente, o ATS (ATN) apresentam-se anormalmente negativas. Os padrões de anomalia de PNM e de circulação superficial seriam mais intensos comparados aos discutidos acima, resultando em casos intensos de déficit (excesso) de precipitação sobre o NEB.

Figura 2.2 - Esquema das anomalias de TSM nas bacias do ATN e ATS, do posicionamento da ZCIT, e da intensidade dos alísios de nordeste e de sudeste, durante o outono austral, em anos de (a) dipolo positivo, e (b) dipolo negativo.



Fonte: Produção do autor.

2.2.2 Oceano Pacífico

Em 1928, Walker foi o pioneiro em documentar a relação do aquecimento anômalo das águas superficiais do Pacífico equatorial e o fenômeno das secas sobre o NEB (WALKER, 1928). Estudos posteriores (KOUSKY et al., 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987) também relacionaram as mudanças na circulação atmosférica zonal tropical do Pacífico (ou seja, a chamada célula de Walker, descrita mais a frente) com as condições climáticas do NEB, devido às fases quente e fria do fenômeno acoplado *El Niño* - Oscilação Sul (ENOS).

O *El Niño* e a Oscilação Sul são partes de um mesmo fenômeno acoplado de interação oceano-atmosfera associado às alterações interanuais do sistema climático na região do oceano Pacífico tropical (BJERKNES, 1969). O ENOS é reconhecido como o modo dominante da variabilidade climática interanual nos trópicos. Este fenômeno modifica os padrões da circulação atmosférica global, com efeitos climáticos na temperatura e precipitação (inundações e secas intensas) e conseqüentemente causa problemas socioeconômicos em diversas partes do mundo (RASMUSSEN; CARPENTER, 1982; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; KILADIS; DIAZ, 1989; GODDARD; DILLEY, 2005).

A componente oceânica do ENOS se configura como um movimento oscilatório de duas fases, a quente (*El Niño*) e a fria (*La Niña*). A primeira é definida como o aquecimento anormal das águas superficiais e subsuperficiais do Pacífico tropical, das proximidades da costa do Peru e Equador até o meio oeste do mesmo oceano. A configuração deste padrão de ATSM é comumente conhecida como *El Niño* canônico. A segunda representa o fenômeno oposto, ou seja, o resfriamento anômalo das águas superficiais no Pacífico equatorial leste. Normalmente, os eventos de *El Niño* e *La Niña* possuem uma tendência a se alternarem a cada 2-7 anos (RASMUSSEN; CARPENTER, 1982; MCPHADEN et al., 2006).

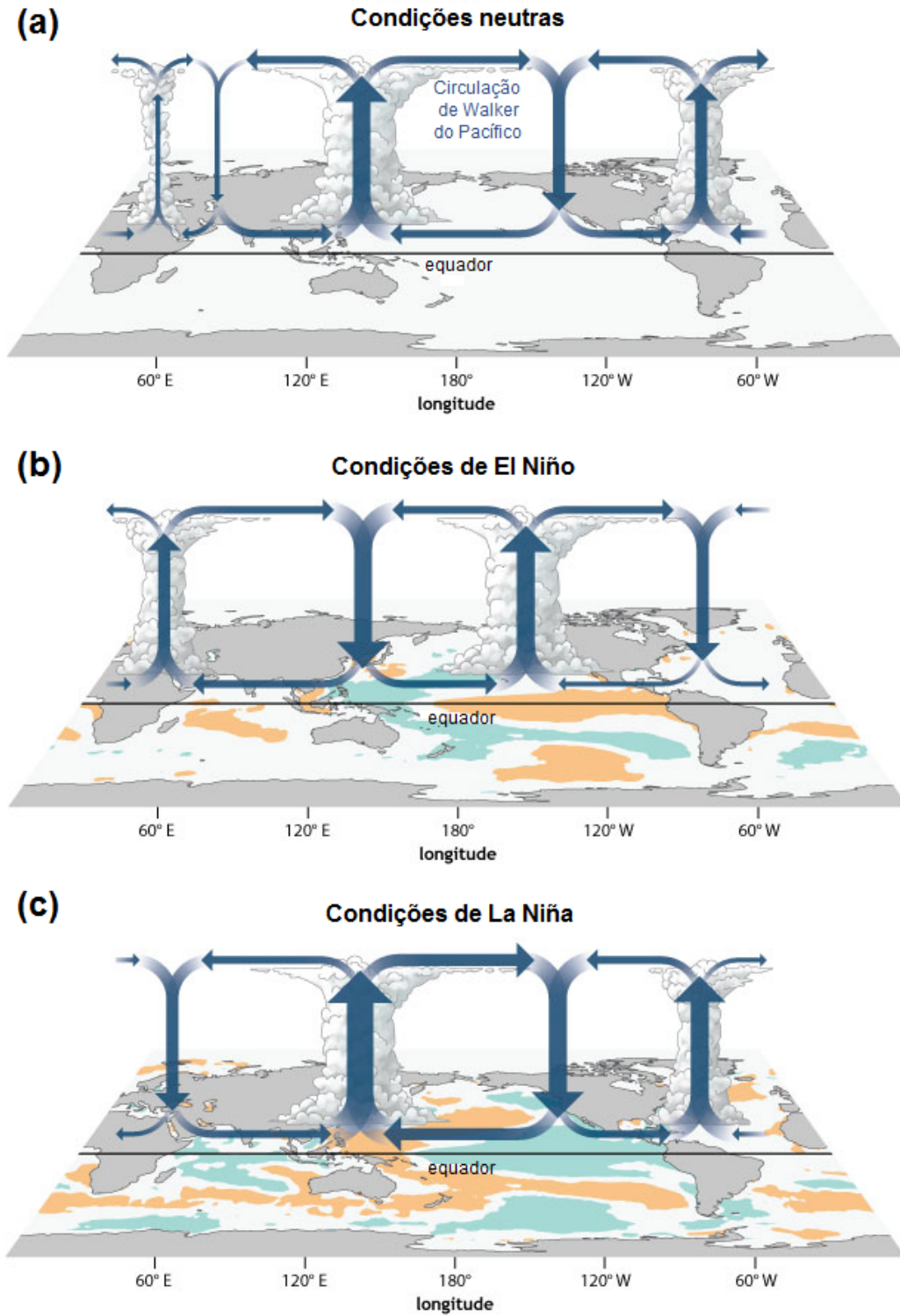
Sob condições normais, ou seja, quando a temperatura das águas superficiais do Pacífico tropical encontra-se em condições neutras (Figura 2.3.a), os alísios (ventos superficiais) normalmente se manifestam de leste para oeste ao longo da maior parte desta bacia oceânica, carregando, assim, enormes quantidades de águas superficiais em uma corrente equatorial. A parte central e oeste, na superfície, caracteriza-se por movimentos ascendentes (de ar úmido e quente) e baixa pressão, favorecendo a formação de nuvens e chuva na região da Indonésia; em altos níveis, devido a divergência do vento na troposfera superior, os ventos zonais se movem de oeste para leste. Na porção oriental do Pacífico tropical superficial, movimentos subsidentes (de

ar seco e frio) e alta pressão atmosférica inibem a formação de nuvens e chuva. Essa circulação zonal de grande escala na atmosfera é chamada de Célula de Walker e gera um desnível no Pacífico tropical, que em sua porção oeste (região da Indonésia/nordeste da Austrália) apresenta-se mais elevado em relação a sua porção leste, nas proximidades da costa oeste da América do Sul, onde observam-se a ressurgência de águas frias e ricas em nutrientes (SHEINBAUM, 2003; MCPHADEN et al., 2006).

Em eventos de *El Niño* canônico (Figura 2.3.b), há uma alternância da pressão atmosférica superficial, resultando em um enfraquecimento e/ou inversão dos ventos alísios no Pacífico equatorial, permitindo com que as águas quentes acumuladas no setor oeste se movam para porção leste deste oceano. O aquecimento superficial mais a leste gera evaporação e movimentos convectivos, deslocando assim a célula de Walker (ou dividindo-a). Em altos níveis, os ventos de oeste também perdem sua intensidade sobre o Pacífico tropical leste e o ramo subsidente da célula de Walker se manifesta sobre a Amazônia, sobre o NEB e sobre o Atlântico tropical, inibindo a convecção e, portanto, reduzindo a precipitação nessas regiões (SHEINBAUM, 2003; MCPHADEN et al., 2006). O *El Niño* geralmente inicia-se nos meses de abril a maio, atinge sua máxima intensidade em dezembro do mesmo ano (ou janeiro do próximo ano) e desintensifica-se por volta da metade do segundo ano (RASMUSSEN; CARPENTER, 1982).

Durante eventos de *La Niña* canônica (Figura 2.3.c), os ventos equatoriais de leste no Pacífico são fortalecidos, produzindo fortes correntes oceânicas, ressurgência intensa e condições mais frias ao longo da costa Sul-Americana. Com uma célula de Walker mais intensificada, um ramo ascendente surge (ou é intensificado) na região do NEB, conseqüentemente favorecendo a convecção e, portanto, aumentando os totais pluviométricos nessa região (SHEINBAUM, 2003; MCPHADEN et al., 2006).

Figura 2.3 - Quadro esquemático da circulação atmosférica zonal e dos padrões de anomalias de TSM em condições: (a) normais ou neutras, (b) de El Niño, e (c) de La Niña.



Fonte: NOAA (2016).

A componente atmosférica do ENOS é conhecida como Oscilação Sul de Walker, representada pela relação inversa entre a pressão atmosférica na superfície e Darwin (norte da Austrália) e Tahiti (Oceano Pacífico Sul) em associação ao aquecimento/resfriamento das águas superficiais dessas regiões. A Oscilação Sul também é conhecida como gangorra barométrica, isto é, quando uma das regiões apresenta pressão superficial superior ao padrão normal, a outra apresenta pressão inferior ao padrão normal. O Índice de Oscilação Sul (IOS) foi desenvolvido para monitorar as mudanças nas condições de pressão e circulação atmosférica em baixos níveis no Pacífico tropical. O mesmo é definido como a diferença entre os desvios padronizados, em relação à média, das PNM registradas em Tahiti (17 °S, 150 °W) e Darwin (12 °S, 130 °E). Quando o IOS apresenta valores negativos (positivos), indica que a PNM sobre Darwin é maior (menor) do que sobre o Tahiti, em associação ao aquecimento (resfriamento) no Pacífico equatorial (KOUSKY et al., 1984; TRENBERTH; CARON, 2000).

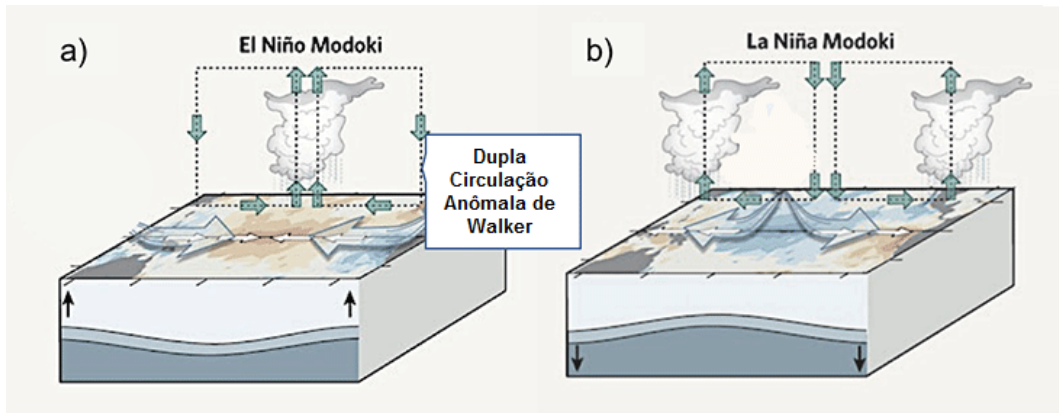
As teleconexões do ENOS são estabelecidas via latitudes tropicais (por meio da circulação leste-oeste, ou seja, da célula de Walker descrita anteriormente) e latitudes médias e altas (por meio de trens de onda do tipo Rossby), ambas associadas a aquecimentos/resfriamentos na área tropical do Pacífico (MCPHADEN et al., 2006). Essa fonte tropical de aquecimento perturba a atmosfera através de mudanças nos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera. Na região das águas superficiais com TSM anormalmente positiva, a convergência de ventos em baixos níveis induz movimento ascendente anômalo, aumentando assim a convecção de umidade e a liberação de calor latente, que por sua vez geram um aquecimento diabático anômalo na troposfera, o qual pode causar distúrbios na troposfera superior. Segundo a teoria de Gill-Matsuno (MATSUNO, 1966; GILL, 1980), tais distúrbios causariam a propagação de ondas aprisionadas equatorialmente, que se manifestam como um par de anticiclones simétricos (em relação ao equador).

Em eventos de *El Niño*, as mudanças da circulação atmosférica, tanto na célula de Walker nas latitudes tropicais, quanto via trem de onda estacionária de Rossby nas latitudes médias e extratropicais, impactam nos padrões de anomalias de precipitação na América do Sul, com reduções nas chuvas e secas severas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, e chuvas acima do normal no sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Chile. Em eventos de *La Niña*, nota-se em geral um padrão inverso de anomalias de precipitação comparado ao de eventos de *El Niño* (KOUSKY et al., 1984; ACEITUNO, 1988; ACEITUNO, 1989; RAO; HADA, 1990; UVO et al., 1998; GRIMM et al., 1998; GRIMM et al., 2000; AMBRIZZI et al., 2004; GRIMM; AMBRIZZI, 2009).

Recentemente, alguns estudos apontam evidências de que as características dos eventos de *El Niño/La Niña* vem se alterando com o tempo. Entre as características estão: fonte de aquecimento/resfriamento, duração e intensidade do evento. Um tipo de *El Niño*, com um aquecimento na porção central do Pacífico tropical, tem se tornado mais frequente e persistente (ASHOK et al., 2007; YEH et al., 2009). Diversas nomenclaturas tem sido utilizadas para se referir a este padrão de *El Niño*, diferente do canônico. Entre eles estão o Trans-*El-Niño* (TRENBERTH; STEPANIAK, 2001), *El Niño* da linha da data (LARKIN; HARRISON, 2005a; LARKIN; HARRISON, 2005b), *El Niño* central do Pacífico (KAO; YU, 2009; YEH et al., 2009), *El Niño "warm pool"* (KUG et al., 2009), e o mais utilizado nos diversos trabalhos, o *El Niño* Modoki ou pseudo-*El Niño* (ASHOK et al., 2007). O *El Niño* (*La Niña*) Modoki é caracterizado por anomalias positivas (negativas) na porção central (entre as longitudes de 165 °E e 140 °W) do Pacífico tropical e anomalias negativas (positivas) nos setores oriental e ocidental desta bacia oceânica, criando-se um gradiente anômalo de TSM ao longo do equador (ASHOK et al., 2007).

O padrão de circulação de Walker também é modificado durante eventos de *El Niño* Modoki. Sobre a porção central do Pacífico, onde se encontram as águas superficiais com temperaturas anormalmente positivas, observam-se um ramo ascendente, com convergência (divergência) de ventos em baixos (altos) níveis (Figura 2.4.a). Nas porções oeste e leste do Pacífico equatorial, encontram-se os ramos subsidentes, associados com divergência em baixos níveis e inibição de chuva nessas regiões, caracterizando, assim, uma célula convectiva dupla (ASHOK et al., 2007; WENG et al., 2007). Durante eventos de *La Niña* Modoki, caracteriza-se o padrão inverso descrito anteriormente (Figura 2.4.b).

Figura 2.4 - Figura esquemática da circulação de Walker em eventos de (a) *El Niño* Modoki, e (b) *La Niña* Modoki.



Fonte: Behera e Yamagata (2018).

A partir do entendimento de que os eventos de ENOS Modoki pode alterar a circulação atmosférica em outras regiões do globo, diferentemente aos dos eventos de ENOS canônico, diversos estudos surgiram no sentido de avaliar os tipos de ENOS, de forma independente, de modo a permitir uma melhor compreensão de seus impactos. Tedeschi et al. (2013) estudaram, por meio de compostos, a influência de diferentes padrões espaciais do Pacífico (ENOS canônico e Modoki) na precipitação da América do Sul e na circulação atmosférica do Hemisfério Sul. As autoras encontraram que em casos de ENOS Modoki exibindo fortes anomalias na região central do Pacífico, os padrões típicos observados em casos de *El Niño* canônico, como anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o NEB (Bacia do Prata), não são observados. No caso do NEB, os padrões de anomalia de precipitação encontrados em eventos de ENOS *Modoki* são opostos aos do ENOS canônico, ou seja, anomalias positivas (negativas) em eventos de *El Niño* (*La Niña*) Modoki.

2.2.3 Influência conjunta dos oceanos Atlântico e Pacífico

Com o entendimento dos mecanismos do impacto da variabilidade da TSM das bacias oceânicas tropicais do Atlântico e do Pacífico (exposto nas Subseções 2.2.1 e 2.2.2, respectivamente) em inibir/favorecer a chuva na região do NEB, diversos pesquisadores começaram a investigar o impacto da relação conjunta dessas duas bacias tropicais na variabilidade interanual da precipitação no território nordestino.

Vale destacar que, alguns autores utilizaram o termo anos "concordantes" para se referir a anos em que a interação da bacia tropical do Atlântico e do Pacífico atuam no sentido de produzir anomalias de precipitação de mesmo sinal no NEB. Ou seja, para anos "concordantes" de déficit (excesso) de precipitação no NEB, atuam, simultaneamente, os eventos de *El Niño* (*La Niña*) no Pacífico e o gradiente positivo (negativo) de ATSM no Atlântico tropical. Já o termo anos "discordantes" refere-se a anos em que a influência de cada bacia atua em sentidos opostos em produzir anomalias de precipitação de sinal oposto sobre o NEB. Neste caso atuam, simultaneamente, ou os eventos de *El Niño* e gradiente negativo, ou os de *La Niña* e gradiente positivo. Os anos "discordantes" são considerados os mais difíceis para elaborar prognósticos sazonais de precipitação para o NEB, uma vez que torna-se desafiador identificar com antecedência quais dos dois oceanos será o principal modulador da precipitação.

Uvo et al. (1998) realizaram um estudo com dados observacionais utilizando o método da decomposição em valores singulares (do inglês, *singular value decomposition*), um procedimento de análise multivariada. Os autores geraram padrões mensais e sazonal (de fevereiro a maio - FMAM) da precipitação do NEB em relação simultânea e defasada com a ATSM dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais, bem como relacionaram a TSM de ambas as bacias estudadas. Para a análise simultânea, na porção central e leste do Pacífico equatorial (região onde desenvolvem-se os eventos de ENOS canônico), foram encontrados os maiores valores de correlação negativa durante os meses de março a maio com a precipitação que ocorre sobre o setor norte do NEB. Ou seja, em anos de *El Niño* (*La Niña*), a precipitação é reduzida (aumentada) sobre a subregião do NNEB. Já sobre o Atlântico, os maiores valores de correlação ocorreram em fevereiro e principalmente em abril e maio, os quais apresentavam uma relação positiva (negativa) da ATSM do ATN com a precipitação do NEB (em uma porção de área maior comparada à do oceano Pacífico). A análise defasada apresentou resultados semelhantes à simultânea, porém com os meses de março a maio apresentando os maiores valores de correlação. Quanto à relação entre as duas bacias tropicais, os resultados dos autores mostraram que o padrão de anomalia do ENOS está bem correlacionado (valores maiores que 0,8) apenas com o ATN, de tal modo que, em eventos de *El Niño* (*La Niña*), há uma tendência para o desenvolvimento de anomalias positivas (negativas) de TSM na porção tropical do Atlântico Norte.

Pezzi e Cavalcanti (2001) utilizaram um Modelo de Circulação Geral (MCG) com o objetivo de estudar os impactos, sobre a América do Sul, de eventos ENOS associados com a ocorrência simultânea de anomalias de TSM sobre o oceano Atlântico tropical.

Os autores organizaram quatro experimentos alternando as condições de TSM do Pacífico através do padrão observado em dois eventos específicos do fenômeno ENOS (o *El Niño* de 1997/1998 e a *La Niña* de 1988/1989) e as condições de TSM do Atlântico representada através da idealização de compostos positivo e negativo do dipolo do Atlântico baseado no trabalho de Souza e Nobre (1998). O experimento forçando o modelo com a TSM observada durante o forte evento de *El Niño* de 1997/1998 combinado com o composto de dipolo positivo do Atlântico resultou em anomalias negativas de precipitação sobre todo o NEB, enquanto que, quando combinado com o composto de dipolo negativo, apenas a subregião do NNEB apresentou anomalias negativas de precipitação. Para os experimentos forçando o modelo com a TSM observada durante o evento de *La Niña* de 1988/1989, quando combinado com o composto de dipolo positivo (negativo), resultou em anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre quase todo o NEB. Os experimentos apontaram que, durante as condições de *El Niño*, o oceano Atlântico tropical influencia preferencialmente a subregião do NNEB, enquanto em condições de *La Niña*, o Atlântico influencia a precipitação do NEB como um todo. Os autores interpretaram os resultados como um estudo de caso e não os tomaram como uma conclusão geral, apontando ser necessários mais estudos nesse sentido.

Giannini et al. (2004) apresentaram resultados importantes no âmbito da previsão climática sazonal, ao apontar evidências de que a variabilidade de TSM nas bacias tropicais do Atlântico e do Pacífico, durante MAM (pico da estação chuvosa da subregião do NNEB), pode ser afetada pela condição de ATSM (com até seis meses de antecedência) no oceano Atlântico tropical. Assim, em anos, em que a interação entre as duas bacias tropicais são ditas "concordantes", as relações entre o Atlântico tropical e a chuva do NEB são mais fortes, e tais anomalias (positiva/negativa) de chuva possuem impactos mais importantes do que nos anos ditos "discordantes", que possuem um caráter mais desafiador na perspectiva da previsão climática sazonal. Os autores também indicam que a condição da TSM no ATS é tão importante quanto a do ATN na determinação do gradiente interhemisférico de ATSM do Atlântico tropical.

Andreoli e Kayano (2006) analisaram o papel relativo das ATSM das bacias tropicais do Pacífico e Atlântico e as anomalias de precipitação sobre o NEB, isolando os padrões relacionados ao ATS. As autoras mostraram que durante o período de março a maio, na ausência de ATSM significativas no Atlântico tropical (definindo valores significantes a um nível de 5%) simultaneamente à fase inicial e de desenvolvimento de eventos de *El Niño*, as anomalias de precipitação estão relacionadas a padrões

de teleconexões extratropicais. As autoras também encontraram que em casos em que ocorrem os eventos de ENOS no Pacífico tropical (definido como a anomalia média de TSM para o trimestre de DJF acima (abaixo) do limiar de $0,9^{\circ}\text{C}$ ($0,6^{\circ}\text{C}$) durante a fase quente (fria) sobre a região do *Niño-3*) e ATSM significativas no Atlântico tropical, os impactos podem atuar de maneira a se fortalecerem (ATSM de sinal contrário no Pacífico leste e no ATS) ou se enfraquecerem (ATSM de mesmo sinal no Pacífico leste e no ATS). Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Pezzi e Cavalcanti (2001). Por último, este estudo identificou que sob condições neutras no Pacífico tropical, as ATSM no ATS possuem um efeito dominante nas anomalias de precipitação do NEB.

Ao analisar as ATSM dos oceanos Atlântico e Pacífico tropical associados a anos extremos e neutros de anomalia de precipitação no NEB, derivados de acordo com as fases do ENOS (quente, fria e neutra), Kayano e Andreoli (2006) mostraram que as variações interanuais de precipitação do NEB possuem uma relação maior com a variabilidade de TSM do ATS do que com a do Pacífico tropical leste. As autoras também encontraram que para os anos extremos de anomalia de precipitação no NEB e que são independentes da fase do ENOS (são eles, anos com déficit de precipitação durante eventos de *La Niña*, anos com chuvas excessivas durante eventos de *El Niño* e anos com déficit ou excesso de precipitação que ocorreram quando o Pacífico tropical apresentava condições neutras), os sinais das anomalias de TSM manifestam-se antes da estação chuvosa do NEB, principalmente no ATS.

Andreoli e Kayano (2007) apresentaram um trabalho complementar aos dois anteriormente mencionados. As autoras compararam o impacto simultâneo das diferentes fases do ENOS com os padrões de gradientes meridionais de TSM no Atlântico tropical, na anomalia de precipitação do NEB, durante o trimestre de MAM. Para isto foram utilizados a técnica de compostos para cada caso. Quando ocorrem eventos de *El Niño* (*La Niña*) sem a presença de padrão de gradiente (ou seja, com valores de ATSM do Atlântico tropical neutras), geralmente, há uma tendência de redução (aumento) da chuva na subregião do NNEB. Já em casos de *El Niño* e gradiente positivo (negativo), ou seja, em anos ditos "concordantes" ("discordantes") para que ocorra fraca estação chuvosa, as influências em ambos os oceanos se reforçam (enfraquecem), causando aumento (redução) de anomalias negativas da precipitação na subregião do NNEB. Por outro lado, quando eventos de *La Niña* ocorrem simultaneamente com padrões de gradiente positivo (negativo), neste caso os anos são ditos "discordantes" ("concordantes", no sentido de favorecer um período chuvoso mais intenso no NEB), as ATSM do Atlântico são preponderantes em determinar as

anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o NEB.

Rodrigues et al. (2011) investigaram o impacto de dois tipos de *El Niño* no desenvolvimento de ATSM no Atlântico tropical e como as mesmas afetam a precipitação do NEB. Os *El Niños* foram diferenciados pelas fontes de aquecimento da TSM, intensidade e duração do evento, resultando em um tipo que se desenvolve no leste do Pacífico (semelhante aos padrões do *El Niño* canônico) e outro na porção central (semelhantes ao do *El Niño Modoki*). O primeiro (segundo) tipo, caracterizado como de intensidade forte (fraca) e duração longa (curta), impacta no resfriamento (aquecimento) do ATS, no sentido de desenvolver um gradiente positivo (negativo) de ATSM no Atlântico tropical (do verão para o outono austral), inibindo (favorecendo) as chuvas no NEB. Ambos os tipos de *El Niño* possuem um impacto semelhante no ATN, o de gerar anomalias positivas de TSM, porém o segundo tipo (*El Niño* central ou *Modoki*) causam um fraco aquecimento comparado ao primeiro (*El Niño* canônico).

Rodrigues e McPhaden (2014) realizaram um estudo semelhante ao descrito acima, no sentido de complementar o mesmo. Os autores investigaram diferentes tipos da fase fria do ENOS (ou seja, eventos de *La Niña*) a influenciar as ATSM no Atlântico tropical e o impacto na chuva do NEB. Os tipos de *La Niña* foram divididas em casos em que ocorreram anomalias positivas e negativas de precipitação no NEB, que por sua vez assemelham-se aos tipos de *La Niña* canônica e *Modoki*, respectivamente. Os resultados encontrados foram semelhantes aos de Rodrigues et al. (2011), da forma que, a resposta da TSM no ATN é a mesma para ambos os casos de *La Niña*, ou seja, geralmente surgem anomalias negativas de TSM no ATN. No entanto, a resposta da TSM no ATS tem papel importante para determinar o gradiente meridional no Atlântico tropical. Nos anos em que ocorreram eventos de *La Niña* canônica (*Modoki*), geralmente, desenvolvem-se anomalias positivas (negativas) de TSM no ATS, configurando-se um gradiente meridional negativo (positivo) de TSM no Atlântico tropical, conseqüentemente, favorecendo (inibindo) as chuvas no NEB. Este estudo teve como motivação o ano de 2012, onde foi registrado um expressivo déficit de precipitação sobre o NEB (como será discutido no Capítulo 3), e o Atlântico tropical configurou-se com águas superficiais anomalmente negativas, simultâneo a um evento de *La Niña Modoki* (com resfriamento na porção central e aquecimento nas porções leste e oeste do Pacífico tropical).

2.2.4 Oceano Índico

Inicialmente, acreditava-se que a influência do oceano Índico na variabilidade climática restringia-se apenas às regiões próximas desta bacia oceânica, principalmente na região que ocorre a monção Indiana de verão. Porém, os esforços para determinar as causas físicas do forte evento de *El Niño* que ocorreu em 1997/1998, levaram a comunidade científica a encontrar novas evidências do papel da TSM do Índico tropical tanto em regiões próximas (como a Austrália, o leste da África e o continente Asiático), quanto em outras porções do globo, levando a um progresso na compreensão da interação oceano-atmosfera e nos principais modos de variabilidade que ocorrem no oceano Índico (SCHOTT et al., 2009; TASCHETTO; AMBRIZZI, 2012): o modo de Dipolo do Oceano Índico [IOD, do inglês, *Indian Ocean Dipole*, Saji et al. (1999), Saji et al. (2005)] e o modo de aquecimento em toda a bacia do oceano Índico [IOBW, do inglês, *Indian Ocean basin-wide Warming*, Chambers et al. (1999), Webster et al. (1999), Jiang et al. (2013)].

O IOD é definido pela diferença da TSM na região do mar da Arábia (porção oeste do oceano Índico, ou seja, polo oeste) com o da região que abrange a parte leste do oceano Índico ao sul da Indonésia (polo leste). Ao ser configurado este modo de dipolo, o mesmo tem potencial de modular o regime de monção no sul da Ásia (ASHOK et al., 2001) e os padrões de precipitação no sudeste da Austrália (CAI et al., 2009) e no leste da África (CLARK et al., 2003). Poucos trabalhos foram realizados acerca do impacto do IOD na América do Sul. Saji et al. (2005) relataram que, durante a primavera austral, a circulação atmosférica do continente sul Americano pode ser afetada remotamente a partir de um padrão de teleconexão, via trem de onda estacionária de Rossby, cuja fonte emana do setor do oceano Índico. Chan et al. (2008) estudaram que este impacto na mudança de circulação atmosférica da América do Sul induz a um padrão, do tipo dipolo, nas anomalias de precipitação do continente sul Americano, com valores negativos (positivos) nas regiões ao norte (sul). Porém, o período preferencial do modo do IOD ocorre entre junho e novembro, não sendo muito efetivo nas anomalias de precipitação durante a estação chuvosa do NEB (TASCHETTO; AMBRIZZI, 2012).

Por outro lado, o IOBW é o principal modo de variabilidade de TSM do oceano Índico tropical, respondendo por cerca de 25% da variabilidade mensal (TASCHETTO; AMBRIZZI, 2012). Este modo caracteriza-se como um sinal uniforme de aquecimento/resfriamento em toda a bacia, com um período de recorrência de 3-4 anos, associados com eventos de ENOS. A fase positiva deste padrão, ou seja, anomalias

positivas de TSM em grande parte da bacia tropical do Índico , é considerada a ser uma resposta remota aos eventos de *El Niño*, geralmente porque o IOBW atinge o seu pico de aquecimento durante o outono austral, período no qual o ENOS está em decaimento (LATIF; BARNETT, 1995; SAJI; YAMAGATA, 2003).

Taschetto e Ambrizzi (2012) analisaram a relação entre o IOBW e a chuva na América do Sul, encontrando também um padrão do tipo dipolo, com valores de índice de correlação negativa (positiva) na porção norte (sul) do continente sul-americano, principalmente durante o outono austral. Os autores também realizaram quatro tipos de experimentos numéricos utilizando um MCGA. Além de prescrever a TSM global para avaliar o comportamento do modelo em representar os padrões climáticos globais, os mesmos também isolaram a forçante da TSM das bacias tropicais do Índico, do Pacífico, e do Indo-Pacífico (e utilizaram TSM climatológica nas regiões oceânicas restantes) para analisar o impacto da forçante das ATSM destas bacias sobre a precipitação da América do Sul. Com isso, apontaram evidências de que o IOBW, através de teleconexões tropicais e extratropicais, tem o potencial de afetar a circulação remota e modular a precipitação no continente sul-americano. No caso das teleconexões tropicais, isto ocorre através de uma circulação de Walker anômala, com movimentos ascendentes na região de anomalias positivas de TSM (ou seja, no Índico tropical) e subsidentes na América do Sul. Diferentemente dos eventos ENOS canônicos, a modificação na célula de Walker se dá no sentido ocorre entre os oceanos Índico e Atlântico, não no sentido do oceano Pacífico. Vale destacar que a co-ocorrência do aquecimento do oceano Índico com os eventos de *El Niño* sugere que o IOBW tem o papel de aumentar e prolongar a resposta típica dos eventos da fase quente do ENOS sobre a América do Sul durante o outono austral.

3 A PRECIPITAÇÃO SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO E A INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

Este capítulo tem como objetivo realizar a caracterização da distribuição espacial e temporal da precipitação sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), destacando suas subregiões norte e sul, com foco na estação de outono austral (entre os meses de março a maio - MAM). Realizou-se também a análise da série temporal da anomalia de precipitação durante um período de 38 anos (1980 a 2017) nas subregiões norte e sul do NEB e a relação da variabilidade da precipitação em MAM, nessas subregiões, com a da TSM global, de forma simultânea e defasada.

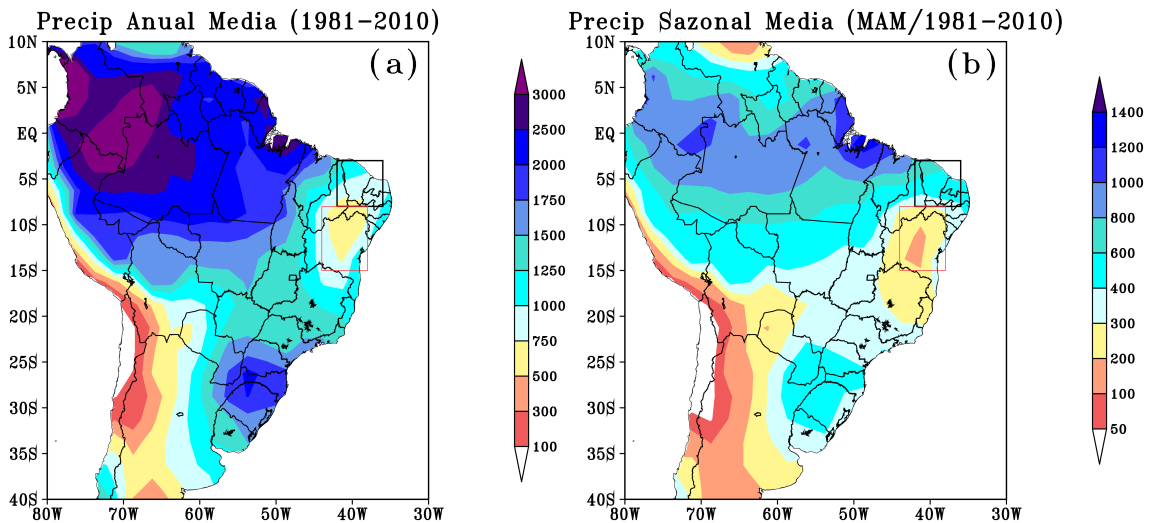
Para estas análises foram utilizadas médias mensais da versão 2.3 do conjunto de dados de precipitação do Projeto de Climatologia de Precipitação Global [GPCPv2.3, do inglês, *Global Precipitation Climatology Project - Version 2.3*, (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)]. Estes dados resultam da combinação de observações de precipitação medidas através de pluviômetros na superfície da Terra com estimativas de precipitação por satélites de órbitas geossíncronas e baixas, nos comprimentos de ondas infravermelho e micro-ondas, respectivamente. O GPCPv2.3 é um dado com espaçamento de grade regular de 2,5 graus de longitude e latitude com cobertura temporal de janeiro de 1979 até os dias atuais.

A Figura 3.1 apresenta o mapa da média climatológica de precipitação total anual (Figura 3.1a) e durante o outono austral (Figura 3.1b), para o período de 1981 a 2010 (30 anos) sobre o Brasil e parte do continente Sul Americano, produzido com os dados do GPCPv2.3. A subregião do norte do Nordeste (NNEB, representada pelo retângulo preto na Figura 3.1) é delimitada pelas latitudes de 3°S e 8°S e longitudes de 36°W e 42°W, enquanto que a subregião do sul do Nordeste (SNEB, representada pelo retângulo vermelho) é delimitada pelas latitudes de 8°S e 15°S e longitudes de 38°W e 44°W. A subregião do NNEB registra valores anuais médios entre 750 e 1250 mm, enquanto que a sua porção sul (SNEB) recebe, em média, entre 500 e 750 mm durante o ano. No outono austral (Figura 3.1b), a subregião do NNEB apresenta acumulados médio entre 400 e 800 mm, enquanto que sobre a subregião do SNEB, são registrados, em média, acumulados entre 100 e 300 mm. Resultados semelhantes são encontrados nos trabalhos de Strang (1972) e Kousky (1979).

Nota-se que, apesar de estar localizado na região tropical, o NEB não apresenta acumulados anuais de precipitação expressivos, como por exemplo os valores acima

de 2000 mm que são tipicamente observados sobre a região Amazônica Brasileira (Figura 3.1a). Como apresentado no capítulo anterior (capítulo 2, de revisão bibliográfica), o NEB é caracterizado por localizar-se em uma região de encontro dos braços descendentes das células de circulação meridional de Hadley e zonal de Walker (NOBRE; MOLION, 1988), o que resulta em grande parte da região ser semiárida, principalmente em sua porção sul (SNEB).

Figura 3.1 - Precipitação total média climatológica (GPCPv2.3, ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), em mm, para o período de 1981 a 2010: (a) anual e (b) para o período do outono austral (MAM). Os retângulos preto e vermelho delimitam as subregiões do NNEB e SNEB, respectivamente.

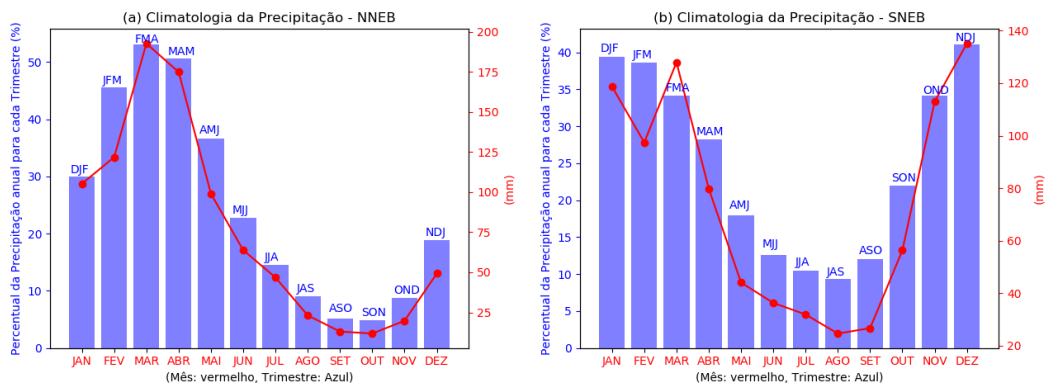


Fonte: Produção do autor.

A Figura 3.2 apresenta as climatologias da precipitação mensal e do percentual trimestral, em relação à precipitação anual média, sobre a subregião do NNEB (Figura 3.2a) e do SNEB (Figura 3.2b), para o período climatológico adotado neste estudo (1981-2010), segundo a base de dados do GPCPv2.3. A climatologia da precipitação mensal é representada por uma linha e pontos vermelhos, com os valores mensais acumulados indicados no eixo das ordenadas à direita de cada gráfico. Já a climatologia do percentual trimestral relativo ao acumulado anual climatológico, está representada por barras azuis, com os valores indicados no eixo das ordenadas à esquerda de cada gráfico. Acima de cada barra apresenta-se o rótulo do trimestre que a representa (por exemplo, a primeira barra possui o rótulo DJF, ou seja, o trimestre representado pelos meses de dezembro, janeiro e fevereiro).

A Figura 3.2a mostra que a subregião do NNEB apresenta um período chuvoso bem definido durante os meses de janeiro a maio (em média 693,91 mm, representando aproximadamente 75% da precipitação total anual de 921,48 mm), e um período seco bem definido de agosto a novembro. O pico da sua estação chuvosa ocorre no mês de março (192,79 mm) e o mês de outubro registra os menores acumulados mensais de chuva (11,78 mm). A precipitação que ocorre no outono austral (MAM) representa 50,66% do total anual médio, sendo ligeiramente inferior ao do trimestre de fevereiro a abril (FMA), que representa 53,16%.

Figura 3.2 - Climatologia da precipitação mensal em mm (pontos e linha vermelhos) e do percentual trimestral em relação à precipitação anual média climatológica (barras azuis), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), das subregiões (a) NNEB e (b) SNEB, entre 1981 a 2010.



Fonte: Produção do autor.

A subregião do SNEB (Figura 3.2b) também apresenta um período chuvoso e um período seco bem definidos. Durante o período chuvoso, aproximadamente 66,38% da precipitação anual é registrada, em média, nos meses de novembro a março (592,12 mm). O período seco é caracterizado predominantemente entre os meses de junho a setembro. A precipitação anual média é de aproximadamente 891,95 mm, com o pico da estação chuvosa ocorrendo em dezembro (135,09 mm) e o mês de agosto o que recebe os menores acumulados mensais (24,65 mm). O trimestre mais chuvoso ocorre entre os meses de novembro a janeiro (NDJ), com uma porcentagem de aproximadamente 41,32% em relação a precipitação anual, porém durante o outono austral

(MAM), a subregião do SNEB registra mais de um quarto da precipitação anual (28, 23%), sendo este também um período muito importante para o ciclo hidrológico dessa subregião.

3.1 A variabilidade interanual da precipitação sobre o NEB

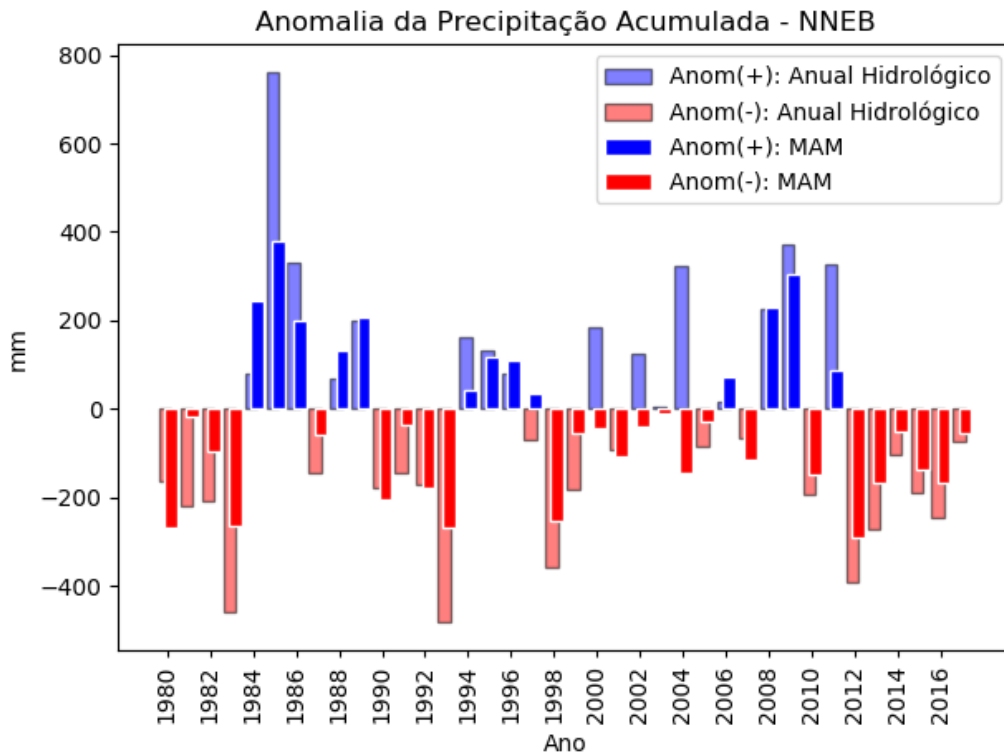
As Figuras 3.3 e 3.4 apresentam as séries temporais das anomalias de precipitação anual, considerando o ano hidrológico (acúmulo de precipitação de setembro até agosto do ano seguinte), e do outono austral (MAM), para as subregiões do NNEB e SNEB, respectivamente. O período analisado é de 1980 a 2017 (38 anos), sendo as anomalias calculadas com relação à média climatológica de 1981 a 2010. A precipitação acumulada durante o ano hidrológico de 1979-1980 (ou melhor, de setembro de 1979 até agosto de 1980) é representado nas Figuras 3.3 e 3.4 pelo ano de 1980, e assim sucessivamente para os demais anos hidrológicos. Ou seja o rótulo utilizado no gráfico foi relacionado ao final do ciclo hidrológico, já que este contém os meses de MAM.

O uso da precipitação anual considerando o ano hidrológico é realizado com a finalidade de representar o ciclo completo da precipitação sobre o NEB, que, de forma geral, tem início em setembro e encerra em agosto do ano seguinte. Caso fosse calculado o ciclo anual de forma usual (com início em janeiro e término em dezembro do mesmo ano), haveria a mistura do pico e término do ciclo de precipitação de um determinado ano (que tipicamente ocorre nos meses de janeiro a maio) com o início do ciclo de precipitação do ano seguinte (que tipicamente ocorre a partir de setembro do mesmo ano). Vale ressaltar o quão pequeno é a diferença entre a precipitação acumulada média anual considerando o ano hidrológico (922,60 e 892,59 mm sobre as subregião do NNEB e SNEB, respectivamente) e acumulada anual usual (921,48 e 891,95 mm sobre a subregião do NNEB e SNEB, respectivamente), de forma que o uso da primeira não representa um problema, sendo a mesma utilizada por diversos estudos como à exemplo o de [Hastenrath e Heller \(1977\)](#).

Sobre a subregião do NNEB (Figura 3.3), quanto às anomalias do outono austral (representada pelas barras vermelhas e azuis em tons mais escuros), observa-se que a série temporal pode ser dividida em períodos com predominância de anos com excesso ou déficit de precipitação. No primeiro caso, 3 períodos de anos com anomalias predominantemente positivas de precipitação, em MAM, foram identificadas: 1984 a 1989 (com o ano de 1987 registrando deficit de precipitação), 1994 a 1997 (com destaque para o ano de 1997, que apresentou anomalia negativa de precipitação durante o ano hidrológico de 1997) e 2006 a 2011 (com 4 dos 6 anos registrando

excesso de precipitação durante o outono austral). Outros 4 períodos destacaram-se com a predominância de anos com déficit de precipitação: 1980 a 1983, 1990 a 1993, 1998 a 2005 (porém em alguns anos as anomalias foram muito baixas e próximas de zero) e 2012 a 2017, com anomalias negativas de precipitação em seis anos consecutivos (tanto no outono austral, quanto no ciclo hidrológico), evento até então não registrado nos 38 anos analisados aqui.

Figura 3.3 - Série temporal da anomalia da precipitação anual considerando o ano hidrológico, de setembro a agosto (barras vermelhas e azuis em tons mais claros) e durante o outono austral (barras vermelhas e azuis em tons mais escuros), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), entre 1980 e 2017, em relação a 1981-2010, sobre a subregião do NNEB.



Fonte: Produção do autor.

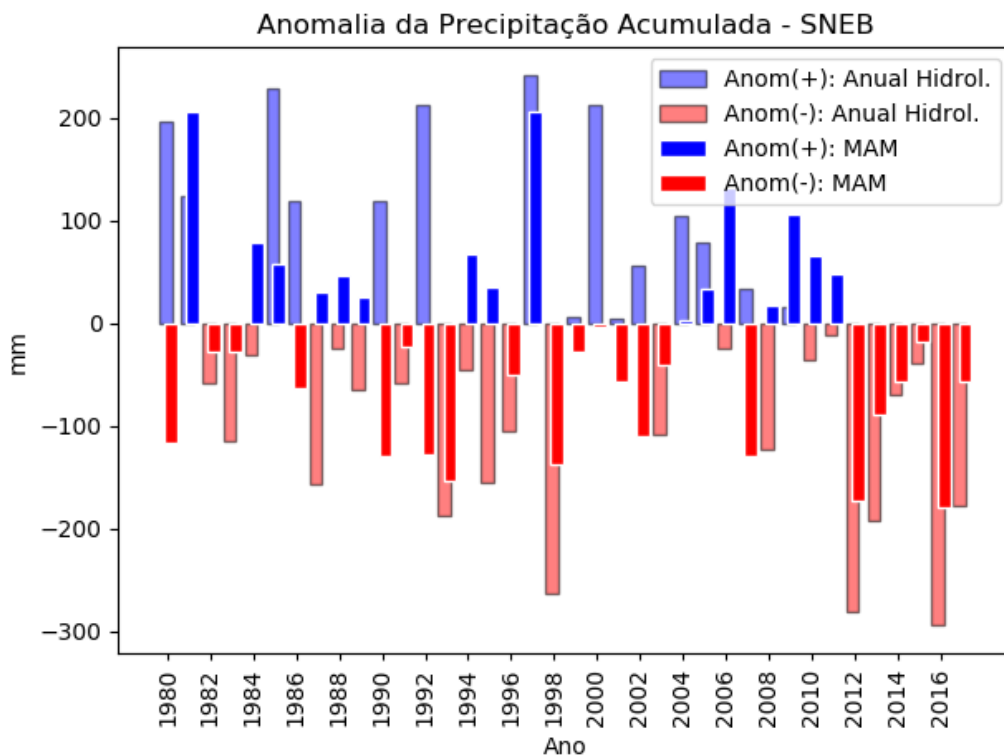
Durante o período analisado (1980-2017), o outono austral (MAM) de 2012 se destacou como o trimestre com a maior anomalia negativa de precipitação (-289,63 mm), em relação ao valor climatológico de 457,40 mm do período de 1981-2010, representando assim um déficit percentual de 63,32% da chuva desse trimestre e uma anomalia padronizada de -1,69 de desvio padrão. A anomalia padronizada é calculada a partir da divisão entre a anomalia de precipitação (neste caso, a do trimestre MAM) pelo desvio padrão climatológico (1981-2010) desse mesmo trimestre (171,77 mm), resultando em um valor adimensional. Observa-se que este ano está inserido no recente período de 6 anos de déficit de precipitação sazonal e anual (2012-2017). Outros quatro anos apresentaram valores de anomalias negativas de precipitação, em MAM, semelhantes aos de 2012 (sendo na sequência indicado seus respectivos valores de anomalia, déficit percentual e anomalia padronizada): 1980 (-268,35 mm, -58,67% e -1,56), 1983 (-263,92 mm, -57,70% e -1,54), 1993 (-266,94 mm, -58,36% e -1,55) e 1998 (-255,25 mm, -55,80% e -1,49).

Quanto às anomalias da precipitação em relação ao ano hidrológico sobre o NNEB (representada pelas barras vermelhas e azuis em tons mais claros na Figura 3.3), o padrão é semelhante ao das anomalias do outono austral, exceto nos anos de 1997, 2000, 2002, 2003 e 2004. Nesses 4 últimos anos citados, apesar de déficit de precipitação em MAM, o ano hidrológico registrou anomalias positivas de precipitação, enquanto que no ano hidrológico de 1997 notou-se o oposto. Os quatro anos hidrológicos com maiores déficits de precipitação (1983, 1993, 1998 e 2012) também possuem as maiores anomalias negativas durante seus respectivos outonos austrais. O ano com maior anomalia negativa foi o de 1993 (-482,94 mm), com um déficit percentual de -52,35% em relação ao valor climatológico de 1981-2010 (922,60 mm) e anomalia padronizada de -1,84 de desvio padrão. Para os outros anos as anomalias de precipitação registradas foram: 1983 (-458,81 mm), 2012 (-391,06 mm) e 1998 (-359,99 mm), representando, respectivamente, déficit percentual (anomalia padronizada) de -49,73% (-1,75), -42,39% (-1,49) e -39,02% (-1,37).

Sobre a subregião do SNEB (Figura 3.4), como o outono austral representa um pouco mais de um quarto da precipitação anual que ocorre nesta subregião, é comum encontrar anomalias do ano hidrológico (de setembro a agosto) e do trimestre relacionado a essa estação (MAM) com sinais contrários. Os anos de 1980, 1986, 1990, 1992, 1999, 2000, 2001, 2002 e 2007 registraram anomalias negativas (positivas) de precipitação durante o outono austral (ano hidrológico), enquanto que os anos de 1984, 1987, 1988, 1989, 1994, 1995, 2006, 2008, 2010 e 2011, registraram o contrário.

Durante o outono austral (representado pelas barras vermelhas e azuis com tons mais escuros, Figura 3.4), os períodos com predomínio de excesso ou deficit de precipitação na subregião do SNEB são semelhantes aos da subregião do NNEB, ou seja, 3 períodos com anomalias positivas mais frequentes (1984 a 1989, 1994 a 1993 e 2004 a 2011) e 4 períodos com anomalias negativas mais frequentes (1980 a 1983, 1990 a 1993, 1998 a 2003 e 2012 a 2017). Os anos de 2016 e 2012 foram os que apresentaram as maiores anomalias negativas de precipitação sazonal, respectivamente, de -178,77 e -172,18 mm, com relação a climatológica (246,25 mm). Esses valores representam um deficit percentual de 72,60% e 69,92%, respectivamente, para o outono austral, e uma anomalia padronizada de -1,90 e -1,83 de desvio padrão, respectivamente, comparado ao desvio padrão climatológico de MAM de 93,94 mm.

Figura 3.4 - Série temporal da anomalia da precipitação anual considerando o ano hidrológico, de setembro a agosto (barras vermelhas e azuis em tons mais claros) e durante o outono austral (barras vermelhas e azuis em tons mais escuros), a partir dos dados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018), entre 1980 e 2017, em relação a 1981-2010, sobre a subregião do SNEB.



Fonte: Produção do autor.

Na série temporal da anomalia da precipitação considerando o ano hidrológico (representada pelas barras vermelhas e azuis com tons mais claros na Figura 3.4), são notáveis dois grandes períodos de predomínio de anos com déficit de precipitação (de 1987 até 1998 e de 2010 até 2007) e um grande período de anos com excesso de precipitação (de 1997 até 2009). As maiores anomalias negativas foram registradas em 2016 (-294,06 mm), 2012 (-280,84 mm) e 1998 (-262,75 mm), comparada à precipitação anual climatológica (892,59 mm), representando déficits percentuais de 32,94%, 31,46% e 29,44%, respectivamente. Os três anos apresentaram valores absolutos de anomalia padronizada abaixo de 2 desvios padrão, em relação ao valor climatológico do desvio padrão anual de 129,36 mm.

As análises das Figuras 3.3 e 3.4 destacaram que o período de 2012 a 2017 mostrou-se único, entre os 38 anos analisados (1980-2017), apresentando deficit de precipitação em 6 anos consecutivos, tanto na precipitação acumulada anual quanto na precipitação acumulada durante o outono austral (MAM), para ambas as subregiões do NEB analisadas. Alguns períodos também se destacaram: por exemplo, o período de 1998 a 2005, na subregião do NNEB, apresentou anomalias negativas de precipitação durante o outono austral (o que representa uma sequência de 8 anos), porém, os anos de 2000, 2002, 2003 e 2004 apresentaram excesso de precipitação anual; o período de 1998 a 2003, na subregião do SNEB, também apresentou déficit de precipitação durante o outono austral (sequência de 6 anos), porém com os anos de 1999, 2000, 2001 e 2002 apresentando excesso de precipitação anual.

A próxima seção apresenta a análise da relação entre a TSM e a precipitação sobre as duas subregiões do NEB investigadas, visando diagnosticar esta relação utilizando-se dados históricos, e elucidar os mecanismos físicos e dinâmicos associados às mesmas.

3.2 A relação entre a temperatura da superfície do mar e a precipitação sobre o NEB

A TSM é uma das variáveis climáticas mais importantes que influenciam a variabilidade da precipitação sobre a região do Nordeste do Brasil, como apresentado nos diversos estudos citados no Capítulo 2. Diagnósticos das relações entre essas duras variáveis climáticas podem ser realizados através do emprego de métodos estatísticos e em seguida procurar compreender as causas físicas a partir das relações encontradas.

Entre os métodos estatísticos utilizados, o coeficiente de correlação linear de Pearson (ver definição em seguida) é comumente utilizado para determinar a relação entre

os dados de séries temporais de duas variáveis, no caso desse estudo, a precipitação observada (GPCPv2.3) sobre as duas subregiões do NEB e a TSM em todo o globo [OISSTv2, Reynolds et al. (2002)]. Informações adicionais sobre esses dados de TSM serão fornecidas mais a frente.

O coeficiente de correlação entre duas séries temporais pode ser calculado de forma simultânea ou defasada. Na primeira, as séries temporais das duas variáveis são registradas e analisadas de forma contemporânea, ou seja, durante o mesmo período, como por exemplo, a precipitação acumulada e a TSM média no trimestre de MAM, em cada ano do período de 1983 até 2017 (período inferior ao da série temporal da anomalia da precipitação analisada na seção anterior, devido a reduzida abrangência temporal dos dados observacionais de TSM, descrito mais a frente). Na segunda, é realizado o cálculo do coeficiente de correlação defasando-se uma das séries temporais. Por exemplo, correlacionando-se as séries temporais de TSM média no trimestre de DJF, em cada ponto de grade do globo, com a série temporal de precipitação acumulada trimestral observada em MAM seguinte a DJF, sobre a subregião NNEB (ou SNEB). Neste caso exemplificado, o cálculo é realizado com a defasagem de 1 trimestre entre as variáveis estudadas. Esta segunda forma é utilizada para compreender a influência temporal de forma antecipada que uma variável (TSM média de DJF) pode exercer sobre a outra (precipitação acumulada em MAM) em uma determinada região (NNEB e SNEB) e assim identificar possíveis potenciais variáveis preditoras.

O coeficiente de correlação linear de Pearson (r), descrito matematicamente em Wilks (2011), mede o grau de relação linear (ou associação) entre duas variáveis:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (3.1)$$

Onde X_i e Y_i representam, respectivamente, a precipitação observada em MAM sobre uma subregião do NEB (NNEB ou SNEB) e a TSM média em um determinado trimestre (a depender do tipo de relação a ser estudada - simultânea ou defasada), para um determinado ano "i" (neste estudo, i varia de 1983 até 2017 para o trimestre MAM). O índice "n" indica o número de amostras (no caso deste estudo, 35 amostras, ou seja, o trimestre escolhido no decorrer de 35 anos) e as variáveis com barra superior (\bar{X} e \bar{Y}) representam a média dos n valores de X (precipitação em MAM) e Y (TSM trimestral), para 35 anos de dados.

O valor do coeficiente de correlação (r) varia de -1 a 1. Esses limites de valores de correlação indicam haver uma relação de perfeita associação negativa, quando $r = -1$, ou positiva, quando $r = 1$; e o valor nulo ($r = 0$) indica que não há relação de associação entre as variáveis estudadas. Por exemplo, regiões oceânicas identificadas com valores de coeficiente de correlação positivo (negativo) e com significância estatística a um pré-determinado nível representam a possível existência de uma relação física de associação entre o aumento da TSM média, em um dado trimestre, com o aumento (redução) da precipitação acumulada em MAM na subregião do NEB estudada.

Neste estudo, a base de dados de TSM utilizada para o cálculo do coeficiente de correlação, juntamente com os dados de precipitação, é a segunda versão da Interpolação Ótima realizada pela Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (OISSTv2/NOAA, do inglês, *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature version 2 - National Oceanic and Atmospheric Administration*). O conjunto de dados está organizado em uma grade com resolução espacial regular de $1,0^\circ$ de latitude e longitude, sendo esses dados construídos a partir de observações de diversas plataformas, tais como satélites, navios e bóias. Os dados mensais estão disponíveis de setembro de 1981 até o presente. Informações adicionais acerca dessa base de dados estão descritas em [Reynolds et al. \(2002\)](#).

Porém, antes de calcular o coeficiente de correlação entre a TSM e a precipitação das duas subregiões do NEB aqui investigadas, deve-se verificar se as variáveis analisadas possuem algum tipo de tendência de aumento ou redução ao longo de sua série temporal. Uma vez identificada a existência de tendência, torna-se importante removê-la para que a análise de correlação realizada represente a variabilidade interanual focada neste estudo. Ao comparar a distribuição global de tendências de TSM no século XX a partir de diversos conjuntos de dados observacionais, [Deser et al. \(2010\)](#) identificaram tendência de aquecimento em todos os oceanos, exceto no Atlântico noroeste. As maiores tendências de aquecimento foram observadas sobre as latitudes médias de ambos os hemisférios. Como o foco principal da análise aqui realizada é a variabilidade interanual, foi removida a tendência linear em todos os pontos de grade do OISSTv2, para cada trimestre estudado, antes do cálculo da correlação com a precipitação acumulada de MAM das duas subregiões do NEB.

Para realizar a remoção de tendência linear da série temporal de TSM, é necessário conhecer a fórmula da reta que a representa, a qual é obtida através de uma regressão linear (WILKS, 2011) da seguinte forma:

$$Y_i = \alpha + \beta A_i \quad (3.2)$$

Onde Y_i e A_i são os valores de TSM e do respectivo ano "i", respectivamente, para uma determinada amostra "i" ($i = 1, 2, \dots, n=35$, e $A_i = 1983, 1984, \dots, 2017$), e α e β são os coeficientes linear (intercepto) e angular, respectivamente. O coeficiente angular, β , pode ser calculado da seguinte maneira:

$$\beta = \frac{n \sum_{i=1}^n (A_i Y_i) - \sum_{i=1}^n (A_i) \sum_{i=1}^n (Y_i)}{n \sum_{i=1}^n (A_i^2) - [\sum_{i=1}^n (A_i)]^2} \quad (3.3)$$

Ao encontrar β , pode-se calcular o coeficiente linear, α , da seguinte forma:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i^2) \sum_{i=1}^n (Y_i) - \sum_{i=1}^n (A_i Y_i) \sum_{i=1}^n (A_i)}{n \sum_{i=1}^n (A_i^2) - [\sum_{i=1}^n (A_i)]^2} = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (Y_i) - \left(\sum_{i=1}^n (A_i) \right) \beta \right] \quad (3.4)$$

Finalmente, para realizar a remoção de tendência da série temporal da variável estudada (TSM) calcula-se Y'_i (TSM sem tendência):

$$Y'_i = Y_i - \alpha - \beta A_i + \bar{Y} \quad (3.5)$$

Onde \bar{Y} é a TSM climatológica.

Após ser realizado o cálculo da correlação (r), torna-se importante verificar se o valor encontrado possui significância estatística ou não a um pré-determinado nível de significância. Para isto, deve-se calcular uma correlação crítica (r_c) a partir do teste t de Student (Equação 3.6):

$$t = \frac{r_c \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_c^2}} \quad (3.6)$$

Onde t é o valor tabelado conforme a significância estatística escolhida, n o número

de amostras ($n-2$ seria o número de graus de liberdade da amostra) e r_c a correlação crítica. Se em um determinado ponto de grade, o valor do coeficiente de correlação for maior que o valor da correlação crítica, a relação encontrada entre a TSM média (de um determinado trimestre) naquele ponto de grade e a precipitação acumulada de MAM (sobre a subregião do NEB analisada) possui significância estatística.

A Figura 3.5 (3.6) apresenta mapas de correlação entre a série temporal da precipitação do outono austral (MAM) para a subregião do NNEB (SNEB) com a da TSM média sazonal em diversos trimestres, que são: MAM(0), DJF(-1), NDJ(-2), OND(-3), SON(-4), ASO(-5), JAS(-6) e JJA(-7). O índice (0) indica que a correlação é realizada de forma simultânea entre as duas variáveis durante o período de 1983 a 2017. Os demais índices dentro do parênteses ("i") indicam que a correlação é calculada de forma defasada a uma "distância" de "i" trimestres, sempre a TSM precedendo a precipitação. As regiões oceânicas em azul (amarelo) representam valores correlações negativas (positivas) com uma significância estatística ao nível de 5%. Regiões oceânicas com valores de correlação negativa (positiva) e com significância estatística ao nível pré-determinado representam a possível existência de uma relação de associação entre o aumento da TSM em relação a média climatológica, em um dado trimestre precedente, com a redução (aumento) da precipitação de MAM na subregião do NNEB (Figura 3.5) ou do SNEB (Figura 3.6).

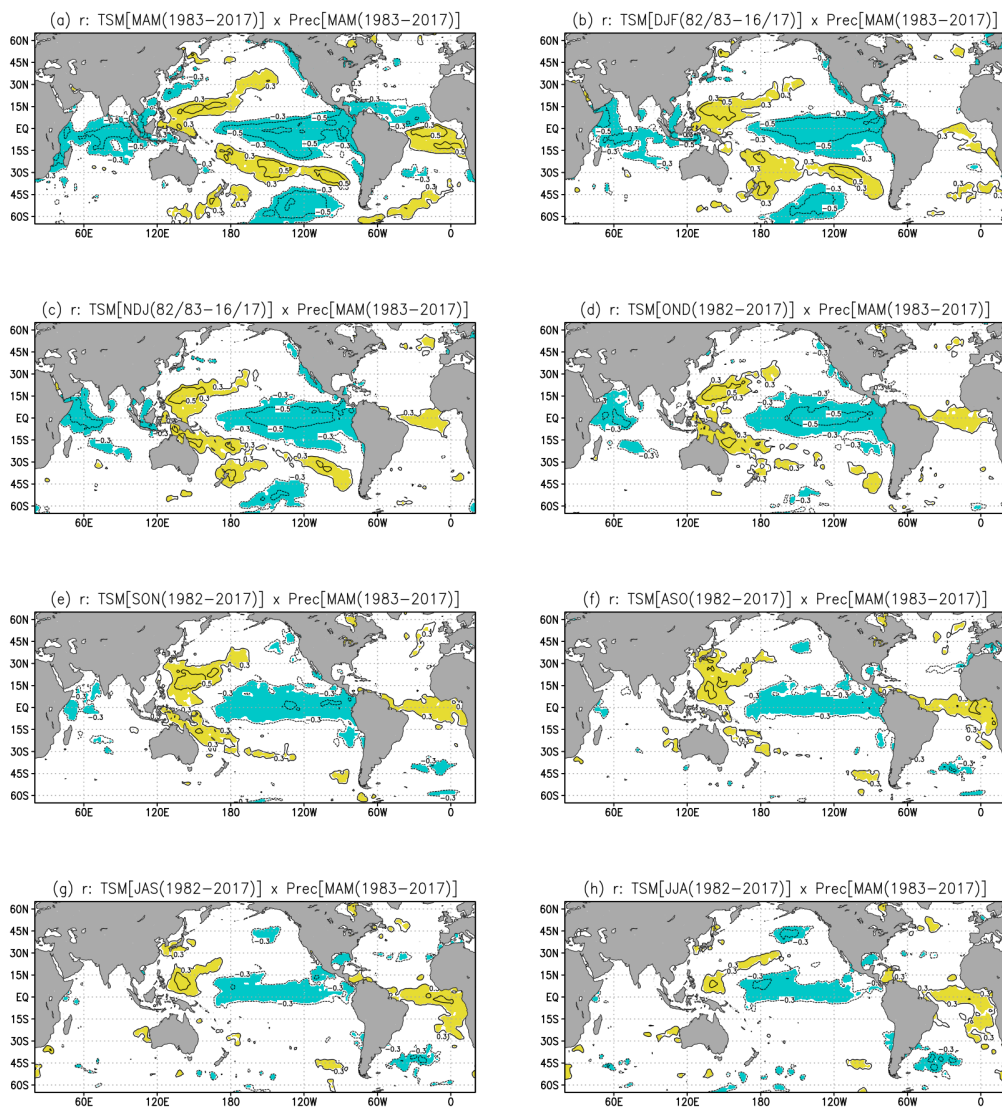
Quanto à relação simultânea da precipitação sobre a subregião do NNEB e a TSM global em MAM (Figura 3.5.a), nota-se que em quase toda a região tropical há alguma relação de associação entre essas duas variáveis. Sobre o Atlântico tropical, destacam-se valores negativos (positivos) do índice de correlação sobre o ATN (ATS). Esta relação, como documentado nos estudos discutidos na Subseção 2.2.1, indica que anomalias positivas (negativas) de TSM sobre o ATN (ATS) geralmente estão associados com déficit de precipitação, e conseqüentemente eventos de seca, na porção norte do NEB. A região oceânica com anomalias positivas (negativas) de TSM geralmente apresenta anomalias negativas (positivas) de pressão ao nível do mar, assim como um padrão de ventos alísios de nordeste (sudeste) enfraquecidos (fortalecidos), causando uma rápida passagem da ZCIT sobre a porção norte do NEB e/ou a manutenção da mesma a norte da sua posição climatológica, e portanto, reduzindo a precipitação sobre o território nordestino. Para anos com chuvas excessivas sobre a subregião do NNEB, estas relações sobre o Atlântico tropical são inversas.

Sobre o Pacífico leste e central, a relação simultânea (Figura 3.5.a) mostra valores negativos de índices de correlação, enquanto que no Pacífico oeste, destacam-se valores positivos em um padrão no formato de ferradura. Esse padrão é semelhante ao encontrado por Uvo et al. (1998). Como discutido na Subseção 2.2.2, durante eventos de *El Niño* canônico, caracterizados por um aquecimento anômalo na região leste e central do Pacífico tropical, alteram-se os padrões da circulação zonal equatorial (célula de Walker), resultando em movimentos subsidentes na região do NEB, inibindo a formação de nuvens convectivas nessa região reduzindo, assim, a precipitação durante o outono austral sobre a subregião do NNEB.

A análise simultânea (Figura 3.5.a) mostra sobre a região equatorial e tropical da bacia do oceano Índico valores negativos de índice de correlação, ou seja, anomalias positivas de TSM nessa região estão associadas com anomalias negativas de precipitação na subregião do NNEB durante o outono austral (MAM). Como apresentado na Subseção 2.2.4, um aquecimento no oceano Índico tropical produz alterações na circulação de Walker, que segundo Taschetto e Ambrizzi (2012), estão associados com movimentos subsidentes no NEB, inibindo a convecção nessa região. Segundo os autores, este aquecimento no Índico tropical geralmente ocorre de forma simultânea com evento *El Niño* do tipo canônico, e a bacia do Índico atua no sentido de aumentar e prolongar a resposta típica dos eventos ENOS.

Ao analisar a relação defasada da variabilidade da TSM do oceano Atlântico com a da precipitação acumulada durante o outono austral da subregião do NNEB (Figura 3.5.b-h), nota-se que da resposta do sinal da relação simultânea encontrada anteriormente (Figura 3.5.a), apenas o sinal de correlação positiva sobre o ATS, que se estende para o Atlântico equatorial, é mantido com até 7 trimestres de antecedência, enquanto que no ATN, o sinal de correlação negativa observado na relação simultânea (Figura 3.5.a) desaparece. Este resultado sugere o potencial para a utilização da TSM do ATS como variável preditora para as anomalias de precipitação durante o outono austral sobre a subregião do NNEB, assim, como documentado nos trabalhos de Markham e McLain (1977) e Kayano e Andreoli (2006).

Figura 3.5 - Mapa da correlação (r) entre a precipitação [GPCPv2.3: (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)] acumulada em MAM sobre o NNEB e a TSM [OIS-STv2: (REYNOLDS et al., 2002)] média trimestral, simultânea em (a) MAM(0); e defasada com a TSM do trimestre precedente b) DJF(-1), c) NDJ(-2), d) OND(-3), e) SON(-4), f) ASO(-5), g) JAS(-6), h) JJA(-7); para o período de 35 anos (1982/83-2016/17). O índice (0) indica que a correlação é realizada de forma simultânea entre as duas variáveis durante o período analisado. Os demais índices dentro do parênteses ("i") indicam que a correlação é calculada de forma defasada a uma "distância" de "i" trimestres, com a TSM precedendo a precipitação. As regiões oceânicas em azul (amarelo) representam valores de correlações negativas (positivas) com uma significância estatística ao nível de 5%.



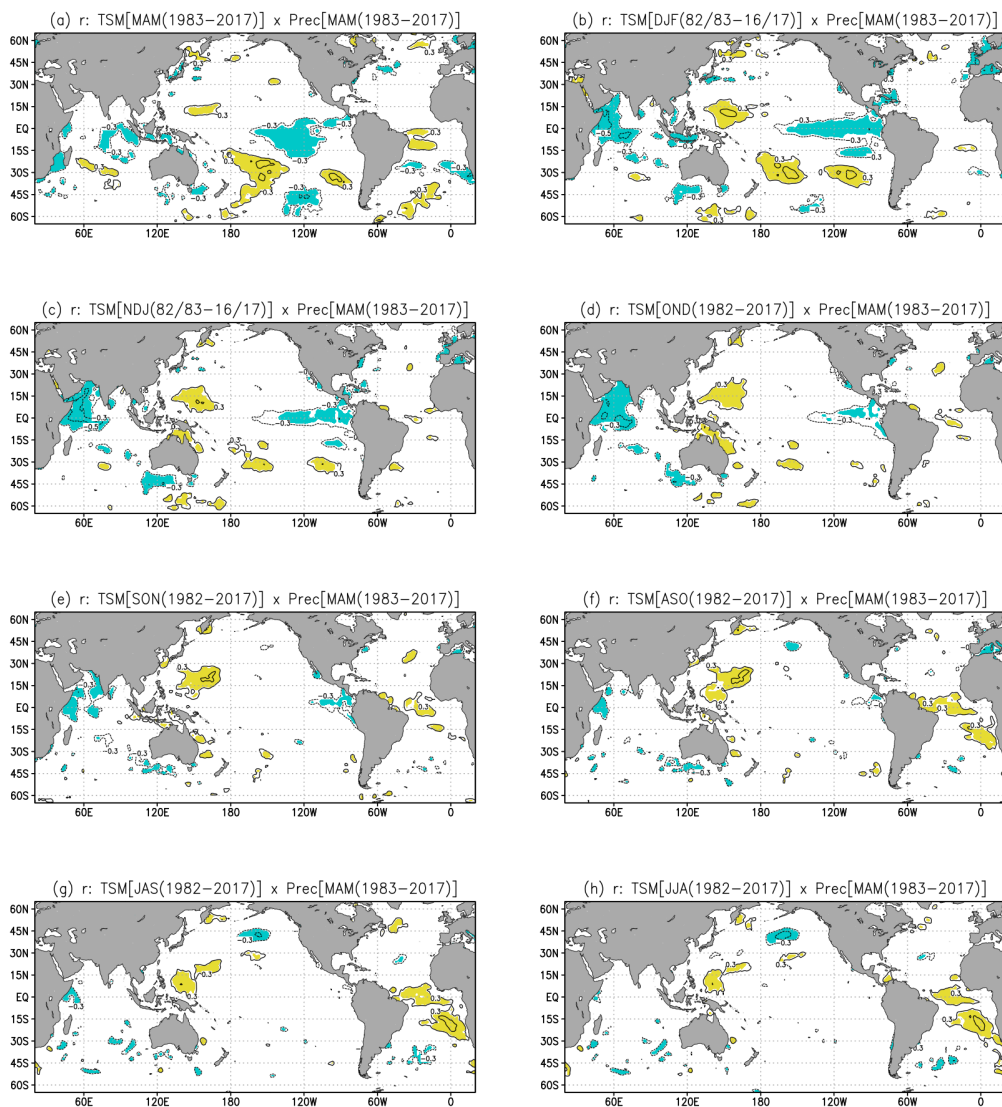
Fonte: Produção do autor.

Sobre o Pacífico tropical, ao se realizar a análise com defasagem nos dados de TSM em relação à precipitação (Figura 3.5.b-h), o padrão encontrado anteriormente na análise simultânea sobre essa bacia oceânica é mantido com valores de índice de correlação negativos (positivos) no setor leste/central (oeste), porém em menor intensidade e abrangência espacial. Ou seja, as anomalias de TSM observadas na região tropical do Pacífico se configuram como um potencial preditor para as anomalias de precipitação do outono austral sobre a subregião do NNEB, com até 7 trimestres de antecedência.

A relação defasada da TSM do Índico tropical e as anomalias de precipitação sobre a subregião do NNEB (Figura 3.5.b-h) mostra que, o sinal do índice de correlação com valor negativo encontrado anteriormente na análise simultânea (Figura 3.5.a) também apareceria na análise defasada com até 3 trimestres de antecedência (Figura 3.5.b-d), podendo estar relacionado com a fase madura de eventos de El Niño que ocorrem geralmente durante o verão austral. Estes mapas de índice de correlação defasadas (Figura 3.5.b-h) apontam que as TSM das regiões oceânicas tropicais possuem um potencial para atuar como variáveis preditoras para as anomalias de precipitação sobre a subregião do NNEB (como discutido anteriormente na Introdução deste trabalho).

A relação simultânea da variabilidade da TSM global com o acumulado de precipitação sobre a subregião do SNEB (Figura 3.6.a), durante o outono austral, é reduzida comparada com a da subregião do NNEB (Figura 3.5.a). Vale ressaltar que o outono austral não é o trimestre mais chuvoso da região do SNEB, como apresentado na Figura 3.2.b. Porém, alguns sinais são semelhantes, como os valores negativos (positivos) de índice de correlação sobre o Pacífico tropical central (porção central do Pacífico subtropical sul e no ATS). Vale destacar que a região do Atlântico tropical apresenta um sinal de correlação positiva com defasagem de 5-7 trimestres tanto para a subregião do SNEB (Figura 3.6.f-h), quanto para a subregião do NNEB (Figura 3.5.f-h).

Figura 3.6 - Mapa da correlação (r) entre a precipitação [GPCPv2.3: (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)] acumulada em MAM sobre o SNEB e a TSM [OIS-STv2: (REYNOLDS et al., 2002)] média trimestral, simultânea em (a) MAM(0); e defasada com a TSM do trimestre precedente b) DJF(-1), c) NDJ(-2), d) OND(-3), e) SON(-4), f) ASO(-5), g) JAS(-6), h) JJA(-7); para o período de 35 anos (1982/83-2016/17). O índice (0) indica que a correlação é realizada de forma simultânea entre as duas variáveis durante o período analisado. Os demais índices dentro do parênteses ("i") indicam que a correlação é calculada de forma defasada a uma "distância" de "i" trimestres, sempre a TSM precedendo a precipitação. AS regiões oceânicas em azul (amarelo) representam valores de correlações negativas (positivas) com uma significância estatística ao nível de 5%.



Fonte: Produção do autor.

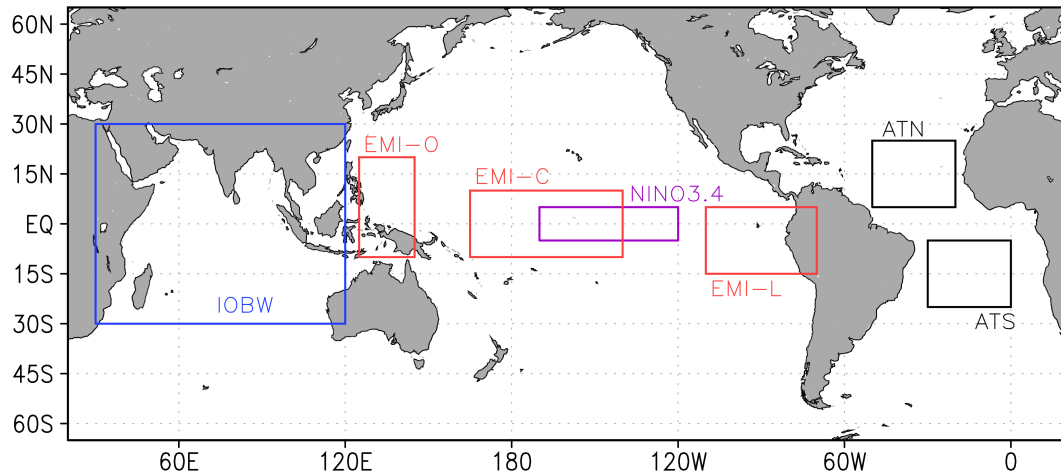
3.3 Índices de variabilidade dos oceanos tropicais

Os índices dos modos de variabilidade dos oceanos são uma forma simplificada de se entender a variabilidade da TSM nos oceanos tropicais, bem como auxiliar no monitoramento das condições oceânicas e na previsão, para os próximos meses, de outras variáveis climáticas, como precipitação e temperatura, que possuem uma relação física de causa/consequência com as anomalias de TSM dos oceanos tropicais. Nas subseções seguintes, são apresentados os índices utilizados neste trabalho que representam os modos de variabilidade dos oceanos tropicais, discutidos anteriormente no capítulo de revisão bibliográfica.

Para a construção dos índices foram utilizados os dados do OISSTv2 (descritos na Subseção 3.2) como os dados observados de TSM. Possivelmente, os valores dos índices encontrados nesta tese diferem de outros trabalhos ou de instituições de monitoramento climático devido ao uso de diferentes características, como, período climatológico, dados observados utilizados para o cálculo dos índices e extensão de cada região oceânica onde o índice foi calculado. Foram utilizados os seguintes índices oceânicos neste trabalho: dipolo do Atlântico, Niño3.4 (para os eventos de ENOS canônico), EMI (*El Niño Modoki Index*, para os eventos de ENOS Modoki) e IOBW (*Indian Ocean Basin-wide Warming*). A Figura 3.7 apresenta as regiões onde foram calculados cada índice, as quais são descritas na subseção respectiva ao índice de variabilidade de TSM abordado.

Em cada subseção, a série temporal de cada índice calculado foi correlacionada simultaneamente (durante o outono austral) com a anomalia de precipitação da subregião do NNEB. Esta relação física de associação já foi identificada espacialmente na seção anterior (Seção 3.2), porém, ao reduzi-la em um índice de variabilidade, a mesma auxilia nas análises das causas do déficit de precipitação sobre o NEB, durante um evento específico, no sentido de identificar o papel de cada bacia tropical, pois simplifica-se em um valor todo o mapa espacial de anomalia de TSM observado. Além disso, os mesmos servirão de base para a discussão da análise diagnóstica (realizada no próximo capítulo) sobre o papel de cada bacia oceânica tropical no déficit de precipitação ocorrido sobre a subregião do NNEB durante o outono austral durante o período de 2012-2017.

Figura 3.7 - Regiões oceânicas onde foram calculados os índices que representam os modos de variabilidade de TSM utilizados nesta tese: Atlântico Tropical Norte (ATN) e Sul (ATS) para o cálculo do dipolo do Atlântico (retângulos em preto); a região do Niño3.4 (retângulo em lilás) representando eventos ENOS canônico; as regiões leste (EMI-L), central (EMI-C) e oeste (EMI-O) do Pacífico para o cálculo do EMI (*El Niño Modoki Index*, retângulos vermelhos), representando eventos de ENOS Modoki; e a região do Índico tropical para o cálculo do IOBW (*Indian Ocean Basin-wide Warming* - retângulo em azul).



Fonte: Produção do autor.

3.3.1 Índice de dipolo do Atlântico

Como discutido na Subseção 2.2.1, acerca da influência do oceano Atlântico sobre a precipitação do NEB, o termo dipolo do Atlântico foi criado inicialmente por Moura e Shukla (1981) e em seguida chamado por diversos autores de gradiente interhemisférico de TSM do Atlântico tropical. Já o índice de dipolo do Atlântico foi desenvolvido inicialmente por Servain (1991) para auxiliar no monitoramento do Atlântico tropical e nas previsões sazonais de precipitação sobre as regiões adjacentes a esta bacia oceânica, como por exemplo o NEB. Portanto, neste trabalho, o índice de dipolo do Atlântico é uma representação numérica para auxiliar no entendimento da forçante da TSM da bacia do Atlântico tropical no déficit de precipitação sobre o NEB em 2012 a 2017. Este índice foi calculado com base na metodologia aplicada nos trabalhos de Servain (1991) e Souza e Nobre (1998), e os compostos resultantes de anomalia de TSM, que representam o dipolo positivo e negativo, serão utilizados na análise prognóstica realizada no Capítulo 5.

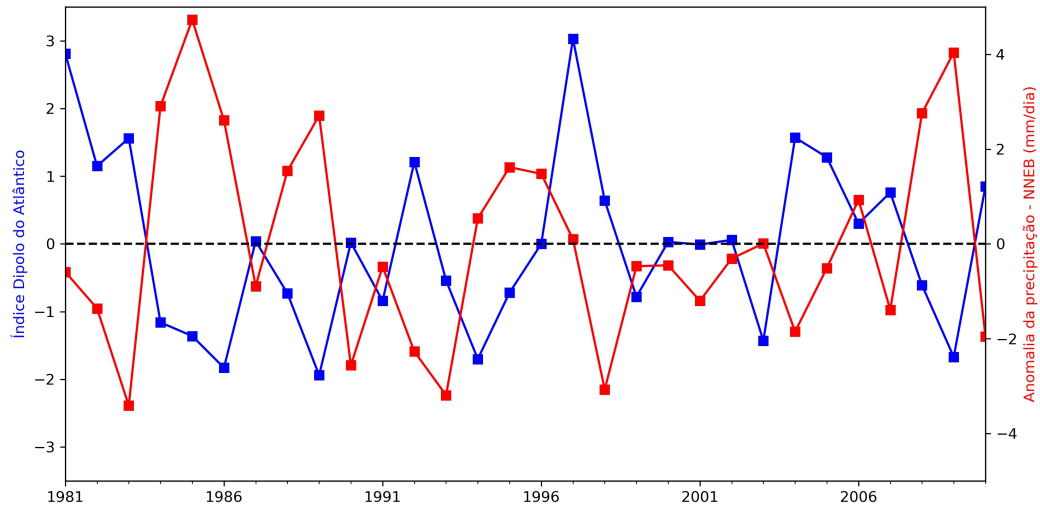
Para obter o índice do dipolo do Atlântico, primeiramente encontra-se a série temporal da anomalia de TSM da média do trimestre de MAM (referente ao período climatológico de 1981 a 2010), da bacia do ATN (média na área entre as longitudes de 50°W e 20°W e latitudes de 5°N e 25°N) e ATS (média na área entre as longitudes de 30°W e 0° e latitudes de 5°S e 25°S), ambas apontadas na Figura 3.7 (retângulos em preto). Essas duas regiões do Atlântico foram propostas no trabalho de Souza e Nobre (1998).

Em seguida, calcula-se o desvio padrão das séries temporais de ATSM das duas bacias oceânicas calculadas anteriormente, para encontrar a série temporal da anomalia padronizada no ATN e ATS. Para cada área oceânica (ATN e ATS), define-se a anomalia padronizada como a ATSM de um determinado ano dividida pelo desvio padrão (este calculado sobre a série temporal de ATSM da determinada bacia oceânica). Por fim, calcula-se a diferença entre as anomalias padronizadas (bacia do ATN menos a do ATS), criando-se, assim, uma série temporal dessa diferença e que define o índice de dipolo do Atlântico.

A Figura 3.8 apresenta a série temporal do índice de dipolo do Atlântico (em azul) e da anomalia da precipitação média sobre a subregião do NNEB (em vermelho), calculadas no trimestre de MAM, para o período de 1981 a 2010 (30 anos). O valor do coeficiente de correlação (baseado na equação 3.1) entre essas duas séries é de -0,59. Ou seja, valores positivos (negativos) do índice de dipolo do Atlântico estão relacionados com valores negativos (positivos) da anomalia de precipitação na subregião do NNEB (como discutido na Figura 3.5). Como discutido anteriormente (Subseção 2.2.1), anomalias positivas (negativas) de TSM no ATN e negativas (positivas) no ATS estão relacionadas com eventos de déficit (excesso) de precipitação na subregião do NNEB.

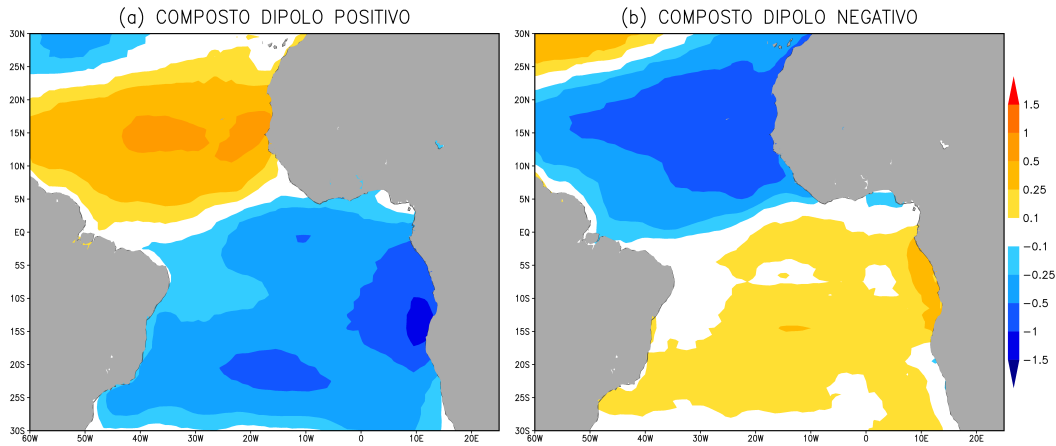
A Figura 3.9 apresenta os mapas de ATSM dos compostos do dipolo positivo e negativo. Para a escolha dos anos de dipolo positivo (negativo), foram selecionados os anos com o percentil acima de 85% (abaixo de 15%) da série temporal da diferença das anomalias padronizadas. Os anos utilizados no composto de ATSM que representa o dipolo positivo (Figura 3.9.a) foram: 1981, 1983, 1997, 2004 e 2005. Por outro lado, os anos utilizados nos compostos de ATSM que representa o dipolo negativo (Figura 3.9.b): 1986, 1989, 1994, 2003 e 2009.

Figura 3.8 - Séries temporais do índice de dipolo do Atlântico [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], calculados no trimestre de MAM, durante o período de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.9 - Anomalia de TSM (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em °C, dos compostos de (a) dipolo positivo, e (b) dipolo negativo. O período climatológico utilizado foi de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

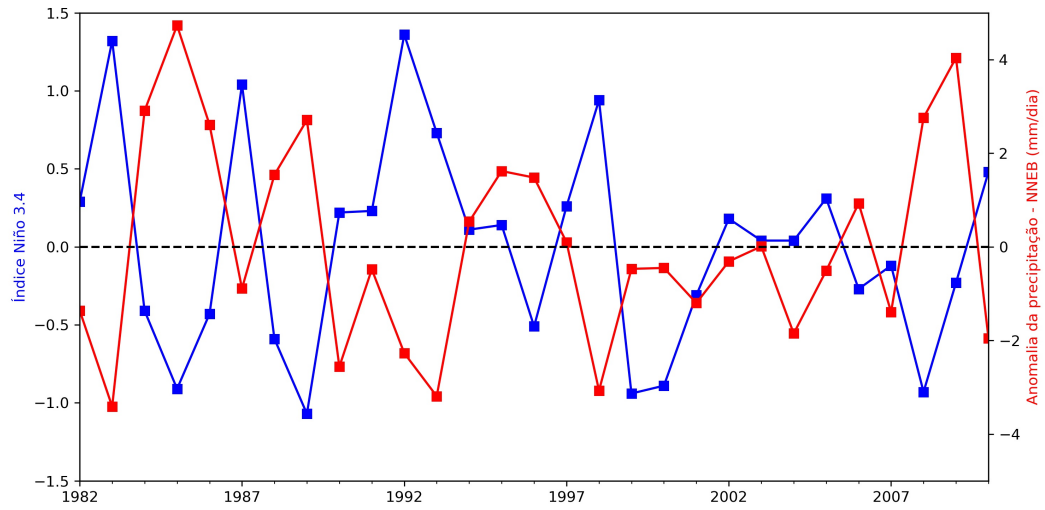
3.3.2 Índice na de região do Niño3.4 - Eventos de ENOS canônico

O índice mais utilizado para definir os eventos de *El Niño* e *La Niña* canônico é o ONI (*Oceanic Niño Index*), calculado na região do Niño3.4, enquanto que os índices calculados em outras regiões do Pacífico tropical (como Niño1+2, Niño3, Niño4) auxiliam na caracterização da natureza única de cada evento ENOS. Neste trabalho, calculou-se um índice semelhante ao ONI na região do Niño3.4. Inicialmente encontrou-se a anomalia mensal da TSM na média da região 3.4 do Pacífico tropical (latitudes entre 5°N e 5°S, e longitudes entre 170°W e 120°W – retângulo lilás na Figura 3.7). Em seguida, calculou-se a média das anomalias para cada trimestre corrido, ou seja, uma média corrida de três meses. Os eventos de *El Niño* (*La Niña*) são definidos quando pelo menos cinco trimestres consecutivos excedem o valor de 0,5 °C (−0,5 °C). Esta é, por exemplo, a definição operacional utilizada no Serviço Meteorológico Nacional (NWS – *National Weather Service*) do Centro de Previsão Climática (CPC – *Climate Prediction Center*) da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Porém, devido à significativa tendência de aquecimento, desde 1950, encontrada na região do Niño3.4 (L'HEUREUX et al., 2013), a cada 5 cinco anos o NWS/CPC faz uma atualização da climatologia base, centrada em um período de 30 anos.

A Figura 3.10 apresenta as séries temporais, do índice na região do Niño3.4 (em azul) e da anomalia da precipitação média sobre a subregião do NNEB (em vermelho), calculadas no trimestre de MAM, para o período de 1982 a 2010 (29 anos). A atualização da climatologia base não foi necessária nesse caso. O valor do coeficiente de correlação (baseado na equação 3.1) entre essas duas séries é de -0,71. Ou seja, valores positivos (negativos) do índice no Niño3.4 estão relacionados com valores negativos (positivos) da anomalia de precipitação na subregião do NNEB, durante o outono austral, sugerindo uma relação física de causa/consequência de eventos de *El Niño* (*La Niña*) com eventos de déficit (excesso) de precipitação na subregião do NNEB (como apresentado também na Figura 3.5, e discutido na Subseção 2.2.2).

A Tabela 3.1 apresenta este índice na região do Niño3.4 calculado para cada trimestre, em relação ao período climatológico base de 1982-2010. A sequência de trimestres em negrito representam eventos de *El Niño* (*La Niña*), quando os índices apresentam valores positivos (negativos). A partir deste método, entre 1982 e 2017, encontrou-se a ocorrência de 10 eventos de *El Niño* (com os seguintes trimestres/ano de início e término: [AMJ/1982-AMJ/1983], [ASO/1986-DJF/1987-88], [MJJ/1991-MJJ/1992], [ASO/1994-JFM/1995], [AMJ/1997-MAM/1998], [MJJ/2002-JFM/2003], [JAS/2004-NDJ/2004-05], [ASO/2006-DJF/2006-07], [JJA/2009-FMA/2010] e [SON/2014-MAM/2016]) e a ocorrência de 10 eventos de *La Niña* (com os seguintes trimestres/ano de início e término: [SON/1983-JFM/1984], [ASO/1984-JJA/1985], [MAM/1988-JJA/1989], [JAS/1995-MAM/1996], [MJJ/1998-JJA/2000], [ASO/2000-JFM/2001], [JAS/2007-AMJ/2008], [OND/2008-FMA/2009], [MJJ/2010-MAM/2011], [JAS/2011-FMA/2012]).

Figura 3.10 - Séries temporais do índice Niño3.4 [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1982-2010.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.1 - Índice Niño3.4 calculado sobre a bacia tropical do oceano Pacífico (região entre as latitudes de 5°N e 5°S), e longitudes entre (170°W e 120°W). O período climatológico base foi de 1982-2010.

ANO	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1982	-0,10	0,02	0,05	0,29	0,66	0,88	1,02	1,11	1,47	1,82	2,24	2,54
1983	2,58	2,32	1,77	1,32	0,90	0,48	0,03	-0,26	-0,48	-0,73	-0,97	-0,98
1984	-0,78	-0,56	-0,37	-0,41	-0,56	-0,59	-0,60	-0,43	-0,52	-0,77	-1,20	-1,30
1985	-1,29	-1,08	-1,02	-0,91	-0,85	-0,69	-0,56	-0,45	-0,44	-0,49	-0,48	-0,56
1986	-0,71	-0,73	-0,58	-0,43	-0,23	-0,07	0,16	0,35	0,60	0,85	1,02	1,19
1987	1,22	1,27	1,17	1,04	1,08	1,27	1,56	1,66	1,59	1,46	1,24	1,05
1988	0,73	0,43	0,03	-0,59	-1,14	-1,53	-1,60	-1,52	-1,66	-1,92	-2,24	-2,21
1989	-1,92	-1,60	-1,28	-1,07	-0,86	-0,65	-0,56	-0,49	-0,47	-0,44	-0,35	-0,20
1990	-0,03	0,13	0,22	0,22	0,11	0,05	0,05	0,08	0,17	0,12	0,22	0,30
1991	0,29	0,21	0,13	0,23	0,46	0,63	0,66	0,54	0,62	0,82	1,30	1,63
1992	1,81	1,77	1,61	1,36	0,94	0,60	0,15	-0,05	-0,27	-0,25	-0,12	0,06
1993	0,14	0,25	0,48	0,73	0,79	0,63	0,31	0,17	0,14	0,22	0,22	0,17
1994	-0,01	-0,04	0,00	0,11	0,20	0,21	0,32	0,30	0,53	0,76	1,10	1,18
1995	0,97	0,69	0,41	0,14	-0,03	-0,15	-0,27	-0,50	-0,77	-0,93	-1,02	-0,93
1996	-0,94	-0,79	-0,65	-0,51	-0,42	-0,32	-0,25	-0,27	-0,37	-0,44	-0,50	-0,53
1997	-0,54	-0,40	-0,11	0,26	0,75	1,24	1,66	1,96	2,25	2,47	2,62	2,64
1998	2,42	2,02	1,44	0,94	0,14	-0,54	-1,20	-1,26	-1,28	-1,32	-1,54	-1,63
1999	-1,62	-1,34	-1,09	-0,94	-0,97	-0,95	-1,07	-1,06	-1,11	-1,21	-1,42	-1,69

(Continua)

Tabela 3.1 - Conclusão

ANO	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2000	-1,74	-1,55	-1,16	-0,89	-0,72	-0,63	-0,51	-0,48	-0,55	-0,71	-0,87	-0,88
2001	-0,84	-0,62	-0,43	-0,31	-0,18	0,05	0,05	-0,02	-0,08	-0,17	-0,24	-0,21
2002	-0,12	0,07	0,15	0,18	0,40	0,60	0,82	0,93	1,13	1,35	1,49	1,45
2003	1,12	0,83	0,45	0,04	-0,22	-0,16	0,01	0,14	0,24	0,37	0,40	0,31
2004	0,18	0,05	0,01	0,04	0,11	0,25	0,42	0,63	0,71	0,69	0,69	0,65
2005	0,47	0,35	0,27	0,31	0,33	0,32	0,22	0,06	0,00	-0,12	-0,32	-0,63
2006	-0,78	-0,76	-0,51	-0,27	0,01	0,12	0,22	0,37	0,59	0,82	1,01	1,00
2007	0,62	0,23	0,00	-0,12	-0,14	-0,28	-0,40	-0,68	-1,03	-1,35	-1,56	-1,67
2008	-1,82	-1,65	-1,35	-0,93	-0,71	-0,40	-0,17	-0,11	-0,21	-0,34	-0,52	-0,72
2009	-0,88	-0,77	-0,52	-0,23	0,11	0,44	0,62	0,71	0,79	1,07	1,39	1,60
2010	1,45	1,25	0,94	0,48	-0,10	-0,66	-1,05	-1,38	-1,56	-1,65	-1,64	-1,60
2011	-1,54	-1,32	-1,02	-0,74	-0,47	-0,30	-0,37	-0,56	-0,79	-0,93	-1,03	-1,05
2012	-0,97	-0,79	-0,55	-0,33	-0,06	0,25	0,51	0,56	0,49	0,36	0,17	-0,05
2013	-0,34	-0,34	-0,23	-0,19	-0,22	-0,29	-0,28	-0,23	-0,23	-0,14	-0,13	-0,17
2014	-0,40	-0,40	-0,15	0,18	0,37	0,35	0,27	0,26	0,38	0,59	0,70	0,73
2015	0,60	0,55	0,64	0,79	1,04	1,31	1,65	1,97	2,27	2,56	2,74	2,80
2016	2,57	2,21	1,71	1,01	0,40	-0,12	-0,41	-0,56	-0,64	-0,64	-0,57	-0,41
2017	-0,23	-0,04	0,18	0,29	0,42	0,45	0,24	-0,08	-0,36	-0,59	-0,71	-0,78

Fonte: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).

3.3.3 Índice do El Niño Modoki - EMI

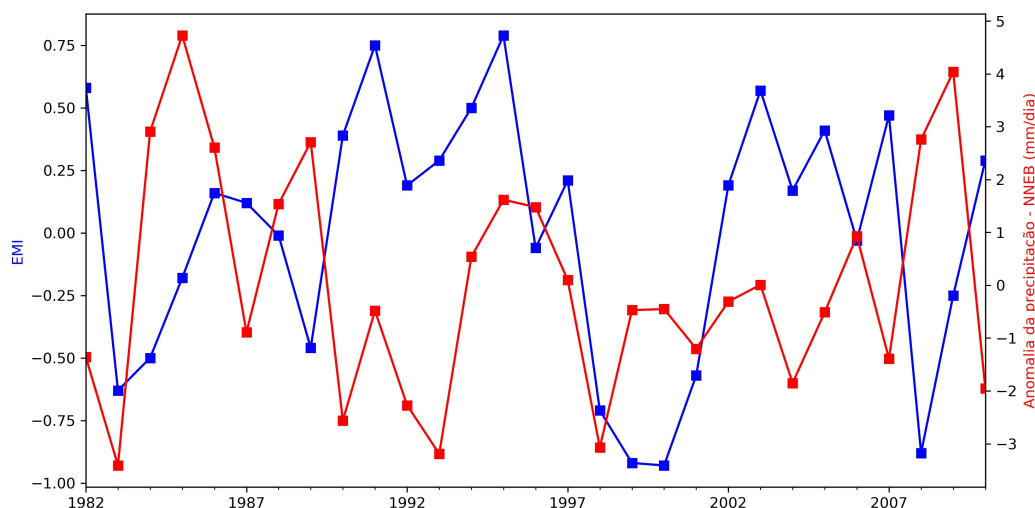
O *El Niño* Modoki surgiu do segundo modo principal de variabilidade, ao ser aplicado uma Função Ortogonal Empírica (FOE) na TSM mensal da região tropical do Pacífico (ASHOK et al., 2007). Com base no padrão de TSM encontrado na segunda componente principal da FOE, o Índice de *El Niño* Modoki (EMI) foi estabelecido a partir da seguinte equação:

$$EMI = [ATSM]_{EMI-C} - 0,5 * ([ATSM]_{EMI-O} + [ATSM]_{EMI-L}) \quad (3.7)$$

Onde $[ATSM]$ representa a anomalia de TSM média, sobre as regiões central (EMI-C – delimitada entre as longitudes de 165 °E e 140 °W, e as latitudes de 10 °S e 10 °N), oeste (EMI-O – delimitada entre as longitudes de 125 °E e 145 °E, e as latitudes de 10 °S e 20 °N) e leste (EMI-L – delimitada entre as longitudes de 110 °W e 70 °W, e as latitudes de 15 °S e 5 °N), representadas por retângulos vermelhos na Figura 3.7.

Semelhante ao calculado no índice da região do Niño3.4, encontrou-se a média das anomalias para cada trimestre corrido. A Figura 3.11, apresenta as séries temporais do índice EMI (em azul) e da anomalia da precipitação média sobre a subregião do NNEB (em vermelho), calculadas no trimestre de MAM, para o período de 1982 a 2010 (29 anos). O valor do coeficiente de correlação (baseado na equação 3.1) entre essas duas séries é de -0,15. Apesar de não ser encontrado uma relação entre as séries temporais do EMI e a precipitação acumulada durante o outono austral do NEB, alguns trabalhos [por exemplo, Brito (2011), Rodrigues et al. (2011), Tedeschi et al. (2013), Rodrigues e McPhaden (2014)] apontam que padrões de *El Niño/La Niña* Modoki podem causar deslocamentos na célula de circulação de Walker, fortalecer/enfraquecer a ZCIT do Atlântico, bem como influenciar a TSM do Atlântico. Por exemplo, Rodrigues e McPhaden (2014) sugeriram a ocorrência de um padrão de *La Niña* Modoki (ou *La Niña* central) entre final de 2011 e início de 2012, evento o qual será levado em consideração nas análises diagnósticas realizadas no capítulo seguinte.

Figura 3.11 - Séries temporais do Índice de *El Niño* Modoki, EMI [em azul - OIS-STv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1982-2010.



Fonte: Produção do autor.

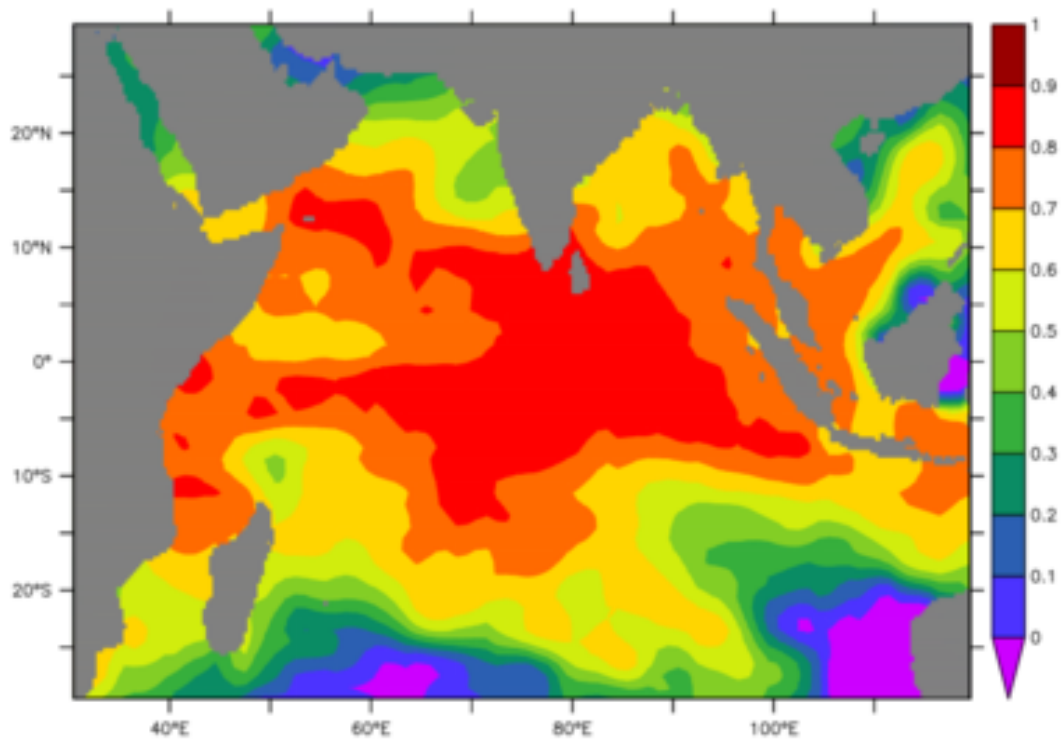
3.3.4 Índice de Aquecimento da Bacia do Índico - IOBW

O índice de aquecimento em toda a bacia do Índico (IOBW) corresponde a primeira componente principal da análise de FOE na TSM mensal na região do Índico tropical. O seu padrão espacial, o qual é caracterizado por um amplo sinal único (aquecimento ou resfriamento), contabiliza cerca de 25% de variabilidade (TASCETTO; AMBRIZZI, 2012).

Semelhante ao trabalho de Jiang et al. (2013), a análise de FOE foi aplicada sobre a TSM trimestral de MAM, sobre a região do Índico tropical (entre as longitudes de 30°E e 120°E, e as latitudes de 30°N e 30°S – retângulo em azul da Figura 3.7), para o período de 1983 a 2010 (28 anos). A Figura 3.12 apresenta o modo principal encontrado. Este padrão responde por cerca de 36% da variabilidade da TSM da região do Índico tropical, durante o outono austral. A Figura 3.13 apresenta as séries temporais entre o IOBW (série temporal da componente principal correspondente ao modo principal) e da anomalia de precipitação, durante o outono austral, sobre a região do NNEB. A correlação entre as duas séries é de -0,48. Esta relação

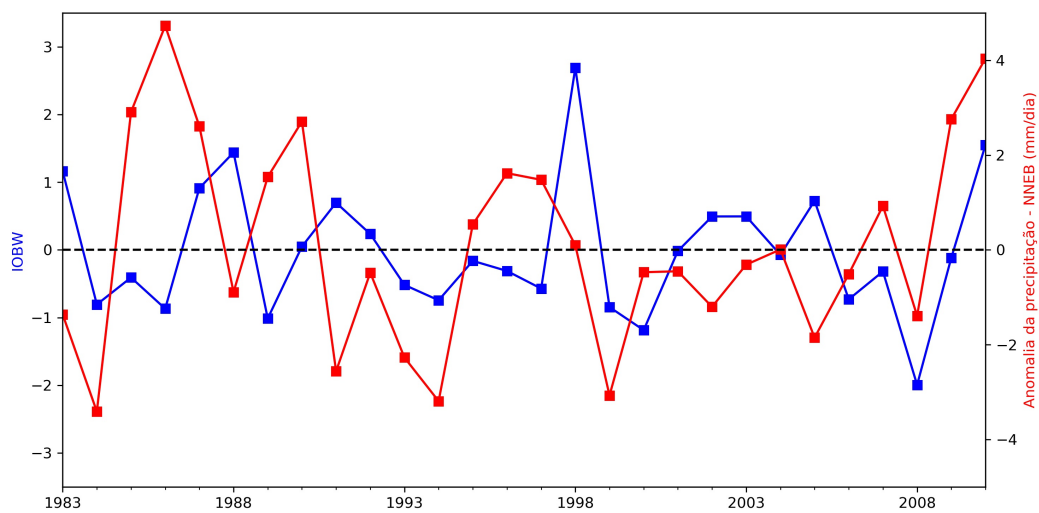
sugere que, eventos de aquecimento da bacia do Índico tropical, podem modular anomalias negativas de precipitação sobre a subregião do NNEB, como discutido na Subseção 2.2.4.

Figura 3.12 - Padrão espacial do primeiro modo de uma análise de Função Ortogonal Empírica da TSM [OISSTv2, (REYNOLDS et al., 2002)] do trimestre de MAM, da região do Índico tropical.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.13 - Séries temporais do Índice de Aquecimento da Bacia do Índico, IOBW [em azul - OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)] e da anomalia de precipitação na subregião do NNEB [em vermelho - GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018)], para o trimestre de MAM, durante o período de 1983-2010.



Fonte: Produção do autor.

3.3.5 Índices de variabilidade dos oceanos tropicais - Período de 2012 a 2017

Os índices apresentados nas subseções anteriores também foram calculados para o período de estudo desta tese (2012 a 2017). A Tabela 3.2 apresenta os valores de cada índice para estes anos. Os mesmos serão utilizados no capítulo seguinte para auxiliar na identificação do papel de cada bacia oceânica tropical em modular anomalias de precipitação sobre o NEB durante o outono austral dos anos em estudo.

Tabela 3.2 - Índices de variabilidade dos oceanos tropicais, para o outono austral, entre os anos de 2012 e 2017: Dipolo do Atlântico, índice ENOS na região do Niño3.4, EMI (Modoki) e IOBW (Índico).

Ano	Dipolo do Atlântico	Índice na região do Niño3.4	EMI (Modoki)	IOBW (Índico)
2012	0,34	-0,33	-0,72	-0,44
2013	0,95	-0,19	-0,07	-0,23
2014	-1,17	0,18	0,22	0,43
2015	-1,60	0,79	0,63	0,66
2016	0,14	1,01	0,43	2,25
2017	0,63	0,29	-0,28	-1,09

Fonte: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002)

4 O DÉFICIT DE PRECIPITAÇÃO DE 2012-2017 SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO: ANÁLISES E EXPERIMENTOS CLIMÁTICOS DIAGNÓSTICOS

Este capítulo tem como objetivo diagnosticar o papel de cada bacia oceânica tropical no déficit de precipitação observado sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), durante o outono austral dos anos de 2012 a 2017. Para isso foram realizadas análises de diversas variáveis climáticas através de dados observados e de resultados de experimentos numéricos utilizando um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). Nas seções seguintes serão apresentados os detalhes técnicos da estrutura dos experimentos realizados (Subseção 4.1.1), do MCGA utilizado para executar tais experimentos (Subseção 4.1.2), das variáveis climáticas a serem analisadas (Subseção 4.1.3), dos dados observados utilizados como base de referência para as análises e comparação com as saídas do MCGA (Subseção 4.1.4) e, por fim, a análise e discussão dos resultados encontrados para cada ano de estudo (Seções 4.2 a 4.7).

4.1 Descrições técnicas

4.1.1 Estrutura dos experimentos diagnósticos

Os experimentos climáticos numéricos são importantes pois, apenas com a análise diagnóstica das variáveis climáticas a partir dos dados observados, torna-se uma tarefa complexa identificar o papel de cada bacia tropical em modular anomalias climáticas observadas em uma determinada região de estudo (no caso desta tese, o déficit de precipitação ocorrido sobre o NEB). Com posse de um MCGA, pode-se configurar diversos experimentos no sentido de isolar a forçante da TSM de uma bacia oceânica selecionada e assim buscar uma melhor compreensão no entedimento do papel daquela região oceânica acerca das anomalias climáticas sobre a região de interesse. Uma maneira de aplicar essa técnica é prescrever, como condição de contorno inferior do modelo, a TSM observada naquela bacia oceânica de interesse, ao mesmo tempo em que se prescreve a TSM climatológica nas regiões oceânicas restantes. Dessa forma, a resposta atmosférica devido apenas àquela bacia oceânica pode ser examinada, já que não há outros modos de variabilidade forçando o modelo nesse experimento. Assim, diferentes partes do oceano podem ser exploradas. Os trabalhos de Pezzi e Cavalcanti (2001) e Taschetto e Ambrizzi (2012) são exemplos de como esses experimentos podem ser realizados.

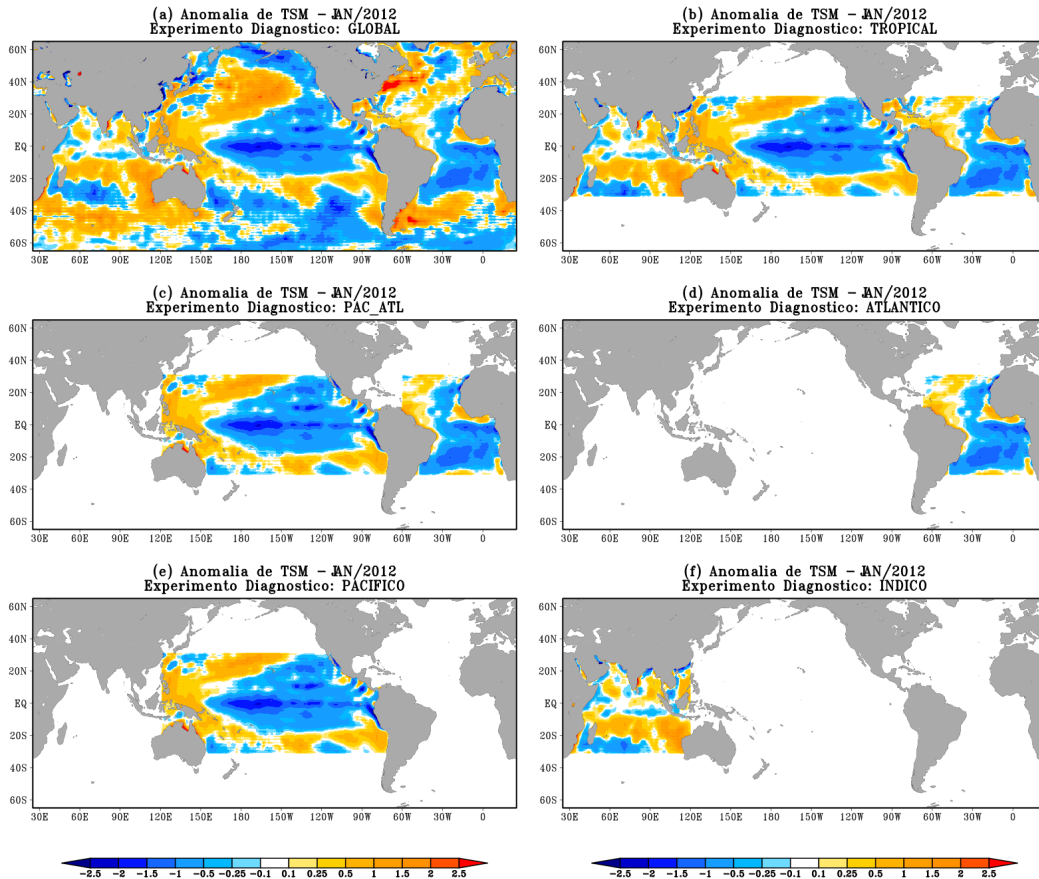
Neste contexto, foram propostos seis experimentos diagnósticos, para compreender melhor o papel de cada bacia oceânica tropical em modular anomalias de precipitação sobre o NEB durante o outono austral, para os anos entre 2012 e 2017. Esses experimentos são referidos como “diagnósticos”, pois nas condições de contorno oceânicas do MCGA, foram prescritas TSM observadas mensais (a partir dos dados do OISSTv2), durante toda a integração do modelo, em todo o globo ou em parte dele (a depender do experimento).

Para cada ano, os domínios os quais foram prescritas as TSM observadas (e os respectivos nomes de cada experimento) são: (1) os oceanos globais (experimento GLOBAL), (2) os oceanos tropicais (experimento TROPICAL), (3) os oceanos Pacífico e Atlântico tropicais (experimento PAC_ATL), (4) o oceano Atlântico tropical (experimento ATLANTICO), (5) o oceano Pacífico tropical (experimento PACIFICO) e (6) o oceano Índico tropical (experimento INDICO). Fora dos domínios de cada experimento, foram prescritas TSM climatológicas mensais como condição de contorno. O período climatológico base utilizado foi o de 1981–2010. A Figura 4.1 apresenta, como exemplo, a anomalia de TSM de janeiro de 2012 utilizada para construir a TSM do experimento diagnóstico de 2012. Esta figura também tem como finalidade de facilitar o entendimento de como a forçante da anomalia de TSM de uma determinada bacia oceânica pode ser isolada em um experimento numérico. Vale ressaltar que o modelo prescreve as informações de TSM, e não as de anomalias de TSM.

No experimento GLOBAL (Figura 4.1.a), a TSM observada mensal global foi prescrita como condição de contorno, durante cada mês de integração. O mesmo permite analisar como o MCGA simula as variáveis climáticas ao serem fornecidas ao modelo condições reais de TSM em todo o globo, dada a limitação de que não há processos de retroalimentação para o oceano (por se tratar apenas de um modelo atmosférico). Neste experimento será levantado o seguinte questionamento: o MCGA conseguiu representar os padrões observados das variáveis climáticas analisadas ao ser fornecido, durante sua integração, condições observadas mensais globais de TSM?

O experimento TROPICAL (Figura 4.1.b) fornece uma estimativa de até que ponto as chuvas sobre o NEB e a circulação atmosférica sobre a América do Sul e regiões adjacentes são modificadas apenas com a presença da forçante da TSM da região oceânica tropical. Para isso, foram prescritas, como condição de contorno, informações de TSM observada mensal apenas na faixa tropical (entre as latitudes de 30°N e 30°S), enquanto que no restante do globo (acima das latitudes de 30°N e 30°S), foram utilizadas a TSM climatológica mensal em cada mês de integração.

Figura 4.1 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) observada em janeiro de 2012, utilizada nos experimentos diagnósticos: (a) GLOBAL, (b) TROPICAL, (c) PAC_ATL, (d) ATLANTICO, (e) PACIFICO e (f) INDICO. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).



Fonte: Produção do autor.

A mesma metodologia utilizada no experimento TROPICAL foi empregada nos experimentos seguintes (PAC_ATL, ATLANTICO, PACIFICO e INDICO), porém as TSM observadas foram prescritas em diferentes domínios oceânicos. Os limites latitudinais da região tropical em todos estes experimentos foram delimitados entre as latitudes de 30°N e 30°S. O experimento PAC_ATL (Figura 4.1.c) prescreve as condições observadas de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico tropical, enquanto que no restante do globo, foram prescritas informações climatológicas de TSM. Este experimento é motivado pelo interesse da resposta atmosférica devido a atuação

conjunta das duas principais bacias oceânicas a influenciar o clima da região do NEB, como abordada na literatura científica apresentada no Capítulo 2. A região do Pacífico é delimitada pelas longitudes de 120°E até 60°W, e a do Atlântico pelas longitudes de 60°W até 25°E. Nota-se que a região do Golfo do México não foi incluída neste experimento. Isto ocorreu pois a mesma também não foi incluída nos compostos de anomalia de TSM que representam os dipolos positivo e negativo do Atlântico tropical (Figura 3.9 apresentada no capítulo anterior, na Subseção 3.3.1). Vale ressaltar que esses compostos serão utilizados como condição de contorno em alguns dos experimentos prognósticos que serão abordados no Capítulo 5. A ausência da forçante oceânica do Golfo do México não representa um problema, pois a variação da TSM nesta região não apresenta uma relação física simultânea, bem como defasada, com a variação da precipitação do NEB, como apresentado nas Figuras 3.5 e 3.6. Além disso, experimentos testes (não mostrado) foram realizados com a inclusão da forçante desta região oceânica, não sendo encontradas mudanças expressivas nas variáveis climáticas analisadas, como por exemplo, a anomalia de precipitação sobre o NEB.

Finalmente, a resposta atmosférica devido a forçante da anomalia de TSM de cada bacia tropical pode ser examinada com os experimentos ATLANTICO (região delimitada entre as longitudes de 60°W e 25°E – Figura 4.1.d), PACIFICO (região delimitada entre as longitudes de 120°E e 60°W – Figura 4.1.e) e INDICO (região delimitada entre as longitudes de 25°E e 120°E – Figura 4.1.f). A fim de minimizar os efeitos espúrios das bordas da forçante de TSM nos contornos das regiões oceânicas, em todos os experimentos (exceto o GLOBAL), as anomalias de TSM foram linearmente amortecidas em uma faixa de 8° de latitude/longitude para seus valores climatológicos, e em direção às regiões nas quais foram prescritas as TSM climatológicas mensais.

4.1.2 Modelo de circulação geral da atmosfera

O MCGA utilizado neste estudo foi o do CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Este modelo é originário do Centro para Estudos do Oceano-Terra-Atmosfera (do inglês, COLA – *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*). Desde que foi implementado e utilizado na operação das previsões de tempo e prognósticos sazonais de clima do CPTEC, o modelo vem sendo atualizado e aprimorado pelos pesquisadores do centro brasileiro. Por exemplo, foram incluídas novas parametrizações físicas e realizadas melhorias na dinâmica e no paralelismo do modelo, a partir de uma nova estrutura

de codificação de acordo com o padrão do Fortran95 (PANETTA et al., 2007).

O MCGA do CPTEC/INPE resolve as equações primitivas em coordenadas esféricas e na forma espectral. A versão utilizada possui uma resolução espacial T62L28, isso significa que o modelo resolve 62 ondas no campo espectral horizontal a partir de um truncamento triangular (T62) e possui 28 níveis na vertical em um sistema de coordenadas verticais sigma. Esta resolução espacial resulta em um espaçamento horizontal regular no campo físico de aproximadamente $1,875^\circ$ de longitude e latitude. Em uma grade gaussiana, resulta em um espaçamento de aproximadamente 210 km no equador (CUNNINGHAM; BONATTI, 2011). Uma descrição mais detalhada do modelo pode ser encontrada em Bonatti (1996).

A avaliação climatológica do MCGA do CPTEC/INPE pode ser encontrada em Cavalcanti et al. (2002), a qual foi realizada a partir dos resultados do modelo nas rodadas do tipo AMIP [do inglês, *Atmospheric Models Intercomparison Project* – (GATES et al., 1999; TAYLOR et al., 2000)]. O AMIP surgiu com o objetivo de proporcionar uma comparação padronizada dos modelos climáticos atmosféricos, utilizados em pesquisa e previsão, ao redor do globo. Para isto, foram sugeridas que as rodadas climáticas fossem longas (de no mínimo 30 anos) e utilizassem TSM observada prescrita como condição de contorno oceânico para que fosse realizada uma avaliação do possível desempenho máximo do MCGA.

Nesta tese, a versão utilizada do modelo climático do CPTEC/INPE foi a mesma de Freire et al. (2015). Estes autores usaram o MCGA em modo de previsão climática sazonal para gerar previsões retrospectivas para o período de 1981–2010, utilizando como condição de contorno oceânica a persistência da anomalia de TSM de um determinado mês, somada com a climatologia dos meses seguintes. No caso, como o foco da pesquisa de Freire et al. (2015) foi a estação chuvosa do NEB (trimestre de MAM), foram persistidas as ATSM do mês de janeiro para os quatro meses seguintes (fevereiro a maio), ou seja, a anomalia de TSM de janeiro foi somada a TSM climatológica (do período de 1981–2010) dos meses seguintes, para os anos de 1981 a 2010. Portanto, as rodadas utilizadas em Freire et al. (2015) foram utilizadas como base climatológica para os experimentos realizados nesta tese.

Os processos de escalas espaciais inferiores àqueles resolvidos pelo modelo (conhecidos como processos de escala de subgrade) são solucionados utilizando esquemas de parametrizações. Entre as opções disponíveis no modelo, foram utilizados os seguintes esquemas: para a transferência radiativa na atmosfera o de radiação de onda curta de Clirad (TARASOVA et al., 2006; BARBOSA et al., 2008) e o de onda longa

o esquema desenvolvido por Harshvardhan et al. (1987); para a convecção cumulus profunda foi utilizado o de Grell-Devenyi Grell e Dévényi (2002) e a convecção rasa o esquema de difusão de Tiedtke (1983); para a microfísica de nuvem foi utilizado o esquema de microfísica de momento único desenvolvido por Rasch e Kristjánsson (1998); na camada limite planetária foi utilizado o esquema de difusão vertical de Mellor-Yamada 2.0 modificado (MELLOR; YAMADA, 1982); o arrasto de onda de gravidade foi resolvido a partir do esquema desenvolvido por Alpert et al. (1988); na interação solo-vegetação-atmosfera foi utilizado o esquema de processos de superfície IBIS2.6 do CPTEC [Foley et al. (1996) modificado por Kubota (2012)], enquanto que para a interação oceano-atmosfera foi utilizado o algoritmo aerodinâmico do tipo *bulk* desenvolvido por Zeng et al. (1998). O topo do modelo atmosférico se encontra em 0,01 hPa.

As informações atmosféricas para inicializar o modelo (condições iniciais) são provenientes das análises do NCEP/NCAR [*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* – (KALNAY et al., 1996)]. Os dados de umidade do solo são provenientes a partir de um modelo numérico desenvolvido para estimativa operacional da umidade do solo, descrito em Gevaerd e Freitas (2006). Este modelo utiliza a climatologia de um período de 6 anos (1997–2002), a partir de estimativas de umidade do GPCP (HUFFMAN et al., 2001), fornecendo um conjunto de dados de umidade do solo com espaçamento de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ (regular em latitude e longitude) e resolução temporal diária. A Tabela 4.1 apresenta um resumo da dinâmica, resolução espacial, parametrizações físicas e dados de inicialização utilizados neste trabalho. A partir de algumas configurações (como dinâmica, resolução e algumas parametrizações utilizadas), nota-se que a versão do MCGA do CPTEC/INPE utilizada nesta tese se aproxima ao da utilizada por Cavalcanti e Raia (2017).

Assim como para as previsões retrospectivas geradas por Freire et al. (2015), para cada experimento realizado neste trabalho (e em cada ano de análise), foram utilizados conjuntos de 10 membros que diferem entre si a partir das condições iniciais atmosféricas. Foram utilizadas condições iniciais atmosféricas de 10 datas distintas, onde cada membro representa um estado inicial distinto da atmosfera. As rodadas foram inicializadas de 10 a 19 de janeiro e se estenderam até 31 de maio do mesmo ano. Apenas os meses de março e maio foram utilizados para análise, ou seja, foram descartados os resultados de janeiro e fevereiro, pois os mesmos foram considerados como um período de ajuste de equilíbrio do modelo (conhecido como *spin-up*). A escolha dessa quantidade de membros foi justificada por Freire et al. (2015) devido

à disponibilidade das condições iniciais do MCGA e as limitações computacionais para rodar um grande número de membros. Vale ressaltar que a técnica de utilizar diversos membros (previsão por conjunto) tem como objetivo amostrar a variabilidade atmosférica interna (a qual pode ser considerada como ruído) e destacar o sinal externo forçado pela TSM subjacente. Isto é alcançado ao se utilizar a média desse conjunto, ao invés de utilizar apenas uma condição inicial (ou seja, apenas um membro). Assim, a média dos membros de cada experimento foi utilizada neste trabalho para comparação com os dados observados.

Tabela 4.1 - Sumário das configurações dinâmicas e físicas do MCGA do CPTEC/INPE utilizadas, bem como informações acerca das condições iniciais e de contorno.

Dinâmica: Euleriano	
Resolução	T62L28: ($\sim 1,875^\circ$ lat x lon, ~ 210 km no equador)
Físicas:	
Radiação de onda curta	Clirad (Tarasova et al. (2006) ; Barbosa et al. (2008))
Radiação de onda longa	Harshvardhan et al. (1987)
Convecção profunda	Grell-Devenyi (Grell e Dévényi (2002))
Convecção rasa	Tiedtke (1983)
Microfísica de nuvens	Esquema de microfísica de momento único (Rasch e Kristjánsson (1998))
Camada limite planetária	Mellor-Yamada 2.0 modificado (Mellor e Yamada (1982))
Arrasto de onda de gravidade	Alpert et al. (1988)
Superfície: continental	IBIS-2.6-CPTEC (Kubota (2012))
Superfície: oceânica	Algoritmo aerodinâmico do tipo bulk (Zeng et al. (1998))
Dados de inicialização:	
Condições iniciais atmosféricas	Análise NCEP/NCAR (Kalnay et al. (1996))
Condições de contorno oceânica	OISSTv2 (Reynolds et al., 2002)
Dados de umidade do solo	Estimativas de umidade do GPCP (Huffman et al. (2001)); descritos em Gevaerd e Freitas (2006))

4.1.3 Variáveis analisadas

Para cada um dos 6 anos estudados, as variáveis climáticas selecionadas para a análise diagnóstica e comparação com cada experimento são: (1) anomalia de TSM, (2) anomalia de precipitação, (3) anomalia de Pressão ao Nível do Mar (PNM) e da circulação em 850 hPa, (4) vetor da velocidade do vento a 1000 hPa e anomalia da magnitude deste vento, (5) anomalia da umidade específica e omega (velocidade vertical) representando a célula meridional de Hadley, e (6) vetor de omega multiplicado pelo vento zonal, juntamente com a anomalia de omega (representando a célula zonal de Walker).

Inicialmente analisou-se a evolução da anomalia de TSM dos meses de janeiro a maio, bem como a média para o trimestre de MAM (outono austral), com foco nas bacias oceânicas tropicais. Assim, buscou-se entender em detalhes o possível impacto que a forçante de TSM de cada oceano tropical exerceria em modular anomalias de precipitação sobre o NEB, com base também nos índices de variabilidade de TSM calculados no Capítulo 3 (Seção 3.3).

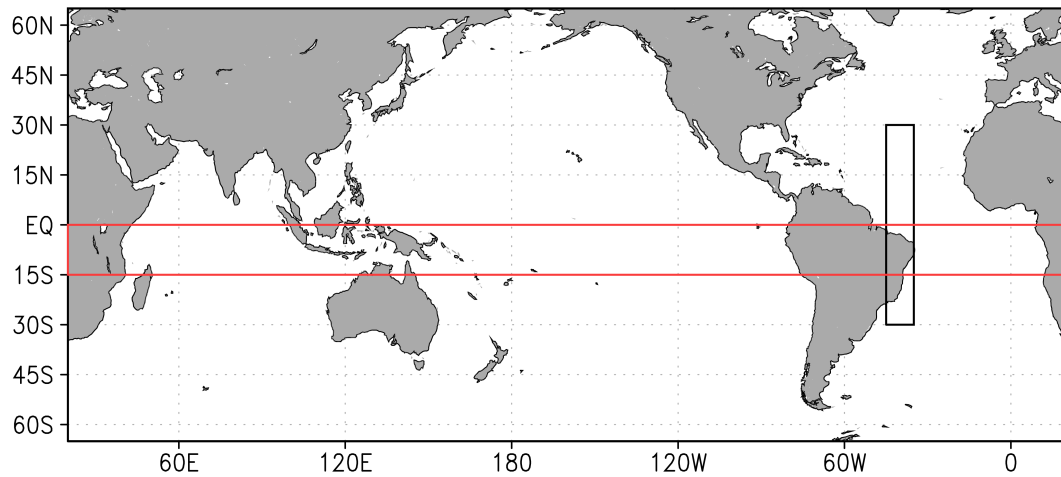
Em seguida, analisou-se qualitativamente a anomalia de precipitação acumulada durante o outono austral, observada sobre o NEB e Atlântico adjacente. Primeiramente avaliou-se a seguinte pergunta: o MCGA do CPTEC/INPE conseguiu reproduzir o padrão de anomalia observada, ao ser rodado fornecendo ao modelo condições de contorno oceânicas (TSM) mensais observadas durante os meses de integração? Ou seja, se o experimento GLOBAL conseguiu reproduzir os padrões observados de anomalia de precipitação na média do trimestre de MAM (para o ano em análise). Em seguida, verificou-se quais dos outros experimentos realizados possuem características semelhantes ao do experimento GLOBAL. A partir dessa comparação qualitativa, buscou-se identificar qual oceano tropical teve uma maior influência sobre a anomalia de precipitação observada no NEB durante o trimestre de MAM do ano analisado, identificação esta complementada pela análise de outras variáveis atmosféricas.

As anomalias da PNM e da circulação em 850 hPa, durante o outono austral, foram analisadas com o objetivo de relacionar os padrões de ATSM, observados e discutidos anteriormente, com a resposta atmosférica nos campos da pressão superficial e da circulação em baixos níveis. Geralmente, regiões onde as anomalias de TSM são positivas (negativas), a atmosfera responde com anomalias negativas (positivas) de PNM. Também foram analisados, na região do Atlântico tropical, o gradiente de anomalia de PNM e a anomalia da circulação em baixos níveis. Para auxiliar na

localização do eixo de confluência dos alísios na região do Atlântico equatorial, bem como da anomalia dos alísios de sudeste e de nordeste (essencial na análise da localização da ZCIT observada durante o outono austral), foram analisados o vetor vento em 1000 hPa e a anomalia de sua magnitude.

Por fim, dois conjuntos de variáveis foram selecionados para a análise da célula de Hadley e de Walker, durante o outono austral. Para isto, foram realizadas seções verticais da média dessas variáveis nas regiões delimitadas pelos retângulos preto e vermelho, apresentados na Figura 4.2. A velocidade vertical (ω) e a anomalia de umidade específica, em níveis verticais, fornecem uma visão de como atuou a célula meridional de Hadley, e como o modelo representou a mesma com os diversos experimentos. Esta seção vertical também auxilia na identificação da posição média da ZCIT durante o trimestre de MAM. A média dessas variáveis foram calculadas entre as longitudes de 35°W e 45°W (retângulo preto na Figura 4.24). O vetor em níveis verticais, calculado pela multiplicação de ω com a velocidade zonal, apresenta como atuou a célula zonal de Walker, juntamente com a anomalia de ω para identificar se houve deslocamento desta célula e/ou intensificação ou desintensificação dos movimentos verticais em alguma parte da região tropical do globo. A média dessas variáveis foram calculadas entre as latitudes de 0° e 10°S (retângulo vermelho na Figura 4.2).

Figura 4.2 - Regiões onde foram realizadas as análises da célula de Walker (retângulo preto - delimitado pelas longitudes de 35 °W e 45 °W e latitudes de 30 °S e 30 °N) e a célula de Hadley (retângulo vermelho - delimitado pelas latitudes de 0 ° e 10 °S).



Fonte: Produção do autor

4.1.4 Dados observados

Para análise diagnóstica e comparação com as saídas do modelo utilizado, os dados observados de TSM e precipitação são oriundos, respectivamente, do OISSTv2 e do GPCPv2.3, ambos descritos no Capítulo 3. Para as demais variáveis climáticas citadas na subseção anterior (variáveis estas onde observações são limitadas), foram utilizados os dados de reanálise do Centro Europeu de Previsões de Tempo em Médio Prazo (do inglês, ECMWF – *European Centre for Medium-range Weather Forecasts*), o ERA-Interim (descrito em [Dee et al. \(2011\)](#)). Os dados estão disponíveis do ano de 1979 até o presente, em diversas opções de espaçamento de grade, porém foi utilizada a de 2,5°, regular em latitude e longitude, por apresentar semelhança com a resolução espacial horizontal do MCGA do CPTEC/INPE.

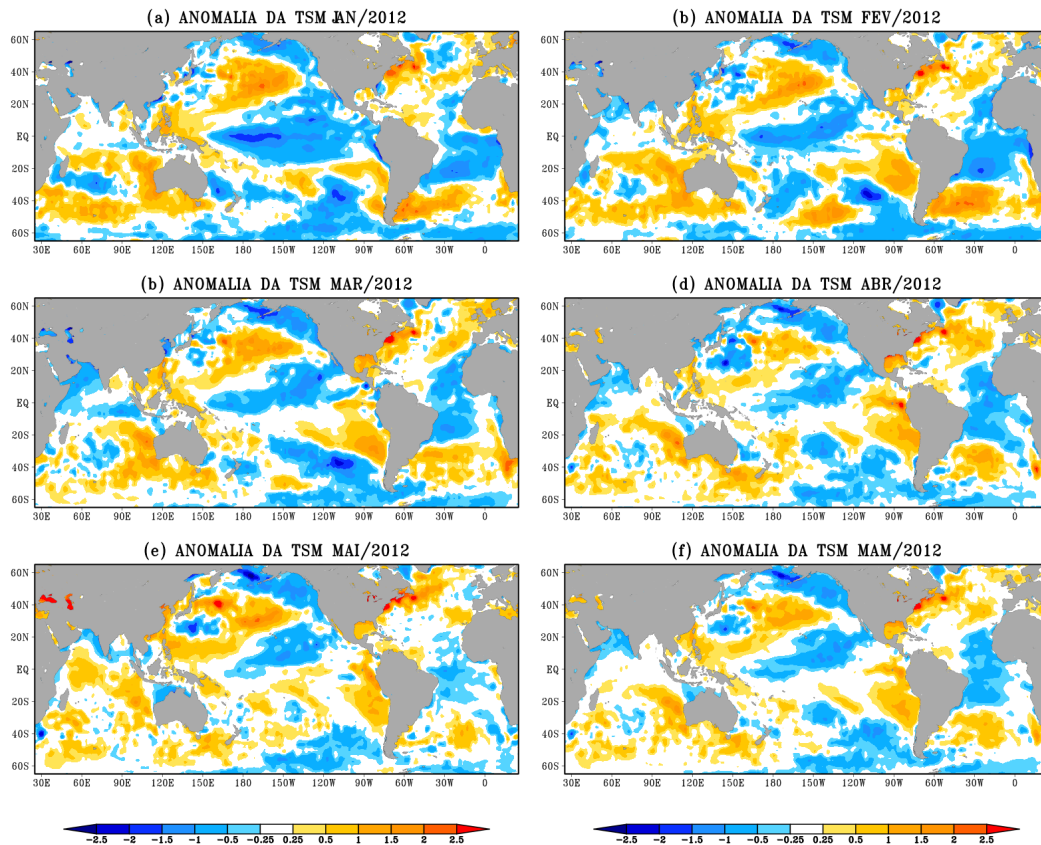
4.2 Outono austral de 2012

4.2.1 Condições oceânicas observadas

A Figura 4.3 apresenta as anomalias globais de TSM observadas nos meses de janeiro a maio de 2012 (Figura 4.3.a-e), a partir dos dados do OISSTv2. A média da ATSM para o outono austral, ou seja, a média dos meses de março a maio (trimestre de MAM), também foi calculada (Figura 4.3.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981–2010. Vale ressaltar que essas figuras também representam a anomalia de TSM da informação prescrita como condição de contorno no experimento GLOBAL de 2012, com janeiro (Figura 4.3.a) representando a condição inicial oceânica deste experimento. Nos experimentos seguintes, foram prescritas tais informações na bacia tropical de interesse; e nas regiões restantes, foram prescritas TSM climatológica como condição de contorno oceânica, como discutido anteriormente.

O Atlântico Tropical Norte (ATN) apresentou, em janeiro (Figura 4.3.a), anomalias negativas (positivas) de TSM em sua porção leste (oeste), enquanto que nos seguintes meses analisados (fevereiro a maio – Figura 4.3.b-e), a ATSM da porção oeste do ATN evoluiu para condições neutras, já a porção leste manteve-se com anomalias negativas de TSM. O Atlântico Tropical Sul (ATS), em grande parte de sua extensão, mostrou anomalias negativas de TSM durante os cinco meses analisados (Figura 4.3.a-e). Este padrão espacial de ATSM na bacia tropical do Atlântico configurou, durante o outono austral de 2012 (Figura 4.3.f), um gradiente interhemisférico positivo, ou seja, de sul para norte. Esse gradiente possui essa direção mesmo que nas duas bacias foram observadas anomalias negativas de TSM, pois os valores anômalos sobre o ATN apresentaram-se em menor intensidade do que sobre o ATS. O índice de dipolo do Atlântico calculado no capítulo anterior (especificamente na Subseção 3.3.1), apresentou um valor de 0,34 para o outono austral de 2012. Como discutido anteriormente, um gradiente positivo de ATSM no Atlântico tropical está relacionado, geralmente, com alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), em associação com um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, mantendo a ZCIT ao norte de sua posição climatológica por realizar uma rápida passagem no território nordestino (ou por talvez não atingir posições mais ao sul), conseqüentemente, gerando déficits de precipitação sobre o NEB. Portanto, espera-se que no experimento ATLANTICO sejam simuladas anomalias negativas de precipitação sobre o território nordestino durante o outono austral de 2012.

Figura 4.3 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002) observadas em 2012 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

Sobre o Pacífico tropical, em janeiro de 2012 (Figura 4.3.a), foram observadas anomalias negativas (positivas) sobre o setor central e leste (oeste) deste oceano. No decorrer dos quatro meses seguintes (fevereiro a maio – Figura 4.3.b-e), a TSM da região do Pacífico tropical leste tornou-se anormalmente positiva. Essa configuração de ATSM durante o outono austral de 2012 (Figura 4.3.b-e.f) assemelhou-se ao de um evento de *La Niña* Modoki (ou *La Niña* Central), como apontado no trabalho de Rodrigues e McPhaden (2014). Segundo Behera e Yamagata (2018), em eventos de *La Niña* Modoki, a anomalia de TSM do Pacífico tropical atua em reduzir (aumentar) a PNM nas regiões leste e oeste (central) desta bacia oceânica, modifi-

cando assim a célula zonal de Walker, que sobre o setor norte do NEB, resulta em movimentos subsidentes nesta região, inibindo a convecção e causando anomalias negativas de precipitação.

Vale destacar ainda que, segundo o índice Niño3.4 (o qual representa eventos de *El Niño* canônico, calculado na Subseção 3.3.2), do trimestre de JAS (meses de julho, agosto e setembro) de 2011, até o trimestre de FMA (meses de fevereiro, março e abril) de 2012, ocorreu um evento de *La Niña* (com decaimento da intensidade a partir do verão austral – trimestre DJF). A partir do outono austral, o Pacífico tropical apresentou condições neutras (com um valor do índice Niño3.4 de -0,33 - Tabela 3.1). A partir da análise da TSM na região do Pacífico tropical, a resposta da circulação atmosférica sobre o NEB acerca da forçante da TSM desta bacia oceânica tornou-se desafiadora. Não foi possível até o momento sugerir, através da análise da evolução da anomalia de TSM observada nos meses de janeiro a maio de 2012, se sobre o território nordestino, o Pacífico atua no sentido de favorecer (devido a um evento de *La Niña* canônica) ou desfavorecer (devido a um evento de *La Niña* Modoki) a convecção sobre a região do NEB.

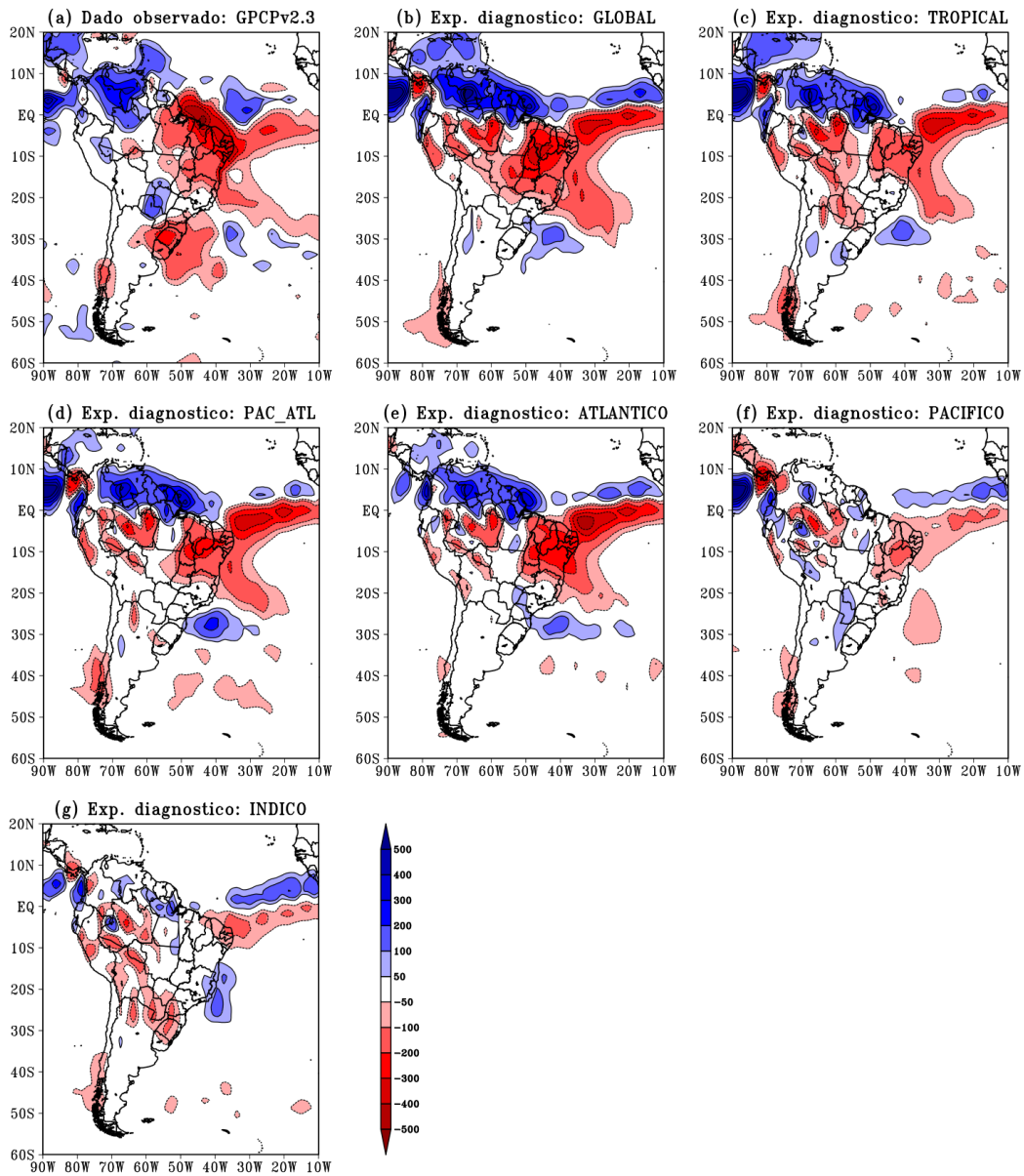
Sobre o oceano Índico tropical, em janeiro e fevereiro (Figura 4.3.a-b), o setor equatorial apresentou condições neutras, enquanto que na porção subtropical configuraram-se anomalias positivas de TSM, com uma faixa de anomalia negativa em 30°S. Nos meses seguintes, as águas superficiais da porção equatorial da bacia do Índico passou por um resfriamento (registrando anomalias negativas de TSM em março, Figura 4.3.c) e em seguida um aquecimento (registrando anomalias positivas em abril e maio, Figura 4.3.d-e). Esta variação nas anomalias de TSM resultou em condições neutras no Índico tropical na média do trimestre de MAM de 2012 (Figura 4.3.f). O índice IOBW (*Indian Ocean Basin-Wide Warming*), calculado no capítulo anterior (Subseção 3.3.4), apresentou um valor de -0,44. Esse valor negativo pode estar relacionado com as anomalias negativas de TSM próximo a costa da África e da Ásia, durante o outono austral (Figura 4.3.f). Possivelmente, a forçante oceânica desta bacia tropical, na maior parte em situação de neutralidade, não cause um impacto expressivo sobre a precipitação do NEB. Portanto, são esperadas condições neutras de anomalia de precipitação a partir do experimento INDICO.

4.2.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

No ano de 2012, observou-se um déficit de precipitação durante o trimestre de MAM, sobre a totalidade do NEB, de acordo com a base de dado do GPCPv2.3 (Figura 4.4.a). As maiores intensidades de anomalia negativa ocorreram nos setores norte e leste do NEB, com anomalias superiores a -200 mm, enquanto que sobre a porção sul do NEB foram registradas anomalias entre -100 e -200 mm. Observaram-se também anomalias negativas na região equatorial do Atlântico, bem como sobre o Atlântico Sul na latitude de 20°S. Nota-se, ao norte da faixa equatorial, entre as latitudes de 20°W e 40°W, um núcleo de anomalias positivas de precipitação, sugerindo que a ZCIT localizou-se ao norte de sua posição climatológica durante o outono austral de 2012.

Para este mesmo período, o MCGA do CPTEC/INPE prescrito com TSM observada (experimento GLOBAL - Figura 4.4.b), representou de forma satisfatória, qualitativamente, o padrão de anomalia observado sobre a região do NEB e Atlântico adjacente, porém com algumas diferenças na intensidade e posição de tais anomalias, comparado aos dados do GPCPv2.3. Apesar do modelo conseguir representar as intensidades da anomalia de precipitação semelhante às do GPCPv2.3 (Figura 4.4.a), os núcleos de maiores anomalias negativas foram simulados mais ao sul, quando comparado com o padrão observado. Já na região do Atlântico equatorial (entre as longitudes de 10°W e 30°W), a faixa de anomalia negativa de precipitação foi simulada mais ao norte e mais intensa. O modelo conseguiu simular uma ZCIT localizada ao norte de sua posição climatológica, porém mais intensa que o observado pelo dado do GPCPv2.3. No Atlântico Sul, na latitude de 20°S, a banda de anomalia negativa também foi representada pelo modelo. Padrões semelhantes, de anomalia de precipitação, aos do experimento GLOBAL também foram simulados pelo MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos TROPICAL (Figura 4.4.c), PAC_ATL (Figura 4.4.d) e ATLANTICO (Figura 4.4.e).

Figura 4.4 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2012 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

No experimento TROPICAL (Figura 4.4.c), há uma redução da intensidade da anomalia negativa de precipitação sobre o NEB (intensidade entre -100 e -200 mm), comparado ao do experimento GLOBAL (Figura 4.4.b). No experimento PAC_ATL (Figura 4.4.d), o núcleo mais intenso de anomalia negativa sobre o NEB se mantém (diferente do experimento TROPICAL). Isto sugere que o oceano Índico tropical, o qual apresentou condições neutras de anomalia de TSM (Figura 4.3.f), não contribuiu para modular expressivas anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, em MAM de 2012, concordando com a análise da anomalia de TSM na subseção anterior (vale ressaltar que a influência da forçante oceânica do Índico tropical foi retirada no experimento PAC_ATL). No experimento ATLANTICO (Figura 4.4.e), o modelo também simulou um padrão de anomalia negativa de precipitação semelhante ao do experimento PAC_ATL, sugerindo que o Atlântico tropical exerceu papel importante na modulação do deficit de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2012.

No experimento PACIFICO (Figura 4.4.e), o MCGA simulou anomalias negativas de precipitação sobre grande parte da região do NEB, porém com uma intensidade reduzida comparada à observada pelos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.4.a) e à simulada pelos experimentos discutidos anteriormente. Este resultado indicou que o Pacífico tropical contribuiu para inibir a precipitação sobre o NEB durante MAM de 2012, porém em menor intensidade em relação ao oceano Atlântico tropical. Esta resposta de anomalia negativa de precipitação às mudanças na circulação, causada pela forçante da anomalia de TSM da bacia do Pacífico tropical, pode estar relacionado ao evento de La Niña Modoki 2011/2012, como discutido na subseção anterior e no trabalho de [Rodrigues e McPhaden \(2014\)](#).

No experimento INDICO (Figura 4.4.g), o modelo produziu anomalias negativas de precipitação apenas sobre a porção norte do NEB e com intensidade reduzida comparado à resposta dos experimentos discutidos anteriormente, enquanto que, em quase todo o território nordestino foram simuladas condições neutras de anomalia de precipitação (entre -50 e 50 mm). Isto sugere que, durante o outono austral de 2012, a modulação da precipitação sobre o NEB pelo oceano Índico tropical foi muito inferior do que a dos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais, concordando com as análises da anomalia de TSM e dos resultados encontrados pelo experimento que retira a forçante oceânica do Índico tropical e mantém a das regiões tropicais do Pacífico e do Atlântico (experimento PAC_ATL). Vale ressaltar que os experimentos PACIFICO e INDICO foram os que apresentaram menores intensidades de anomalia de precipitação sobre o continente sul Americano e na região equatorial do Atlântico.

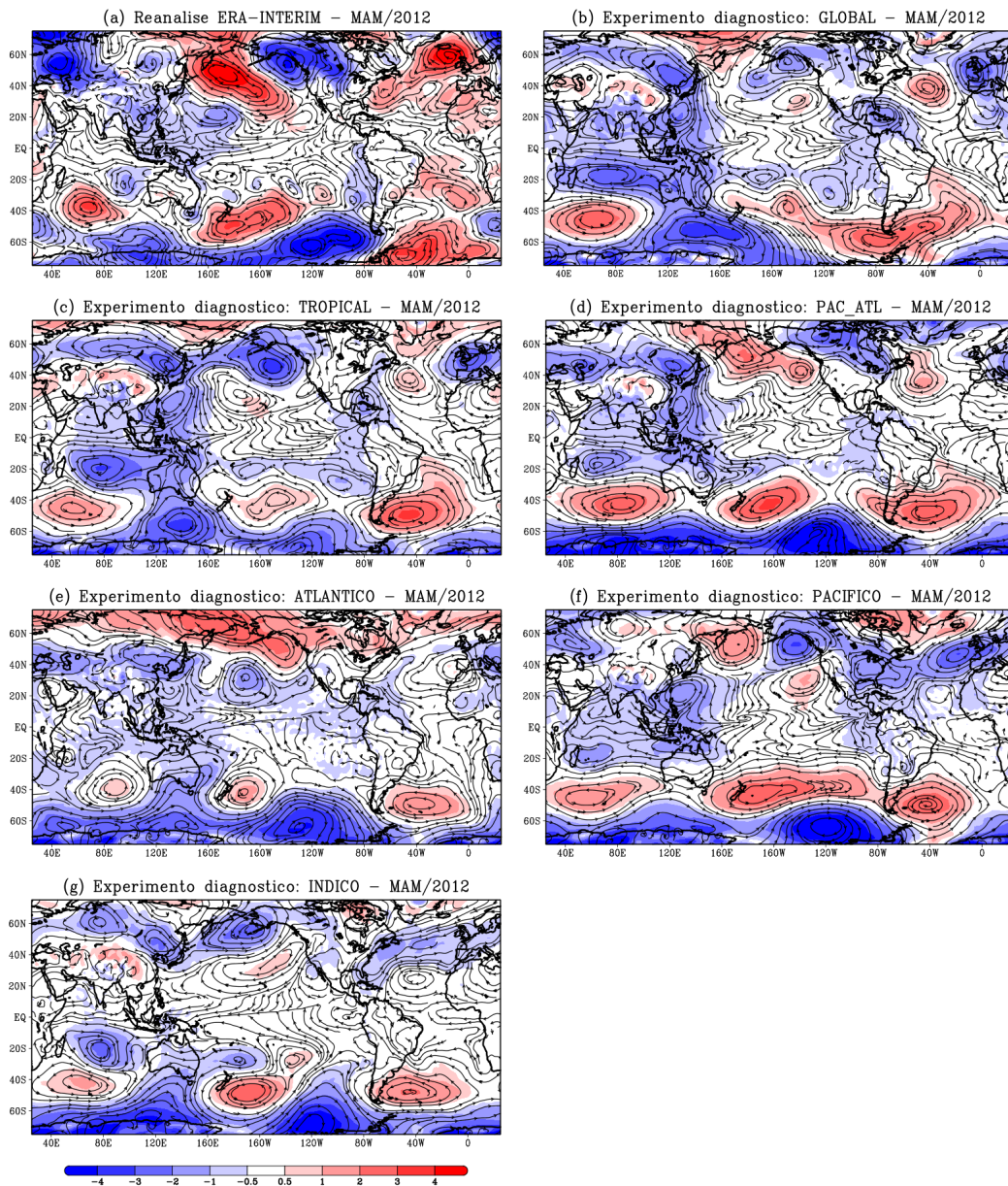
Portanto, de forma parcial, pela análise qualitativa da anomalia de precipitação, o oceano Atlântico tropical parece ser a principal forçante oceânica que contribuiu para o déficit de precipitação sobre o NEB, observada durante o outono austral de 2012. Além disso, somada a esta influência, está a contribuição do Pacífico tropical (em menor intensidade) para o déficit de precipitação do NEB em MAM de 2012. A análise de outras variáveis climáticas ajudará a explicar os mecanismos físicos relativos a cada bacia tropical.

4.2.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.5.a), em MAM de 2012, foram observados no Atlântico Sul, anomalias positivas de PNM e circulação anticiclônica anômala na região subtropical e extratropical deste oceano (com centros localizados em torno de 30°S e 70°S, respectivamente). Já no Atlântico equatorial e no ATN, a PNM apresentou condições neutras (com anomalias entre -0,5 e 0,5 hPa). Uma circulação anticiclônica anômala também atuou na região subtropical, no norte da África (com centro localizado em torno de 30°N). De uma forma geral, no Atlântico equatorial foi observada uma circulação anômala de baixos níveis (850 hPa) de sul, devido ao gradiente de anomalia de PNM de norte para sul. Sobre a América do Sul, foram observadas condições neutras de PNM. Vale ressaltar que, no Atlântico tropical as anomalias de PNM (Figura 4.5.a) associaram-se com as anomalias de TSM (Figura 4.3.f), no sentido de que, no ATS as anomalias de TSM (PNM) foram mais intensas e negativas (positivas) do que no ATN. Portanto, sugere-se que os alísios de sudeste possam estar mais fortes do que os de nordeste, mantendo a ZCIT ao norte de sua posição climatológica e, assim, causando déficit de precipitação observado sobre o NEB (Figura 4.4.a).

Sobre as porções leste e oeste do Pacífico tropical (Figura 4.5.a), observaram-se anomalias negativas de PNM em resposta às anomalias positivas de TSM (Figura 4.3.f), sugerindo haver movimento ascendente nessas duas regiões, como apontado por Behera e Yamagata (2018), ao serem modificadas as células zonais na região desta bacia oceânica em eventos de *La Niña* Modoki. Na região central do Pacífico tropical, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM e divergência, em torno de 120°W, na circulação anômala em baixos níveis (850 hPa). Já no oceano Índico tropical, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM. Porém, foram observados centros anômalos de circulação ciclônica (em torno da latitude de 20°S) e anticiclônica (em torno da latitude de 40°S).

Figura 4.5 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.5.b), simulou alguns padrões semelhantes aos do ERA-Interim (Figura 4.5.a), como a anomalia positiva de PNM no Atlântico Sul (porém fecha apenas uma circulação anticiclônica anômala próximo ao sul da Argentina), as condições neutras de PNM na região equatorial e no ATN (mas com uma circulação ciclônica anômala na região do Caribe) e as anomalias de PNM nas regiões leste e oeste do Pacífico tropical (as anomalias negativas na região leste são mais extensas, comparadas com as da reanálise do ERA-Interim). Além disso, o modelo simulou corretamente a circulação anômala de baixos níveis (850 hPa) de sul, sobre o Atlântico tropical, provavelmente devido ao gradiente de anomalia de PNM de norte para sul. Sobre o oceano Índico tropical, o MCGA respondeu com anomalias negativas de PNM em quase toda a bacia, e os centros ciclônico e anticiclônico anômalos, na região subtropical desta bacia oceânica, foram representados em maior abrangência. Padrões semelhantes aos do experimento GLOBAL foram simulados pelos experimentos TROPICAL (Figura 4.5.c) e PAC_ATL (Figura 4.5.d). Neste último experimento, uma circulação ciclônica anômala sobre o Caribe não foi simulada, diferentemente dos experimentos GLOBAL e TROPICAL.

No experimento ATLANTICO (Figura 4.5.e), a porção oeste (leste) do ATN apresentou anomalias negativas (condições neutras), e este foi o único experimento que simulou uma circulação anticiclônica anômala ao norte da África, como observado pelo dado de reanálise do ERA-Interim (Figura 4.5.a). No experimento PACIFICO (Figura 4.5.f), a PNM sobre o ATN apresentou anomalias negativas, e na porção subtropical do Atlântico Norte foram simuladas duas circulações ciclônicas anômalas, uma a leste da América do Norte e outra a oeste da Europa. No experimento INDICO (Figura 4.5.g), a PNM sobre o ATN apresentou condições neutras, porém com uma circulação anticiclônica anômala em torno de 20°N, enquanto que a região subtropical norte apresentou anomalia negativa de PNM. Sobre o Atlântico Sul, os experimentos ATLANTICO, PACIFICO e INDICO simularam padrões semelhantes, com condições neutras de PNM sobre a porção tropical desta bacia oceânica e uma circulação anticiclônica anômala (com centro localizado aproximadamente em 50°S) formou-se próximo ao sudeste da Argentina. Os experimentos ATLANTICO (Figura 4.5.e) e PACIFICO (Figura 4.5.f) simularam uma circulação anômala de sul, em resposta ao gradiente da anomalia de PNM de norte para sul, devido ao ATN (ATS) apresentar anomalias negativas (condições neutras) de PNM. No experimento INDICO, o Atlântico tropical apresenta condições neutras, conseqüentemente, uma configuração de gradiente de anomalia de PNM parece não ter sido desenvolvida.

Vale ressaltar que estes três experimentos (ATLANTICO, PACIFICO e INDICO) representaram de forma satisfatória as anomalias de PNM em suas regiões as quais foram prescritas condições de contorno oceânicas (TSM) observadas. Por exemplo, o experimento INDICO, que simulou condições neutras na bacia tropical do Índico e circulações anômalas na região do Índico subtropical sul, semelhantes aos da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.5.a), e não tão intensas quanto as do experimento GLOBAL (Figura 4.5.b).

De uma forma geral, os experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL (Figura 4.5.b-d), em resposta as forçantes das anomalias de TSM prescritas sobre o Atlântico tropical, simularam anomalias positivas (condições neutras) de PNM sobre o ATS (ATN), configurando, assim, um gradiente de norte para sul, e uma circulação anômala de sul, em baixos níveis. Os experimentos ATLANTICO e PACIFICO (Figura 4.5.e-f) também simularam padrões semelhantes do gradiente de anomalia de PNM (de norte para sul) e de circulação anômala em baixos níveis (de sul), porém, a partir de condições neutras (anomalias negativas) de PNM no ATS (ATN). Esta configuração de anomalia de PNM geralmente está associada a alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), conseqüentemente, favorecendo a manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Estas relações de causa/consequência poderão ser confirmadas nas análises das anomalias da velocidade da magnitude do vento a 1000 hPa (Subseção 4.2.4), que serão discutidas adiante.

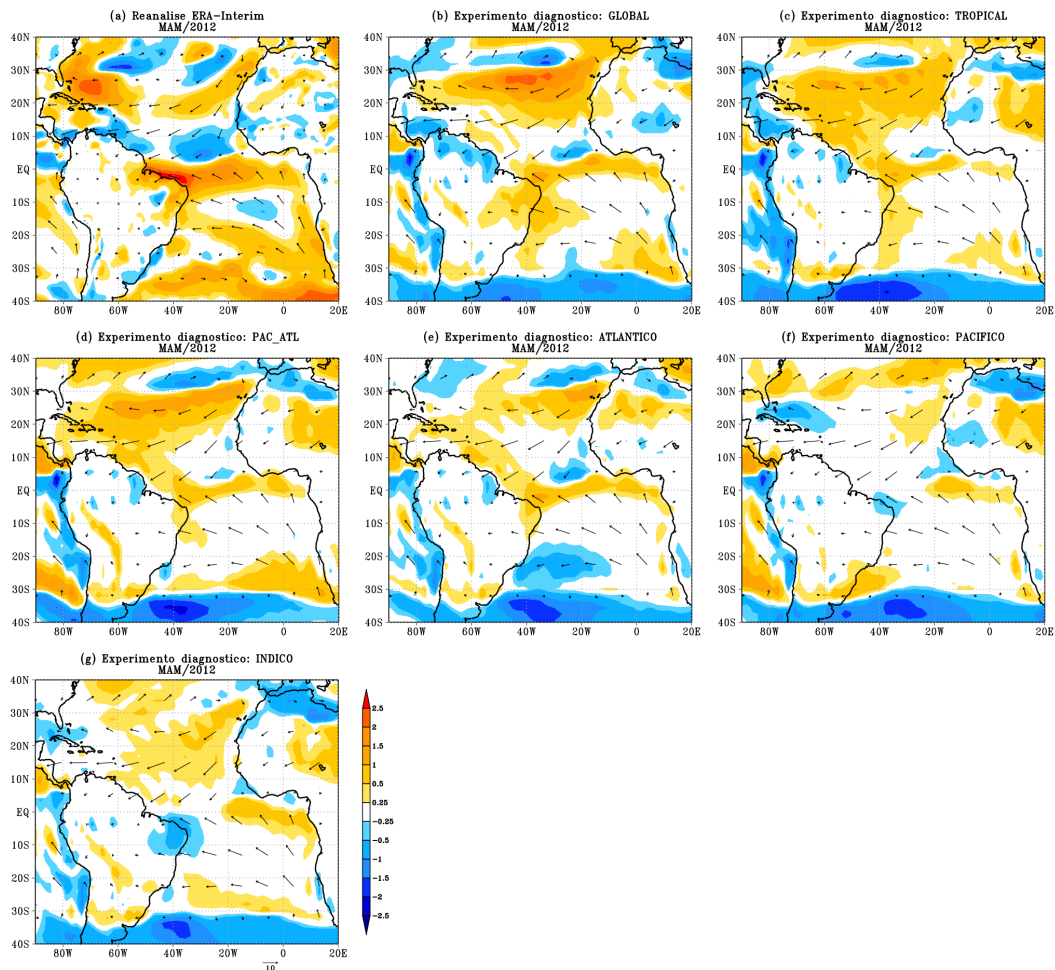
4.2.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 4.6 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2012. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.6.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.6.b-g).

Nota-se que, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.6.a), sobre o NEB e Atlântico Sul adjacente, os ventos alísios de sudeste apresentaram-se mais fortes (em tons alaranjados), anomalia esta reproduzida pelo MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos GLOBAL (Figura 4.6.b), TROPICAL (Figura 4.6.c), PAC_ATL (Figura 4.6.d) e ATLANTICO (Figura 4.6.e), possivelmente em resposta ao gradiente de anomalia de PNM, de norte para sul. Porém estes experimentos simularam a anomalia positiva em menor intensidade. Os alísios de sudeste mais fortes estão de acordo com o gradiente de anomalia de PNM observado/simulado, de norte para

sul, bem como também com a circulação anômala de sul (como discutido na subseção anterior). Os experimentos PACIFICO (Figura 4.6.f) e INDICO (Figura 4.6.g) simularam ventos alísios de sudeste mais fracos (ou seja, anormalmente negativos – em tons azuis).

Figura 4.6 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Entre as latitudes de 5°N e 10°N , foram observados, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.6.a), ventos alísios de nordeste mais fracos (em tons azuis), também em concordância com os padrões observados de anomalia de PNM, discutidos anteriormente. Nessa região, os experimentos simularam anomalias positivas e condições neutras dos alísios de nordeste, porém foram simuladas anomalias negativas próximas à costa da África. Os experimentos GLOBAL (Figura 4.6.b), TROPICAL (Figura 4.6.c), PAC_ATL (Figura 4.6.d) e ATLANTICO (Figura 4.6.e) simularam ventos mais fortes na costa norte do Brasil. Estes três últimos experimentos estenderam essa anomalia por quase toda a costa norte da América do Sul.

Vale ressaltar que esta configuração de alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), sobre o Atlântico tropical, é um dos mecanismos que mantém a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Este resultado está de acordo com os padrões observados de anomalia de PNM e de circulação em 850 hPa (Figura 4.5.a), discutidos na subseção anterior, ambos desenvolvidos como resposta da configuração da anomalia de TSM do Atlântico tropical observada durante o outono austral de 2012 (Figura 4.3.a).

4.2.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.7 apresenta a média, entre as longitudes de 35°W e 45°W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno, representando a célula meridional de Hadley) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2012. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.7.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.7.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.7.a), durante o outono austral de 2012, entre as latitudes de 15°S e 0° (linha do equador), região esta que inclui o território nordestino, foram observadas anomalias negativas de umidade específica desde a superfície até, aproximadamente, o nível de pressão de 350 hPa. Estes resultados estão de acordo com as anomalias negativas de precipitação, observada pelos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.4.a). Nota-se que, nesta faixa latitudinal, observaram-se movimentos ascendentes da superfície até o nível de pressão de 750 – 850 hPa (a depender da latitude), porém, a partir deste nível para altitudes superiores, foram

observados movimentos subsidentes, inibindo assim a convecção nesta região. Entre as latitudes 0° e 5°N , foram observados os valores negativos mais intensos de omega, os quais representam forte movimento ascendente. Isto sugere que a ZCIT localizou-se ao norte de sua posição climatológica, concordando com a análise das outras variáveis climáticas, como a anomalia de precipitação (Figura 4.4.a), anomalia de PNM e da circulação em 850 hPa (Figura 4.5.a) e anomalia dos ventos alísios em baixos níveis (Figura 4.6.a). Ao norte da latitude de 5°N , foram observadas anomalias positivas de umidade específica acima do nível de pressão de 850 hPa, porém, nesta região ocorreu o predomínio de movimentos subsidentes (valores positivos de omega).

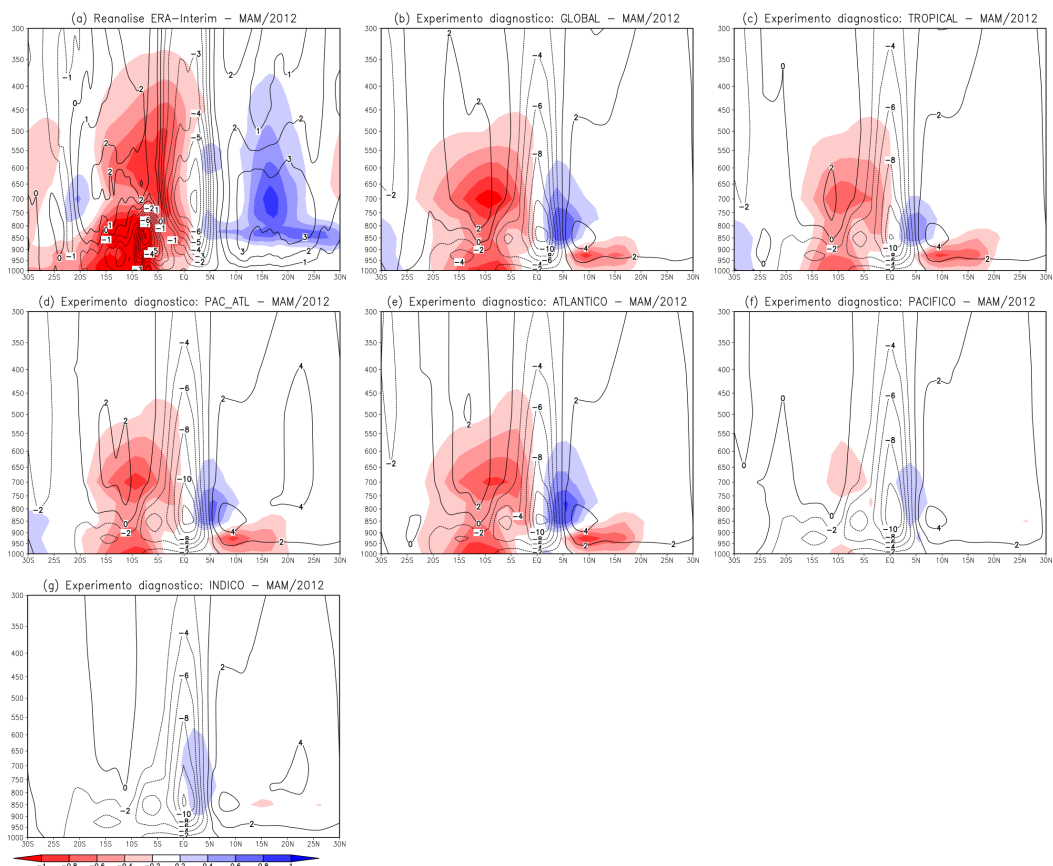
O MCGA do CPTEC/INPE, quando forçado com TSM observada em todo o globo (experimento GLOBAL – Figura 4.7.b), conseguiu reproduzir qualitativamente os padrões observados de omega e da anomalia de umidade específica. O modelo simulou anomalias negativas ao sul da linha do equador (entre as latitudes de 0° e 20°S), bem como anomalias positivas ao norte da linha do equador (entre as latitudes de 0° e 10°N) e acima de 850 hPa. Em ambos os casos, as anomalias simuladas pelo MCGA foram produzidas em menor intensidade e extensão comparado aos da reanálise do ERA-Interim. Em relação a ZCIT, o modelo simulou este sistema ligeiramente ao norte da linha do equador, porém com intensidade superior ao da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.7.a).

Padrões semelhantes, aos simulados pelo experimento GLOBAL, foram produzidos pelos experimentos TROPICAL (Figura 4.7.c), PAC_ATL (Figura 4.7.d) e ATLANTICO (Figura 4.7.e). Vale ressaltar a comparação entre dois experimentos: no experimento PAC_ATL, o qual apresenta a ausência (presença) da forçante da TSM do oceano Índico (Pacífico e Atlântico) tropical, as anomalias de umidade específica foram simuladas de forma mais intensa do que as produzidas no experimento TROPICAL, reforçando a suposição de que o oceano Índico tropical não atuou em modular deficits expressivos de precipitação sobre o NEB como um todo.

Os experimentos PACIFICO (Figura 4.7.f) e INDICO (Figura 4.7.g), apesar de simularem um padrão de movimento vertical semelhante ao do experimento GLOBAL na região equatorial, apresentaram condições neutras de anomalia de umidade específica em grande parte da bacia tropical do Atlântico. Este resultado está de acordo com as fracas anomalias de precipitação que ambos experimentos simularam, apresentadas na Subseção 4.2.2 (Figura 4.4.f e Figura 4.4.g para os experimentos PACIFICO e INDICO, respectivamente). As análises realizadas até o momento reforçam

a suposição de que, o Atlântico atuou como o principal oceano em modular o deficit de precipitação observado sobre o NEB durante o outono austral de 2012.

Figura 4.7 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

4.2.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

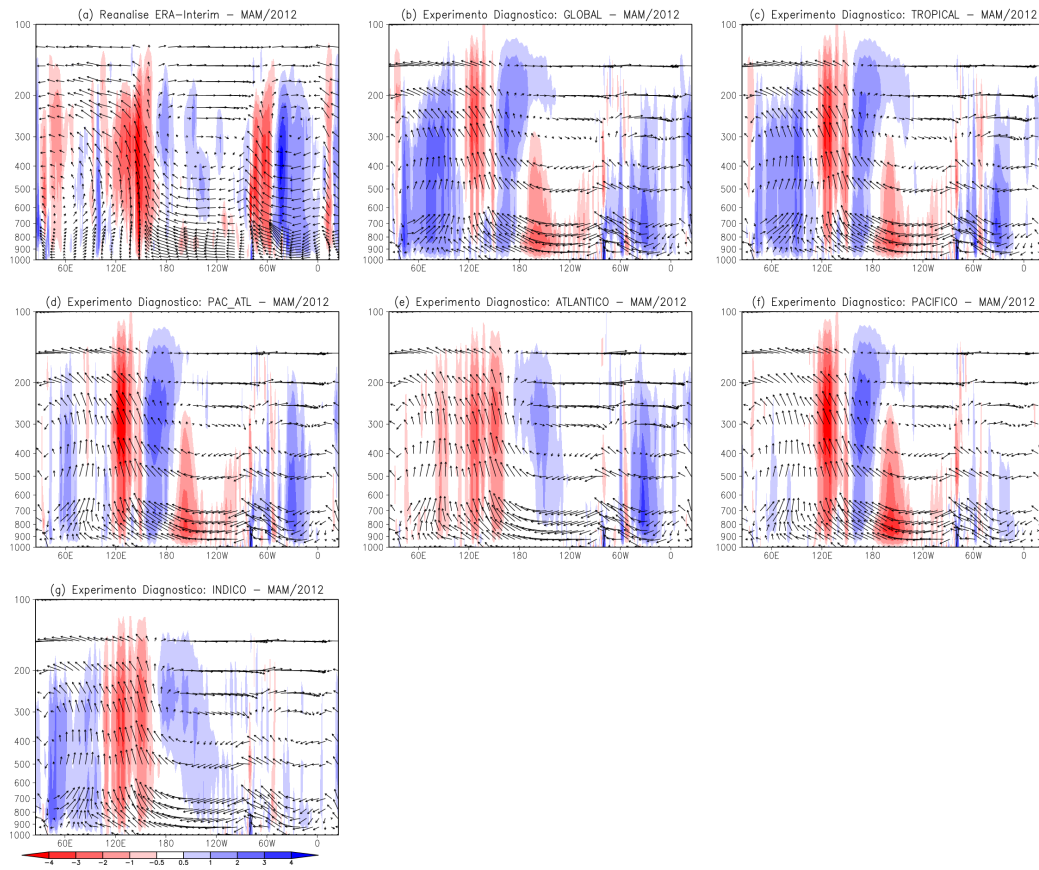
A Figura 4.8 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (omega) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2012, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.8.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.8.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

De acordo com a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.8), foram observadas anomalias negativas (em tons vermelhos) de omega, principalmente, sobre as regiões oeste do oceano Índico (entre as longitudes de 25°E e 60°E), oeste do Pacífico (entre as longitudes de 120°E e 160°E) e oeste da América do Sul (entre as longitudes de 80°W e 60°W). A que ocorre no Pacífico, e que intensifica o movimento ascendente nesta região, está relacionada com as anomalias positivas (negativas) de TSM (PNM), discutido anteriormente na Figura 4.3.f (Figura 4.5.a). A que ocorre no oeste da América do Sul (também intensificando o movimento ascendente nessa região) pode estar relacionada com anomalias positivas (negativas) de TSM (PNM) na costa oeste do continente sul americano. A leste de 60°W , até a longitude de 0° , foram observadas anomalias positivas de omega (em tons azuis), ou seja, sobre essa região (a qual inclui o NEB), os movimentos subsidentes (ascendentes) são reforçados (enfraquecidos), inibindo assim, a convecção sobre essa região. Vale destacar também a região de anomalia positiva sobre a longitude de 180° , onde ocorre uma intensificação do movimento subsidente nessa região.

No experimento GLOBAL (Figura 4.8.b), o MCGA do CPTEC/INPE conseguiu representar alguns padrões observados pela reanálise do ERA-Interim, como as anomalias negativas de omega na região do Pacífico oeste (porém menos extensa longitudinalmente) e o predomínio das anomalias positivas de omega entre as longitudes de 60°W e 0° . Porém, vale destacar alguns erros do modelo neste experimento. O MCGA simula um predomínio de anomalias positivas de omega a oeste de 60°W (onde foram observadas anomalias negativas pela reanálise do ERA-Interim), o qual enfraquece o movimento ascendente observado nesta região. Além disso, na região

oeste do oceano Índico, foram simuladas anomalias positivas de omega, diferentemente das anomalias negativas observadas na reanálise do ERA-Interim.

Figura 4.8 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Os padrões de anomalia da velocidade vertical, simulados pelo MCGA no experimento GLOBAL, também foram reproduzidos nos experimentos TROPICAL (Figura 4.8.c) e PAC_ATL (Figura 4.8.d). Porém, ambos experimentos simularam uma anomalia positiva menos extensa na região entre as longitudes de 60°W e 0° , o que pode estar associado com a ausência da forçante da TSM acima das latitudes de 30°N e 30°S .

Nos experimentos ATLANTICO (Figura 4.8.e), PACIFICO (Figura 4.8.f) e INDICO (Figura 4.8.g), também foram reproduzidos padrões semelhantes, de anomalia de omega, comparado aos simulados pelo modelo no experimento GLOBAL: como as anomalias negativas na região oeste do Pacífico, bem como anomalias positivas entre as longitudes de 180° e 120°W . Vale destacar que, nos experimentos que possuem a forçante da TSM da bacia tropical do Índico, ou seja, nos experimentos GLOBAL (Figura 4.8.b), TROPICAL (Figura 4.8.c) e INDICO (Figura 4.8.g), foram simuladas, na maior parte do oceano Índico (entre as longitudes de 25°E e 120°E , na média das latitudes de 0° e 10°S), anomalias positivas de omega.

Nota-se que, nos experimentos os quais não foram prescritas a forçante da TSM observada do oceano Atlântico (ou seja, nos experimentos PACIFICO e INDICO), não foram observadas anomalias positivas de omega em grande extensão longitudinal, entre as longitudes de 60°W e 0° . Porém, foram observadas anomalias positivas de omega sobre a região do NEB em menor extensão e intensidade, o que pode estar relacionado com as anomalias negativas de precipitação sobre o território nordestino, simulados por ambos experimentos (Figura 4.4.f-g), mas em menor intensidade que o reproduzido pelo experimento ATLANTICO (Figura 4.4.e). Com isso, sugere-se que a anomalia da velocidade vertical, observada pela reanálise do ERA-Interim e simulada pelo MCGA do CPTEC/INPE no experimento GLOBAL, que contribui no sentido de modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, está relacionada com as forçantes oceânicas da bacia tropical do Atlântico.

4.2.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2012

A partir da análise diagnóstica das diversas variáveis climáticas realizadas, a bacia do Atlântico tropical destacou-se como a principal forçante oceânica em modular o deficit de precipitação observado sobre o NEB, durante o outono austral de 2012. A partir dos padrões de anomalia de TSM formados no trimestre de MAM, um gradiente interhemisférico positivo configurou-se no Atlântico tropical, causando um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul e uma circulação anômala de baixos níveis de sul, resultando em ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fortes

(fracos), favorecendo a ZCIT a localizar-se ao norte de sua posição climatológica, consequentemente, causando deficit de precipitação sobre o NEB. O MCGA utilizado conseguiu reproduzir esses padrões climáticos no experimento que prescreveu a TSM observada global (experimento GLOBAL), bem como no experimento que isolou a forçante oceânica do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO).

O oceano Pacífico tropical também atuou em inibir a precipitação sobre o NEB. A partir do experimento que isolou a forçante de TSM observada do Pacífico tropical (experimento PACIFICO), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias negativas de precipitação (Subseção 4.2.2) em resposta a um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul e uma circulação anômala no Atlântico tropical (de baixos níveis) de sul (Subseção 4.2.3). A resposta atmosférica da anomalia de TSM do Pacífico tropical, através da célula de Walker, causou anomalias positivas de omega sobre o NEB (Subseção 4.2.6), responsável por inibir a convecção sobre o território nordestino. Porém, comparado ao experimento ATLANTICO, o experimento PACIFICO simulou anomalias negativas de precipitação sobre o NEB em menor intensidade.

Por fim, a análise das variáveis climáticas a partir dos dados de reanálise e dos experimentos realizados indicaram que o oceano Índico tropical modulou anomalias negativas de precipitação, pouco expressivas, sobre o NEB. Durante o outono austral de 2012, o oceano Índico tropical apresentou condições neutras. O experimento, que isolou a forçante oceânica dessa bacia tropical (experimento INDICO), simulou uma pequena região de anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto que o experimento que utilizou a forçante do Atlântico e do Pacífico, excluindo a influência da forçante da bacia tropical do Índico (experimento PAC_ATL), apresentou resultados semelhantes aos do experimento GLOBAL.

4.3 Outono austral de 2013

4.3.1 Condições oceânicas observadas

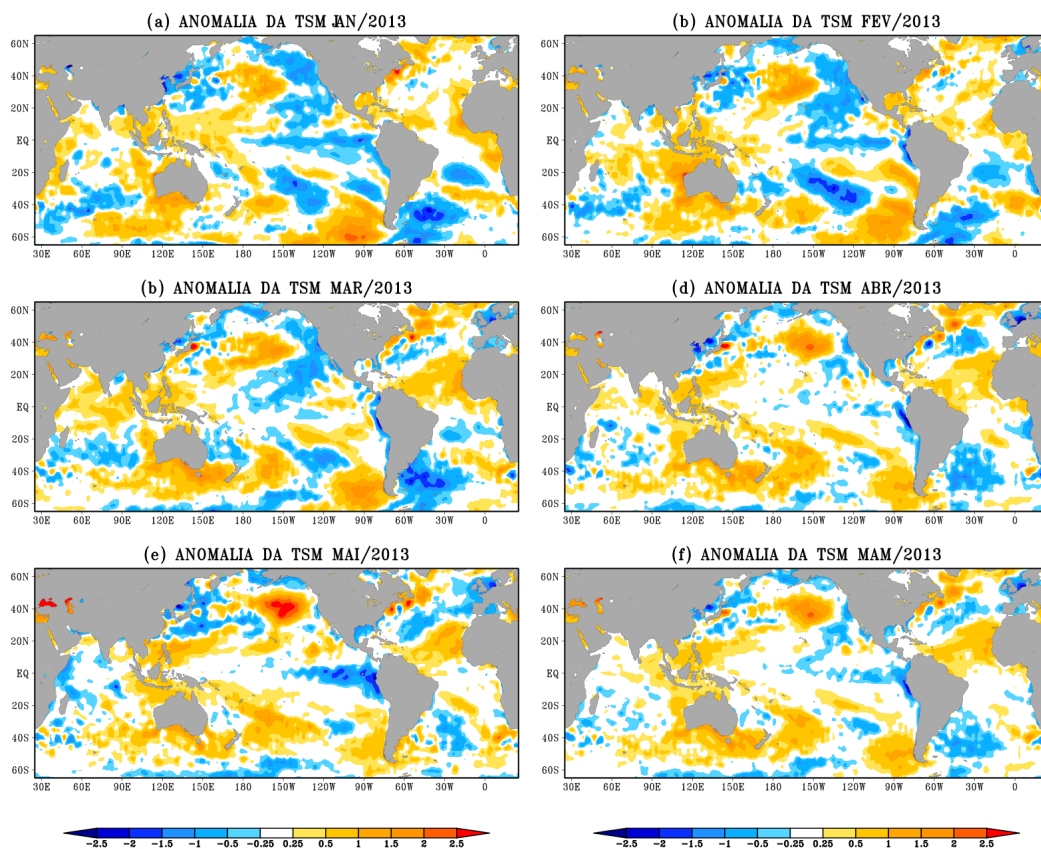
A Figura 4.9 apresenta as anomalias globais de TSM observadas, a partir dos dados do OISSTv2, nos meses de janeiro a maio (Figura 4.9.a-e), bem como a média para o outono austral de 2013 (Figura 4.9.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981–2010.

Nos meses de janeiro e fevereiro (Figura 4.9.a-b), o ATN apresentou anomalias positivas de TSM, bem como condições neutras em parte desta bacia. Nos meses seguintes, de março a maio (Figura 4.9.c-e), anomalias positivas de TSM predominaram em grande parte do ATN. Por outro lado, o ATS apresentou anomalias negativas de TSM nos três primeiros meses analisados (de janeiro a março, Figura 4.9.a-c), bem como condições neutras em algumas partes desta bacia oceânica. Nos meses seguintes, em abril e maio (Figura 4.9.d-e), foram observadas condições neutras (anomalias positivas de TSM) localizadas ao norte (sul) da bacia do ATS. Este padrão espacial de ATSMs, no oceano Atlântico tropical, configurou um gradiente interhemisférico positivo (ou seja, de sul para norte) durante o outono austral de 2013 (Figura 4.9.f), porém, com anomalias positivas de TSM no ATN e condições neutras no ATS. O índice de dipolo do Atlântico, calculado na Subseção 3.3.1, apresentou um valor de 0,95. Como discutido anteriormente, essa configuração de gradiente geralmente está relacionado com ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), em associação com um gradiente de anomalias de PNM de norte para sul, na bacia do Atlântico tropical. Estes padrões favorecem a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, conseqüentemente, gerando deficits de precipitação sobre o NEB. Portanto, espera-se que no experimento ATLANTICO sejam encontradas anomalias negativas de precipitação para o outono austral de 2013.

Em janeiro de 2013 (Figura 4.9.a), o Pacífico equatorial apresentou anomalias negativas (positivas), em sua porção central e leste (oeste). Porém, no decorrer dos meses seguintes, de fevereiro a abril (Figura 4.9.b-d), essas anomalias reduziram-se em extensão e intensidade sobre o Pacífico tropical, gerando condições neutras de ATSM nesta bacia oceânica. Em maio (Figura 4.9.e), as anomalias negativas no Pacífico tropical leste reforçaram-se. As condições de anomalia de TSM na bacia tropical do Pacífico, durante o outono austral de 2013 (Figura 4.9.f), foram em grande parte neutras. Segundo o índice Niño3.4 (calculado na Subseção 3.3.2), não foi registrado nenhum evento ENOS durante o ano de 2013 (em MAM, este índice apresentou um valor de -0,19 - Tabela 3.1). Portanto, espera-se que as condições oceânicas do

Pacífico tropical module anomalias de precipitação pouco expressivas sobre o NEB, durante o trimestre de MAM de 2013.

Figura 4.9 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2013 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

Sobre o oceano Índico, em janeiro de 2013 (Figura 4.9.a), as regiões oeste e leste apresentaram anomalias positivas de TSM, enquanto que foram observadas condições neutras na porção central desta bacia oceânica. Nesse mês também destacou-se uma faixa de anomalia negativa de TSM na região subtropical sul. Em fevereiro e março (Figura 4.9.b-c), ocorreu um predomínio de anomalias positivas de TSM

na porção tropical do Índico, enquanto que a faixa de anomalia negativa de TSM deslocou-se na direção norte. Em abril e maio (Figura 4.9.d-e), as anomalias de TSM perderam intensidade e grande parte da bacia oceânica do Índico apresentou condições neutras, porém, foram observadas anomalias positivas de TSM na borda leste deste oceano. Diante da evolução da anomalia de TSM nos meses de março a maio de 2013, o oceano Índico apresentou condições neutras, em grande parte de sua bacia oceânica, bem como anomalias positivas na borda leste do Índico para a média do outono austral do ano em estudo (Figura 4.9.f). O índice IOBW, calculado na Subseção 3.3.4, apresentou um valor de -0,23. Esse resultado aponta as condições neutras observadas e descritas anteriormente, sugerindo que tal bacia oceânica module anomalias de precipitação pouco expressivas sobre o NEB, durante o trimestre de MAM de 2013.

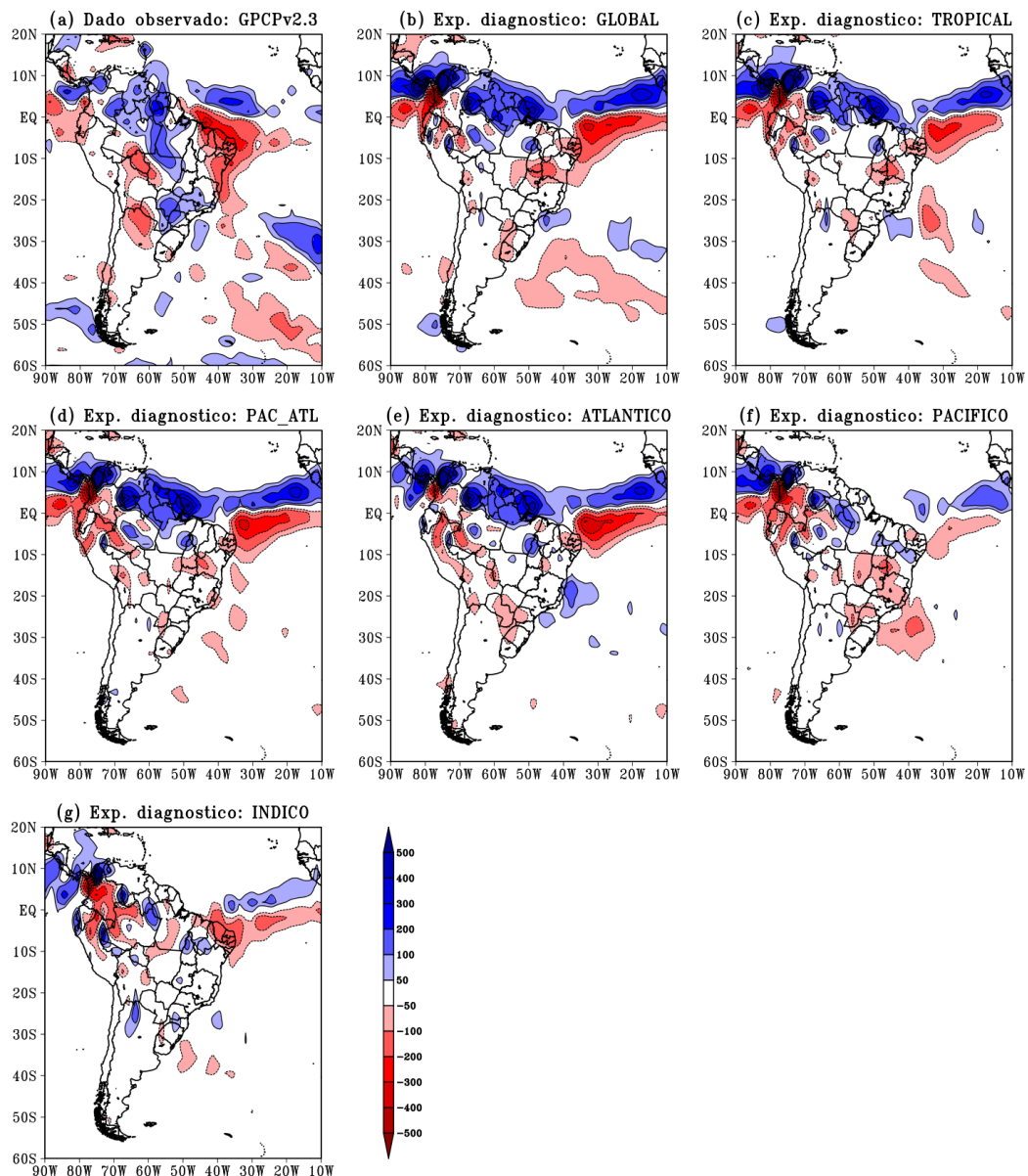
4.3.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2013, segundo os dados observados do GPCPv2.3 (Figura 4.10.a), foram observados deficit de precipitação em quase toda a região do NEB, excetuando-se apenas uma estreita faixa do setor oeste que apresentou condições neutras. As maiores intensidades de anomalias negativas de precipitação foram registradas na subregião do NNEB, com valores entre -100 e -300 mm. Sobre o oceano Atlântico equatorial, ao norte do NEB, entre as longitudes de 20°W e 50°W, também foram observadas anomalias negativas de precipitação e, ao norte desta faixa, anomalias positivas. Este padrão de anomalia de precipitação, observado na região do Atlântico equatorial, sugere que a posição média da ZCIT, durante o trimestre de MAM de 2013, localizou-se ao norte de sua posição climatológica.

Ao serem prescritas no MCGA do CPTEC/INPE as condições mensais de TSM observadas (ou seja, no experimento GLOBAL, Figura 4.10.b), o modelo não reproduziu, sobre grande parte do território nordestino, um padrão de anomalia da precipitação semelhante ao observado (pelos dados do GPCPv2.3 – Figura 4.10.a). Segundo os resultados do experimento, parte do NEB apresentou condições neutras de anomalia de precipitação, e apenas porções isoladas das subregiões do LNEB e do SNEB apresentaram anomalias negativas com intensidades mais expressivas. Sobre o oceano Atlântico equatorial, o modelo consegue capturar a faixa de anomalia positiva (negativa) de precipitação ao norte (sul) da linha equatorial, as quais representam uma localização média da ZCIT ao norte da sua posição climatológica. Porém, o MCGA do CPTEC/INPE simulou uma faixa mais extensa a leste e inclinada de sudoeste para nordeste (diferentemente do observado pelos dados do

GPCPv2.3, que são inclinadas de noroeste para sudeste).

Figura 4.10 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2013 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Os padrões de anomalia de precipitação acumulada trimestral, sobre o NEB e o Atlântico tropical, simulados pelo experimento GLOBAL, também foram reproduzidos pelos experimentos TROPICAL (Figura 4.10.c), PAC_ATL (Figura 4.10.d) e ATLANTICO (Figura 4.10.e). Estes experimentos simularam a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, possivelmente devido à resposta atmosférica ao padrão da forçante oceânica do gradiente positivo de ATSM do Atlântico tropical (descrito na subseção anterior).

No experimento PACIFICO (Figura 4.10.f), comparado aos resultados dos experimentos discutidos anteriormente, além de simular anomalias negativas em pontos isolados do NEB (como nas subregiões do NNEB e do SNEB), o modelo também simulou uma faixa de anomalia positiva na região central do NEB. Como esse experimento leva em consideração apenas a forçante oceânica do Pacífico tropical, vale ressaltar que foram observadas condições neutras de ATSM nesta bacia oceânica. Por outro lado, o experimento INDICO (Figura 4.10.g) foi o que simulou as maiores intensidades de anomalia negativa de precipitação (bem como a mais extensa) sobre a subregião do NNEB, comparado aos resultados dos experimentos discutidos acima, durante o outono austral de 2013. Sobre o Atlântico equatorial, ambos os experimentos (PACIFICO e INDICO) simularam um padrão semelhante de anomalia de precipitação, porém com uma intensidade e extensão reduzidas comparado aos resultados dos experimentos discutidos anteriormente.

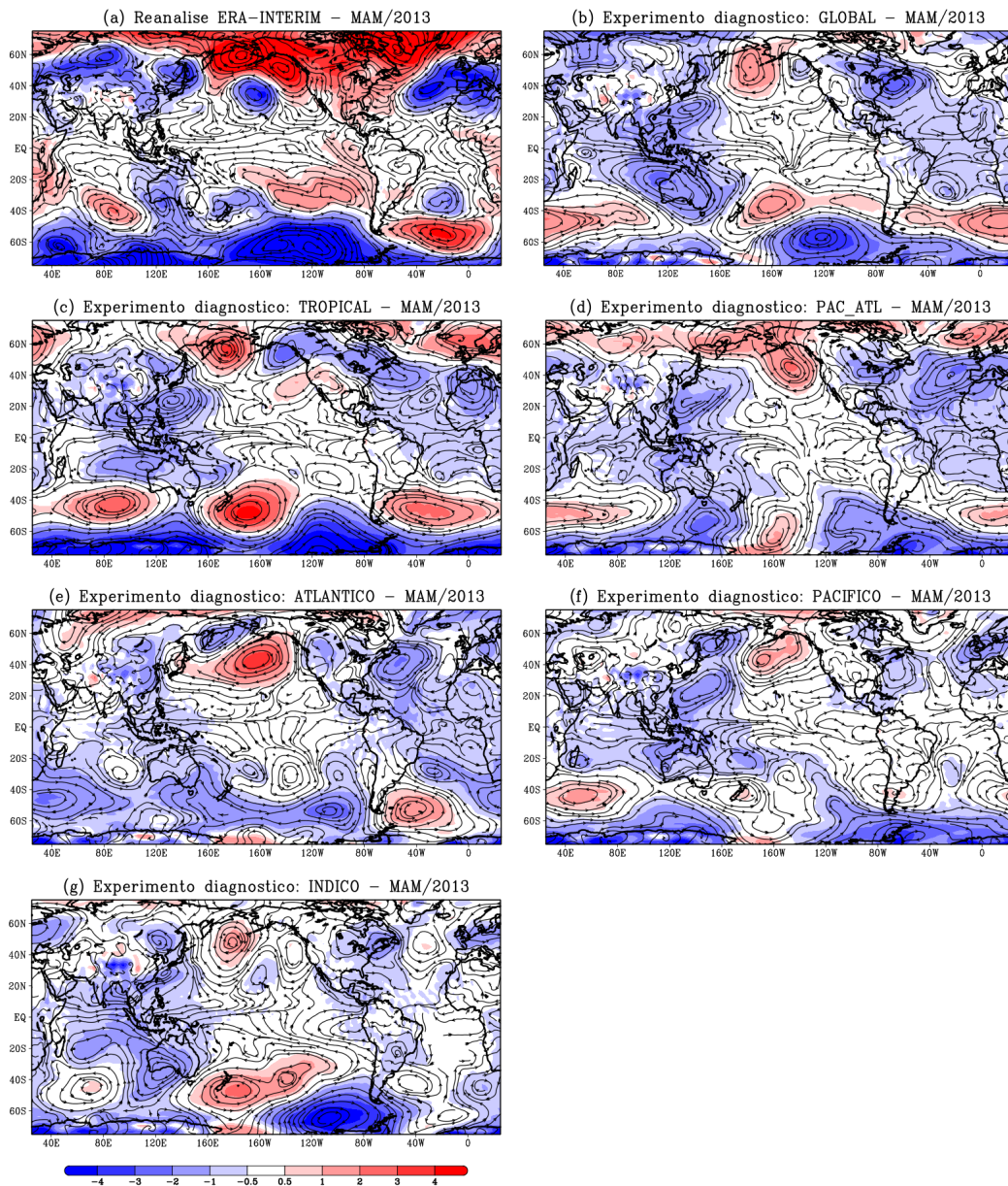
A partir da análise da anomalia de precipitação acumulada trimestral, durante o outono austral de 2013, identificar a principal bacia oceânica que modulou as anomalias negativas de precipitação sobre o NEB tornou-se uma tarefa desafiadora, uma vez que o MCGA do CPTEC/INPE não conseguiu reproduzir um padrão de anomalia negativa semelhante ao observado sobre o NEB. Porém, vale ressaltar que, a simulação que prescreve apenas a forçante oceânica do Índico tropical (experimento INDICO – Figura 4.10.g) apresentou os valores mais intensos de anomalia negativa de precipitação sobre a subregião do NNEB, enquanto que o experimento que isola a forçante da TSM do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO – Figura 4.10.e) foi o que melhor representou, qualitativamente, as intensidades de anomalia de precipitação na região da ZCIT. A influência conjunta dos oceanos Atlântico e Índico tropicais podem estar relacionadas com o deficit de precipitação do NEB durante o outono austral de 2013, porém, a análise das próximas variáveis climáticas são necessárias para a confirmação desta consideração.

4.3.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

No outono austral de 2013, a bacia tropical do Atlântico, apresentou condições neutras em relação à anomalia de PNM (Figura 4.11.a). Porém, na região subtropical sul, o ASAS apresentou anomalias negativas com a formação de uma circulação ciclônica anômala (com centro em torno de 30°S) e, ao sul desta, observou-se uma circulação anticiclônica anômala (com centro em torno de 50°S). Na América do Sul, também formou-se uma circulação anticiclônica anômala, inibindo a convecção em sua área de atuação. Na região oeste do Atlântico subtropical Norte, foram observadas anomalias positivas de PNM. Uma circulação ciclônica anômala formou-se na porção leste da região subtropical do Atlântico Norte (possivelmente em resposta à anomalia positiva de TSM observada nessa região), mais intensa que a observada na região subtropical do Atlântico Sul. Essa diferença de intensidade das anomalias de PNM nas regiões subtropicais do Atlântico, associada com a resposta atmosférica do gradiente positivo de ATSM (discutido anteriormente na Subseção 4.3.1), pode ser responsável pela circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), na região tropical do Atlântico. Esta configuração de anomalia de circulação, em baixos níveis, pode favorecer a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, inibindo a convecção sobre o NEB, causando anomalias negativas de precipitação no território nordestino. No Pacífico tropical leste, foram observadas anomalias positivas de PNM (Figura 4.11.a), possivelmente devido a uma resposta da atmosfera as anomalias negativas de TSM nessa região (Figura 4.9.f), enquanto que a porção tropical oeste e central apresentaram condições neutras de anomalia de PNM. Sobre o Índico tropical também foram observadas condições neutras de anomalia de PNM.

O MCGA do CPTEC/INPE (experimento GLOBAL, Figura 4.11.b) representou de forma satisfatória o gradiente de anomalia de PNM entre as bacias subtropicais do Atlântico (anomalias negativas de PNM menos intensas no ASAS do que no ASAN), porém, o modelo simulou anomalia negativa de PNM em grande parte da bacia tropical do Atlântico (diferentemente da reanálise do ERA-Interim, que apresentou condições neutras). O modelo representou erroneamente a posição das altas subtropicais anômalas. O ASAS localizou-se próximo da América do Sul (o que gerou anomalias negativas de PNM em todo o NEB); e o ASAN localizou-se na porção oeste do Atlântico Norte subtropical. No Atlântico Sul, ao sul da circulação ciclônica anômala, foram simuladas duas circulações anticiclônicas anômalas e com intensidade inferior comparado ao da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.11.a). A circulação anômala em baixos níveis (850 hPa), simulada pelo modelo, também não representou o padrão observado pelos dados do ERA-Interim.

Figura 4.11 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Ainda a respeito do experimento GLOBAL (Figura 4.11.b), no Pacífico tropical, foram simuladas condições neutras de anomalia de PNM (exceto na porção oeste, que apresentou anomalia negativa de PNM), enquanto que no Índico tropical, o MCGA simulou anomalias negativas de PNM. Padrões de anomalia da PNM, semelhantes aos do experimento GLOBAL, foram simulados nos experimentos TROPICAL (Figura 4.11.c), PAC_ATL (Figura 4.11.d) e ATLANTICO (Figura 4.11.e).

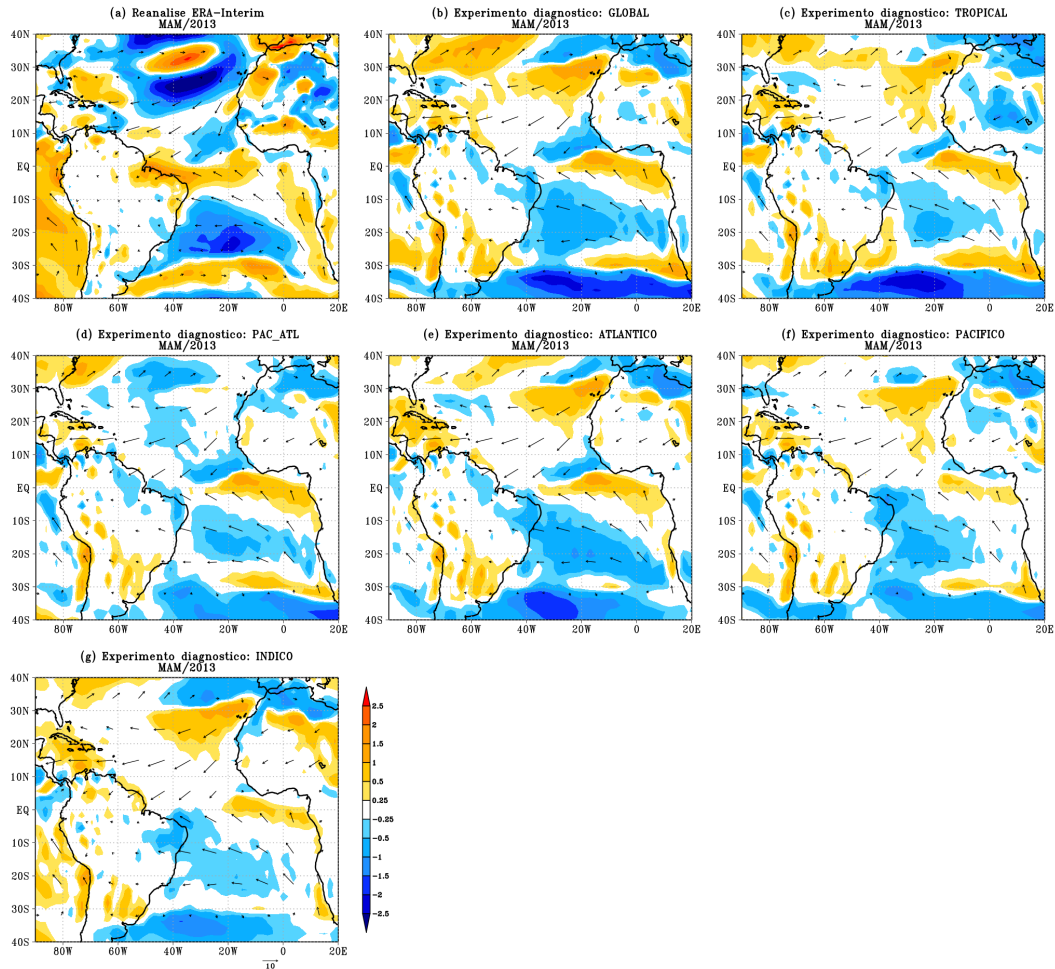
No experimento PACIFICO (Figura 4.11.f), a bacia tropical do Atlântico apresentou condições neutras de anomalia de PNM (como observado na reanálise do ERA-Interim), enquanto que nas regiões subtropicais norte e sul, foram simuladas anomalias negativas de PNM. O experimento INDICO (Figura 4.11.g) simulou condições neutras em quase toda a bacia do Atlântico, com anomalias negativas de PNM deslocadas à oeste, nas regiões subtropicais de ambos os hemisférios. No Atlântico Sul (Norte), este experimento simulou uma circulação ciclônica anômala sobre o continente sul Americano (porção leste da América do Norte). Na região do oceano Pacífico e Índico tropical, ambos experimentos simularam padrões semelhantes ao do experimento GLOBAL (Figura 4.11.b).

De uma forma geral, os experimentos PAC_ATL e ATLANTICO simularam, sobre a região do Atlântico tropical, um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul (com o ATN apresentando anomalias negativas mais intensas comparado às simuladas no ATS), bem como uma circulação anômala de sul, em baixos níveis, próximo à região do NEB (exceto o experimento INDICO – Figura 4.11.g). Os experimentos não conseguiram representar condições anormalmente positivas sobre a América do Norte, como observado na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.11.a), bem como nas porções mais extratropicais do Hemisfério Norte. Durante o outono austral de 2013, espera-se que os alísios de sudeste (nordeste) estejam mais fortes (fracos), devido ao gradiente de sul para norte da anomalia de TSM (Figura 4.9.f) e da circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa (Figura 4.11.a), na região do Atlântico tropical.

4.3.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 4.12 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2013. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.12.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.12.b-g).

Figura 4.12 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.12.a), foram observados sobre o NEB e Atlântico equatorial (até a latitude de 5°S, aproximadamente), anomalias positivas dos alísios de sudeste (ou seja, ventos mais fortes). Ao norte, os alísios de nordeste apresentaram-se mais fracos (anomalia negativa). Essa configuração, da anomalia dos ventos alísios, era esperada na região do Atlântico tropical, pois

caracteriza a resposta da atmosfera à forçante oceânica de um gradiente positivo de anomalia de TSM (Figura 4.9.f), durante o outono austral. No Atlântico Sul, entre as latitudes de 10 °S e 30 °S, foram observadas anomalias negativas do vento em baixos níveis (1000 hPa).

Os experimentos diagnósticos (Figura 4.12.b-g) não conseguiram simular as anomalias positivas dos alísios de sudeste sobre o NEB (produzindo apenas anomalias positivas do vento, em 1000 hPa, na região equatorial do Atlântico leste, próximo a costa da África). Todos os experimentos simularam, sobre o NEB e Atlântico adjacente, alísios de sudeste mais fracos, possivelmente em resposta as anomalias negativas de PNM, produzidas em grande parte do Atlântico tropical, o que pode ter causado uma maior extensão (para norte) dos ventos alísios mais fracos, observados no Atlântico Sul entre as latitudes de 10 °S e 30 °S (Figura 4.12.a). Os alísios de nordeste foram simulados mais fracos pelo modelo (exceto nos experimentos PACÍFICO e INDICO – Figura 4.12.f-g – que simularam condições neutras), o que pode ter causado uma manutenção da ZCIT sobre a linha do equador, ou ligeiramente ao norte desta, como representado nas anomalias de precipitação (Figura 4.10.b-g), simulado nos experimentos diagnósticos pelo MCGA do CPTEC/INPE.

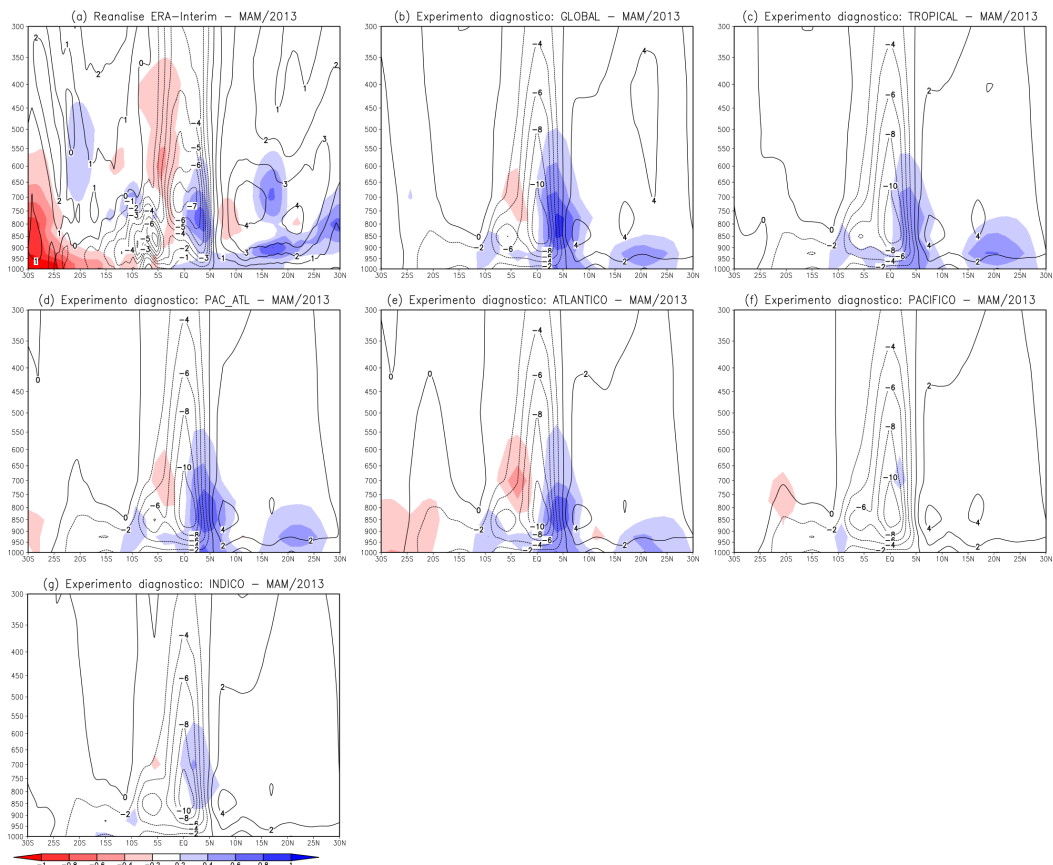
4.3.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.13 apresenta a média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno, representando a célula meridional de Hadley) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2013. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.13.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.13.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

Na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.13.a), entre as latitudes de 5 °S até 30 °S, foram observadas anomalias negativas de umidade específica em baixos níveis (até 900 hPa), com as maiores intensidades ocorrendo entre as latitudes de 25 °S e 30 °S. Entre as latitudes de 5 °S e 0 ° (linha do equador), também foram observadas anomalias negativas de umidade específica, porém em uma maior extensão vertical, entre os níveis de pressão de 850 hPa e 350 hPa. Apesar do predomínio de movimentos ascendentes na região tropical do Atlântico Sul (principalmente em baixos níveis),

as anomalias negativas de umidade específica foram necessárias para que ocorresse deficit de precipitação sobre o NEB. Entre as latitudes de 5°S e 5°N, observam-se movimentos ascendentes, e entre a linha do equador e a latitude de 5°N posicionou-se a ZCIT, região esta onde se encontraram anomalias positivas de umidade específica, da superfície até o nível de pressão de 600 hPa. No Atlântico Norte também foram observadas anomalias positivas de umidade específica, porém, ao norte da latitude de 5°N, ocorreu o predomínio de movimentos subsidentes.

Figura 4.13 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Ao serem prescritas, como condições de contorno oceânico, a TSM mensal observada ao MCGA do CPTEC/INPE (experimento GLOBAL – Figura 4.13.b), o mesmo representa de forma satisfatória os padrões de velocidade vertical (ω), bem como a anomalia de umidade específica na região do Atlântico Norte, observados na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.13.a). Entre estes padrões estão a predominância de movimentos subsidentes ao norte de 5°N , a anomalia positiva da umidade específica (representando a ZCIT), porém centrada em aproximadamente 5°N , mais intensa e maior (chegando ao nível de pressão de 500 hPa). No Atlântico Sul, o modelo simulou movimentos subsidentes mais fracos (comparado aos da reanálise do ERA-Interim). Além disso, o MCGA simulou apenas um núcleo de anomalia negativa de umidade específica (em 5°S), não representando, de forma satisfatória, os padrões de anomalia negativa de umidade específica observadas na reanálise do ERA-Interim.

Os experimentos TROPICAL (Figura 4.13.c), PAC_ATL (Figura 4.13.d) e ATLANTICO (Figura 4.13.e) simularam padrões, de anomalia de umidade específica, semelhante aos dos produzidos pelo experimento GLOBAL, discutidos anteriormente. Vale ressaltar que o experimento ATLANTICO (Figura 4.13.e) simulou anomalias negativas de umidade específica mais intensas na latitude de 5°S (comparado ao experimento GLOBAL) bem como anomalias negativas entre as latitudes 20°S e 30°S , sendo este o resultado dos experimentos que mais se aproxima da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.13.a). O experimento PACIFICO (Figura 4.13.f), apesar de representar um padrão de ω semelhante ao do ERA-Interim, praticamente não simulou anomalias de umidade específica. O experimento INDICO (Figura 4.13.g) simulou um núcleo de anomalia positiva em 5°N (semelhante aos experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO). Vale ressaltar que pelo padrão de anomalia positiva de umidade específica em 5°N , o MCGA do CPTEC-INPE (exceto pelo experimento PACIFICO) representou a ZCIT ao norte de sua posição climatológica.

4.3.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

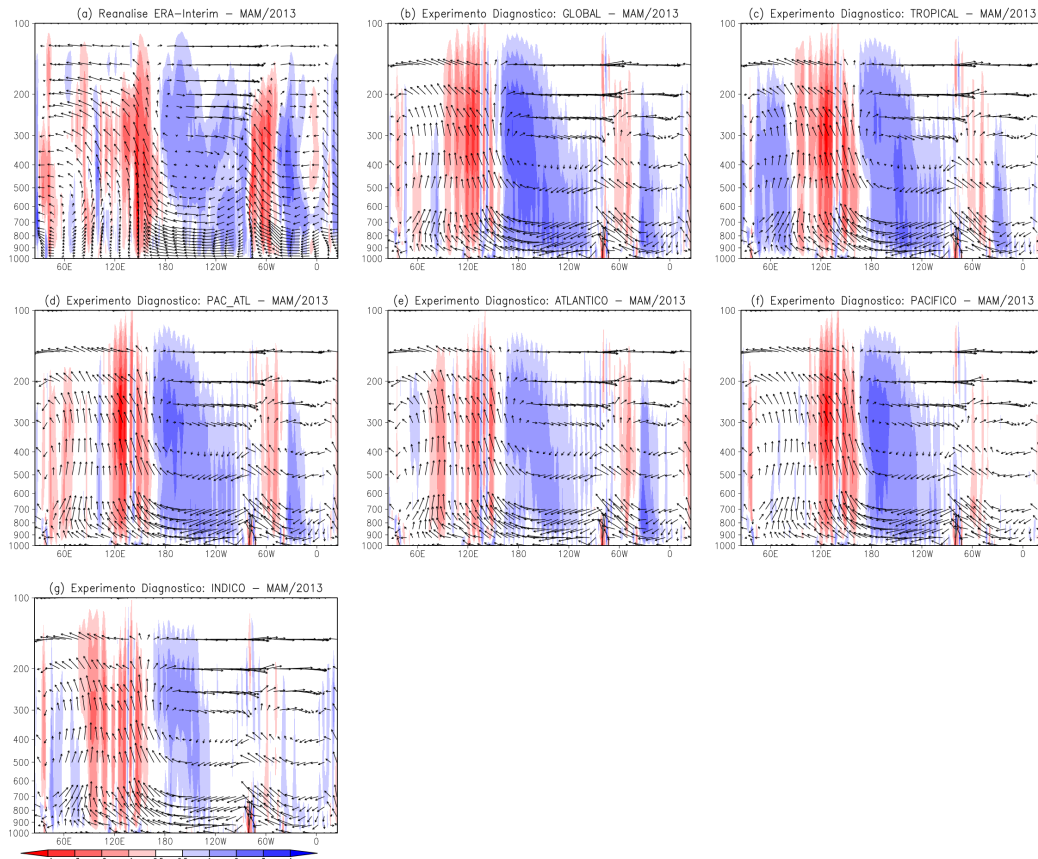
A Figura 4.14 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2013, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.14.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA

do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.14.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Durante o outono austral de 2013, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.14.a), foram observadas anomalias negativas de omega na região do Pacífico oeste (entre as longitudes de 120°E e 180°), região onde também foram observadas anomalias positivas de TSM (Figura 4.9.f), fortalecendo o movimento ascendente nesta porção oceânica. A leste desta região, no Pacífico central e oeste (entre as longitudes de 180° e 80°W, aproximadamente), foram observadas anomalias positivas de omega (região onde foram observadas anomalias negativas de TSM – Figura 4.9.f), fortalecendo o movimento subsidente no Pacífico leste tropical, causando anomalias positivas de PNM (Figura 4.11.a). Entre as longitudes de 80°W e 60°W, anomalias positivas de omega fortaleceram os movimentos ascendentes na região oeste da América do Sul tropical, enquanto que entre as longitudes de 60°W e 0°, região que inclui o NEB, prevaleceram (principalmente em baixos níveis) anomalias positivas de omega, que enfraquecem (fortalecem) movimentos ascendentes (subsidentes), inibindo a convecção nessa região. Sobre o Índico tropical, na porção leste (aproximadamente entre 25°E e 40°E), foram observadas anomalias negativas de omega, podendo estar relacionada com anomalias positivas de TSM (Figura 4.9.f) nesta região.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.14.b) representou de forma satisfatória os padrões de anomalias de omega observados na reanálise do ERA-Interim para o outono austral de 2013. As anomalias negativas (positivas) de omega sobre o Pacífico tropical oeste (central e leste) foram simuladas de forma mais intensa que as do ERA-Interim. Por outro lado, as anomalias que ocorreram sobre a América do Sul e os oceanos Atlântico e Índico foram produzidas de forma menos intensas. Padrões semelhantes, da anomalia de omega, gerados pelo experimento GLOBAL, foram simulados pelos experimentos PAC_ATL (Figura 4.14.d) e ATLANTICO (Figura 4.14.f), porém este último simulou intensidades mais fracas das anomalias de omega e condições neutras na região oeste do oceano Índico (onde foram observadas e simuladas anomalias negativas, pelo ERA-Interim e pelo MCGA no experimento GLOBAL, respectivamente).

Figura 4.14 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O experimento TROPICAL (Figura 4.14.c) simulou um padrão de anomalias de omega semelhante ao produzido pelo experimento GLOBAL, sobre a porção tropical do Pacífico (América do Sul e Atlântico tropical), onde as anomalias negativas (positivas) foram produzidas com intensidade inferior, comparado à reanálise do ERA-Interim. Na região do oceano Índico tropical foram simuladas anomalias positivas de omega. Vale ressaltar que, a diferença entre esse experimento e o GLOBAL,

é que no mesmo não foram prescritas as condições oceânicas observadas nas regiões acima das latitudes de 30°N e 30°S . Ao invés disso, foram prescritas a climatologia mensal das TSM.

Ao prescrever apenas as condições de contorno de TSM sobre o Pacífico tropical, enquanto que nas outras regiões oceânicas são prescritas condições climatológicas (experimento PACÍFICO – Figura 4.14.f), foram simuladas predominantemente condições neutras de anomalia de omega sobre a região do Índico, da América do Sul e do Atlântico. Sobre a região do Pacífico tropical, o padrão de anomalia de omega foi o mesmo que o observado e os simulados nos experimentos diagnósticos, descritos anteriormente.

No experimento INDICO (Figura 4.14.g), o padrão das anomalias de omega sobre o Pacífico tropical foi simulado de forma semelhante aos descritos anteriormente, porém com intensidade inferior das anomalias produzidas. Além disso, foram observadas anomalias positivas sobre a região da América do Sul e Atlântico tropicais, o que geralmente inibe a convecção sobre essa região (como discutido anteriormente), sugerindo uma contribuição do oceano Índico tropical em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, através de uma modificação na célula de Walker, porém, em menor intensidade comparada à influência da forçante do oceano Atlântico.

4.3.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2013

Durante o outono austral de 2013, ao analisar as anomalias de TSM, o oceano Atlântico tropical foi apontado a ser a principal forçante oceânica devido a caracterização de um gradiente interhemisférico positivo, enquanto que nas bacias tropicais do Pacífico e no Índico foram observadas condições neutras nestes oceanos (Figura 4.9.f). Por outro lado, na análise da anomalia de precipitação acumulada, o experimento INDICO (ou seja, o que isola a forçante oceânica da bacia tropical do Índico – Figura 4.10.g) foi o que simulou a maior região de anomalias negativas sobre a sub-região do NNEB, enquanto que o experimento ATLANTICO (Figura 4.10.e), juntamente com os experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL (Figura 4.14.b-d), representaram de forma satisfatória a posição da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, bem como as intensidades da anomalia de precipitação que representam esse sistema.

Na análise de anomalias de PNM e da circulação em 850 hPa, os experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO (Figura 4.11.b-e) simularam uma circulação anômala, em baixos níveis (850 hPa), de sul (como observado na reanálise do ERA-Interim – Figura 4.11.a), entre as bacias tropicais do Atlântico, possivelmente em resposta ao gradiente de anomalia de TSM analisado anteriormente. Porém, tais experimentos representaram uma anomalia negativa de PNM na região equatorial do Atlântico, o que pode ter gerado ventos alísios de sudeste mais fracos, simulados no nível de pressão de 1000 hPa (Figura 4.12.b-g), enquanto foram observados ventos alísios de sudeste mais fortes, pela reanálise do ERA-Interim (Figura 4.12.a).

Quanto as seções verticais latitudinais e longitudinais, representando as células de Hadley e de Walker, respectivamente, o experimento GLOBAL (Figuras 4.13.b e 4.14.b) representou de forma satisfatória ambas as células ao reproduzir boa parte dos padrões analisados pela reanálise do ERA-Interim (Figuras 4.13.a e 4.14.a). Na análise da célula de Hadley, o experimento ATLANTICO (Figura 4.13.e) foi o que simulou os padrões de anomalia de umidade específica mais próximo ao do considerado como real, enquanto que os experimentos PACIFICO e INDICO apresentaram condições neutras (Figura 4.13.f-g). Na análise da célula de Walker, dos três experimentos que isolam a forçante da TSM em uma único oceano tropical, os experimentos ATLANTICO e INDICO (Figuras 4.14.e e 4.14.g) reproduziram anomalias positivas de omega sobre o NEB, que inibem a convecção no território nordestino, enquanto que o experimento PACIFICO (Figura 4.14.f) apresentou condições neutras.

A partir da análise dos resultados provenientes dos experimentos diagnósticos realizados para o outono austral de 2013 (principalmente a partir da anomalia de precipitação acumulada trimestral – Subseção 4.3.2), identificar a principal bacia oceânica a modular anomalias de precipitação sobre o NEB mostrou-se uma tarefa desafiadora. Porém, vale ressaltar a atuação do oceano Atlântico em manter a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando anomalias negativas de umidade específica, e do papel dos oceanos Atlântico e Índico tropicais em inibir a convecção na região nordestina.

4.4 Outono austral de 2014

4.4.1 Condições oceânicas observadas

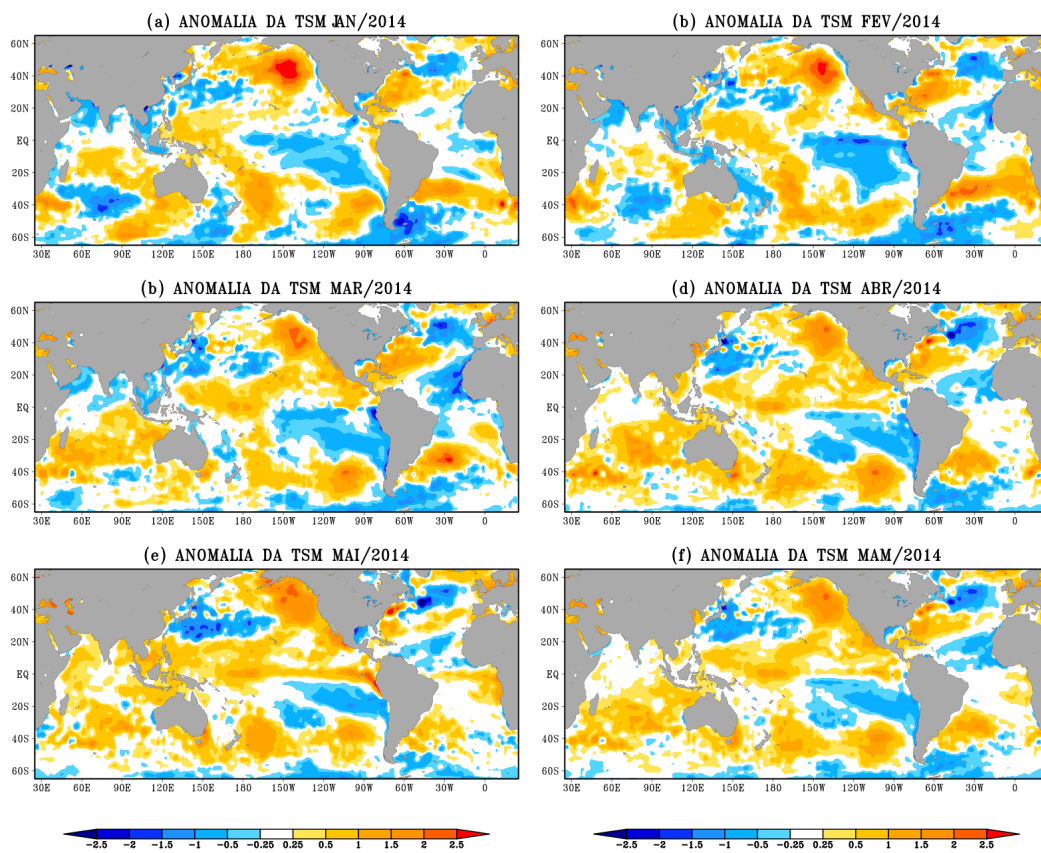
A Figura 4.15 apresenta as anomalias globais de TSM observadas, a partir dos dados do OISSTv2, nos meses de janeiro a maio de 2014 (Figura 4.15.a-e), bem como a média ATSM para o outono austral deste ano (Figura 4.15.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981–2010.

Em janeiro (Figura 4.15.a), o Atlântico tropical apresentou em sua maior parte condições neutras de temperatura das águas superficiais, porém sua porção equatorial leste configurou-se com anomalias negativas de TSM. Nos meses seguintes (de fevereiro a maio – Figura 4.15.b-e), as bacias norte e sul do Atlântico tropical evoluíram para valores de ATSM de sinais opostos. Enquanto o ATN apresentou anomalias negativas de TSM, o ATS configurou-se, principalmente, em condições neutras e anomalias positivas de TSM. Em maio (Figura 4.15.e), a temperatura do Atlântico equatorial mostrou-se anormalmente positiva. Durante o outono austral de 2014 (MAM – Figura 4.15.f), observaram-se anomalias negativas (positivas e condições neutras) de TSM no ATN (ATS), configurando, assim, um gradiente interhemisférico negativo (ou seja, de norte para sul). O índice de dipolo do Atlântico apresentou um valor de -1,17 (calculado na Subseção 3.3.1). Como discutido anteriormente, um gradiente negativo de ATSM no Atlântico tropical geralmente está relacionado com alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos), em associação com um gradiente de anomalia de PNM, de sul para norte, resultando em uma ZCIT com um tempo de permanência maior em sua posição climatológica mais ao sul, e/ou atingindo posições mais ao sul, conseqüentemente podendo produzir excesso de precipitação durante o outono austral do NEB. Portanto, espera-se que no experimento ATLANTICO, o MCGA module anomalias positivas de precipitação sobre o NEB.

Sobre o Pacífico tropical, em janeiro e fevereiro de 2014 (Figura 4.15.a-b), a porção oeste (leste) dessa bacia apresentou anomalias positivas (negativas) de TSM. Nos meses seguintes (de março a maio – Figura 4.15.c-e), as anomalias positivas de TSM confinadas no setor oeste estenderam-se para a porção equatorial e tropical norte do Pacífico. Na porção leste do Pacífico tropical Sul, próximo a costa da América do Sul, confinaram-se anomalias negativas de TSM. Este padrão também foi observado na média da anomalia de TSM durante o outono austral de 2014 (Figura 4.15.f). O índice Niño3.4, calculado na Subseção 3.3.2, apresentou um valor de 0,18 (Tabela 3.1), configurando o Pacífico tropical em condições neutras durante o trimestre de MAM de 2014. Porém, apesar da neutralidade do índice calculado e da complexidade

em tentar sugerir o papel do oceano Pacífico em modular anomalias de precipitação sobre o NEB durante esta estação, ficou evidente que as temperaturas das águas superficiais do setor equatorial e tropical norte (tropical sul e leste) do Pacífico mostraram-se anormalmente positivas (negativas).

Figura 4.15 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2014 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

Sobre o Índico, em janeiro e fevereiro de 2014 (Figura 4.15.a-b), foram observadas condições neutras na porção equatorial deste oceano, enquanto que a região tropical Sul (subtropical Sul) caracterizou-se com anomalias positivas (negativas) de TSM.

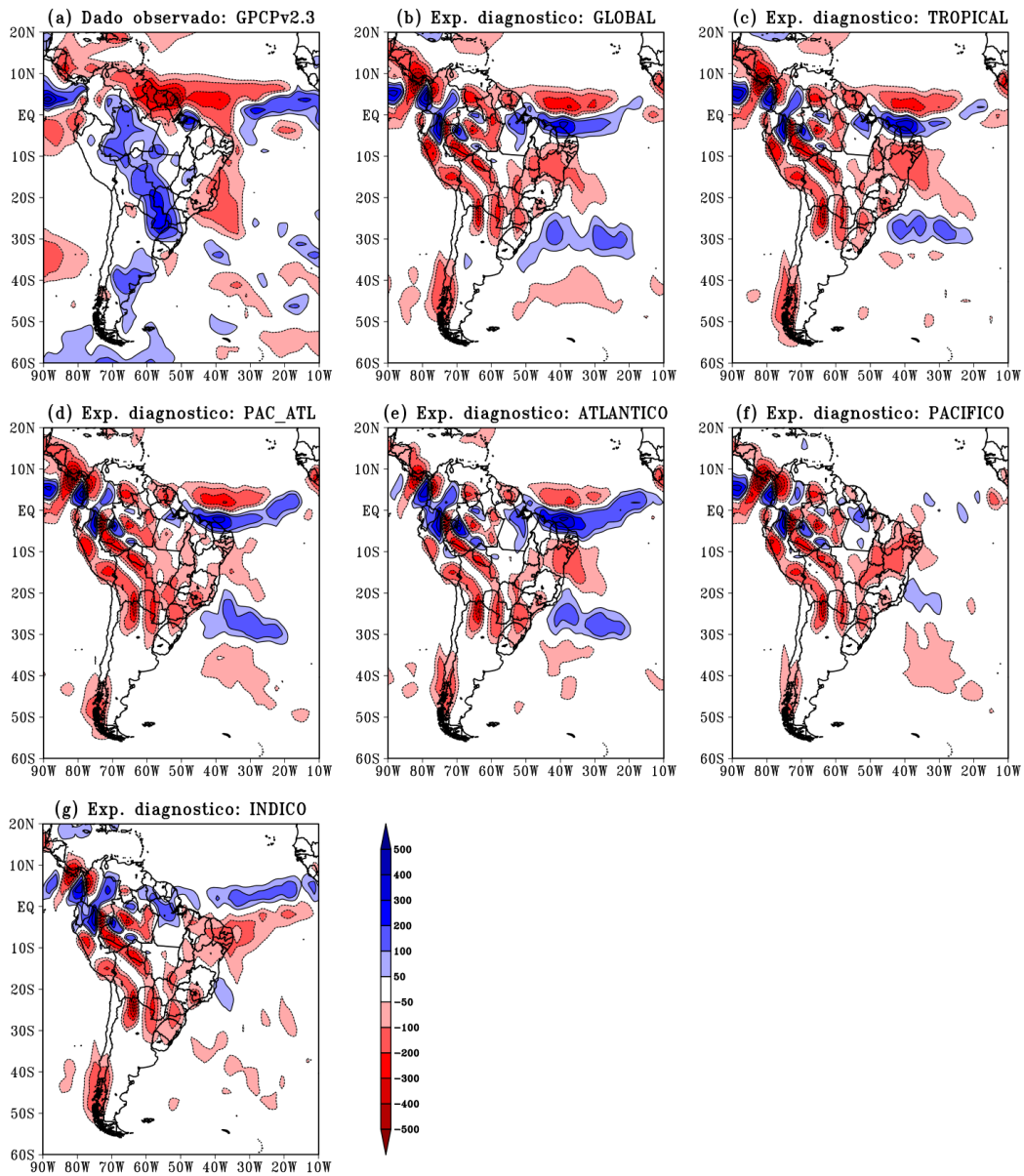
Em março e abril (Figura 4.15.c-d), as condições neutras (observadas nos dois meses anteriores) persistiram sobre o oceano Índico equatorial, enquanto que na porção tropical e subtropical Sul predominaram anomalias positivas de TSM. Em maio (Figura 4.15.e), a bacia do Índico apresentou, em sua maior parte, anomalias positivas de TSM. A média da anomalia de TSM durante o outono austral de 2014 (trimestre de MAM – Figura 4.15.f) apresentou condições neutras na porção equatorial do oceano Índico, e anomalias positivas nas regiões tropical e subtropical Sul. O índice IOBW, calculado na Subseção 3.3.4, apresentou um valor de 0,43, sugerindo que a forçante da TSM do Índico tropical possa modular deficit de precipitação sobre o NEB, a partir de modificações na circulação de Walker, como descrito no trabalho de Taschetto e Ambrizzi (2012).

4.4.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2014, a partir dos dados do GPCP (Figura 4.16.a), foram observadas anomalias negativas de precipitação no extremo norte e leste do NEB. Uma banda de anomalia negativa de precipitação também se estende para o Atlântico Sul, em direção noroeste-sudeste. O restante do território nordestino apresentou condições neutras (ou seja, valores de anomalia de precipitação entre -50 e 50 mm). No ATN (entre as latitudes de 0° e 10°N), foi observado uma faixa de anomalia negativa de precipitação, sugerindo ou uma rápida passagem da ZCIT, ou uma permanência mais ao norte de sua posição climatológica. Na região equatorial, entre as longitudes de 10°W e 30°W (fora do alcance continental da América do Sul), foram observadas anomalias positivas de precipitação.

Ao serem fornecidas condições oceânicas observadas, em todo o globo, ao MCGA do CPTEC/INPE (experimento GLOBAL – Figura 4.16.b), o mesmo não representou sobre o NEB e Atlântico equatorial, um padrão de anomalia de precipitação semelhante ao do GPCPv2.3, anteriormente descrito. O modelo simulou anomalias positivas de precipitação sobre a subregião do NNEB, possivelmente em tentar representar a faixa de anomalia positiva observada na região equatorial (entre as longitudes de 10°W e 30°W). Além disso, o MCGA simulou anomalias negativas em toda a subregião do NEB, podendo estar relacionada com uma extensão maior (que adentra o continente), da faixa de anomalia negativa observada no Atlântico Sul. Sobre o ATN, uma banda de anomalia negativa foi simulada pelo modelo, semelhante ao padrão observado pelo dado do GPCPv2.3, porém em menor extensão latitudinal.

Figura 4.16 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2014 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Padrões de anomalia de precipitação, semelhantes ao do experimento GLOBAL, foram simulados pelo modelo nos experimentos TROPICAL (Figura 4.16.c), PAC_ATL (Figura 4.16.d) e ATLANTICO (Figura 4.16.e). No experimento PAC_ATL (Figura 4.16.d), com a ausência da forçante da TSM do Índico tropical, o MCGA simulou condições neutras no setor sul do NEB, tornando-se, este padrão, o mais semelhante com os dados observados do GPCPv2.3, nessa subregião. As anomalias positivas de precipitação simuladas sobre a subregião do NNEB (nos experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO – Figura 4.16.b-e), possivelmente estão associadas com o gradiente interhemisférico negativo, de ATSM sobre o Atlântico Tropical (como discutido na subseção anterior), sendo esta uma resposta física do modelo às condições de TSM fornecidas ao mesmo. Possivelmente, a subregião do NNEB, por parte do MCGA do CPTEC/INPE, tenha uma maior dependência do oceano Atlântico tropical do que das outras regiões oceânicas, devido a uma questão de proximidade.

O experimento PACIFICO (Figura 4.16.f) simulou anomalias negativas de precipitação em quase todo o NEB (com as maiores intensidades situadas em uma direção diagonal sudoeste-nordeste, principalmente sobre a subregião do SNEB). Na região do Atlântico tropical, praticamente não foram produzidas anomalias de precipitação por parte deste experimento. Apesar do oceano Pacífico tropical apresentar uma neutralidade, a partir do índice de variabilidade de TSM que representa esta bacia oceânica (índice Niño3.4, discutido na subseção anterior), destaca-se que a porção equatorial e tropical norte do Pacífico apresentou anomalias positivas de TSM. A resposta atmosférica devido à forçante oceânica pode ter sido suficiente para alterar a célula de Walker, no sentido de produzir movimento subsidente sobre o NEB, e modular anomalias negativas de precipitação sobre o território nordestino, durante o outono austral de 2014. Vale ressaltar a importância de analisar as próximas variáveis climáticas para um melhor entendimento do papel do Pacífico tropical no déficit de precipitação do NEB.

O experimento INDICO (Figura 4.16.g) simulou anomalias negativas de precipitação em quase todo o território nordestino, com as maiores intensidades sobre as subregiões do NNEB e do LNEB. Este resultado pode estar relacionado com as anomalias positivas de TSM observadas na região tropical desta bacia oceânica (como discutido na subseção anterior). No Atlântico tropical, os resultados deste experimento invertem as faixas de anomalia positiva e negativa de precipitação, comparadas às observadas pelos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.16.a) e simuladas pelo experimento GLOBAL (Figura 4.16.b). Ou seja, este experimento sugere que, apenas com

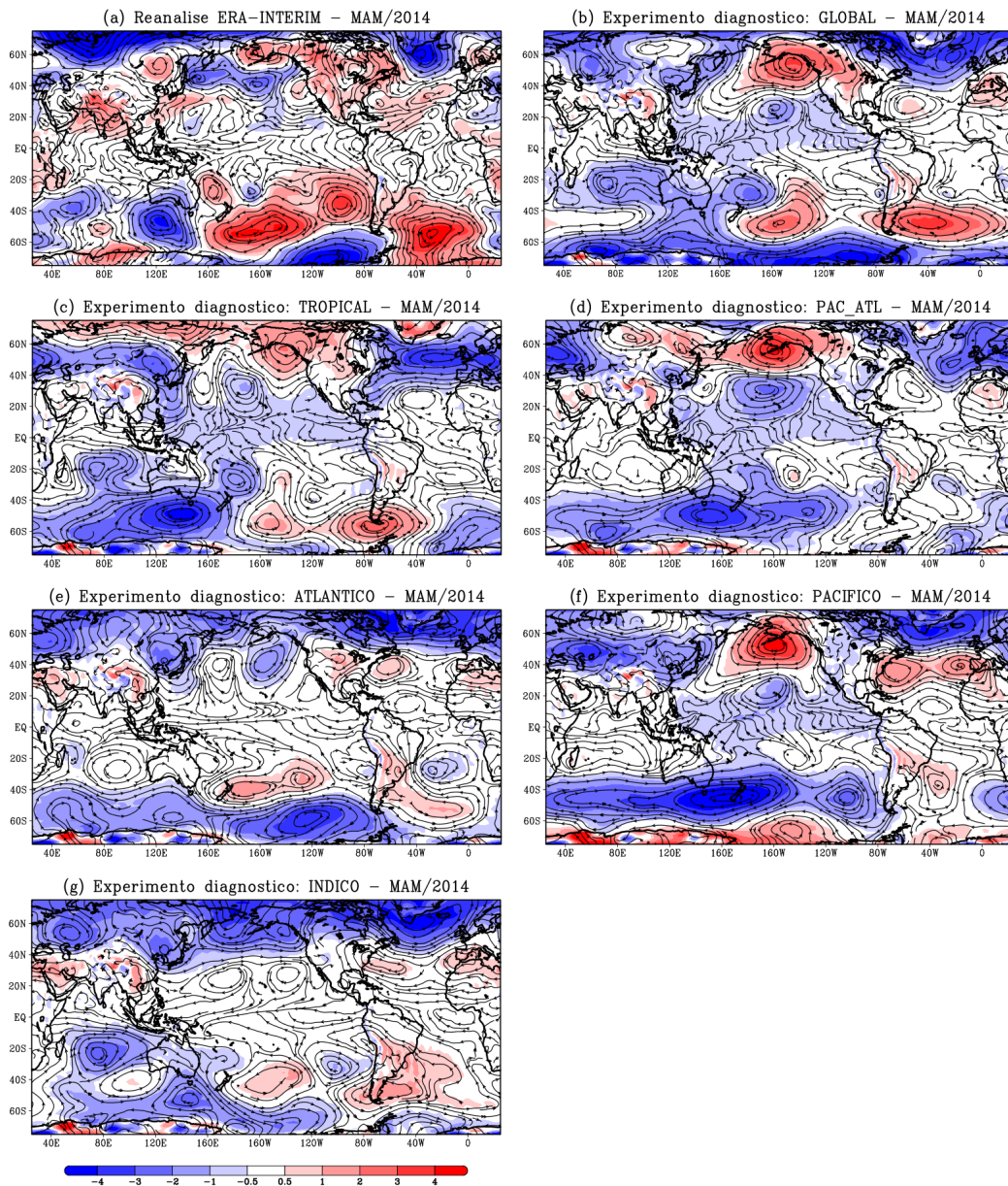
a forçante oceânica do Índico tropical, durante o outono austral de 2014, a ZCIT localizaria-se ao norte de sua posição climatológica.

A partir da análise da anomalia de precipitação acumulada, tornou-se desafiador identificar a bacia oceânica predominante na modulação das anomalias negativas de precipitação observada sobre o NEB, durante o outono austral de 2014. Porém, a partir do resultado do experimento PAC_ATL (Figura 4.16.d), há um indicativo de que ocorreu uma combinação das forçantes de ATSM das três bacias tropicais. Por um lado, o Atlântico tropical atuou em favorecer a precipitação sobre a porção norte do NEB, devido o gradiente interhemisférico negativo de ATSM caracterizado durante o trimestre de MAM de 2014, como apresentado anteriormente, também, pela resposta do experimento ATLANTICO (Figura 4.16.e). Por outro lado, as bacias do Pacífico e/ou Índico atuaram em inibir a precipitação (como apresentado nos resultados dos experimentos PACIFICO e INDICO – Figura 4.16.f-g). A combinação da influência da forçante oceânica das três bacias tropicais resultou em condições neutras de anomalia de precipitação, observado pelos dados do GPCPv2.3, em grande parte do NEB. Porém na subregião do NNEB, podem ter prevalecido as forçantes do Pacífico e do Índico, sobre as do Atlântico, gerando anomalias negativas de precipitação durante o outono austral de 2014.

4.4.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

No outono austral de 2014, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM sobre o Atlântico equatorial, a partir dos dados do ERA-Interim (Figura 4.17.a). Nas regiões subtropicais/extratropicais do Atlântico, foram observadas anomalias positivas de PNM, mais intensas no Hemisfério Sul do que no Norte, o que pode ter causado a anomalia de circulação em baixos níveis (em 850 hPa) de sul, a qual não corresponde com uma resposta ao gradiente negativo de ATSM, discutido na Subseção 4.4.1 (Figura 4.15.f). Notou-se também a formação de uma circulação ciclônica anômala no ATS (centrada em 20°S e 30°W, aproximadamente) e no ATN (centrada em 10°N e 40°W, aproximadamente). Nas bacias tropicais dos oceanos Pacífico e Índico, em sua maior parte, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM, exceto na porção tropical norte da bacia do Índico, onde foram observadas anomalias positivas de PNM.

Figura 4.17 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O experimento GLOBAL (Figura 4.17.b) conseguiu reproduzir alguns padrões, de anomalia de PNM, observados sobre o oceano Atlântico a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.17.a). O MCGA do CPTEC/INPE, ao ser forçado com condições observadas de TSM, simulou condições neutras na bacia tropical do Atlântico, bem como anomalias positivas de PNM no Atlântico Subtropical Sul e Norte, com maior intensidade no Hemisfério Sul, causando uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa). O modelo representou uma circulação ciclônica anômala no Atlântico Sul (centrada aproximadamente em 40°W e 30°S), porém em menor extensão comparado ao observado pela reanálise. Na região do Pacífico tropical norte, foram simuladas anomalias negativas de PNM, possivelmente em resposta as anomalias positivas de TSM (Figura 4.15.f), enquanto que no Índico tropical sul, as anomalias negativas de PNM foram representadas de forma mais extensas e mais ao norte (possivelmente também em resposta às anomalias positivas de TSM nessa região).

Apesar de simular condições neutras no Atlântico tropical, os experimentos TROPICAL e PAC_ATL (Figura 4.17.c-d) não simularam as anomalias positivas de PNM no Atlântico subtropical/extratropical, tanto observada pela reanálise do ERA-Interim (Figura 4.17.a), quanto simulada no experimento GLOBAL (Figura 4.17.b). No experimento TROPICAL (Figura 4.17.c), foram produzidas as circulações ciclônicas anômalas, porém próximas da linha do equador (comparado à reanálise do ERA-Interim), enquanto que no experimento PAC_ATL (Figura 4.17.d) uma anomalia ciclônica (anticiclônica) anômala foi simulada na região subtropical do Atlântico Sul (Norte). Na região do Pacífico e do Índico tropical, ambos experimentos produziram padrões de anomalia de PNM semelhantes aos do simulado pelo experimento GLOBAL (Figura 4.17.b). Porém, na bacia do Índico tropical, o experimento que isola a forçante da TSM do Pacífico e do Atlântico tropical (experimento PAC_ATL – Figura 4.17.d) simulou uma região maior de condições neutras de anomalia de PNM, nessa região oceânica, apresentando um padrão semelhante ao do observado pela reanálise do ERA-Interim (Figura 4.17.a), comparado aos outros dois experimentos discutidos anteriormente (GLOBAL e TROPICAL).

O experimento ATLANTICO (Figura 4.17.e) produziu as circulações ciclônicas e anticiclônicas nas regiões tropicais e subtropicais do Atlântico, respectivamente, uma em cada hemisfério. Porém, as anomalias positivas de PNM nas regiões subtropicais desta bacia oceânica mostraram-se menos intensas, comparadas à reanálise do ERA-Interim (Figura 4.17.a) e aos simulados pelo experimento GLOBAL (Figura 4.17.b). Na região tropical da bacia do Atlântico, este experimento (que isola a forçante da

TSM apenas na região do Atlântico tropical) simulou um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, o que pode favorecer uma maior permanência da ZCIT sobre o NEB, e que pode estar associado com as anomalias positivas de precipitação produzidas pelo experimento ATLANTICO (Figura 4.16.e).

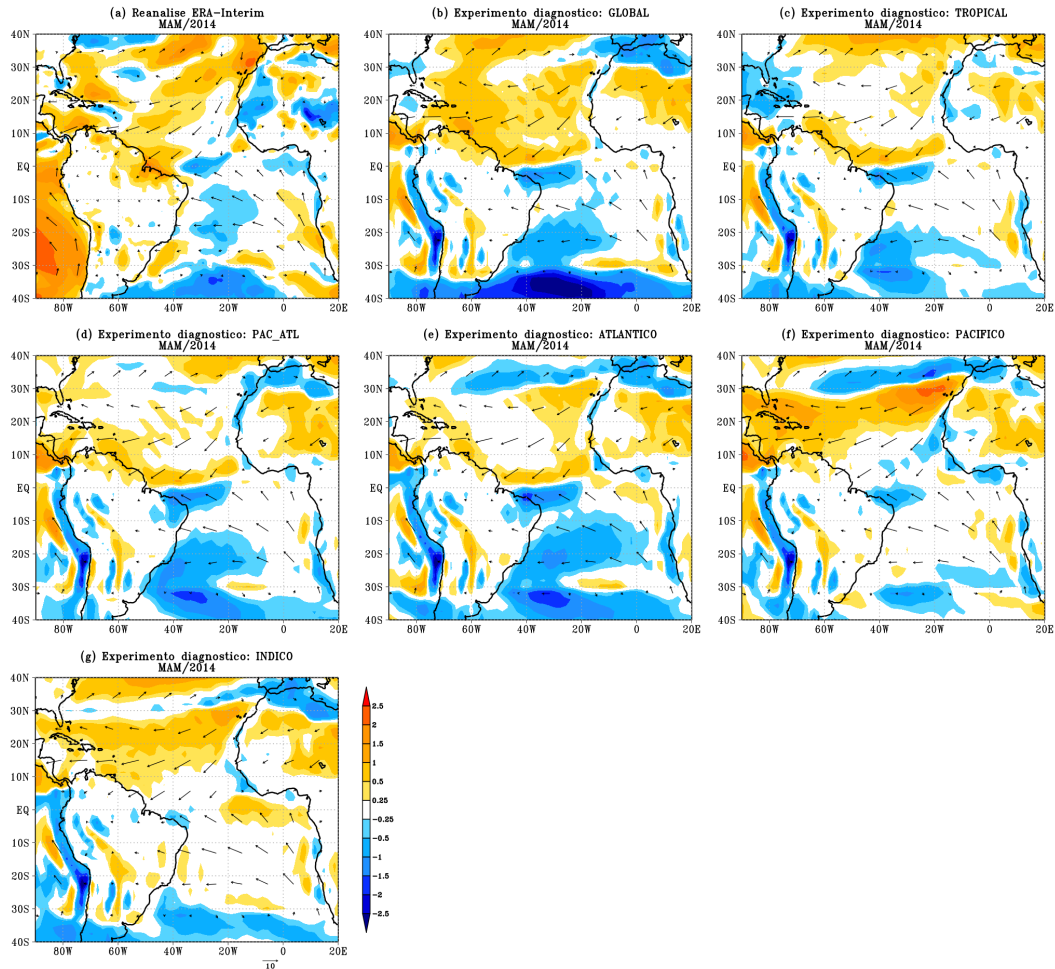
Ao isolar apenas a forçante da TSM do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 4.17.f), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias positivas de PNM, mais intensas no Atlântico Subtropical Norte do que no Sul (ou seja, apresentando um padrão semelhante aos da reanálise do ERA-Interim). Uma circulação ciclônica anômala também foi produzida no ATN, resultando em uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), geralmente favorecendo a manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, o qual está associado com anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, simuladas pelo experimento PACIFICO (Figura 4.16.f). Semelhante aos experimentos TROPICAL e PAC_ATL (Figuras 4.17.c-d), o experimento PACIFICO apresentou anomalias negativas de PNM na região do Pacífico tropical Norte. O experimento INDICO (Figura 4.17.g), também simulou anomalias positivas de PNM, mais intensas e abrangentes no Atlântico Subtropical Sul do que no Norte, causando uma circulação anômala de sul, em baixos níveis, geralmente favorecendo a permanência da ZCIT ao norte da linha de sua posição climatológica, o que inibe a precipitação sobre o NEB, causando deficit de precipitação no território nordestino, como simulado pelo experimento INDICO (Figura 4.16.g).

De acordo com o apresentado na reanálise do ERA-Interim, apesar de se observarem circulações ciclônicas anômalas, em baixos níveis (850 hPa), na região tropical do Atlântico (um em cada hemisfério – Figura 4.17.a), os experimentos GLOBAL (Figura 4.17.b), PAC_ATL (Figura 4.17.c) e ATLANTICO (Figura 4.17.d) simularam um gradiente de anomalia de PNM, de sul para norte. Esta configuração pode estar relacionada com as anomalias positivas de precipitação na subregião do NNEB simuladas por estes experimentos (Figura 4.16.b-e).

4.4.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 4.18 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2014. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.18.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.18.b-g).

Figura 4.18 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.18.a), sobre a subregião do NNEB, foram observadas anomalias positivas da magnitude dos ventos alísios de sudeste. Os alísios de nordeste, a oeste de 40°W , apresentaram-se mais fortes (ou seja, anormalmente positivos – em tons alaranjados), enquanto que a leste de 40°W , tanto os alísios de nordeste quanto os de sudeste, apresentaram-se mais fracos, possível-

mente como uma resposta das circulações ciclônicas anômalas na região tropical do Atlântico, como discutido anteriormente (Figura 4.17.a).

O experimento GLOBAL (Figura 4.18.b) apresentou ventos alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos). Este padrão de anomalia, geralmente, causa uma maior permanência da ZCIT ao sul da linha do equador. Sobre a subregião do NNEB, foram simulados ventos alísios mais fracos (ou seja, anomalias negativas, em tons azulados). Este padrão simulado pelo experimento GLOBAL também foi produzido, de forma semelhante, pelos experimentos TROPICAL (Figura 4.18.c), PAC_ATL (Figura 4.18.d) e ATLANTICO (Figura 4.18.e). Vale destacar que, esses foram os experimentos que simularam anomalias positivas de precipitação, durante o outono austral de 2014, sobre a subregião do NNEB (Figura 4.16.b-e).

Os experimentos PACIFICO (Figura 4.18.f) e INDICO (Figura 4.18.g) simularam anomalias negativas dos alísios de sudeste sobre a subregião do NNEB. Porém, simularam condições neutras para os alísios de nordeste, o que pode ter mantido a ZCIT ao norte da linha do Equador, geralmente associado com deficit de precipitação sobre o território nordestino. Esses dois experimentos foram os que simularam anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2014 (Figura 4.16.f-g).

4.4.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.19 apresenta a média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno, representando a célula meridional de Hadley) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2014. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.19.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.19.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

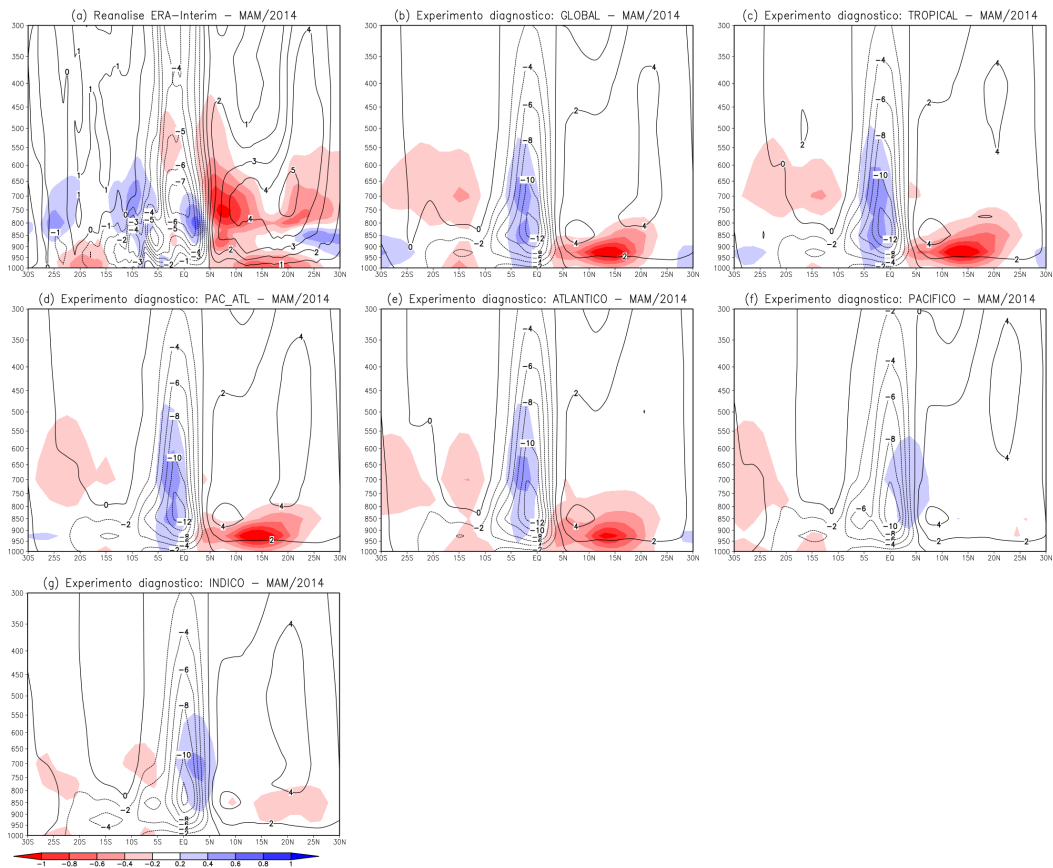
Os dados do ERA-Interim (Figura 4.19.a) apresentaram anomalias negativas de umidade específica ao norte de 5 °N, e em vários níveis de pressão, sendo esta uma região predominantemente de movimento subsidente (valores positivos de omega). Foram observados movimentos ascendentes (ou seja, valores negativos de omega) entre as latitudes de 10 °S e 5 °N, porém, os valores mais intensos localizaram-se

entre as latitudes de 5°S de 5°N , onde em sua porção norte (entre 0° e 5°N), foram observadas anomalias positivas de umidade específica, sugerindo ser esta a localização da ZCIT durante o outono austral de 2014, ou seja, ao norte da linha do Equador. Entre as latitudes de 5°S e 0° (linha do Equador), região esta que abrange a porção norte do NEB, foram encontradas anomalias negativas de umidade específica entre os níveis de pressão de 600 e 450 hPa. Mais ao sul, entre as latitudes de 15°S e 5°S , região que abrange a porção sul do NEB, foram observadas anomalias positivas de umidade específica, entre os níveis de pressão de 850 e 600 hPa. O déficit (excesso) de umidade na subregião do NNEB (SNEB) pode estar associado com anomalias negativas (condições neutras) de precipitação nessa região, observadas durante o outono austral de 2014 (Figura 4.16.a).

O experimento GLOBAL (Figura 4.19.b) representou alguns padrões observados pela reanálise do ERA-Interim (Figura 4.19.a), como anomalias negativas de umidade específica e movimento predominantemente subsidente ao norte de 5°N . Porém, o modelo simulou a ZCIT ao sul da linha do Equador (entre as latitudes de 5°S e 0°), ao gerar anomalias positivas de umidade específica nessa região, bem como os valores negativos mais intensos de omega, representando ser uma região de forte movimento ascendente. A localização da ZCIT ao sul do equador pode estar relacionado com os padrões de gradiente negativo de anomalia de TSM na região do Atlântico tropical (Figura 4.15.a). Os experimentos TROPICAL (Figura 4.19.c), PAC_ATL (Figura 4.19.d) e ATLANTICO (Figura 4.19.e) simularam padrões de anomalia de umidade específica, semelhantes aos produzido pelo MCGA no experimento GLOBAL.

Por outro lado, os experimentos PACIFICO e INDICO (Figura 4.19.f-g) simularam anomalias positivas de umidade específica entre as latitudes 0° e 5°N . Nessa região também estão localizados movimentos ascendentes (ou seja, valores negativos de omega), representando, assim, a localização da ZCIT ao norte da linha do equador, semelhante ao padrão apresentado pela reanálise do ERA-Interim. Vale ressaltar que esses dois experimentos foram os que simularam déficit de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2014 (Figura 4.16.f-g).

Figura 4.19 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

4.4.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 4.20 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2014, a partir da reanálise do ERA-

Interim (Figura 4.20.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.20.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

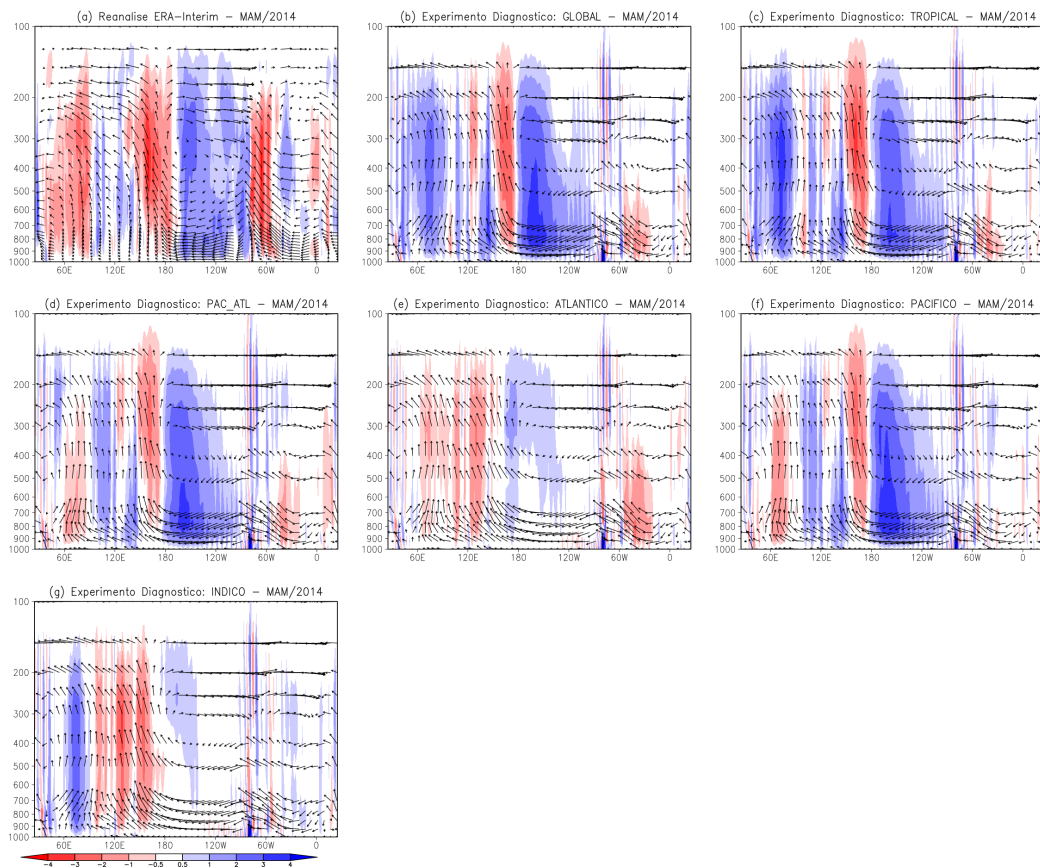
A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.20.a), as principais regiões com anomalias negativas de omega foram: a porção tropical do oceano Índico (entre as longitudes de 25°E e 90°E , possivelmente associado com anomalias positivas de TSM, Figura 4.15.f), a região oeste do Pacífico tropical (entre as longitudes de 120°E e 180° , também possivelmente associado com anomalias positivas de TSM nesta porção da bacia do Pacífico) e parte da região Norte da América do Sul, a oeste de 60°W (onde foram observadas anomalias positivas de precipitação – Figura 4.16.a – associado com reforçados movimentos ascendentes nesta região). Na região central e leste do Pacífico tropical (entre as longitudes de 180° e 90°W , aproximadamente), foram observadas anomalias positivas de omega, associado à anomalias negativas de TSM (Figura 4.15.b). À leste da longitude de 60°W , região esta que abrange o NEB, também foram observadas anomalias positivas de omega, as quais enfraquecem (reforçam) movimentos ascendentes (subsidentes) neste local, inibindo, assim, a convecção sobre o NEB.

No experimento GLOBAL (Figura 4.20.b), o MCGA do CPTEC/INPE simulou corretamente a anomalia de omega na região do Pacífico tropical, com valores negativos (positivo) na porção oeste (central e leste) desta bacia oceânica. Porém sobre a região do Índico e do NEB, o modelo representou erroneamente a anomalia do movimento vertical, em relação à reanálise do ERA-Interim. Sobre o Índico tropical, foram simuladas anomalias positivas de omega, enquanto que sobre o NEB, anomalias negativas, reforçando, assim, o movimento ascendente sobre o território nordestino, favorecendo a convecção, o que pode estar associado com os valores positivos de anomalia de precipitação simulados por este experimento (Figura 4.16.b). Padrões de anomalia de omega, semelhantes aos produzidos pelo experimento GLOBAL, também foram simulados pelo experimento TROPICAL (Figura 4.20.c).

No experimento PAC_ATL (Figura 4.20.d), o modelo simulou padrões de anomalia de omega semelhantes aos observados pela reanálise do ERA-Interim (porém em intensidade reduzida), exceto as anomalias negativas a leste de 60°W . Ao prescrever a forçante da TSM apenas no oceano Atlântico tropical (experimento ATLANTICO –

Figura 4.20.e), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias positivas de omega na região do NEB (semelhante aos experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL), possivelmente em resposta aos padrões de anomalias de TSM e circulação anômala em baixos (850 e 1000 hPa), estabelecidos sobre o Atlântico tropical. Como discutido anteriormente, por parte do modelo, a região do NNEB possivelmente tenha uma maior dependência do oceano Atlântico tropical do que das outras regiões oceânicas devido a uma questão de proximidade.

Figura 4.20 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

No experimento PACIFICO (Figura 4.20.f), o MCGA do CPTEC/INPE simula de forma satisfatória, os padrões de anomalia de omega, na região da bacia tropical do oceano Pacífico e do Índico, comparado aos observados pela reanálise do ERA-Interim. Sobre o Atlântico tropical, foram simuladas condições neutras da anomalia de omega, enquanto que a leste da longitude de 60°W, em uma pequena região que abrange o NEB, foram produzidas anomalias positivas de omega (porém em menor extensão longitudinal), inibindo assim a convecção. Quanto ao experimento INDICO (Figura 4.20.g), o MCGA não representou os padrões de anomalia de omega, sobre a região da bacia tropical do Índico, comparado aos do ERA-Interim (Figura 4.20.a), onde foram simuladas anomalias positivas de omega. Sobre o NEB, o MCGA do CPTEC/INPE, ao ser forçado apenas com as condições de TSM do oceano Índico tropical, simulou anomalias positivas de omega, inibindo, assim, a convecção na região nordestina.

4.4.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2014

A partir das variáveis climáticas analisadas nesta seção, sugere-se que, durante o outono austral de 2014, a forçante da TSM tropical dos oceanos Pacífico e Índico atuaram no sentido de inibir a convecção sobre o NEB, enquanto que a do oceano Atlântico, em favorecer. Tal combinação gerou déficits de precipitação na subregião do NNEB, enquanto que na porção sul NEB, foram observadas condições neutras de anomalia de precipitação.

Em resposta ao gradiente negativo de anomalia de TSM na região do Atlântico tropical (Figura 4.15.f), os experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO simularam alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos), como discutido na Subseção 4.4.4 (Figura 4.18.b-e). Essa configuração de anomalia dos ventos alísios, geralmente, mantém a ZCIT ao sul da linha do equador (Figura 4.20.b-e), favorecendo a convecção no território nordestino, conseqüentemente, produzindo anomalias positivas de precipitação na subregião do NNEB (Figura 4.16.b-e).

Porém, segundo a reanálise do ERA-Interim, no Atlântico tropical foi observada uma circulação anômala de sul (Figura 4.17.a), em baixos níveis (850 hPa), possivelmente porque as anomalias positivas de PNM no Atlântico Subtropical Sul apresentaram-se mais intensas que as do Subtropical Norte. Além disso, as anomalias positivas de TSM sobre a porção tropical do Índico e do Pacífico leste e subtropical norte, como um todo (Figura 4.15.f), podem ter desintensificado os movimentos ascendentes na região do NEB, a partir da célula de Walker, desfavorecendo a convecção no território nordestino, causando assim, déficit de precipitação (Figura 4.16.a e 4.16.f-g).

4.5 Outono austral de 2015

4.5.1 Condições oceânicas observadas

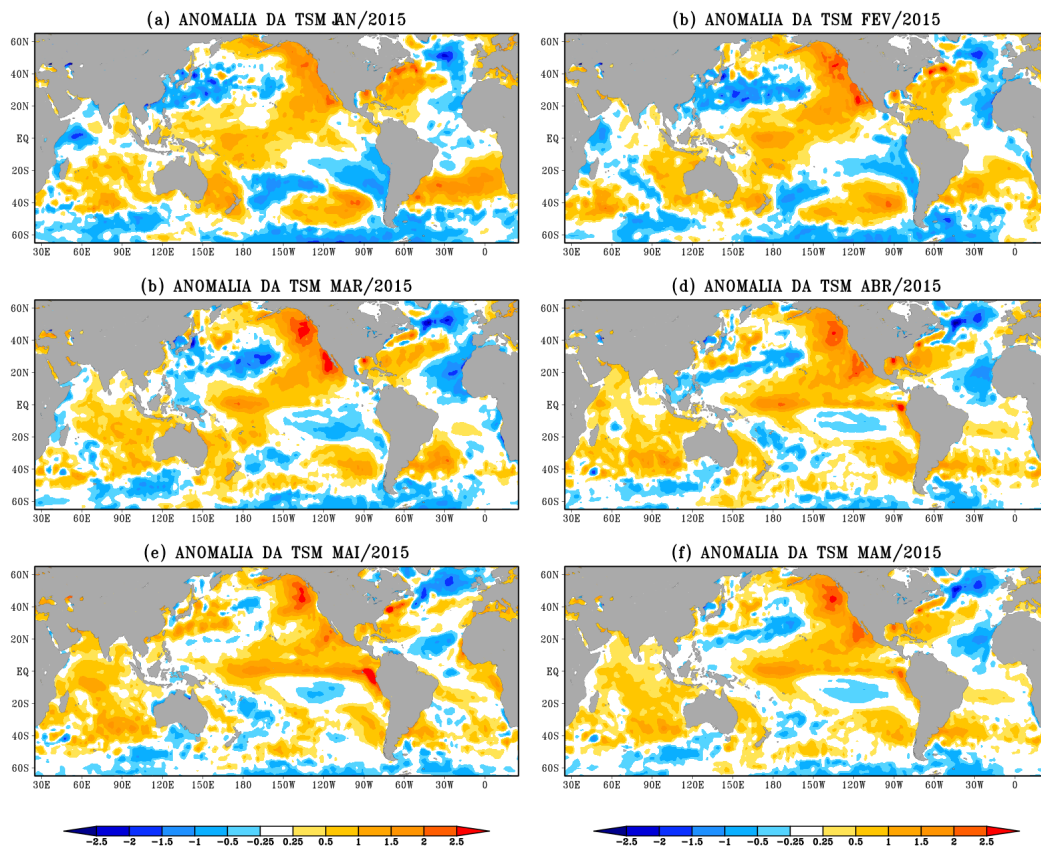
A Figura 4.21 apresenta as anomalias globais de TSM observadas, a partir dos dados do OISSTv2, nos meses de janeiro a maio de 2015 (Figura 4.21.a-e), bem como a média da ATSM para o outono austral deste ano (Figura 4.21.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981-2010.

Durante os cinco meses analisados (de janeiro a maio – Figura 4.21.a-e), a bacia do ATS (ATN) apresentou, em sua maior parte, anomalias positivas (negativas) de TSM. Já a parte equatorial do Atlântico apresentou condições neutras de ATSM. Este padrão de anomalia de TSM descrito acima, conseqüentemente, configurou-se durante o outono austral de 2015, ou seja, na média do trimestre de MAM (Figura 4.21.f), gerando, assim, um gradiente interhemisférico negativo de ATSM no Atlântico tropical. O índice de dipolo do Atlântico apresentou um valor de -1,60, situando-se abaixo do percentil de 15% da série deste índice, calculado e discutido na Subseção 3.3.1. Este valor está entre os 5 menores valores do índice de dipolo do Atlântico entre o período de 1981-2010, representando assim um forte dipolo negativo no Atlântico tropical. Como discutido anteriormente, o gradiente meridional de ATSM interhemisférico, quando negativo, geralmente produz alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (fortes), associado com um gradiente de anomalia de PNM da bacia sul para a norte, favorecendo um maior tempo de permanência da ZCIT sobre o território nordestino e/ou uma localização desse sistema mais ao sul da posição climatológica deste sistema, geralmente causando excesso de precipitação sobre o NEB durante o outono austral. Portanto, espera-se que o MCGA do CPTEC/INPE, no experimento ATLANTICO, module anomalias positivas de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2015.

Durante os meses de janeiro a março de 2015 (Figura 4.21.a-c), a maior parte do Pacífico tropical central e oeste (leste) apresentou anomalias positivas (negativas) de TSM. Este padrão de ATSM persistiu em abril e maio (Figura 4.21.d-e), porém com um aumento (redução) na extensão das anomalias positivas (negativas) de TSM na bacia tropical do Pacífico. Este padrão descrito anteriormente também foi reproduzido durante o outono austral de 2015 (Figura 4.21.f). O índice Niño3.4, calculado na Subseção 3.3.2, apresentou um valor de 0,79 (Tabela 3.1) durante o trimestre de MAM de 2015. Vale ressaltar que o outono austral de 2015 está inserido no evento de *El Niño* iniciado na primavera austral de 2014 (ou seja, no trimestre de SON) e encerrada no outono austral de 2016 (PEREIRA et al., 2017). Como apresentado

no Capítulo 2, o aquecimento das águas superficiais do Pacífico tropical central e leste (caracterizando um evento de *El Niño* canônico), causa modificações na célula de Walker, impactando em movimentos subsidentes no NEB, geralmente inibindo a convecção e a precipitação no território nordestino. Portanto, no experimento PACIFICO, espera-se que o modelo produza deficit de precipitação sobre o território nordestino durante o outono austral de 2015.

Figura 4.21 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2015 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

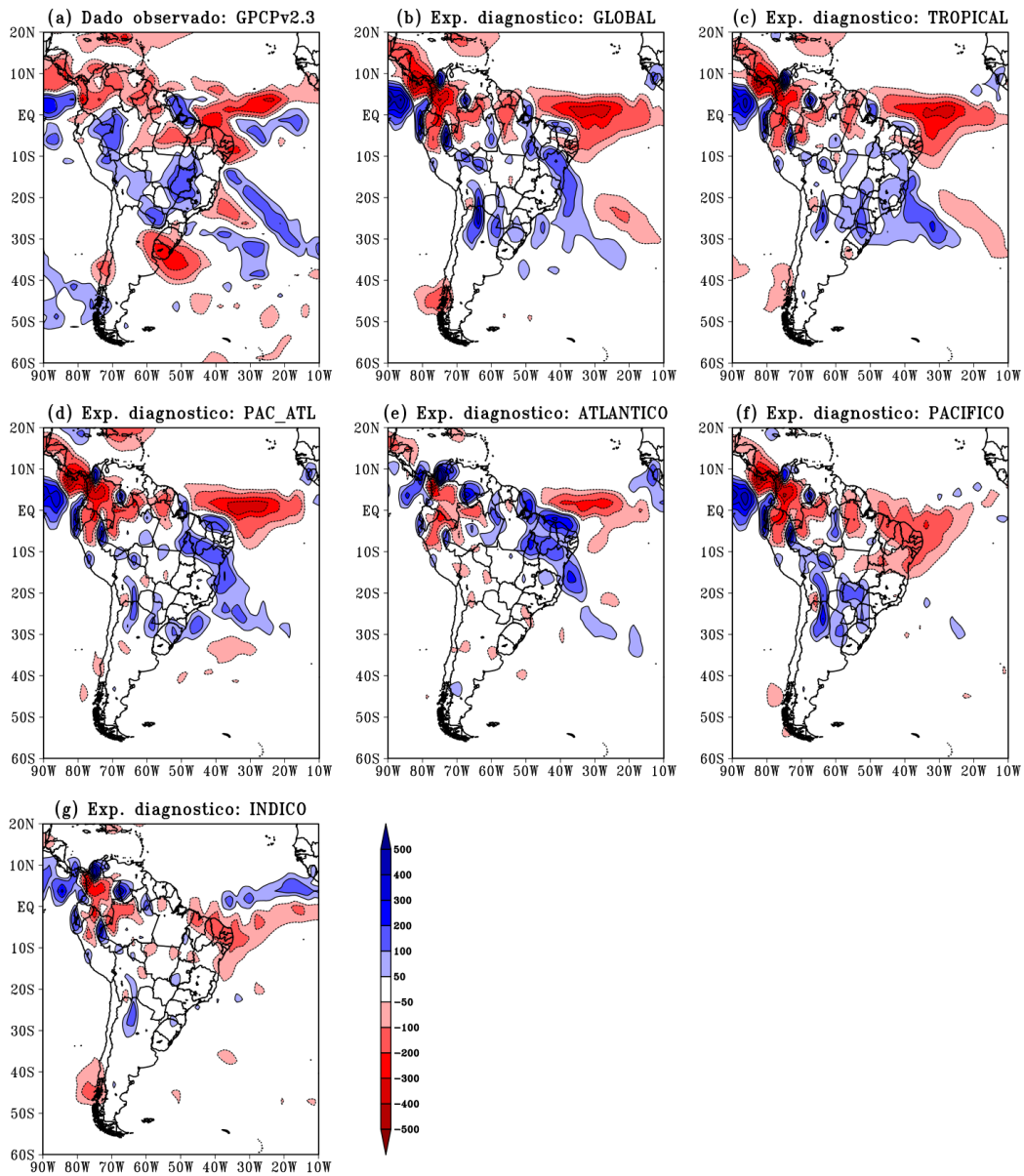
Em janeiro e fevereiro de 2015 (Figura 4.21.a-b), o Índico tropical e subtropical Sul apresentou um predomínio de anomalias positivas de TSM. Nos meses seguintes (de março a maio – Figura 4.21.c-e), essas anomalias positivas aumentaram em extensão, alcançando a região equatorial desta bacia oceânica. Durante o outono austral de 2015 (Figura 4.21.f), o oceano Índico tropical apresentou, em sua maior parte, anomalias positivas de TSM. O índice IOBW, calculado na Subseção 3.3.4, apresentou um valor de 0,66. Como discutido na revisão de literatura (Capítulo 2, Subseção 2.2.4), a resposta atmosférica, devido ao aquecimento das águas superficiais da bacia do Índico, pode modificar a circulação de Walker no sentido de reforçar movimentos subsidentes sobre o NEB, causando, conseqüentemente, déficit de precipitação sobre o território nordestino. Portanto, espera-se que o modelo, no experimento INDICO, produza anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2015.

A partir desta análise inicial das condições oceânicas durante o outono austral de 2015, notou-se que o padrão de anomalia de TSM do Atlântico tropical sugere que este oceano module anomalias positivas de precipitação sobre o NEB, enquanto o Pacífico e do Índico, modulem anomalias negativas. A subseção seguinte (Subseção 4.5.2) apresentará as anomalias de precipitação observadas durante o outono austral de 2015, bem como o resultado dos experimentos prognósticos para esta estação.

4.5.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2015, foram observadas, a partir dos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.22.a), anomalias negativas de precipitação sobre a subregião do NNEB, enquanto que a porção sul do NEB apresentou condições neutras, com intensidades variando entre -50 e 50 mm. No Atlântico Equatorial, entre 15°W e 35°W, foram observadas anomalias positivas de precipitação, e logo ao norte destas anomalias, observou-se uma faixa mais abrangente de anomalia negativa de precipitação. No Atlântico Sul, entre as latitudes de 15°S e 30°S, observou-se uma banda diagonal de anomalia positiva de precipitação de sentido noroeste-sudeste.

Figura 4.22 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

No experimento GLOBAL, o qual prescreve TSM observada mensal, em todo o globo, como condição de contorno inferior (Figura 4.22.b), o MCGA do CPTEC/INPE simulou, qualitativamente, de forma satisfatória alguns padrões de anomalia de precipitação comparado, aos observados a partir dos dados do GPCPv2.3. Entre estes padrões estão a região de anomalia negativa de precipitação no Atlântico equatorial e a banda de anomalia positiva entre as latitudes 10°S e 30°S (de sentido noroeste-sudeste). Porém, sobre a maior parte do NEB, foram simuladas anomalias positivas de precipitação (exceto uma pequena faixa de anomalia negativa, que localiza-se sobre parte das subregiões do NNEB e LNEB). Para a subregião do NNEB, este excesso de precipitação possivelmente está associado a uma resposta da atmosfera, por parte do modelo, ao prescrito gradiente negativo de anomalia de TSM no Atlântico tropical, apresentado na subseção anterior. Na porção sul do NEB, a simulada anomalia positiva de precipitação pode estar associada com a banda anômala positiva do Atlântico Sul que adentrou no continente. Padrões semelhantes de anomalia de precipitação, aos gerados pelo experimento GLOBAL, foram simulados pelo experimento TROPICAL (Figura 4.22.c).

Nos experimentos PAC_ATL (Figura 4.22.d) e ATLANTICO (Figura 4.22.e), o modelo representou a anomalia negativa de precipitação sobre a região equatorial do Atlântico, ligeiramente ao norte do NEB, semelhante ao experimento GLOBAL (porém em menor extensão), enquanto que sobre o NEB foram simuladas anomalias positivas de precipitação, possivelmente como resposta ao forte gradiente negativo de anomalia de TSM no Atlântico tropical. Vale destacar que, ao ser retirada a influência da ATSM do oceano Índico tropical (experimento PAC_ATL, Figura 4.22.d), foram simuladas anomalias positivas de precipitação sobre o NEB mais intensas, e sobre uma maior extensão espacial, do que nos experimentos GLOBAL e TROPICAL, sugerindo que a bacia do Índico tropical pode ter atuado no sentido de reduzir a precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2015.

De fato, no experimento INDICO (Figura 4.22.g), o MCGA simulou anomalias negativas de precipitação apenas sobre o setor norte do NEB, e na região equatorial do Atlântico, com uma faixa de anomalia positiva de precipitação ao norte da faixa negativa. Ao serem prescritas apenas as condições oceânicas mensais, observadas na bacia do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 4.22.f), o modelo simulou anomalias negativas de precipitação em quase toda a totalidade do NEB, bem como na região equatorial do Atlântico. Pelos resultados analisados dos experimentos PACIFICO e INDICO, o MCGA do CPTEC/INPE simulou a ZCIT do Atlântico ao norte da sua posição climatológica. Como comentado na subseção anterior, sugere-se

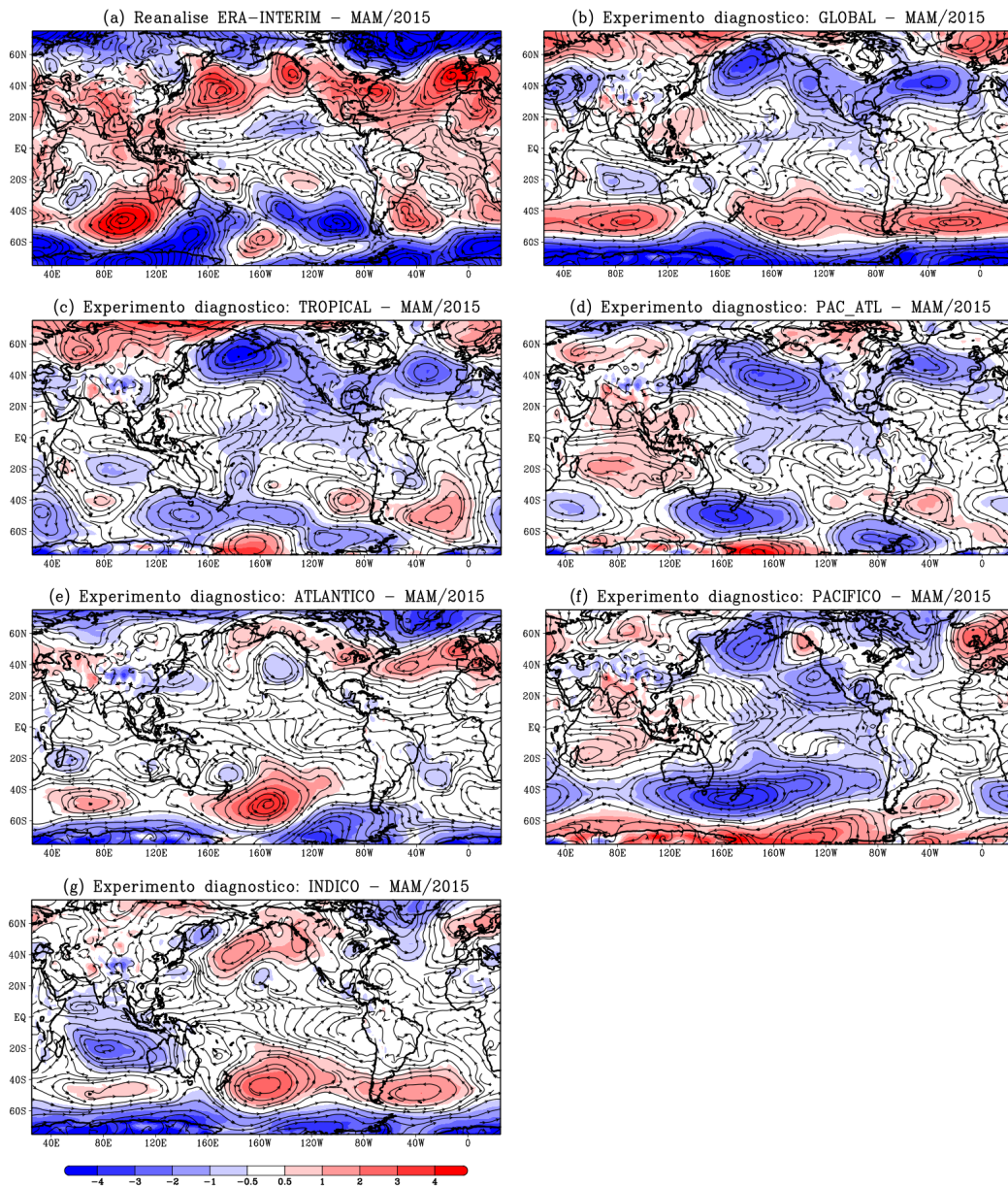
que a anomalia negativa simulada pelo modelo, nestes dois experimentos, possa estar relacionada com mudanças na circulação de Walker, no cinturão equatorial, devido ao aquecimento superficial das águas tropicais em ambas as bacias oceânicas.

Semelhante ao discutido para o ano de 2014, a anomalia negativa de precipitação observada sobre o NEB parece ser resultado de uma soma de influências entre os oceanos tropicais. Por um lado, sugeriu-se que a influência das anomalias de TSM do Pacífico e do Índico atuaram no sentido de inibir a convecção sobre o NEB, enquanto que a do Atlântico, em favorecer a precipitação sobre o território nordestino. Isto pode ser afirmado a partir dos experimentos que isolaram as anomalias de TSM em cada bacia, enquanto que nas regiões oceânicas restantes foram prescritas TSM climatológica como condição de contorno (experimentos PACIFICO, INDICO e ATLANTICO). Porém, ao combinar as influências das três bacias oceânicas (experimentos GLOBAL e TROPICAL), foram simuladas anomalias positivas de precipitação sobre o NEB, diferentemente do que foi observado nos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.22.a).

4.5.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

Durante o outono austral de 2015, foram observadas, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.23.a), anomalias positivas de PNM sobre a maior parte do Atlântico tropical. Na região subtropical do Atlântico Norte, localizaram-se duas circulações anticiclônicas anômalas, enquanto que no Atlântico Subtropical Sul, observou-se uma circulação anticiclônica anômala (com centro aproximadamente na latitude de 40°S e longitude de 40°W) e uma circulação ciclônica anômala (com centro aproximadamente na latitude de 30°S e longitude de 20°W). Esta configuração sugere, sobre o Atlântico tropical, um gradiente interhemisférico de anomalia de PNM de sul para norte, possivelmente em resposta ao gradiente negativo de ATSM nessa região. Sobre a subregião do SNEB foram observadas anomalias positivas de PNM, bem como uma circulação anticiclônica anômala, inibindo a formação de convecção sobre essa região.

Figura 4.23 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Sobre o Pacífico tropical (Figura 4.23.a), foram observadas condições neutras por quase toda a extensão equatorial, exceto na porção oeste desta bacia, onde foram observadas anomalias positivas de PNM, sugerindo movimento subsidente reforçado nessa região. Na porção tropical norte do oceano Pacífico, entre as longitudes de 160 °W e 120 °W, foram observadas anomalias negativas de PNM, possivelmente em resposta às anomalias positivas de TSM nessa região. Sobre o oceano Índico, grande parte da bacia tropical leste apresentou anomalias positivas de PNM, podendo ser uma resposta da alteração da circulação de Walker devido ao evento de El Niño de 2014/2016. A análise de outras variáveis climáticas (como a anomalia da velocidade vertical – omega – a ser discutido na Subseção 4.5.6) faz-se necessária para um melhor entendimento das modificações causadas na atmosfera devido as anomalias de TSM nas bacias tropicais.

O MCGA do CPTEC/INPE mostrou deficiências ao simular os padrões de anomalia de PNM, durante o outono de 2015, ao serem prescritas no modelo condições de contorno oceânicas observadas mensais (experimento GLOBAL – Figura 4.23.b). No Atlântico tropical foram simuladas condições neutras de anomalia de PNM, bem como uma circulação anômala em baixos níveis (850 hPa) de norte, próximo a região do NEB, possivelmente em resposta ao gradiente negativo de ATSM. No Atlântico subtropical Norte foram simuladas anomalias negativas de PNM, padrões estes que não foram observados na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.23.a). Na região do Pacífico tropical foram simuladas anomalias negativas de PNM na porção leste e central desta bacia oceânica, enquanto que no oceano Índico tropical, o modelo simulou condições neutras de PNM (Figura 4.23.b). No experimento TROPICAL (Figura 4.23.c), o MCGA simulou padrões de anomalia de PNM semelhantes aos reproduzido pelo modelo no experimento GLOBAL.

No experimento PAC_ATL (Figura 4.23.d), sobre as bacias tropicais do Pacífico e do Atlântico, o modelo simulou padrões de anomalia de PNM semelhante aos dos experimentos GLOBAL (Figura 4.23.b) e TROPICAL (Figura 4.23.c). Porém, na região do oceano Índico tropical, foram simuladas anomalias positivas de PNM, como na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.23.a). Este mesmo padrão (anomalias negativas de PNM sobre o Índico tropical) também foi simulado pelo MCGA no experimento PACIFICO (Figura 4.23.f), sugerindo que tais anomalias podem ter sido causadas por influência do oceano Pacífico tropical. Por outro lado, ao serem prescritas condições de TSM apenas no Índico tropical (experimento INDICO – Figura 4.23.g), o modelo atuou no sentido contrário, simulando anomalias negativas de PNM. Com isso, as condições neutras de anomalia de PNM, sobre o Índico

tropical, simuladas nos experimentos GLOBAL e TROPICAL (Figura 4.23.b-c), porém diferente do observado na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.23.a), podem ser resultado da soma das modulações climáticas causadas pelas bacias tropicais dos oceanos Pacífico e Índico.

No experimento ATLANTICO (Figura 4.23.e), o modelo simulou anomalia negativa de PNM no Atlântico subtropical Sul, juntamente com uma circulação ciclônica anômala. Este padrão sugere um gradiente, de norte para sul, de anomalia de PNM, possivelmente em resposta ao gradiente negativo de ATSM no Atlântico tropical, favorecendo a precipitação sobre o NEB. Vale ressaltar que o MCGA no experimento ATLANTICO e TROPICAL, simulou anomalias negativas de PNM na subregião do SNEB.

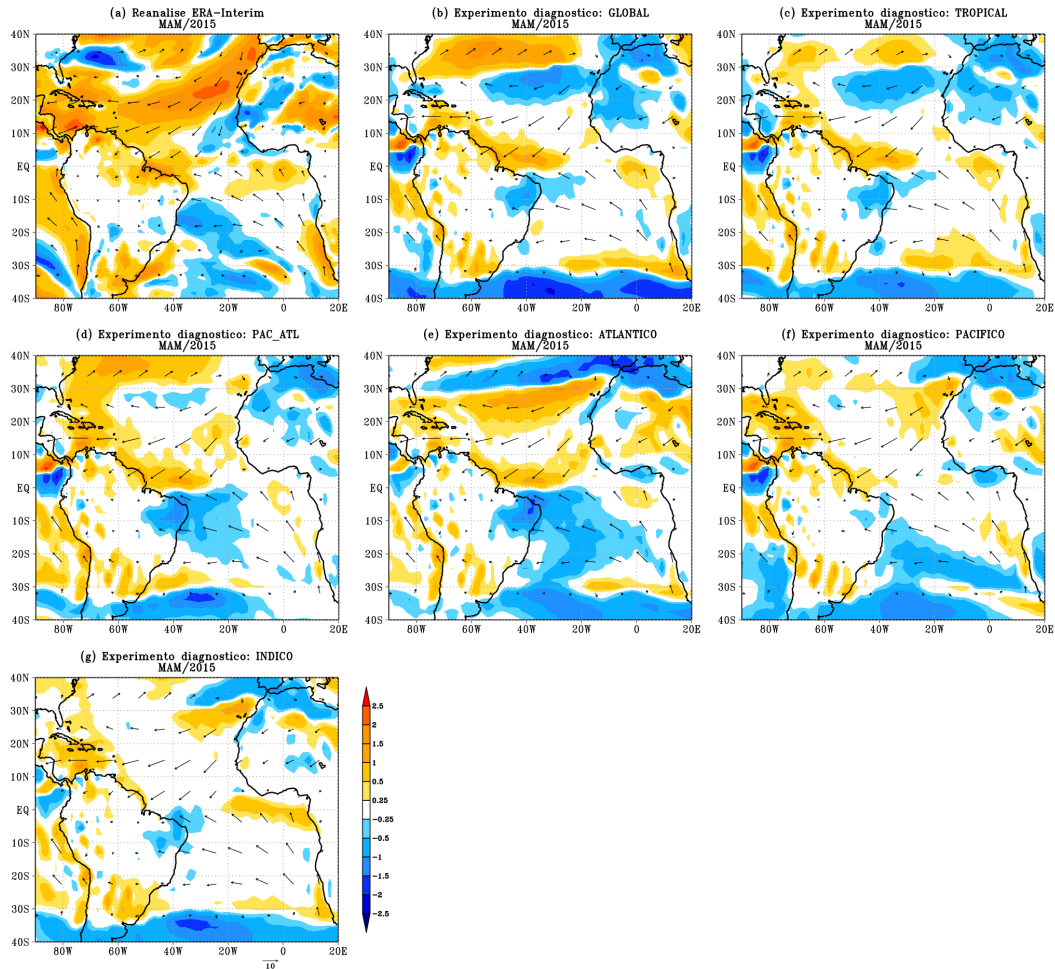
Nos experimentos PACIFICO e INDICO (Figura 4.23.f-g), o MCGA do CP-TEC/INPE simulou, sobre o Atlântico tropical, uma circulação anômala em baixos níveis (em 850 hPa) de sul para norte, sugerindo uma manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, desfavorecendo assim, a convecção sobre o NEB, e gerando deficit de precipitação sobre o território nordestino durante o outono austral de 2015.

4.5.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 4.24 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2015. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.24.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.24.b-g).

Segundo os dados do ERA-Interim (Figura 4.24.a), sobre a subregião do NNEB, foram observadas anomalias positivas da magnitude do vento em 1000 hPa, bem como no Atlântico equatorial e tropical Norte, adjacente ao NEB, caracterizando assim, ventos alísios de nordeste mais intensos. No ATS, adjacente à porção leste do NEB, foram observados ventos alísios de sudeste mais fracos (ou seja, anomala-mente negativos – em tons azuis). Esse padrão de anomalia do vento superficial no Atlântico tropical, de alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos), caracterizam uma resposta da atmosfera ao gradiente negativo da anomalia de TSM observado (Figura 4.21.f), associado a um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte (Figura 4.23.a).

Figura 4.24 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

A princípio, a configuração de anomalia de TSM, de PNM e do vento superficial (em 1000 hPa), deveria favorecer uma maior permanência da ZCIT do Atlântico em sua posição mais ao sul, causando excesso de precipitação sobre o NEB. Porém, durante o outono austral de 2015, foram observadas anomalias negativas de precipitação (Figura 4.22.a), sendo necessárias uma discussão das análises das seções

verticais (subseções seguintes) para um melhor entendimento das causas do deficit de precipitação observado sobre o NEB.

Ao serem prescritas condições globais de TSM observada no MCGA do CPTEC/INPE (experimento GLOBAL – Figura 4.24.b), o modelo conseguiu representar alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos), ou seja, anormalmente positivos (negativos). Porém, sobre o NEB, foram simulados ventos superficiais mais fracos, sugerindo uma permanência da ZCIT em sua posição mais ao sul, consequentemente, gerando anomalias positivas de precipitação sobre o território nordestino por parte do modelo (como verificado na Figura 4.22.b). Nos experimentos TROPICAL (Figura 4.24.c), PAC_ATL (Figura 4.24.d) e ATLANTICO (Figura 4.24.e), o MCGA do CPTEC/INPE simulou padrões de anomalia da magnitude do vento superficial (1000 hPa) semelhantes aos do experimento GLOBAL (Figura 4.24.b). Vale ressaltar que, de uma forma geral, esses quatro experimentos também simularam padrões semelhantes de anomalia de precipitação, entre si, sobre a região do Atlântico tropical (Figura 4.22.b-e).

No experimento PACIFICO (Figura 4.24.f) o modelo simulou condições neutras de anomalia da magnitude do vento superficial (1000 hPa) sobre o ATN, enquanto que ao sul de 10°S, foram produzidos ventos alísios mais fracos (anormalmente negativos). No experimento INDICO (Figura 4.24.g), na região do NEB, o modelo simulou anomalias negativas da magnitude do vento em 1000 hPa, enquanto que grande parte do ATN e ATS apresentou condições neutras.

4.5.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.25 apresenta a média, entre as longitudes de 35°W e 45°W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno, representando a célula meridional de Hadley) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2015. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.25.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.25.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

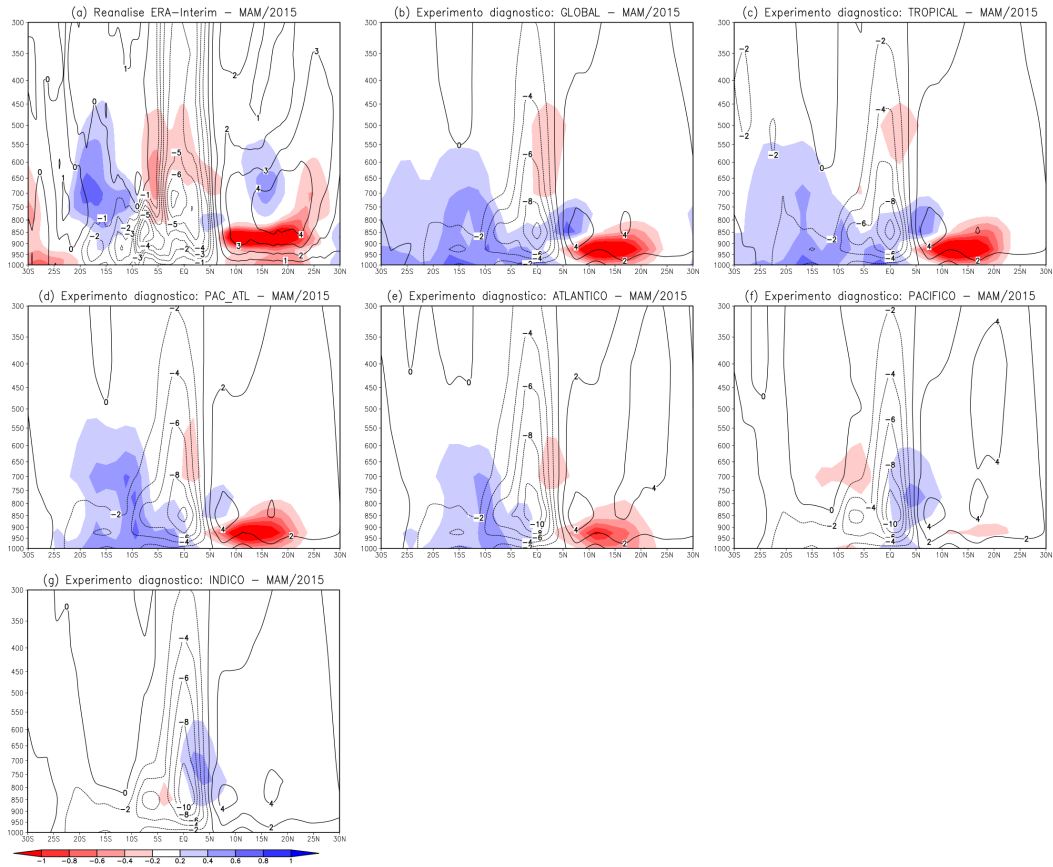
Na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.25.a) entre as latitudes de 10°S e 5°N, foram observadas anomalias negativas de umidade específica, entre os níveis de pressão

de 800 até 450 hPa. Os valores negativos mais intensos de omega, na região tropical, localizaram-se ligeiramente ao sul do equador, sugerindo ser esta a posição da confluência dos ventos alísios. Como apresentado nas subseções anteriores, apesar de serem observados padrões climáticos anômalos (de TSM, PNM e vento em 1000 hPa), no Atlântico tropical, que favorecem a precipitação sobre o NEB durante o outono austral, algum mecanismo causou uma redução de umidade sobre o território nordestino e a porção equatorial do Atlântico, possivelmente responsável pelas anomalias negativas de precipitação durante o trimestre de MAM de 2015. Entre as latitudes de 10°S e 20°S, foram observadas anomalias positivas de umidade específica, entre os níveis de pressão de 900 a 450 hPa, sugerindo esse ser um fator determinante das condições neutras de anomalia de precipitação observadas sobre a subregião do SNEB, a partir dos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.22.a). No ATN, foram observadas anomalias negativas (positivas) de umidade específica, aproximadamente entre as latitudes de 5°N e 25°N (10°N e 20°N), em baixos (médios) níveis. Vale destacar que essa região é dominada por movimentos subsidentes.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.25.b), conseguiu representar as regiões de predomínio de anomalias negativas de umidade específica em regiões semelhantes às da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.25.a): entre a linha do equador e a latitude de 5°N (em médios níveis) e entre as latitudes de 5°N e 25°N (em baixos níveis). Porém, devido a configuração de padrões climáticos anômalos sobre o Atlântico tropical (discutidos nas subseções anteriores), que favorecem a precipitação sobre o NEB, o modelo produziu anomalias positivas de umidade específica em todo o ATS, explicando as anomalias positivas de precipitação apresentadas na Figura 4.22.b. Os experimentos TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO (Figura 4.25.c-e) simularam padrões, de anomalia de umidade específica, semelhantes aos do experimento GLOBAL (acima descrito). Nota-se também, a partir destes quatro experimentos discutidos aqui, que o movimento subsidente simulado na região do ATS mostrou-se mais fraco comparado aos da reanálise do ERA-Interim.

Nos experimentos PACIFICO (Figura 4.25.f) e INDICO (Figura 4.25.g), o modelo simulou anomalias positivas de umidade específica entre as latitudes de 0° (linha do equador) e 5°N. Assim, esses dois experimentos sugerem que a influência isolada do Pacífico e do Índico tropical atuaram em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, ao favorecer a permanência da ZCIT ao norte da sua posição climatológica, explicando o deficit de precipitação simulado (Figura 4.22.f-g).

Figura 4.25 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

4.5.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 4.26 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2015, a partir da reanálise do ERA-

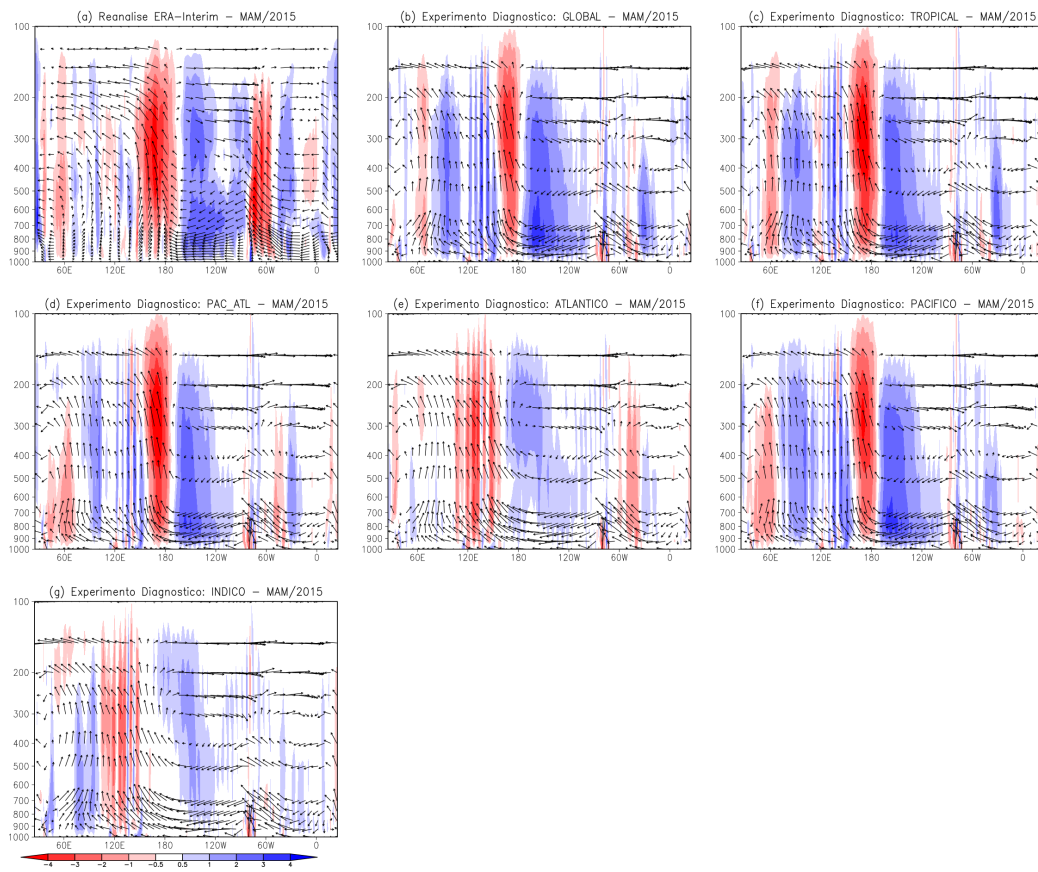
Interim (Figura 4.26.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.26.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Durante o outono austral de 2015, segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.26.a), foram observadas anomalias negativas de omega na região oeste-central do Pacífico (aproximadamente entre 150°E e 170°W), em resposta ao aquecimento anormal das águas superficiais do Pacífico, causando movimentos ascendentes mais intensos nessa região. Como consequência, foram reforçados (enfraquecidos) os movimentos subsidentes (ascendentes) na região leste do Pacífico tropical (costa oeste da América do Sul). Também foram reforçados os movimentos ascendentes na região oeste (entre as longitudes de 80°W e 60°W) do setor norte da América do Sul, enquanto que a leste de 60°W , região esta que abrange o NEB, foram observadas anomalias positivas de omega, reforçando (enfraquecendo) os movimentos subsidentes (ascendentes) no território nordestino, consequentemente inibindo a convecção. A partir dessa análise, sugere-se que as modificações na célula de Walker foram as principais causas do deficit de precipitação observado na subregião do NNEB, durante o trimestre de MAM de 2015, mostrando que, a influência das anomalias positivas de TSM na região do Pacífico tropical, que caracterizaram o evento de *El Niño* de 2014/2016, conseguiram se sobrepôr à influência do gradiente negativo de ATSM no Atlântico tropical.

No experimento GLOBAL (Figura 4.26.b), as anomalias negativas de omega na região do Pacífico central foram simuladas em menor extensão pelo MCGA do CPTEC/INPE, resultando em modificações menos intensas da célula de Walker no cinturão tropical. Como consequência, o modelo simulou erroneamente anomalias positivas de omega na região oeste da porção norte da América do Sul, enquanto que sobre o NEB (a leste de 60°W) foram simuladas anomalias negativas de omega em baixos níveis, favorecendo a convecção nessa região. Na região do oceano Índico tropical, bem como na porção oeste do Pacífico, foram simuladas anomalias positivas de omega, possivelmente devido às anomalias positivas de TSM, observadas nessa região durante o trimestre de MAM de 2015 (Figura 4.21.f), o que pode ter causado a redução da extensão das anomalias negativas de omega na região oeste-central do oceano Pacífico, por parte do modelo. Os padrões de anomalia de omega, simulados pelo MCGA no experimento GLOBAL, também foram reproduzidos de forma se-

melhante pelo modelo nos experimentos TROPICAL (Figura 4.26.c) e PAC_ATL (Figura 4.26.d).

Figura 4.26 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O experimento ATLANTICO (Figura 4.26.e) demonstra como seria a circulação zonal no cinturão tropical com a ausência da influência da forçante da anomalia de TSM dos oceanos Pacífico e Índico. Apenas com a modulação da bacia tropical do Atlântico, o MCGA simulou anomalias negativas de omega sobre a região do NEB, favorecendo a convecção nessa região, conseqüentemente, gerando anomalias positivas de precipitação (Figura 4.22.e). No experimento PACIFICO (Figura 4.26.f) o MCGA do CPTEC-INPE simulou anomalia positiva de omega sobre a região do NEB. O mesmo também foi reproduzido no experimento INDICO (Figura 4.26.g), porém, em menor intensidade. Estes resultados afirmam a suposição de que, o oceano Atlântico tropical atuou no sentido de favorecer a convecção sobre o território nordestino, enquanto que as bacias tropicais do Pacífico e do Índico atuaram no sentido contrário, ou seja, em modular deficit de precipitação sobre a subregião do NNEB, ao inibir a convecção reforçando (enfraquecendo) o movimento subsidente (ascendente). A partir da análise do ERA-Interim (Figura 4.26.a), sugere-se que a anomalia de TSM dos oceanos Pacífico e Índico foram as forçantes oceânicas responsáveis pelas anomalias negativas de precipitação observada sobre o NEB durante o outono austral de 2015 (Figura 4.22.a).

4.5.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2015

Semelhante a análise diagnóstica realizada para o outono austral de 2014 (Seção 4.4), o déficit de precipitação sobre a subregião do NNEB, observado durante o trimestre de MAM de 2015 (Figura 4.22.a), pode ser explicado por uma soma de influências das bacias tropicais. Por um lado o Pacífico e o Índico atuaram no sentido de inibir a convecção sobre o NEB, enquanto que por outro lado, o Atlântico atuou no sentido de favorecer a convecção sobre o território nordestino.

Os padrões climáticos desenvolvidos no Atlântico tropical, durante o outono austral de 2015, como anomalia de TSM (Figura 4.21.f), gradiente da anomalia de PNM (Figura 4.23.a) e a anomalia dos ventos alísios em 1000 hPa (Figura 4.24.a), apontavam para uma modulação de excesso de precipitação sobre o NEB, através de uma manutenção da ZCIT sobre o território nordestino. Porém, foram observadas anomalias negativas de umidade específica sobre o NEB (Figura 4.25.a), bem como anomalias positivas de omega (Figura 4.26.a), devido a modificações da célula de Walker em resposta ao evento de *El Niño* de 2014/2016, fortalecendo (enfraquecendo) os movimentos subsidentes (ascendentes) sobre o território nordestino, conseqüentemente causando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

O outono austral de 2015 configurou um caso real de eventos simultâneos de *El Niño* no Pacífico e de um forte gradiente negativo de anomalia de TSM no Atlântico tropical. Segundo os dados observados e a análise dos experimentos diagnósticos, a influência da forçante da TSM do Pacífico e do Índico prevaleceram sobre a do Atlântico, em modular anomalias negativas sobre o NEB. Sugere-se que o Pacífico tropical tenha desempenhado um papel predominante, devido tanto as intensidades das anomalias negativas de precipitação (Figura 4.22.f), bem como pela influência em modular anomalias positivas de omega sobre o território nordestino (Figura 4.26.f). Porém, ao prescrever as influências das três bacias como condição de contorno no MCGA do CPTEC/INPE (experimentos GLOBAL e TROPICAL), foram produzidas anomalias positivas de precipitação sobre o território nordestino, diferentemente do que foi observado. Provalmente, o MCGA do CPTEC/INPE possui uma deficiência em simular déficit de precipitação sobre o NEB, uma vez que as condições do Atlântico estejam favoráveis ao desenvolvimento de anomalias positivas de precipitação sobre o território nordestino, porém, outros mecanismos, como modificações na célula de Walker, atuem no sentido de inibir a convecção.

4.6 Outono austral de 2016

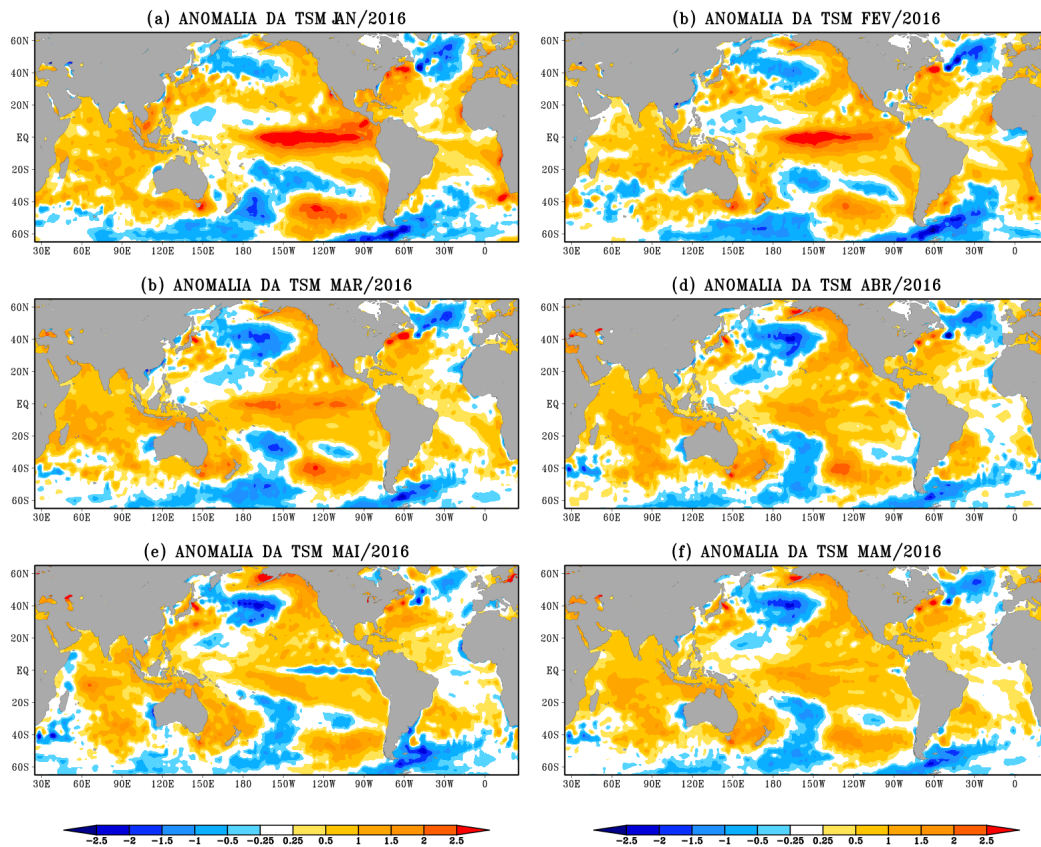
4.6.1 Condições oceânicas observadas

A Figura 4.27 apresenta as anomalias globais de TSM observadas, a partir dos dados do OISSTv2, nos meses de janeiro a maio de 2016 (Figura 4.27.a-e), bem como a média da ATSM para o outono austral deste ano (Figura 4.27.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981–2010.

Em janeiro e fevereiro de 2016 (Figura 4.27.a-b), a bacia do Atlântico tropical apresentou predominância de anomalias positivas de TSM. Em março (Figura 4.27.c), a intensidade dessas anomalias reduziram-se e em abril e maio (Figura 4.27.d-e), a bacia do ATS apresentou, em sua maior parte, condições neutras de ATSM, enquanto que o ATN manteve anomalias positivas de TSM. Durante o outono austral de 2016 (Figura 4.27.f), a configuração de ATSM do Atlântico tropical foi caracterizada por um gradiente interhemisférico positivo, com anomalias positivas (condições neutras) no ATN (ATS). Apesar de grande parte da bacia do Atlântico apresentar anomalias positivas de TSM, o índice de dipolo do Atlântico apresentou um valor de 0,14 (Subseção 3.3.1), valor este próximo da neutralidade. Portanto, sugere-se que, durante o outono austral de 2016, a forçante oceânica do Atlântico tropical possa ter modulado de forma pouco expressiva as anomalias de precipitação sobre o do NEB.

O oceano Pacífico tropical ainda manteve-se configurado com um evento de *El Niño*, que foi iniciado na primavera austral de 2014 e encerrado durante o outono austral de 2016, como apresentado na seção anterior. Durante os cinco meses analisados (janeiro a maio – Figura 4.27.a-e), a maior parte da bacia do Pacífico apresentou anomalias positivas de TSM, com as maiores intensidades na região tropical desta bacia. Em maio (Figura 4.27.e) uma pequena faixa de anomalia negativa de TSM surgiu sobre o Pacífico equatorial leste, porém, ainda assim a média da anomalia de TSM durante o outono austral de 2016 (Figura 4.27.f) apresentou anomalias positivas de TSM em grande parte desta bacia oceânica tropical. O índice do Niño3.4 (calculado na Subseção 3.3.2) apresentou um valor de 1,01. Como apresentado na seção anterior, e discutido no Capítulo 2, o impacto clássico da forçante oceânica do Pacífico, caracterizado por um evento de *El Niño* canônico, é de modular deficit de precipitação sobre a precipitação do NEB, durante o outono austral. Portanto, espera-se que o experimento PACIFICO produza anomalias negativas sobre o território nordestino.

Figura 4.27 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2016 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

O oceano Índico tropical apresentou em sua maior parte, durante os meses de janeiro a maio de 2016 (Figura 4.27.a-e), anomalias positivas de TSM. Este padrão também foi observado na média da anomalia de TSM, durante o trimestre de MAM (Figura 4.27.f). O índice IOBW, calculado na (Subseção 3.3.4) apresentou um valor de 2,25. A partir dessa análise, sugere-se que o oceano Índico possa modular deficits de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2016, ao inibir a convecção sobre o território nordestino, através de modificações na célula de circulação de Walker, como descrito anteriormente no Capítulo 2 (Subseção 2.2.4).

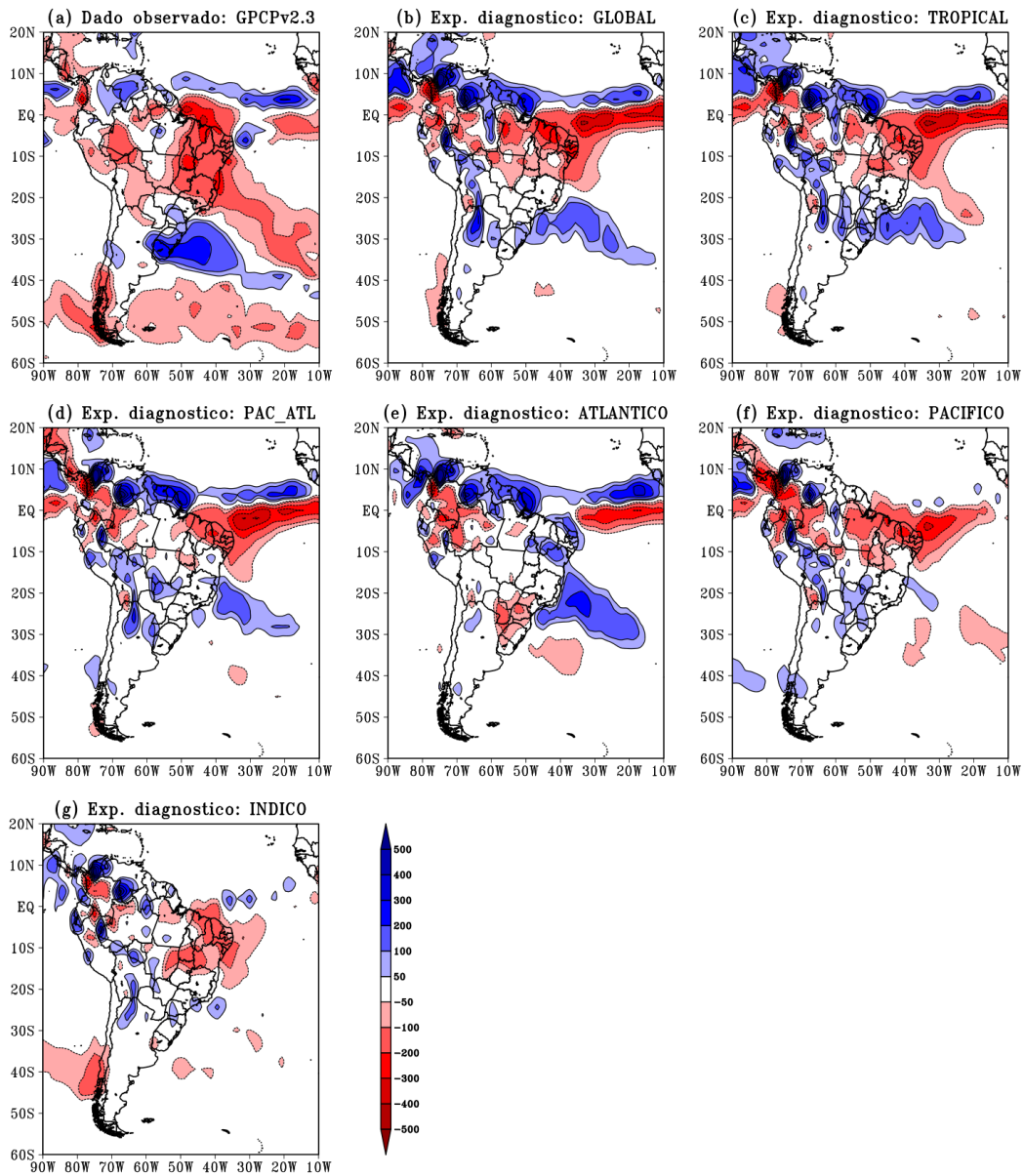
4.6.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2016, foram observadas anomalias negativas de precipitação em todo o NEB, a partir dos dados do GPCPv2.3 (Figura 4.28.a). Sobre o Atlântico tropical, na latitude de aproximadamente 10°N , observou-se uma faixa de anomalia positiva de precipitação, sugerindo ser esta a localização média da ZCIT (ao norte de sua posição climatológica). Na faixa equatorial foi observado o predomínio de anomalias negativas de precipitação. No Atlântico Sul, entre as latitudes de 10°S e 40°S , observou-se uma faixa diagonal de anomalia negativa de precipitação, no sentido noroeste-sudeste.

O MCGA do CPTEC/INPE reproduziu, qualitativamente, de forma satisfatória os padrões observados de anomalia de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2016, ao serem fornecidas ao modelo TSM observada mensal como condição de contorno oceânico (experimento GLOBAL – Figura 4.28.b). O MCGA conseguiu reproduzir o déficit de precipitação sobre o NEB (porém em menor intensidade), a ZCIT ao norte de sua posição climatológica (representada por anomalias positivas em torno da latitude de 10°N), bem como a faixa de anomalia negativa de precipitação na região equatorial. O MCGA não reproduziu a faixa diagonal de anomalia negativa na região do Atlântico Sul.

Padrões de anomalia de precipitação, semelhantes aos dos produzidos pelo modelo no experimento GLOBAL, também foram simulados nos experimentos TROPICAL (Figura 4.28.c) e PAC_ATL (Figura 4.28.d). No experimento TROPICAL, o MCGA simulou a faixa diagonal de anomalia negativa observada no Atlântico Sul, porém em menor extensão. No experimento PAC_ATL, apesar de reproduzir um padrão semelhante aos descritos anteriormente durante o outono austral de 2016, o modelo simulou anomalias negativas apenas sobre a subregião do NNEB.

Figura 4.28 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2016 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

No experimento ATLANTICO (Figura 4.28.e), o modelo simulou anomalias positivas de precipitação sobre grande parte do NEB. Na região tropical do Atlântico, o MCGA reproduziu a faixa de anomalia positiva de precipitação na latitude de 10°N , enquanto que logo ao sul desta faixa, na região equatorial, o modelo produziu uma faixa de anomalia negativa de precipitação que estendeu-se até 35°W , não atingindo o continente sul Americano. No experimento PACIFICO (Figura 4.28.f), o modelo respondeu a forçante de TSM do Pacífico tropical (em condições de *El Niño*) produzindo anomalias negativas de precipitação em grande parte do NEB (principalmente na subregião do NNEB), bem como no Atlântico equatorial. Por último, no experimento INDICO (Figura 4.28.g), foram simuladas anomalias negativas de precipitação em quase todo o território do NEB, porém em uma intensidade inferior à observada. Vale destacar que este experimento não reproduziu alterações expressivas de precipitação na região oceânica do Atlântico Tropical.

De forma parcial, pela análise qualitativa da anomalia de precipitação simulada pelo MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos diagnósticos do outono austral de 2016, sugere-se que os oceanos Pacífico e Índico parecem ser as principais forçantes oceânicas que contribuíram com o déficit de precipitação sobre o NEB. Por outro lado, o oceano Atlântico atuou em favorecer a convecção na região nordestina, produzindo assim, anomalias positivas de precipitação.

4.6.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.29.a), durante o outono austral de 2016, o Atlântico tropical apresentou anomalias positivas de PNM em quase toda a sua bacia. Devido a uma anomalia mais intensa no ATS, foi desenvolvido um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, influenciando assim, a circulação de baixos níveis (850 hPa), caracterizando-a anormalmente como de sul. Vale ressaltar que essa configuração favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Nas regiões subtropicais, formaram-se circulações anticiclônicas anômalas com centros em torno de 30°S e 30°N . Sobre o NEB também foram observadas anomalias positivas de PNM.

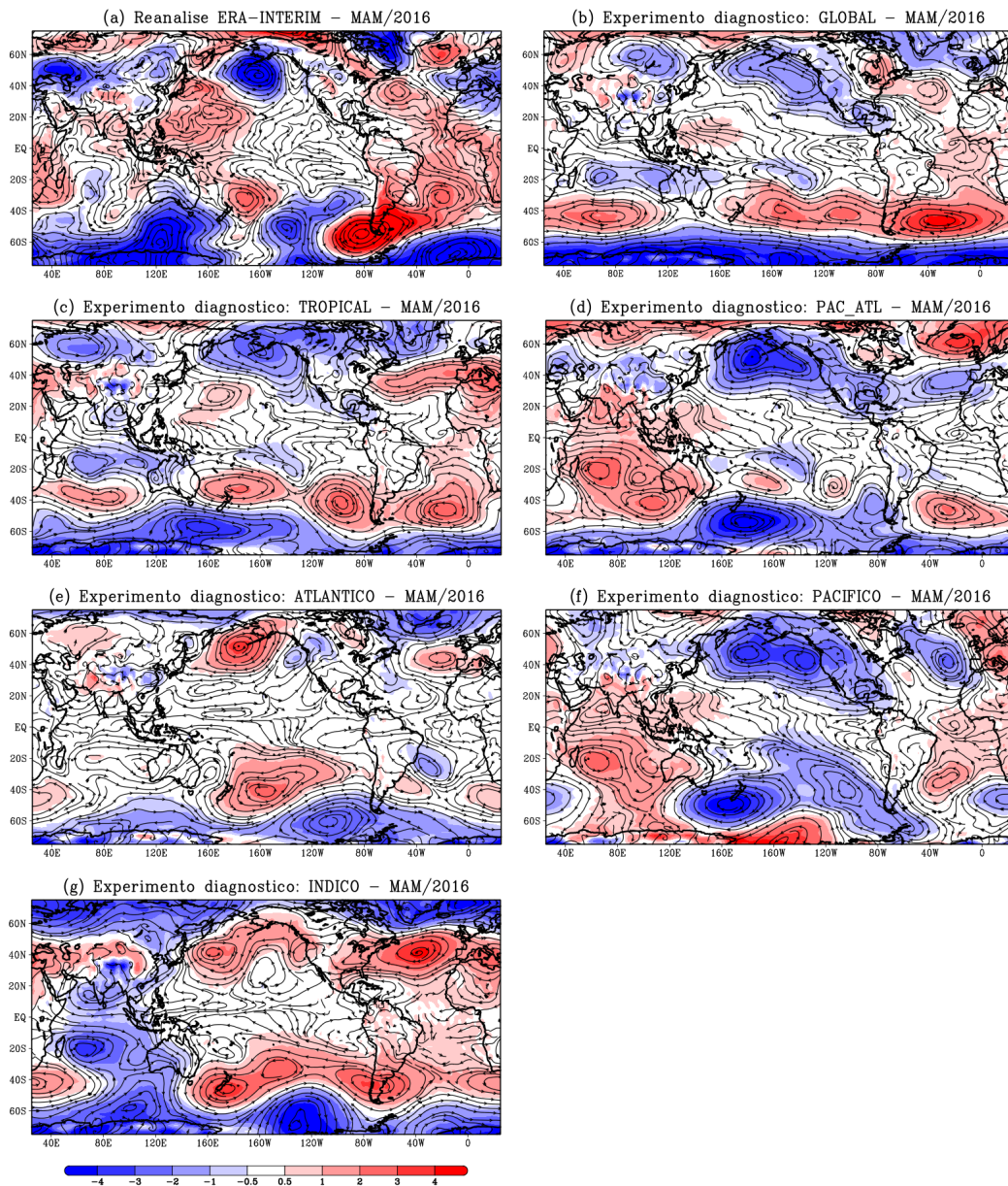
No oceano Pacífico tropical, devido a uma resposta da circulação atmosférica às anomalias positivas de TSM, na região mais intensa de anomalia de TSM (em torno da longitude de 160°W – Figura 4.27.f), foi observada convergência anômala em baixos níveis (Figura 4.29.a), sugerindo haver um movimento ascendente reforçado sobre essa região. Em resposta a essa modificação na circulação da célula de Walker, foram observadas anomalias positivas de PNM na porção oeste do Pacífico tropical,

sugerindo ocorrer sobre essa região, movimento subsidente reforçado (essas análises serão confirmadas com a análise da seção cruzada vertical longitudinal da anomalia de omega, na Subseção 4.6.6). No Pacífico tropical central e leste foram observadas condições neutras de anomalia de PNM. No oceano Índico tropical, na maior parte desta bacia oceânica, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM, enquanto que na porção leste, foram observadas anomalias positivas. Vale destacar as circulações ciclônica e anticiclônica anômalas formadas na bacia subtropical do Índico Sul (com centros em aproximadamente 30°S e 40°S , respectivamente).

No experimento GLOBAL (Figura 4.29.b), o MCGA do CPTEC/INPE conseguiu reproduzir alguns padrões de anomalia de PNM e da circulação em baixos níveis observados a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.29.a). Na região tropical do Atlântico, foram simuladas anomalias positivas (condições neutras) no ATS (ATN), formando assim, um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, e uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa). Vale ressaltar que essa configuração, de anomalia de PNM e de circulação em baixos níveis, favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Sobre o Pacífico foram simuladas anomalias positivas (condições neutras) de PNM na região oeste (central e leste) desta bacia, porém, em menor intensidade e extensão comparado ao padrão observado na reanálise do ERA-Interim. O modelo simulou uma convergência anômala de baixos níveis em torno de 140°W (região com anomalias negativas de PNM), e próximo da latitude de 20°S . No oceano Índico tropical, o modelo simulou condições neutras na região equatorial, enquanto que na latitude de 20°S , foram geradas anomalias negativas de PNM, com duas circulações ciclônicas com centro em torno de 80°E e 120°E . Na latitude de 40°S , o MCGA simulou uma circulação anticiclônica anômala, mais intensa e extensa comparada ao da reanálise do ERA-Interim.

No experimento TROPICAL (Figura 4.29.c), o modelo simulou padrões, das anomalias de PNM e de circulação em 850 hPa, semelhantes aos simulados pelo experimento GLOBAL, nas regiões oceânicas tropicais. Porém, na porção oeste do Pacífico tropical, o MCGA não simulou anomalias positivas de PNM, tanto observadas pela reanálise do ERA-Interim, quanto simuladas pelo MCGA no experimento GLOBAL.

Figura 4.29 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

No experimento PAC_ATL (Figura 4.29.d), a região do Atlântico tropical apresentou condições neutras de anomalia de PNM. Porém, nas regiões subtropicais o modelo simulou uma circulação anômala anticiclônica (cyclônica) no Atlântico Sul (Norte), o que pode ter contribuído para um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, causando uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa). No Pacífico tropical, o MCGA simulou um padrão de anomalia de PNM e de circulação em baixos níveis semelhante ao simulado no experimento GLOBAL. Na região do oceano Índico tropical, foram simuladas anomalias positivas de PNM em quase toda a bacia.

No experimento ATLANTICO (Figura 4.29.e), semelhante ao experimento PAC_ATL, o modelo simulou condições neutras de PNM na região do Atlântico tropical. Porém, também foi simulado uma circulação ciclônica anômala (com centro, aproximadamente, na latitude de 30 °S e longitude de 30 °W), possivelmente em resposta a anomalia positiva de TSM observada nessa região (Figura 4.27.f). Essa circulação anômala contribuiu para produzir um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, causando uma circulação anômala de norte, em baixos níveis (850 hPa), o que favorece a manutenção da ZCIT ao sul de sua posição climatológica, consequentemente gerando anomalias positivas de precipitação sobre o NEB, como simulado por este experimento (Figura 4.28.e). Vale ressaltar que esse experimento isola a forçante da anomalia de TSM apenas na região do Atlântico tropical.

Ao ser isolada a forçante atmosférica do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 4.29.f), o modelo simulou anomalias positivas de PNM na região do Atlântico tropical (principalmente no ATS), configurando um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, gerando assim uma circulação anômala de sul (em baixos níveis). Como descrito anteriormente, estes padrões geralmente favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando deficit de precipitação sobre o NEB. Modificações na circulação na célula de Walker podem ser as responsáveis por movimentos subsidentes mais reforçados na região do NEB e Atlântico adjacente, causando assim um aumento na PNM, e inibindo a convecção nessas regiões, como aponta a literatura científica em caso de eventos clássicos de *El Niño*. Sobre o Pacífico e Índico tropical, o modelo simulou padrões semelhantes das anomalias de PNM e de circulação em 850 hPa aos do experimento PAC_ATL (Figura 4.29.d), assim, sugerindo que o oceano Pacífico tropical possa ser a forçante oceânica principal por um aumento na PNM na região do Índico tropical nessa simulação.

No experimento INDICO (Figura 4.29.g), o modelo simulou anomalias positivas de PNM em grande parte da região do Atlântico tropical, devido à uma resposta atmosférica à forçante oceânica da bacia do Índico (em sua maior parte com anomalias positivas de TSM – Figura 4.27.f). Nota-se um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, causando uma circulação anômala de sul próximo a costa do NEB, assim, favorecendo uma permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB e Atlântico adjacente, como produzido pelo MCGA neste experimento (Figura 4.28.g). Sobre o Índico tropical, foram simuladas anomalias negativas de PNM e a configuração de uma circulação ciclônica anômala (com centro em 20 °S e 60 °E, aproximadamente), possivelmente devido à uma resposta às águas superficiais anomalmente positivas.

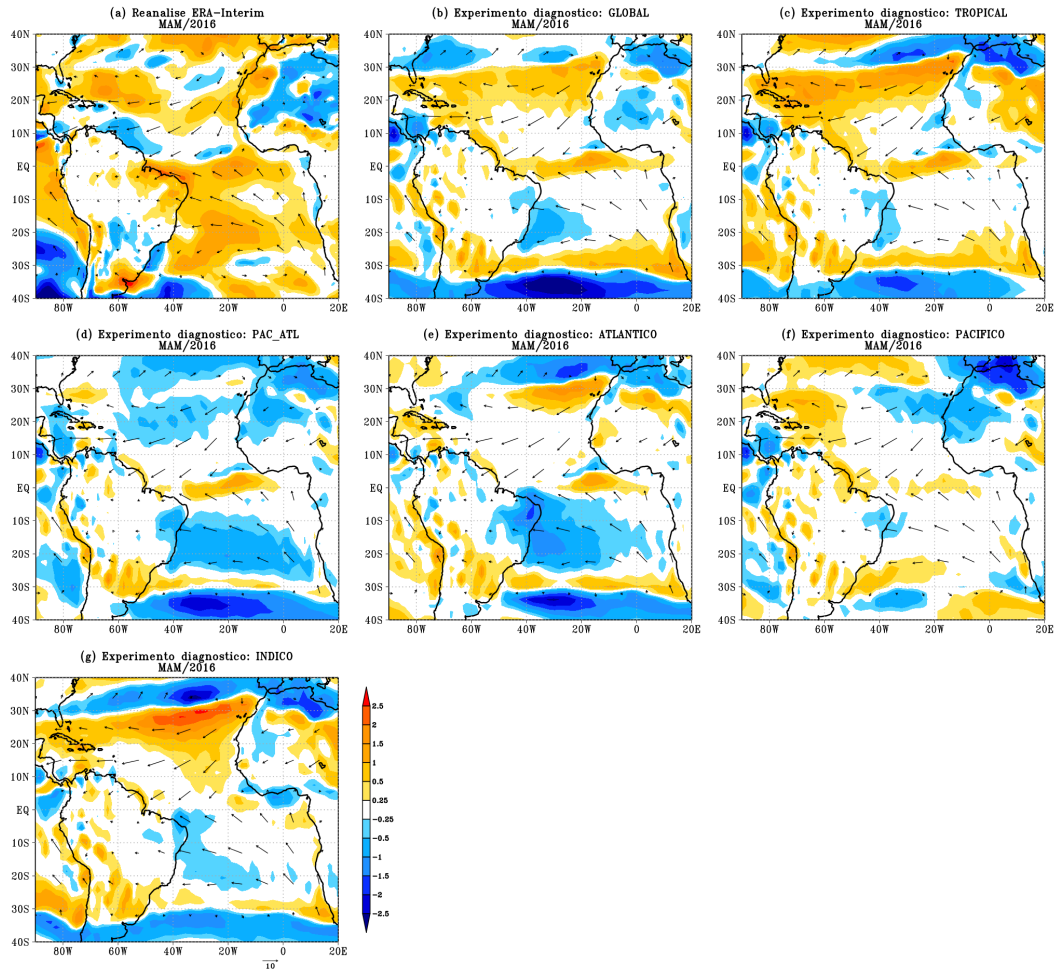
De uma maneira geral, os resultados apresentados nessa subseção indicam que as anomalias positivas de PNM sobre o Atlântico tropical sugerem representar uma resposta atmosférica ao evento de *El Niño* no Pacífico tropical juntamente com as anomalias positivas de TSM do oceano Índico tropical. Por outro lado, a forçante oceânica do Atlântico tropical não causou mudanças importantes na PNM em sua própria bacia oceânica, conseqüentemente apresentando condições neutras de PNM.

Vale destacar também que, as condições neutras observadas/simuladas sobre o oceano Índico tropical (Figura 4.29.a-c) parecem ser uma combinação de influências das bacias tropicais do Pacífico e do Índico (semelhante às condições observadas durante o outono austral de 2015, apresentada na Subseção 4.5.3). A resposta atmosférica ao evento do *El Niño* parece modular movimentos subsidentes reforçados na bacia do Índico tropical (como observado nos resultados dos experimentos PAC_ATL e PACIFICO, Figura 4.29.d e 4.29.f, respectivamente). Por outro lado, foram simuladas, no experimento INDICO, anomalias negativas de PNM na bacia do Índico tropical (Figura 4.29.g), sugerindo ser esta a resposta atmosférica à forçante atmosférica de anomalias positivas de TSM nessa região oceânica, como discutido anteriormente.

4.6.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 4.30 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2016. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.30.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.30.b-g).

Figura 4.30 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.30.a), foram observados alísios de sudeste mais fortes na região do ATS e sobre o NEB, enquanto que no ATN, ocorreu a predominância de condições neutras nos alísios de nordeste. Esta configuração pode estar relacionada com o gradiente de anomalia de PNM, de norte para sul, apresentado na subseção anterior (Figura 4.30.a), sugerindo ser este mecanismo responsável

pela manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica.

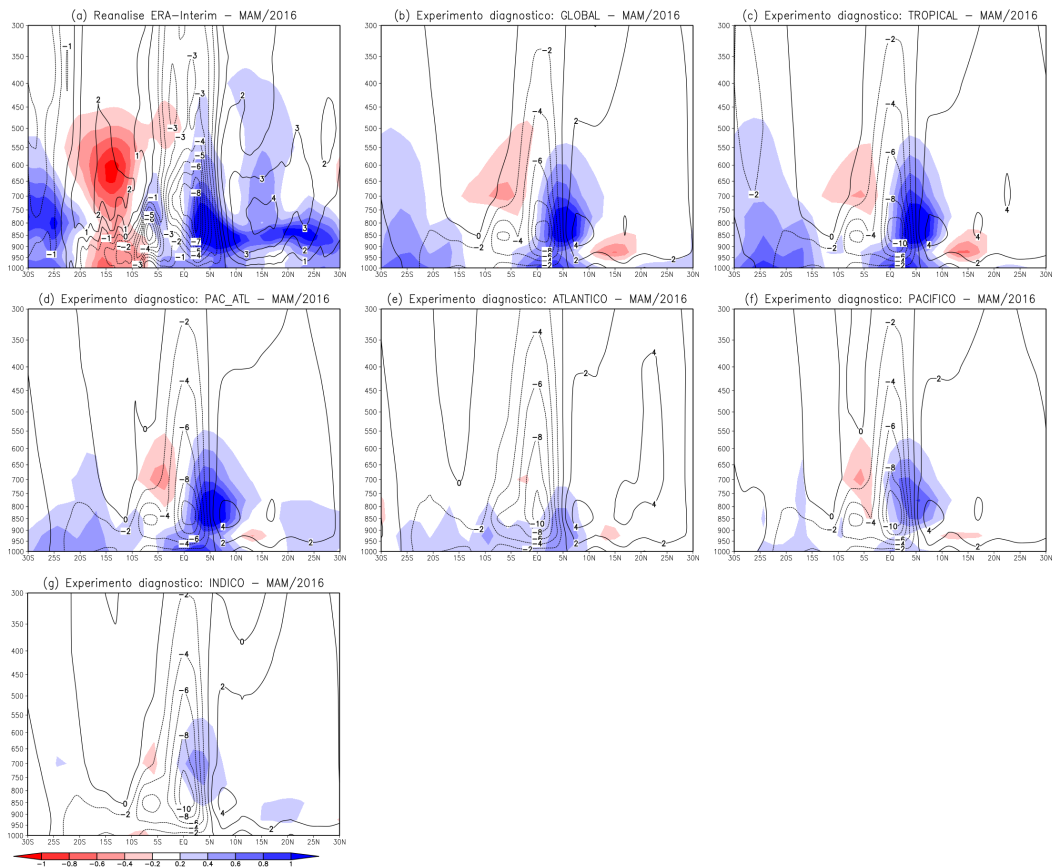
Ao serem prescritas condições oceânicas observadas no MCGA do CPTEC/INPE, durante toda a integração (experimento GLOBAL – Figura 4.30.b), foram simulados alísios de sudeste mais fortes na região equatorial, no ATS foram simuladas condições neutras da magnitude do vento, bem como anomalias negativas na subregião do SNEB e Atlântico adjacente. Essa região com ventos de sudeste mais fracos pode estar relacionado com a presença de anomalia positiva de TSM no ATS. Os experimentos TROPICAL (Figura 4.30.c), PAC_ATL (Figura 4.30.d) e PACIFICO (Figura 4.30.f) simularam padrões, de anomalia da magnitude do vento em baixos níveis (1000 hPa), semelhantes aos produzidos pelo experimento GLOBAL. No experimento PAC_ATL foi simulada uma região mais extensa de anomalias negativas no ATS.

Ao ser prescrita apenas a forçante oceânica do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO – Figura 4.30.e), foram simulados ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (em condições neutras), o que pode ter favorecido um deslocamento da ZCIT para regiões mais ao sul, causando anomalias positivas de precipitação sobre o NEB, simuladas por este experimento (Figura 4.28.e). Vale destacar que os alísios de sudeste mais fracos podem estar associados a uma anomalia negativa de PNM na região do ATS, devido a uma resposta atmosférica às anomalias positivas de TSM nessa região. No experimento INDICO (Figura 4.30.g) o MCGA simulou um padrão, de anomalia da magnitude do vento em baixos níveis (1000 hPa), semelhante ao gerado pelo experimento ATLANTICO. Porém, vale ressaltar aqui que o oceano Índico modulou um padrão de anomalia de PNM e de circulação em 850 hPa, através da célula de Walker, que favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica.

4.6.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.31 apresenta a média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2016. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.31.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.31.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

Figura 4.31 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

De acordo com a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.31.a), foram observadas anomalias positivas de umidade específica ao norte de 5°S e ao sul de 25°S. Porém, as maiores intensidade ocorreram ao norte da linha do equador. Além disso, os valores negativos mais intensos de omega se concentram entre as latitudes de 0° e 5°N, que juntamente com a anomalia positiva de umidade específica, sugerem ser esta a posição da ZCIT. Ao sul de 5°S até a latitude de 20°S foram observadas anomalias negativas de umidade específica, da superfície até o nível de pressão de 450 hPa. Em

altos níveis (entre 550 e 450 hPa) e entre as latitudes de 10°S e 0° , também foram observadas anomalias negativas de umidade específica.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.31.b), simulou um padrão, de anomalia de umidade específica, semelhante ao da reanálise do ERA-Interim, porém com valores menos intensos e em menor extensão espacial. Foram simuladas anomalias positivas ao norte de 5°S , e os valores negativos mais intensos de omega (o qual representa a ZCIT), foram gerados entre as latitudes de 0° e 5°N , sugerindo um posicionamento da ZCIT ao norte da linha do equador. Entre as latitudes de 10°S e 0° , o modelo simulou anomalias negativas de umidade específica, entre os níveis de pressão de 750 e 550 hPa (semelhante ao ERA-Interim, porém, não foram simuladas anomalias negativas na região superficial). Ao sul de 15°S foram simuladas anomalias positivas de umidade específica.

Os experimentos TROPICAL (Figura 4.31.c), PAC_ATL (Figura 4.31.d) e PACIFICO (Figura 4.31.f) simularam padrões, de anomalia de umidade específica, semelhantes ao produzido pelo experimento GLOBAL, descrito acima. Estes experimentos foram os que simularam anomalias negativas de precipitação sobre a subregião do NNEB, bem como representaram a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, sugerindo que a forçante oceânica do Pacífico tropical teve papel predominante em modular o deficit de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2016.

No experimento ATLANTICO (Figura 4.31.e), foram simuladas anomalias positivas de umidade específica entre as latitudes de 25°S e 10°N , da superfície até o nível de pressão de 750 hPa. OS valores mais intensos concentraram-se entre as latitudes de 0° e 5°N . Na região equatorial foram simulados os movimentos ascendentes mais intensos (ou seja, valores negativos mais intensos de omega), sugerindo que, ao ser forçado apenas com as condições do Atlântico, nesta região longitudinal (entre 35°W e 45°W), a ZCIT atingiria posições mais ao sul, favorecendo excesso de precipitação sobre o NEB, como apresentado na Figura 4.28.e.

No experimento INDICO (Figura 4.31.g), foram simuladas anomalias positivas de umidade específica entre a linha do equador e a latitude de 10°N , bem como foram produzidos intensos movimentos ascendente entre as latitudes de 0° e 5°N . Este resultado sugere que, as condições oceânicas do Índico tropical favoreceram para um posicionamento da ZCIT ao norte da linha do equador, o que pode estar associado com as anomalias negativas de precipitação na região do NEB, simuladas por este experimento (Figura 4.28.g).

4.6.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

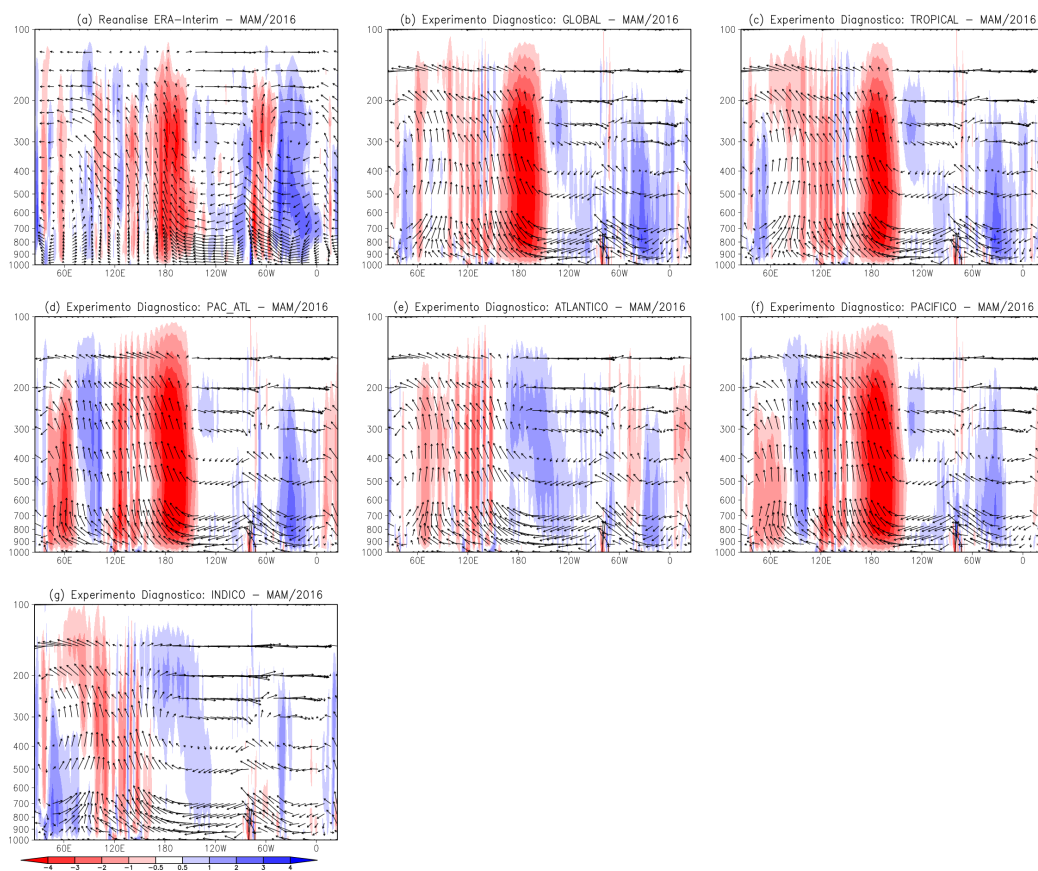
A Figura 4.32 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (omega) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2016, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.32.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.32.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Na porção central do Pacífico tropical, entre as longitudes de 170°E e 150°W , aproximadamente, foram observadas anomalias negativas de omega, segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.32.a), reforçando (enfraquecendo) assim o movimento ascendente (subsidente) nessa região. Essas anomalias (em tons vermelhos), juntamente com a convergência anômala de baixos níveis (Figura 4.29.a), situadas sobre as anomalias positivas mais intensas de TSM (Figura 4.27.f), representam uma resposta atmosférica ao evento de *El Niño*, o qual modifica a célula zonal de Walker, reforçando/enfraquecendo os movimentos verticais em toda bacia tropical do Pacífico, bem como influenciando outras regiões do globo. Com isso, observaram-se anomalias positivas de omega na região leste do Pacífico tropical (a leste da longitude de 150°W) e na região do NEB e Atlântico adjacente (entre as longitudes de 60°W e 0°), responsáveis por enfraquecer (reforçar) os movimentos ascendentes (subsidentes), inibindo a convecção e causando anomalias negativas de precipitação. Além disso, foram observadas também anomalias negativas de omega na região noroeste da América do Sul (entre as longitudes de 80°W e 60°W).

O MCGA do CPTEC/INPE conseguiu representar padrões de anomalia da velocidade vertical na célula zonal de Walker, comparando o resultado do experimento GLOBAL (Figura 4.32.b) com o da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.32.a). O modelo simulou corretamente as anomalias negativas de omega na região central do Pacífico tropical, representando a resposta atmosférica à forçante oceânica do evento de *El Niño* em 2016. Além disso, simulou também as anomalias positivas de omega na porção leste do Pacífico tropical, bem como entre as latitudes de 60°W e 0° , região esta que abrange o NEB. Na região oeste da América do Sul, o MCGA produziu

anomalias positivas de omega, diferentemente da reanálise do ERA-Interim.

Figura 4.32 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Os experimentos TROPICAL (Figura 4.32.c), PAC_ATL (Figura 4.32.d) e PACIFICO (Figura 4.32.f) simularam alguns padrões, de anomalia de omega, semelhantes aos gerados pelo modelo no experimento GLOBAL (Figura 4.32.b). Dentre estes está

a anomalia positiva de omega sobre o NEB, reforçando (enfraquecendo) os movimentos subsidentes (ascendentes) na região, inibindo a convecção e causando deficit de precipitação. Portanto, através de modificações na célula de Walker, sugere-se que o oceano Pacífico foi a principal forçante oceânica a modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2016.

Ao prescrever apenas a forçante oceânica da bacia tropical do Índico (experimento INDICO – Figura 4.32.g), foram simuladas anomalias positivas de omega em uma região próxima ao NEB (a leste da longitude de 60°W), enfraquecendo, assim, o movimento ascendente, conseqüentemente inibindo a formação de nuvens na região. Isto sugere que o Índico tropical atuou no sentido de modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, porém, em intensidade inferior comparado ao oceano Pacífico, que apresentou um papel predominante. Por outro lado, no experimento ATLANTICO (Figura 4.32.e), foram simuladas anomalias negativas de omega na região que abrange o NEB (hachurado em tons vermelhos entre as longitudes 60°W e 30°W). Essa resposta atmosférica reforça os movimentos ascendentes e favorece a convecção na região, causando anomalias positivas de precipitação, como simulada pelo modelo neste experimento (Figura 4.28.e).

4.6.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2016

A partir da análise dos resultados simulados nos experimentos diagnósticos para o outono austral de 2016, sugere-se o oceano Pacífico tropical como a principal forçante oceânica em modular os deficits de precipitação observado sobre o NEB. A resposta atmosférica à forçante oceânica do evento de *El Niño* (que teve início na primavera austral de 2014 e perdurou até o outono austral de 2016), gerou um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul no Atlântico tropical, causando uma circulação anômala de sul, em baixos níveis, o que favoreceu a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, sendo responsável por produzir anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. Além disso, as modificações na célula zonal de Walker devido às águas superficiais do Pacífico tropical estarem anormalmente positivas, resultou em anomalias positivas de omega sobre a região do NEB, enfraquecendo a convecção sobre o território nordestino, o que inibe a formação de nuvens sobre o NEB. Esses padrões descritos acima foram observados pela reanálise do ERA-Interim e simulados pelo MCGA do CPTEC/INPE no experimento GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e PACIFICO, este último experimento, caracterizado por isolar a forçante oceânica observada da bacia tropical do Pacífico.

Os padrões descritos acima também foram simulados pelo experimento que isola a

forçante do Índico tropical (experimento INDICO), porém em intensidade inferior. Portanto, o oceano Índico tropical também foi apontado em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, atuando em conjunto com a influência do Pacífico tropical para a causa do deficit de precipitação do outono austral de 2016.

Por fim, o oceano Atlântico tropical atuou no sentido de modular anomalias positivas de precipitação sobre o NEB. Segundo a análise dos resultados do experimento ATLANTICO (o qual isola a forçante oceânica desta bacia tropical), a atmosfera respondeu, às anomalias de TSM do Atlântico tropical, com um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, causando uma circulação anômala de norte (em baixos níveis), o que favorece uma passagem da ZCIT à localizações mais ao sul de sua posição climatológica, causando excesso de precipitação sobre o NEB. Porém, a influência da forçante do oceano Atlântico tropical não foi predominante diante da forçante conjunta das bacias tropicais do Pacífico e do Índico, como apontado na semelhança entre os padrões anômalos climáticos entre os experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e PACIFICO.

4.7 Outono austral de 2017

4.7.1 Condições oceânicas observadas

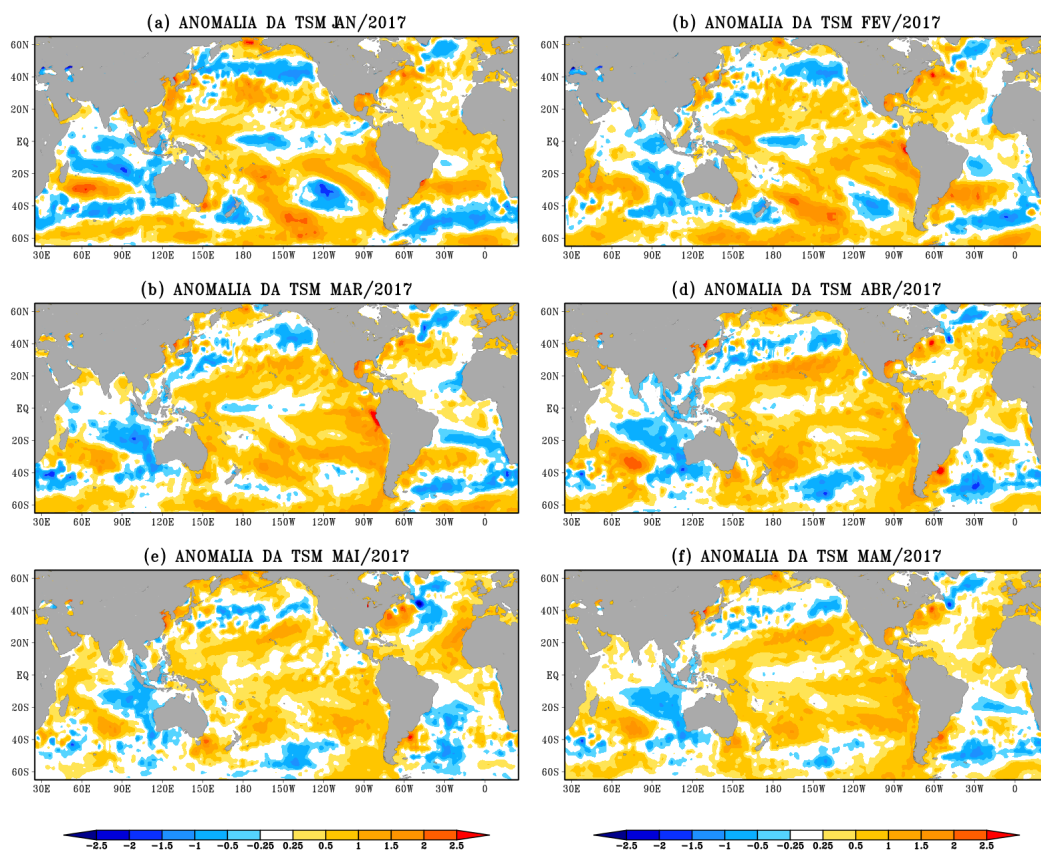
A Figura 4.33 apresenta as anomalias globais de TSM observadas, a partir dos dados do OISSTv2, nos meses de janeiro a maio de 2017 (Figura 4.33.a-e), bem como a média da ATSM para o outono austral deste ano (Figura 4.33.f). As anomalias são referentes ao período climatológico de 1981–2010.

Em janeiro de 2017 (Figura 4.33.a), foram observadas uma predominância de anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical. Em fevereiro (Figura 4.33.b) ocorreu uma redução na intensidade dessas anomalias e em março (Figura 4.33.c), enquanto o ATN apresentou em sua maior parte condições neutras de anomalia de TSM, o ATS configurou-se principalmente com anomalias negativas. Em abril e maio (Figura 4.33.d-e) o ATN evoluiu para anomalias positivas de TSM, enquanto que o ATS apresentou, em sua maior parte, condições neutras (com anomalias negativas em sua porção mais ao sul). O padrão de ATSM no Atlântico tropical, durante o outono austral de 2017 (Figura 4.33.f), apresentou principalmente anomalias positivas (negativas e condições neutras) de TSM no ATN (ATS), gerando assim um gradiente interhemisférico positivo (ou seja, de sul para norte). O índice de dipolo do Atlântico calculado no capítulo 3 (Subseção 3.3.1) apresentou um valor de 0,63 para o trimestre de MAM de 2017. Como discutido anteriormente, um gradiente interhemisférico positivo de ATSM no Atlântico tropical está relacionado, geralmente, com um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul e uma circulação anômala (em baixos níveis) de sul, gerando alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), o que favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, conseqüentemente, causando deficits de precipitação sobre o NEB. Portanto, espera-se que os resultados produzidos pelo modelo no experimento ATLANTICO apresente anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

O Pacífico tropical apresentou um predomínio de anomalias positivas de TSM de janeiro a março de 2017 (Figura 4.33.a-c), com uma pequena porção do Pacífico equatorial central apresentando anomalias negativas. Em abril e maio (Figura 4.33.d-e), essas regiões com anomalias negativas evoluíram para condições neutras. O padrão de anomalia de TSM no Pacífico tropical apresentado durante o outono austral de 2017 (Figura 4.33.f) também foi semelhante aos dos observados nos meses de abril e maio. Apesar da bacia do Pacífico apresentar em sua maior parte anomalias positivas de TSM, não foi configurado um evento de ENOS nesta bacia. O índice Niño3.4 (calculado na Subseção 3.3.2), para o trimestre de MAM de 2017, apresentou um

valor de 0,29, sugerindo uma neutralidade na bacia tropical do Pacífico. Portanto, sugere-se que, durante o outono austral de 2017, a forçante oceânica do Pacífico tropical possa ter modulado de forma pouco expressiva as anomalias de precipitação sobre o NEB.

Figura 4.33 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), observadas em 2017 (em °C), para os meses de: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, e (f) para a média dos meses de março a maio (MAM). As anomalias foram calculadas com relação ao período climatológico de 1981-2010.



Fonte: Produção do autor.

Sobre o Índico, em janeiro de 2017 (Figura 4.33.a), a porção equatorial e tropical sul apresentaram tanto condições neutras, quanto anomalias negativas de TSM, enquanto que na porção subtropical, localizaram-se anomalias positivas de TSM (em

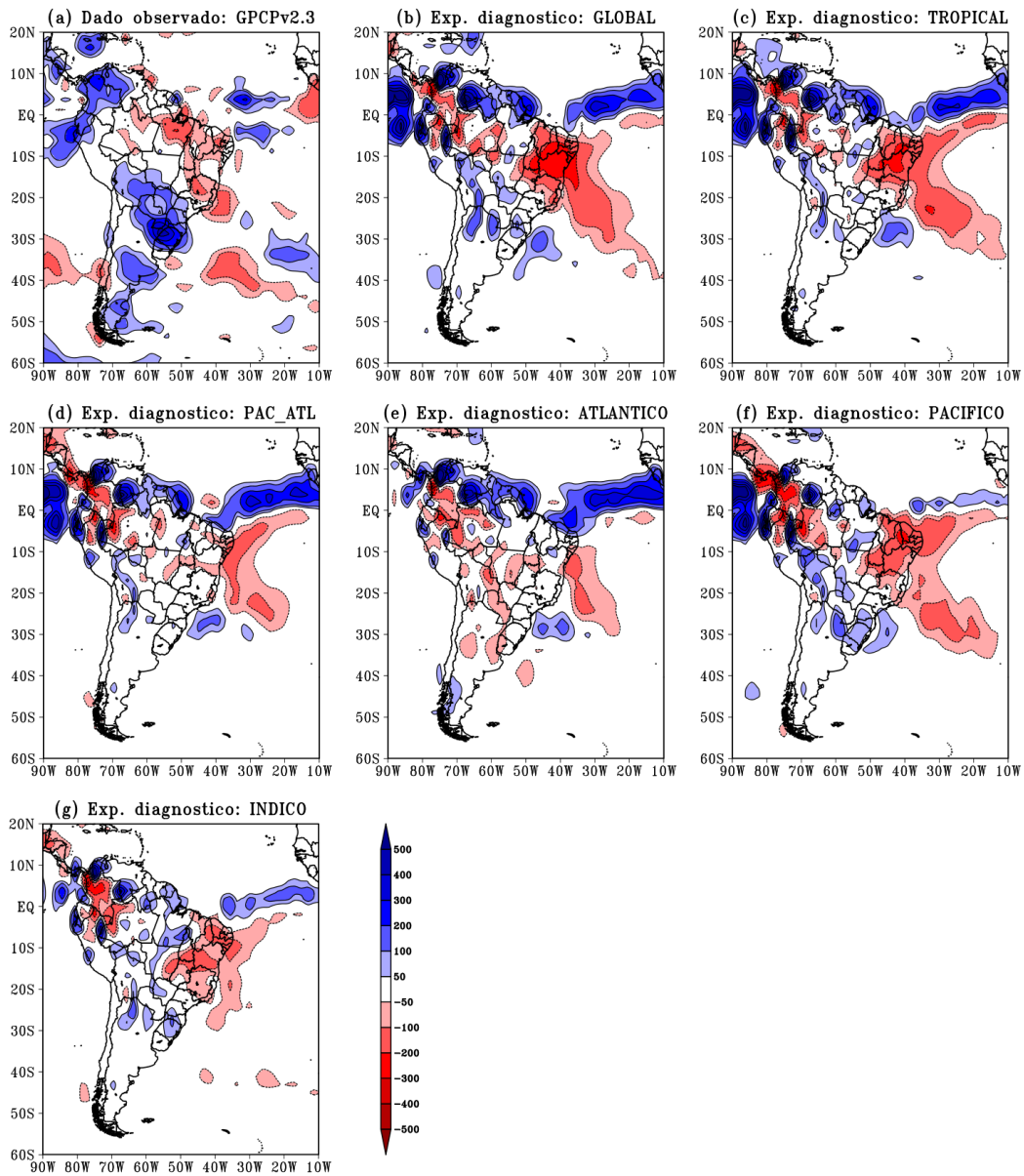
uma faixa na latitude de 20°S , aproximadamente). No decorrer dos meses seguintes (de fevereiro a abril – Figura 4.33.b-d), a porção equatorial da bacia do Índico manteve as condições neutras de ATSM, enquanto que na região que abrange a porção tropical e subtropical sul, configurou-se um padrão de dipolo, com anomalias negativas (positivas) de TSM na porção leste (oeste) deste oceano. Em maio (Figura 4.33.e), as anomalias de TSM deste padrão de dipolo (configurado nos três meses anteriores) se estenderam para a porção equatorial da bacia do Índico. Em MAM (Figura 4.33.f), a anomalia trimestral média de TSM apontou condições neutras na porção equatorial, e um padrão de dipolo (semelhante ao descrito anteriormente) na região tropical e subtropical sul do oceano Índico. O índice IOBW, calculado na Subseção 3.3.4, apresentou um valor de -1,09. A partir da análise realizada e do índice calculado, sugere-se que o oceano Índico possa contribuir para condições de excesso de chuva no NEB. Portanto, espera-se que no experimento INDICO, o modelo produza anomalias positivas de precipitação sobre o NEB.

4.7.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2017, de acordo com os dados do GPCPv2.3 (Figura 4.34.a), foram observadas anomalias negativas de precipitação sobre grande parte do NEB (em sua maior parte com intensidades variando entre -50 e -100 mm), e em outras porções do território nordestino, condições neutras de anomalia de precipitação (com intensidades variando entre -50 e 50 mm). No Atlântico equatorial, entre as longitudes de 35°W e 20°W , foram observadas duas faixas de anomalia positiva, entre a linha do equador. Em torno de 20°S , a anomalia negativa de precipitação sobre o estado de Minas Gerais estendeu-se para o Atlântico Sul.

O MCGA do CPTEC/INPE, ao ser prescrito por condições oceânicas mensais observadas em todo o globo (experimento GLOBAL – Figura 4.34.b), representou os padrões de anomalia de precipitação descritos acima, porém com uma intensidade e extensão superior ao observado a partir dos dados do GPCPv2.3. A anomalia negativa sobre o NEB, além de mais intensa, cobre quase que completamente a região nordestina. Sobre o Atlântico Tropical, em torno da latitude de 5°N , o modelo simulou uma faixa de anomalia positiva, sugerindo ser esta a posição da ZCIT produzida pelo modelo durante o trimestre de MAM. No Atlântico Sul, a extensão de anomalias negativas para o oceano também foi simulada de forma mais intensa e extensa.

Figura 4.34 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2017 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos diagnósticos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Os experimentos TROPICAL (Figura 4.34.c), PACIFICO (Figura 4.34.f) e INDICO (Figura 4.34.g) simularam padrões, de anomalia de precipitação, semelhantes aos produzidos no experimento GLOBAL. Porém, nos experimentos PACIFICO e INDICO, o MCGA simulou intensidades reduzidas de anomalias positivas de precipitação na região do Atlântico tropical, comparado aos experimentos GLOBAL e TROPICAL. No experimento INDICO, as anomalias negativas de precipitação simuladas no Atlântico Sul foram menos intensas e extensas, comparado aos outros três experimentos discutidos acima.

Ao serem prescritas apenas as condições do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO – Figura 4.34.e), o MCGA do CPTEC/INPE simulou condições neutras de anomalia de precipitação em grande parte do NEB, enquanto que no setor leste e no Atlântico Sul adjacente foram simuladas anomalias negativas de precipitação. No Atlântico tropical, o modelo simulou um padrão, de anomalia de precipitação, semelhante aos produzidos pelos experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL (Figura 4.34.b-d). Porém, na faixa longitudinal que abrange o extremo norte do NEB, foram simuladas anomalias positivas de precipitação, sugerindo que a ZCIT deslocou-se até essas regiões.

No experimento PAC_ATL (Figura 4.34.d), o qual foram prescritas as condições oceânicas tropicais das bacias do Pacífico e do Atlântico, o modelo simulou um padrão de anomalia de precipitação, na região do Atlântico tropical e sobre o extremo norte do NNEB, semelhante ao do experimento ATLANTICO. No restante do território nordestino, foram simuladas algumas regiões com anomalias negativas de precipitação (com intensidades semelhantes às observadas pelos dados do GPCPv2.3), e outras regiões com condições neutras.

A análise parcial da anomalia de precipitação dos experimentos diagnósticos, em associação com a análise das anomalias observadas de TSM (realizada na subseção anterior), mostrou-se uma tarefa complexa, no sentido de explicar o papel de cada oceano tropical em modular anomalias de precipitação sobre o NEB. Enquanto que foi observado um gradiente positivo de anomalia de TSM sobre o Atlântico tropical, o qual está associado com deficit de precipitação sobre o NEB, o experimento que prescreve apenas as condições dessa região oceânica (experimento ATLANTICO) simulou, em grande parte do território nordestino, condições neutras de anomalia de precipitação. Por outro lado, apesar do Pacífico apresentar uma neutralidade segundo o índice Niño3.4, o MCGA do CPTEC/INPE produziu, a partir dos experimentos GLOBAL, TROPICAL e PACIFICO, anomalias negativas de precipitação

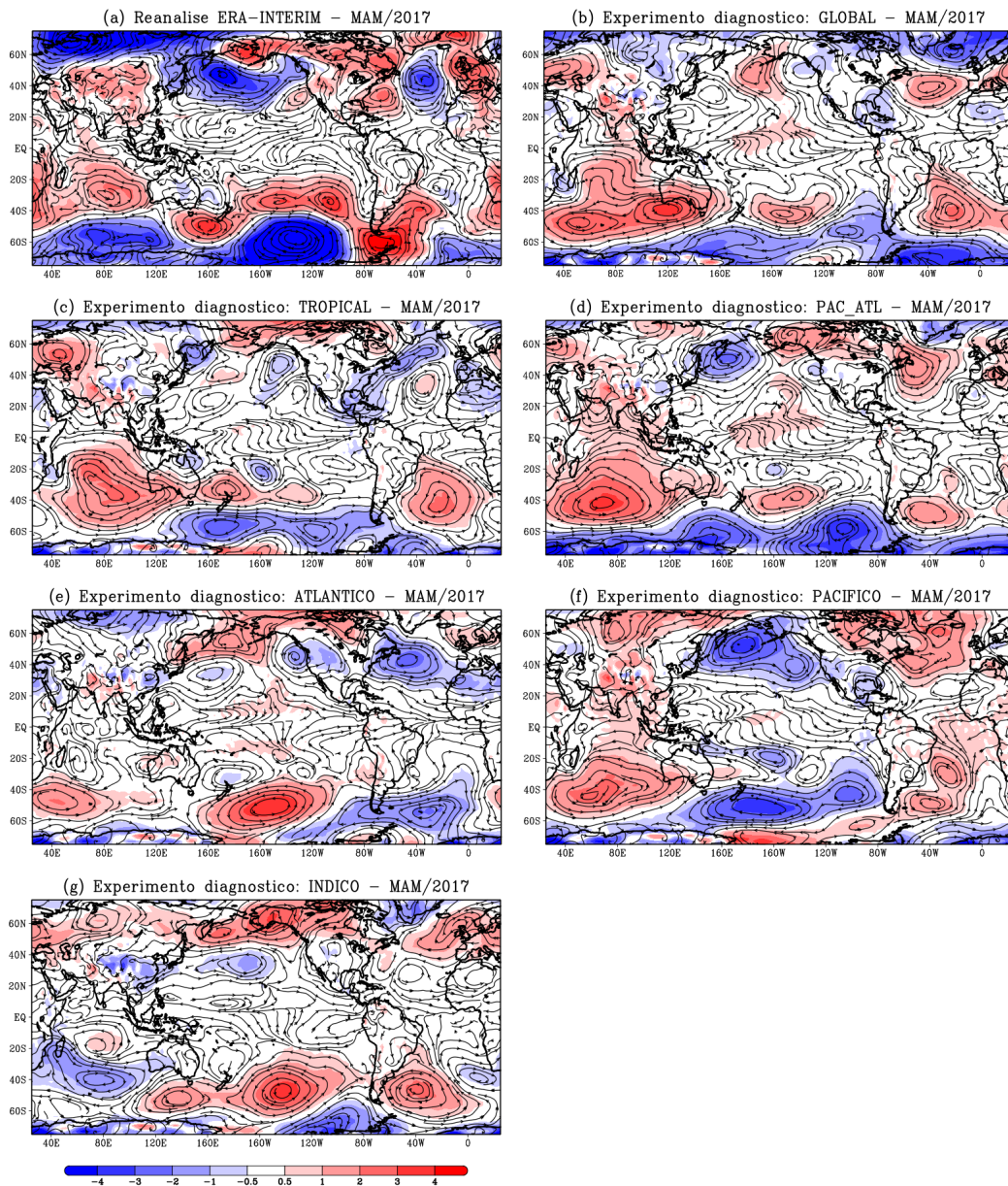
mais intensas que as observadas sobre o NEB a partir dos dados do GPCPv2.3. Os resultados produzidos por esses três experimentos podem estar associados com o fato da bacia do Pacífico possuir, predominantemente, anomalias positivas de TSM. Além disso, a partir do experimento INDICO, o modelo simula anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, ou seja, modulando anomalias as quais não eram esperadas a partir do índice IOBW.

Vale destacar que, o experimento PAC_ATL produziu, sobre o NEB, anomalias de precipitação com intensidades semelhantes ao observado pelos dados do GPCPv2.3. Este resultado sugere que o deficit de precipitação observado sobre o NEB durante o outono austral de 2017 ocorreu devido a uma soma de influências do Pacífico tropical (no sentido de modular anomalias negativas de precipitação) e do Atlântico tropical (em modular precipitação na média climatológica sobre a região nordestina), resultando em um deficit de precipitação menos intenso do que os observados durante o outono austral de 2012 e 2016. A análise das subseções seguintes mostra-se necessária para um entendimento mais completo da resposta atmosférica, às condições oceânicas prescritas para o MCGA em seus diversos experimentos diagnósticos.

4.7.3 Anomalia da pressão ao nível do mar e da circulação em 850 hPa

De acordo com a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.35.a), o Atlântico tropical apresentou condições neutras de PNM e, na região equatorial, configurou-se uma circulação anômala de sul em baixos níveis (850 hPa), possivelmente em resposta ao gradiente positivo de anomalia de TSM do Atlântico tropical. Na região do Atlântico adjacente à subregião do LNEB, observou-se um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, sugerindo ser este o mecanismo, juntamente com a anomalia de TSM, por induzir também uma circulação anômala de sul nessa região. No Atlântico subtropical Sul foi observada uma circulação ciclônica anômala (com centro em torno de 30°S e 30°W), enquanto que no Atlântico Subtropical Norte, uma circulação ciclônica anômala mais intensa, formou-se entre duas circulações anticiclônicas anômalas. No Pacífico tropical foram observadas condições neutras de PNM, enquanto que sobre grande parte da bacia tropical do Índico, foram observadas anomalias positivas de PNM. A circulação anticiclônica anômala (com centro em torno de 30°S e 80°E), situa-se entre as regiões de anomalia positiva e negativa do Índico Subtropical Sul. Mais ao sul (em 60°S, aproximadamente), observou-se uma circulação ciclônica anômala. Ao sul do continente Africano, também configurou-se outra circulação anticiclônica anômala.

Figura 4.35 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

Ao serem fornecidas condições oceânicas observadas mensais, ao MCGA do CP-TEC/INPE (experimento GLOBAL – Figura 4.35.a), o modelo simulou alguns padrões, das anomalias de PNM e da circulação em baixos níveis (850 hPa), semelhantes aos da reanálise do ERA-Interim. Por exemplo, foram produzidas anomalias positivas (condições neutras) de PNM no ATS (ATN), gerando assim uma circulação anômala de sul, na região do Atlântico tropical, possivelmente em resposta ao gradiente de anomalia de PNM de norte para sul. No Atlântico Norte, o MCGA simulou erroneamente uma circulação anticiclônica anômala entre duas circulações ciclônicas (diferentemente do observado na reanálise do ERA-Interim). Na bacia do Pacífico tropical, o modelo produziu condições neutras de anomalia de PNM em grande parte desta bacia oceânica, porém simulou anomalias positivas na região central, onde foram observadas condições neutras de TSM durante o outono austral (Figura 4.33.f). Na região do Índico tropical foram produzidas anomalias positivas de PNM em grande parte desta bacia oceânica. Além disso, o MCGA simulou, entre as latitudes de 40°S e 60°S, duas circulações anticiclônicas anômalas.

Padrões semelhantes, das anomalias de PNM e de circulação em baixos níveis (850 hPa), aos produzidos no experimento GLOBAL, foram simulados pelo modelo nos experimentos TROPICAL (Figura 4.35.c) e PAC_ATL (Figura 4.35.d), porém, em ambos experimentos, foram configurados apenas uma circulação anticiclônica anômala na região Subtropical Sul do oceano Índico. No experimento PAC_ATL (Figura 4.35.d), desenvolveu-se na região subtropical do Atlântico Sul uma circulação ciclônica anômala (em torno de 20°S), e a oeste desta, uma circulação anticiclônica anômala (em torno de 50°S), semelhante a reanálise do ERA-Interim. Esta configuração parece ser uma combinação das anomalias negativas de PNM e da circulação anticiclônica anômala (em 30°S e 30°W), produzidas, respectivamente pelos oceanos Atlântico e Pacífico (como apontado na região do Atlântico Sul nos experimentos ATLANTICO e PACIFICO, respectivamente). Vale destacar também, que o MCGA produz um padrão semelhante no experimento INDICO (Figura 4.35.g), porém, a circulação ciclônica anômala foi simulada mais ao sul (em torno de 40°S).

Ao prescreverem para o modelo apenas as condições do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO - Figura 4.35.e), o MCGA produziu condições neutras de anomalia de PNM, bem como uma circulação anômala de sul (em baixos níveis) na região tropical do Atlântico. Esta resposta atmosférica às condições de TSM fornecidas pode ter sido responsável em manter a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, como simulado por esse experimento, ao serem produzidas anomalias positivas ao norte da linha do equador (Figura 4.34.e).

No experimento PACIFICO (Figura 4.35.f), foram simuladas anomalias negativas (condições neutras) de PNM, em grande parte do ATS (ATN), configurando, assim, um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, bem como uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa). Este experimento também produziu, sobre a região do Pacífico e do Índico tropical, padrões de anomalia de PNM semelhantes aos simulados pelos experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL, porém, simulando apenas uma circulação anticiclônica anômala na região Subtropical Sul da bacia do Índico (diferentemente do experimento GLOBAL).

Em resposta apenas às condições oceânicas do Índico tropical fornecidas ao modelo, no experimento INDICO (Figura 4.35.g) foram simuladas, sobre a região do Atlântico tropical, condições neutras de anomalia de PNM, bem como uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa). Na região sul do oceano Índico, o modelo produziu corretamente as circulações ciclônica e anticiclônica anômalas (porém, em menor intensidade e deslocadas mais ao norte).

4.7.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

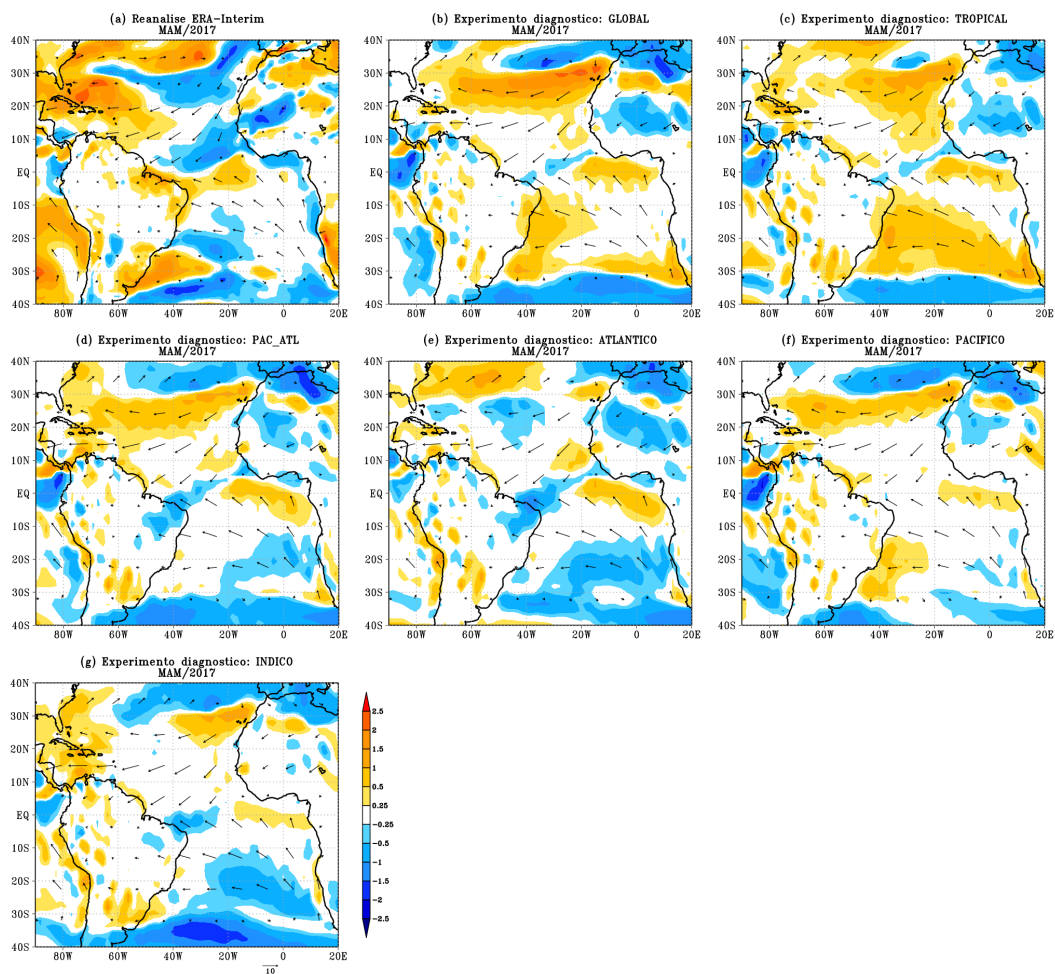
A Figura 4.36 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2017. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.36.a) e dos experimentos diagnósticos forçados com TSM observada (Figura 4.36.b-g).

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.36.a), foram observadas anomalias positivas (negativas) da magnitude da velocidade do vento em 1000 hPa na região do ATS (ATN) próxima a linha do equador, indicando ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos). Sobre o NEB, também foram observados alísios de sudeste mais fortes. Esta resposta da circulação em baixos níveis favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, conseqüentemente, causando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

No experimento GLOBAL (Figura 4.36.b), o MCGA do CPTEC/INPE, simulou alísios de sudeste mais fortes, e condições neutras em grande parte do ATN. Porém foram produzidas anomalias negativas da magnitude da velocidade do vento na região equatorial do Atlântico (o que pode estar associado com as anomalias negativas de TSM nessa faixa equatorial). Sobre a porção leste (oeste) do NEB, foram simulados alísios de sudeste mais fortes (condições neutras). O experimento TROPICAL

(Figura 4.36.c) simulou um padrão, de anomalia da magnitude da velocidade do vento (em 1000 hPa), semelhante ao do produzido pelo experimento GLOBAL.

Figura 4.36 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

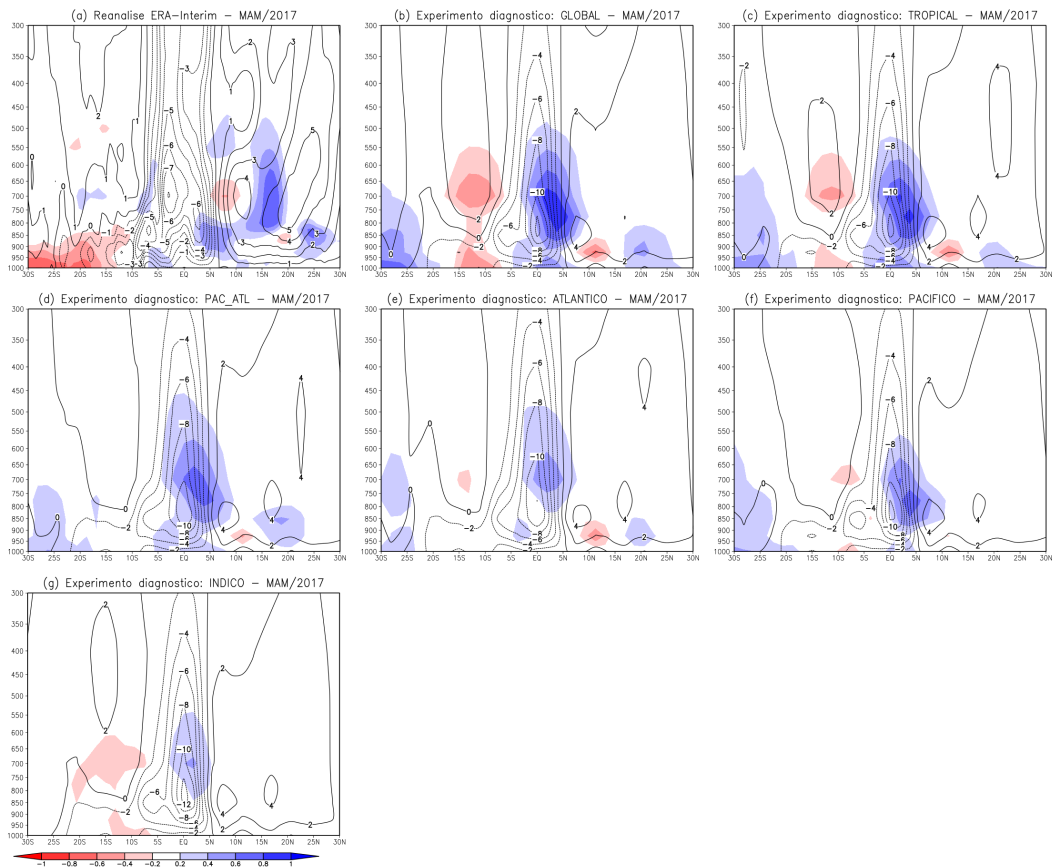
No experimento ATLANTICO (Figura 4.36.e), o qual fornece ao modelo às condições observadas do Atlântico tropical, foram produzidas anomalias negativas da magnitude do vento (a 1000 hPa) sobre o NEB e Atlântico norte adjacente, enquanto que na região do ATN e ATS, foram simuladas predominantemente condições neutras relacionadas a anomalia dos ventos alísios. Esta região de anomalias negativas dos alísios possivelmente representa uma resposta da atmosfera sobrejacente às anomalias positivas de TSM do Atlântico equatorial. Este padrão também foi reproduzido pelo experimento PAC_ATL (Figura 4.36.d). No experimento INDICO (Figura 4.36.g), foram simuladas anomalias negativas na subregião do NNEB e em uma pequena porção do Atlântico Sul (adjacente ao NNEB). No experimento PACIFICO (Figura 4.36.f), foram simuladas condições neutras da anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa.

4.7.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 4.37 apresenta a média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W (como apresentado na Figura 4.2), da seção vertical latitudinal de omega (velocidade vertical, em contorno, representando a célula meridional de Hadley) com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2017. Estas figuras foram construídas a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.37.a) e dos resultados dos experimentos diagnósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.37.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.37.a), foram observadas anomalias negativas de umidade específica ao sul de 10 °S (até o nível de pressão de 850 hPa). Os valores mais intensos de omega negativo (representando o movimento ascendente da ZCIT) foram encontrados entre as latitudes de 5 °S e 0 °, região esta em que há o predomínio de condições neutras de umidade específica. Este resultado sugere que a ZCIT apresentou um deslocamento para posições mais ao sul, porém, algum mecanismo inibiu a convecção sobre o NEB, já que foram observadas anomalias negativas de precipitação durante o outono austral (Figura 4.34.a). Ao norte de 5 °N, observou-se um predomínio de anomalias positivas de umidade específica, porém, nesta região atuam movimentos subsidentes (ou seja, valores positivos de omega).

Figura 4.37 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.37.b), simulou anomalias negativas de umidade específica entre as latitudes de 10°S e 15°S (até o nível de pressão de 550 hPa), ou seja, deslocados a norte, comparado ao observado da reanálise do ERA-Interim. Ao norte da linha do equador, foram produzidas anomalias positivas de umidade específica, bem como os valores mais intensos de omega negativo, representando assim, a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Este padrão descrito anteriormente, de anomalia de umidade específica, foi simulado de

forma similar pelo experimento TROPICAL (Figura 4.37.c), porém com uma anomalia negativa de umidade específica (entre as latitudes de 10 °S e 15 °S) em menor intensidade.

Nos experimentos seguintes (PAC_ATL, ATLANTICO, PACIFICO e INDICO – Figura 4.37.d-g), o MCGA produziu anomalias positivas de umidade específica, entre as latitudes de 0 ° e 5 °N (com intensidades variadas entre os experimentos), de forma semelhante aos experimentos GLOBAL e TROPICAL. Ou seja, o modelo simulou uma ZCIT localizada ao norte de sua posição climatológica. Ao sul da linha do equador, os experimentos PAC_ATL, ATLANTICO e PACIFICO simularam condições neutras de umidade específica. Vale destacar que o experimento INDICO (Figura 4.37.g) produziu anomalias negativas de umidade específica entre as latitudes de 15 °S e 5 °S, semelhante aos experimentos GLOBAL e TROPICAL, porém em menor intensidade.

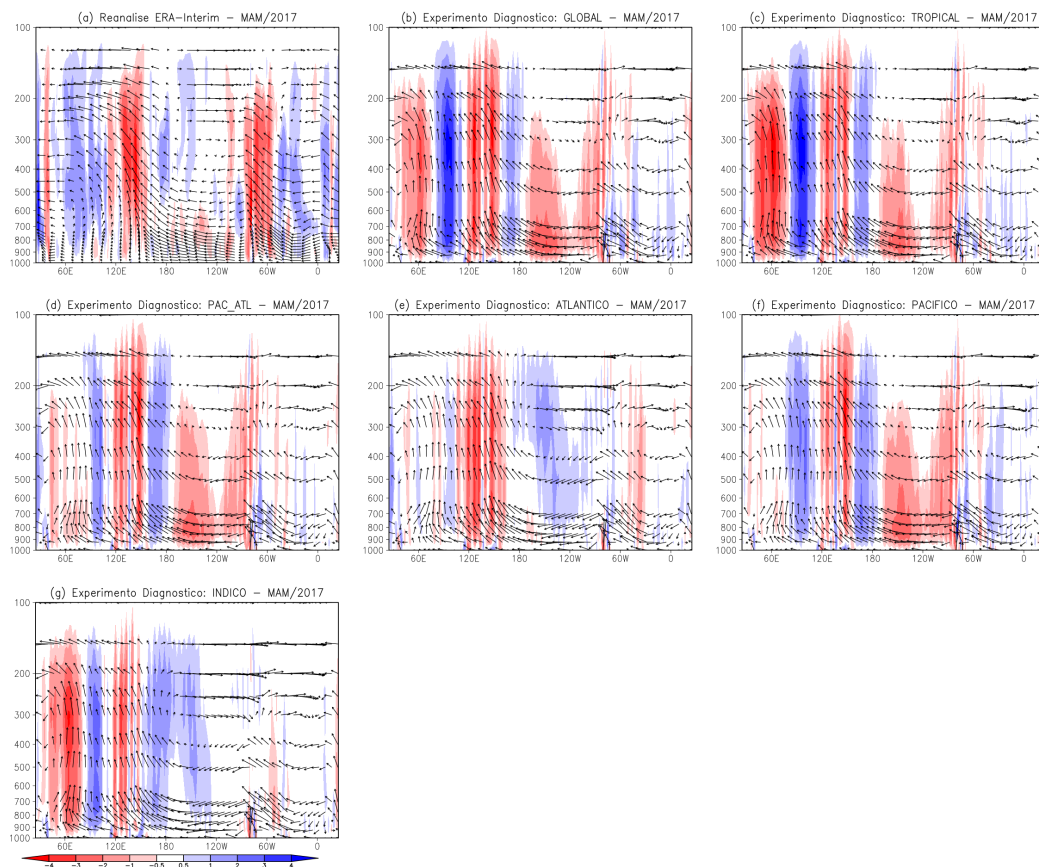
4.7.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 4.38 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0 ° e 10 °S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2017, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 4.38.a) e dos experimentos diagnósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, forçado com TSM observada (Figura 4.38.b-g). Valores negativos da anomalia de ω (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de ω (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 4.38.a), observou-se anomalias negativas de ω entre as longitudes de 120 °E e 160 °E, que pode estar associado a anomalias positivas de TSM nessa região (Figura 4.33.f), reforçando os movimentos ascendentes nessa porção oceânica que envolve os extremos do Índico leste e do Pacífico oeste. À oeste de 120 °E (até a longitude de 60 °E, aproximadamente), foram observadas anomalias negativas de ω , as quais podem estar associadas com anomalias negativas de TSM na bacia do Índico tropical leste. Sobre a região do Pacífico tropical, predominaram condições neutras de anomalia de ω , porém com anomalias negativas em baixos níveis (até o nível de pressão de 700 hPa, aproximadamente). Na região norte da América do Sul (entre as longitudes de 80 °W e

60 °W), também foram observadas anomalias positivas de omega (as quais podem estar associadas com anomalias positivas de TSM no Pacífico leste – Figura 4.33.f), enquanto que a leste desta região (entre as longitudes de 60 °W e 0 °), a qual abrange o NEB, foram observadas anomalias negativas de omega. Com isso, os movimentos subsidentes (ascendentes) mostram-se mais fortes (fracos), inibindo a convecção, consequentemente, causando deficit de precipitação sobre o território nordestino.

Figura 4.38 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçado com TSM observada nos experimentos: (b) GLOBAL, (c) TROPICAL, (d) PAC_ATL, (e) ATLANTICO, (f) PACIFICO e (g) INDICO.



Fonte: Produção do autor.

O MCGA do CPTEC/INPE, no experimento GLOBAL (Figura 4.38.b), simulou corretamente as anomalias positivas e negativas na região que envolve o Índico tropical leste e o Pacífico extremo oeste (longitudes entre 60°E e 150°E), porém a oeste desta região (entre as longitudes de 25°E e 60°E), foram produzidas anomalias negativas de omega, sugerindo estar associadas com anomalias positivas de TSM na região oeste da bacia do Índico tropical (Figura 4.33.f). Sobre o Pacífico tropical, foram simuladas anomalias negativas de omega mais intensas do que as observadas pela reanálise do ERA-Interim. Essas anomalias, que reforçam os movimentos ascendentes, podem ser causadas em resposta as anomalias positivas de TSM observadas (e prescritas para o modelo) em quase toda a extensão do Pacífico tropical (Figura 4.33.f). Na região norte do oeste da América do Sul (longitudes entre 80°W e 60°W), o modelo não reproduziu as anomalias negativas, enquanto que a leste de 60°W , região que abrange o NEB, foram simuladas anomalias negativas de omega (as quais geralmente inibem a convecção), porém em menor extensão e intensidade comparada à reanálise do ERA-Interim (Figura 4.38.a). O experimento TROPICAL (Figura 4.38.c) simulou padrões de anomalia de omega semelhantes aos produzidos pelo experimento GLOBAL.

No experimento PAC_ATL (Figura 4.38.c), sobre a região do Índico tropical leste até o Pacífico tropical leste (entre as longitudes de 90°E até 90°W), o MCGA simulou padrões de anomalia de omega semelhante aos produzidos no experimento GLOBAL. Entre as longitudes de 90°W e 0° , região que abrange o NEB, foram produzidas predominantemente, condições neutras de omega, o que pode estar associado com as condições neutras de anomalia de precipitação simuladas pelo modelo neste experimento (PAC_ATL – Figura 4.34.d), o qual prescreve as condições oceânicas tropicais do Atlântico e do Pacífico. Vale destacar que, por um lado o experimento ATLANTICO (Figura 4.38.e) simulou anomalias negativas de omega sobre a região do NEB (entre as longitudes de 60°W e 30°W), como uma resposta da atmosfera às condições do Atlântico tropical, reforçando movimentos ascendentes no território nordestino. Por outro lado, o experimento PACIFICO (Figura 4.38.f) produziu anomalias positivas de omega sobre o NEB, inibindo a convecção. Nota-se que, os resultados do experimento PAC_ATL pode ser considerado como uma soma das influências contrárias dos experimentos ATLANTICO e PACIFICO. O experimento INDICO (Figura 4.38.g), por sua vez, simulou condições neutras de anomalia de omega na região do NEB.

4.7.7 Síntese das análises climáticas durante o outono austral de 2017

A partir da análise dos resultados dos experimentos diagnósticos para o outono austral de 2017, sugere-se que as bacias tropicais do Pacífico e do Índico apresentaram papel predominante em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto que, na região do extremo norte do NEB, apontou-se que o oceano Atlântico atuou no sentido de modular anomalias positivas de precipitação.

Ao serem prescritas apenas as condições oceânicas do Pacífico tropical (experimento PACIFICO), o qual foi caracterizado pelo predomínio de anomalias positivas de TSM (Figura 4.33.f), porém sem configurar um evento ENOS canônico na região do Niño3.4 (mas, vale destacar anomalias positivas de TSM na região do Niño1+2), o MCGA simulou como resposta atmosférica um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, o qual está associado com uma circulação anômala de sul (Figura 4.35.f) em baixos níveis (850 hPa). Este padrão climático favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, como produzido nas anomalias positivas de umidade específica entre as latitudes de 0° e 5°N (Figura 4.37.f). Além disso, o Pacífico modulou anomalias positivas de omega sobre o NEB (Figura 4.38.f), como observado na reanálise do ERA-Interim (Figura 4.38.a), responsável por enfraquecer (fortalecer) movimentos ascendentes (subsidentes), inibindo a convecção e causando déficit de precipitação sobre o território nordestino, como simulado pelo modelo (Figura 4.34.f).

O oceano Índico também modulou padrões climáticos anômalos, semelhante aos produzidos pelo experimento PACIFICO: gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, circulação anômala de sul em baixos níveis (850 hPa). Porém, vale ressaltar que, o IOBW para o outono austral apresentou valor negativo (o qual esperava-se anomalias positivas de precipitação), enquanto que o MCGA produziu déficit de precipitação sobre o NEB pelo experimento INDICO. Este resultado sugere que uma relação defasada do oceano Índico (ou seja, um índice construído em trimestres anteriores ao de MAM) com a precipitação do NEB (durante o outono austral) possa ter uma relação mais coerente de causa/consequência entre essas duas variáveis.

Por outro lado, ao prescrever apenas as condições oceânicas do Atlântico tropical, caracterizado por um gradiente interhemisférico positivo de anomalia de TSM (Figura 4.33.f), o MCGA do CPTEC/INPE (no experimento ATLANTICO) simulou uma circulação anômala de sul (Figura 4.35.e) em baixos níveis (850 hPa), bem como produziu anomalias positivas de umidade específica entre as latitudes de 0° e 5°N (Figura 4.37.e), favorecendo e simulando uma posição da ZCIT ao norte da linha do

equador. Porém, foram produzidas anomalias negativas de omega sobre o NEB (Figura 4.38.e), favorecendo a convecção sobre o território nordestino, o que pode estar associado com as condições predominantemente neutras de anomalia de precipitação sobre o NEB (Figura 4.34.e). Essa característica evidencia a não-linearidade dos processos discutidos no começo deste capítulo.

4.8 Síntese dos experimentos diagnósticos

A partir dos experimentos diagnósticos, apontou-se que Nos anos de 2012 e 2016, o experimento GLOBAL (o qual prescreve a TSM global observada em todos os meses de integração) conseguiu representar o deficit de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral. No outono austral de 2012, sugeriu-se que o Atlântico tropical atuou como a forçante oceânica predominante em modular as anomalias de precipitação, enquanto que os oceanos Pacífico e Índico atuaram com um papel secundário, também modulando deficit de precipitação, porém em menor intensidade. No outono austral de 2016, sugeriu-se que as bacias oceânicas tropicais do Pacífico e Índico atuaram como as forçantes predominantes em modular as anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto que o Atlântico tropical modulou anomalias positivas (porém, para este ano, a influência do Pacífico e do Índico prevaleceram sobre a do Atlântico).

Nos anos de 2013, 2014 e 2015, o experimento GLOBAL não apresentou um padrão de anomalia de precipitação (durante o outono austral) semelhante ao observado pelo dado do GPCPv2.3. Além disso, os experimentos TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO simularam padrões, de anomalia de precipitação, semelhantes ao produzido pelo experimento GLOBAL. Esse resultado talvez demonstre uma deficiência por parte do MCGA do CPTEC/INPE em simular anomalias de precipitação sobre o NEB em alguns padrões de anomalia de TSM, prevalecendo a influência do Atlântico tropical (possivelmente devido a uma questão de proximidade). Em 2013, os resultados dos experimentos apontaram que o oceano Atlântico favoreceu a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, enquanto que o oceano Índico atuou em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. Em 2014 e 2015, os experimentos PACIFICO e INDICO (os quais isolam a forçante oceânica tropical do Pacífico e do Índico, respectivamente) produziram anomalias negativas de precipitação (como observado também pelos dados do GPCPv2.3), porém os experimentos GLOBAL, TROPICAL, PAC_ATL e ATLANTICO simularam anomalias positivas. Sugeriu-se que os oceanos Pacífico e Índico tiveram o papel de modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto o Atlântico atuou em sentido contrário, de modular anomalias positivas, porém a influência das bacias tropicais do Pacífico e do Índico prevaleceram sobre a do Atlântico (o que não foi bem representado pelo modelo nos experimentos GLOBAL, TROPICAL e PAC_ATL).

No ano de 2017, o MCGA do CPTEC/INPE superestimou o déficit de precipi-

tação observado durante o outono austral, produzindo anomalias negativas mais intensas e cobrindo quase que completamente o NEB (diferentemente dos dados do GPCPv2.3). Semelhante aos anos de 2014 e 2015, os oceanos tropicais do Pacífico e Índico modularam anomalias negativas de precipitação, enquanto que o Atlântico tropical modulou, em grande parte do NEB, condições neutras. Este resultado sugere que as bacias oceânicas tropicais do Pacífico e do Índico foram as que desempenharam papel predominante para o déficit de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2017. A tabela 4.2 apresenta uma síntese dos resultados encontrados a partir dos experimentos diagnósticos.

Tabela 4.2 - Síntese dos resultados encontrados com os experimentos diagnósticos.

Ano	Qual a principal bacia oceânica tropical em modular anomalias negativas de precipitação sobre o Nordeste brasileiro durante o outono austral?
2012	Atlântico tropical (gradiente interhemisférico positivo de ATSM) e Pacífico tropical (padrão de ATSM semelhante a uma La Niña Modoki, porém, uma influência em menor intensidade)
2013	Atlântico tropical (gradiente interhemisférico positivo de ATSM) e Índico tropical (modulou movimentos subsidentes sobre o NEB, via célula de Walker)
2014	Pacífico e Índico tropicais modularam anomalias negativas de precipitação (subsidência sobre o NEB), enquanto que o Atlântico tropical modulou anomalias positivas de precipitação (gradiente interhemisférico positivo de ATSM). Foram observadas as menores anomalias negativas de precipitação sobre o NNEB durante MAM de 2012-2017.
2015	Pacífico (El Niño) e Índico tropicais modularam anomalias negativas de precipitação (subsidência sobre o NEB), enquanto que o Atlântico (gradiente interhemisférico negativo de ATSM) modulou anomalias positivas.
2016	Pacífico (El Niño) e Índico (aquecimento) tropicais modularam anomalias negativas de precipitação, enquanto que o Atlântico (circulação anômala de norte em 850 hPa) modulou anomalias positivas de precipitação sobre o NEB.
2017	Pacífico (aquecimento na região do Niño1+2) e Índico tropicais modularam anomalias negativas de precipitação, enquanto o Atlântico (circulação anômala de norte em 850 hPa) modulou anomalias positivas de precipitação.

5 O DÉFICIT DE PRECIPITAÇÃO DE 2012-2017 SOBRE O NORDESTE BRASILEIRO: EXPERIMENTOS PROGNÓSTICOS EM UMA PERSPECTIVA DE PREVISÃO CLIMÁTICA SAZONAL

O capítulo anterior abordou a análise diagnóstica do deficit de precipitação observado sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), durante o outono austral de 2012 a 2017. Porém, deve-se destacar também a importância em tentar antecipar o papel dos oceanos tropicais em modular anomalias de precipitação sobre o NEB, em uma abordagem de previsão climática sazonal. Uma forma de realizar essa tarefa é através da técnica da persistência da anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), comumente utilizada por diversos centros de previsão climática sazonal.

Neste âmbito, este capítulo tem como objetivo de investigar o potencial para a previsão de condições de déficit/excesso de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2012 a 2017, buscando-se identificar de forma antecipada (ou seja, em janeiro de cada um dos 6 anos estudados) as contribuições isoladas das bacias tropicais do Pacífico e do Atlântico. Além disso, serão exploradas a influência conjunta desses dois oceanos, bem como a influência de todo o oceano global em modular anomalias de precipitação sobre o NEB. Portanto, neste capítulo busca-se responder as perguntas:

- Qual bacia oceânica tropical (Pacífico ou Atlântico) exerceria papel predominante em modular anomalias de precipitação sobre o NEB (durante o outono austral), a partir da persistência da anomalia de TSM sobre o Pacífico tropical, juntamente com a persistência dos padrões de dipolo positivo/negativo do Atlântico tropical, com um mês de antecedência?
- Seria possível prever as anomalias de precipitação sobre o NEB em MAM, com um mês de antecedência?

Na seções seguintes serão apresentados os detalhes técnicos dos experimentos realizados (Seção 5.1) e a análise dos resultados encontrados para cada ano de estudo (Seções 5.2 a 5.5). Por uma questão de simplicidade e similaridade entre alguns anos, serão apresentados e discutidos os resultados para os anos de 2012 (Seção 5.2), 2015 (Seção 5.3) e 2017 (Seção 5.5). Os resultados obtidos para os anos de 2013, 2014 e 2016 estão apresentados no Apêndice desta tese. Além disso, baseado no trabalho de [Spencer et al. \(2004\)](#), na tentativa de reproduzir a evolução de TSM na região do Pacífico tropical, uma abordagem de decaimento exponencial aplicada à anomalia de

TSM (ao invés da persistência) foi investigada para o ano de 2015, o qual apresentou uma configuração de *El Niño* no Pacífico tropical e um padrão de TSM de dipolo negativo (Seção 5.4). O MCGA utilizado para realizar as simulações, as variáveis climáticas analisadas e os dados observados utilizados como base de referência são os mesmos empregados no Capítulo 4 e estão descritos nas Subseções 4.1.2, 4.1.3 e 4.1.4, respectivamente.

5.1 Estrutura dos experimentos prognósticos

Na escala de tempo sazonal, a variabilidade climática da região tropical está relacionada com as forçantes de condições de contorno que variam lentamente, como a TSM, umidade do solo e cobertura de neve (CHARNEY; SHUKLA, 1981; SHUKLA, 1984; BRANKOVIĆ et al., 1994). Este conceito é a base física para a previsão climática sazonal. Portanto, persistir a anomalia de TSM como condição de contorno oceânico para os próximos 3 a 6 meses, apesar de uma abordagem simples, pode produzir resultados consistentes para serem utilizados nos prognósticos climáticos sazonais de uma determinada região tropical, a exemplo o NEB.

Neste contexto, foram propostos seis experimentos prognósticos, para investigar o potencial para a previsão de condições de excesso/déficit de precipitação sobre o NEB, ocorrido durante o outono austral dos anos de 2012 a 2017. Esses experimentos são referidos como “prognósticos”, pois foi utilizada a abordagem da persistência da anomalia de TSM, em certos domínios oceânicos ou em todo o globo (a depender do experimento). As rodadas foram inicializadas em janeiro e finalizadas no dia 31 de maio de cada ano. As condições atmosféricas iniciais foram as mesmas utilizadas nos experimentos diagnósticos (descritos no Capítulo 4), ou seja, cada experimento possui 10 membros, que são diferenciados pela data da condição inicial (as inicializações foram realizadas dos dias 10 a 19 de janeiro). Para que a persistência da anomalia de TSM seja realizada, soma-se a ATSM observada de janeiro com a TSM climatológica dos meses seguintes de integração (fevereiro a maio). Portanto, as anomalias de TSM observadas em janeiro do ano em estudo foram persistidas até o mês de maio. As análises das variáveis climáticas foram realizadas para o trimestre de MAM.

Vale ressaltar aqui que, os dois experimentos que buscam identificar as contribuições isoladas do oceano Atlântico tropical não utilizam a persistência da ATSM observada de janeiro. Esses experimentos (nomeados de ATLANTICO_DP e ATLANTICO_DN, e descritos mais a frente) persistem a forçante da anomalia de TSM dos compostos do dipolo positivo e negativo do Atlântico tropical (calculados

e apresentados na Subseção 3.3.1), assumindo-se estes serem dois possíveis cenários que podem ser desenvolvidos no Atlântico tropical. Para isso, as anomalias de TSM do composto em estudo é somado à TSM climatológica nos meses de janeiro a maio (ou seja, durante toda a integração do modelo).

Para cada ano, os domínios nos quais foram persistidas as anomalias de TSM (e os respectivos nomes de cada experimento) foram: (1) o oceano Pacífico tropical (experimento PACIFICO), (2) o Atlântico tropical, onde foram prescritas como condição de contorno oceânico a TSM do composto de dipolo positivo (experimento ATLANTICO_DP), (3) o Atlântico tropical, onde foram prescritas como condição de contorno oceânica a TSM do composto de dipolo negativo (experimento ATLANTICO_DN), (4) o oceano Pacífico tropical juntamente com o composto de dipolo positivo prescrito na região do Atlântico tropical (experimento PAC_ADN), (5) o oceano Pacífico tropical juntamente com o composto de dipolo negativo prescrito na região do Atlântico tropical (experimento PAC_ADN) e (6) os oceanos globais (experimento GLOBAL).

A análise das variáveis climáticas seguirá esta sequência de experimentos apresentada acima, pois a mesma terá como base inicial antecipar o papel da contribuição isolada da persistência da anomalia de TSM de janeiro do Pacífico tropical (experimento PACIFICO) e do dipolo do Atlântico tropical (experimentos ATLANTICO_DP e ATLANTICO_DN) em modular anomalias de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral. Em seguida, serão analisadas as contribuições conjuntas da persistência da anomalia de TSM de janeiro do Pacífico tropical com os compostos dos dipolos positivo e negativo (experimentos PAC_ADN e PAC_ADN, respectivamente). Por fim, será analisada a persistência da anomalia de TSM, observada em janeiro, em todo o globo (experimento GLOBAL), como utilizado rotineiramente por diversos centros climáticos, nas previsões climáticas sazonais.

Semelhante aos experimentos diagnósticos realizados no capítulo anterior (exceto para o experimento GLOBAL), fora do domínio o qual serão persistidas as anomalias de TSM observadas de janeiro ou dos compostos de dipolo do Atlântico, serão prescritas TSM climatológica mensal como condição de contorno oceânico. O período climatológico base utilizado foi o de 1981–2010. Na discussão inicial de cada ano, a figura da anomalia de TSM apresenta ao leitor a estrutura de cada experimento (a exemplo a Figura 5.1 da anomalia de TSM dos experimentos prognósticos para o ano de 2012), facilitando assim o entendimento dos experimentos aqui descritos.

Os oceanos Pacífico e Atlântico receberam destaque nos experimentos prognósticos pois são os mais relevantes para a variabilidade climática do NEB (como apresentado nos resultados do Capítulo 3). Além disso, os mecanismos físicos que atuam sobre o NEB, associados à variabilidade de TSM destas duas bacias oceânicas estão bem estabelecidos na literatura científica, como apresentado no Capítulo 2.

No experimento PACIFICO, foram prescritas sobre a região do Pacífico tropical, como condição de contorno oceânico, a anomalia de TSM observada em janeiro do ano em estudo, para os meses seguintes de integração (fevereiro a maio). No restante do globo, foram utilizadas as TSM climatológicas mensais. A região do Pacífico tropical foi delimitada pelas longitudes de 120°E até 60°W e latitudes de 30°N e 30°S.

No experimento ATLANTICO_DP (ATLANTICO_DN), as anomalias de TSM do composto de dipolo positivo (negativo), calculado na Subseção 3.3.1, foram somadas as TSM climatológicas mensais, durante todo o período de integração (meses de janeiro a maio). No restante do globo, foram utilizadas as TSM climatológicas mensais. A região do Atlântico tropical foi delimitada pelas longitudes de 60°W até 25°E e latitudes de 30°N e 30°S. Os compostos do dipolo positivo e negativo foram escolhidos pois os mesmos representam os padrões mais relevantes da variabilidade de TSM desta bacia oceânica. Estes experimentos também foram utilizados para analisar se o modelo é capaz de reproduzir padrões climáticos conhecidos ao serem fornecidas condições oceânicas de dipolo do Atlântico.

O experimento PAC_ADP (PAC_ADN) aborda a relação conjunta da persistência da anomalia de TSM (observada em janeiro) do Pacífico tropical, com os padrões do dipolo positivo (negativo) do Atlântico tropical, assim como realizado no trabalho de Pezzi e Cavalcanti (2001). A região do Pacífico tropical foi delimitada pelas longitudes de 120°E até 60°W, e a do Atlântico tropical pelas longitudes de 60°W até 25°E. Ambas as regiões foram delimitadas pelas latitudes de 30°N e 30°S.

No experimento GLOBAL, a anomalia de TSM de janeiro do ano em estudo, foi persistida para os meses seguintes de integração, em todo o globo. Ou seja, a anomalia de TSM observada em janeiro foi somada à TSM climatológica mensal dos meses de fevereiro a maio do mesmo ano. Este experimento aborda a técnica da persistência da anomalia de TSM em todo o globo, utilizada rotineiramente por diversos centros de previsão, e que fornecem resultados consistentes para se utilizar em prognósticos climáticos sazonais para o NEB.

Com a análise dos resultados dos experimentos prognósticos, será investigada quais seriam as anomalias de precipitação sobre o NEB, geradas pelo MCGA do CP-TEC/INPE, caso ocorresse a persistência da anomalia de TSM: apenas na região do Pacífico tropical, na região do Pacífico tropical com o desenvolvimento de um dipolo positivo ou negativo no Atlântico tropical, e no globo como um todo.

5.2 Outono austral de 2012

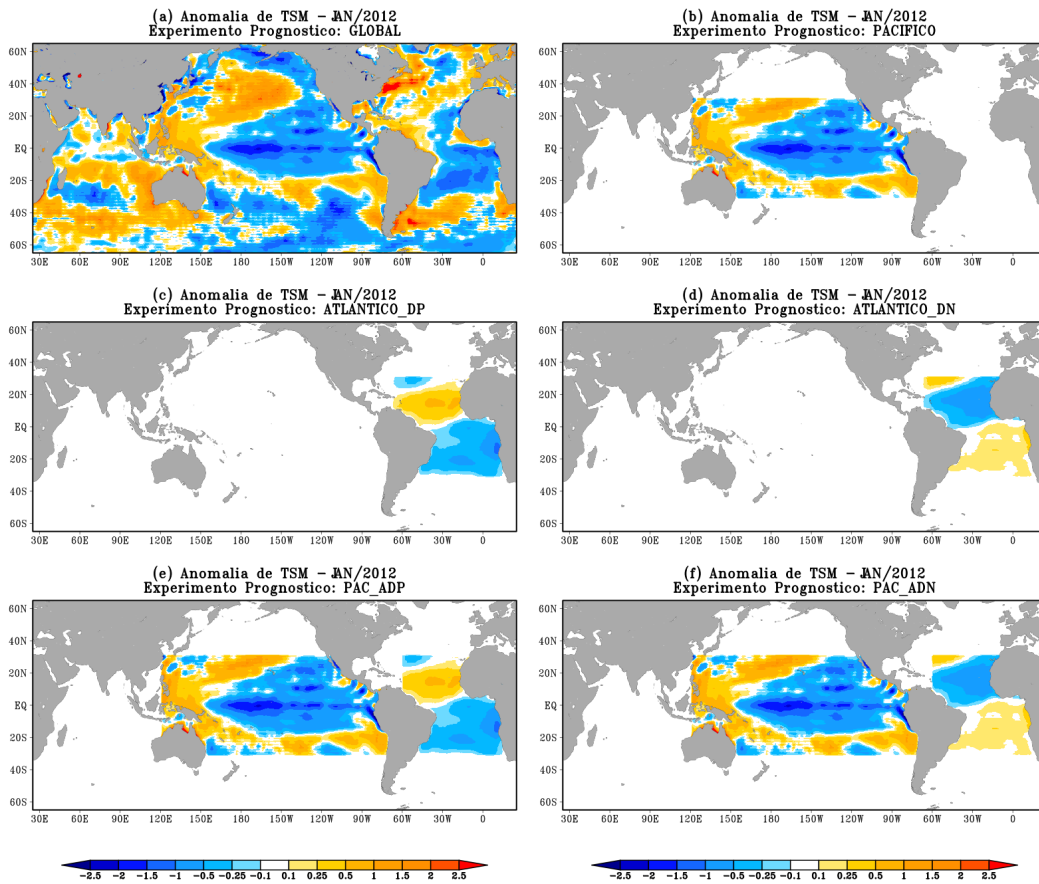
5.2.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar

A Figura 5.1 apresenta as anomalias de TSM referentes a cada experimento prognóstico de 2012, as quais foram persistidas durante a integração do modelo para os meses seguintes (fevereiro a maio), em seus respectivos experimentos. Essas informações foram utilizadas como condição de contorno oceânica inicial, tendo como referência o período climatológico de 1981–2010. A Figura 5.1.a apresenta a anomalia de TSM de janeiro de 2012, que foi persistida em todo o globo durante o período de integração do modelo, ou seja, de janeiro a maio de 2012 (experimento GLOBAL). Na Figura 5.1.b, representando o experimento PACIFICO, a anomalia de TSM do Pacífico tropical, observada em janeiro de 2012, foi persistida para os meses de fevereiro a maio, enquanto que no restante das áreas oceânicas, foram prescritas ao modelo a TSM climatológica mensal durante toda a integração. A Figura 5.1.c (Figura 5.1.d) apresenta o experimento ATLANTICO_DP (ATLANTICO_DN), o qual persiste a anomalia de TSM do composto de dipolo positivo (negativo) do Atlântico tropical, calculado na Subseção 3.3.1, durante o período de integração do modelo (janeiro a maio), enquanto que no restante do globo, são prescritas TSM climatológicas mensais. A Figura 5.1.e apresenta a configuração das condições de contorno oceânica do experimento PAC_ADP, o qual é representado pela anomalia da TSM do Pacífico tropical observada (em janeiro de 2012), em conjunto com o composto de dipolo positivo do Atlântico tropical. De forma semelhante, o experimento PAC_ADN (Figura 5.1.f) combina as condições oceânicas do Pacífico tropical de janeiro de 2012, com o composto de dipolo negativo, durante toda a integração do modelo.

Segundo a análise realizada no Capítulo 4, acerca das condições oceânicas de janeiro de 2012 (Subseção 4.2.1 – Figura 4.3.a), e como apresentado na Figura 5.1.a, no Pacífico tropical foram observadas anomalias negativas (positivas) na porção central e leste (oeste) deste oceano. Segundo o índice Niño3.4 (calculado na Subseção 3.3.2 – Tabela 3.1), um evento de *La Niña* ocorreu entre os trimestres de JAS (meses de julho, agosto e setembro) de 2011 e FMA (meses de fevereiro, março e abril) de 2012. A persistência das condições oceânicas do Pacífico tropical, de janeiro de 2012 para

os meses do outono austral do mesmo ano, significa a manutenção de um evento de La Niña, podendo portanto modular anomalias positivas de precipitação sobre o NEB. Ou seja, devido aos resultados conhecidos na literatura acerca de episódios clássicos de La Niña, espera-se que nos resultados do experimento PACIFICO seja simulado excesso de precipitação sobre o território nordestino.

Figura 5.1 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2012, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).



Fonte: Produção do autor.

Em janeiro de 2012 (Figura 5.1.a), o Atlântico Tropical Norte (ATN) apresentou anomalias positivas (negativas) de TSM em sua porção leste (oeste). Por outro lado, foram observadas anomalias negativas de TSM em quase toda a bacia do Atlântico Tropical Sul (ATS). A configuração espacial observada na bacia tropical deste oceano sugere um gradiente interhemisférico positivo (de sul para norte). Assim, a persistência desta configuração de anomalia de TSM do Atlântico, para os meses do outono austral de 2012, sugere que o Atlântico tropical poderia modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

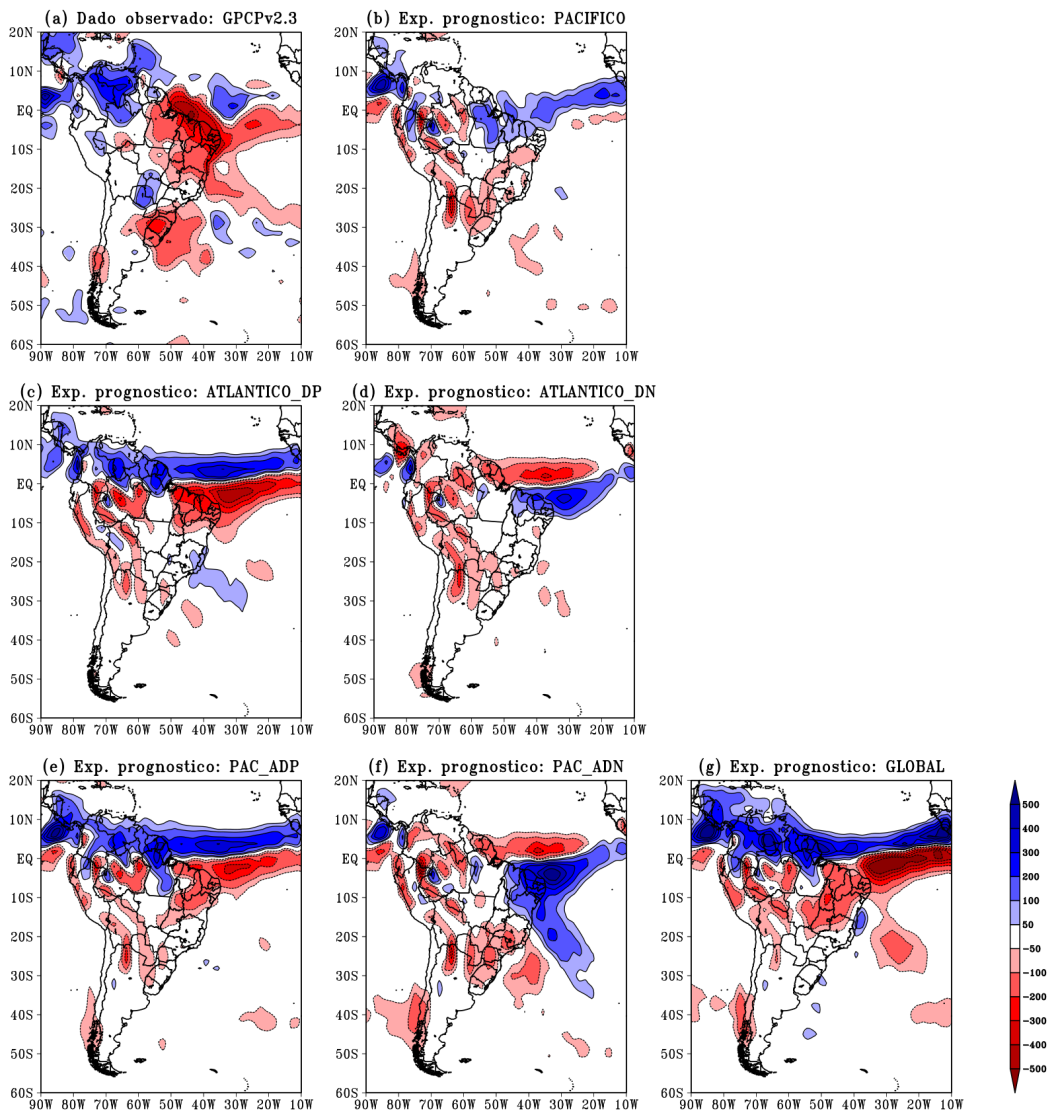
5.2.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Como apresentado na Seção 4.2 (Subseção 4.2.2), a partir dos dados do GPCPv2.3 (Figura 5.2.a), durante o outono austral de 2012, foram observadas anomalias negativas de precipitação sobre toda a região do NEB. Além disso, as anomalias positivas de precipitação sobre o Atlântico tropical sugeriram que a ZCIT localizou-se ao norte de sua posição climatológica.

Ao persistirem as anomalias de TSM observadas em janeiro de 2012, apenas na região do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 5.2.b), o modelo simulou anomalia positiva (negativa) de precipitação sobre a subregião do NNEB (SNEB). Como discutido na subseção anterior, este resultado sobre a porção norte do NEB era esperado devido a persistência das anomalias negativas na região do Pacífico tropical leste e central, ou seja, forçando a manutenção de um evento de *La Niña*.

No experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.2.c), foram simuladas anomalias negativas de precipitação sobre grande parte do NEB (exceto no sul da Bahia). Além disso, o modelo simulou anomalias positivas de precipitação ao norte da linha do equador, representando a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Por outro lado, no experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.2.d), o MCGA simulou anomalias positivas de precipitação na subregião do NNEB. Estes dois experimentos apontam que o MCGA do CPTEC/INPE conseguiu responder, como discutido na literatura (Subseção 2.2.1), às forçantes de TSM fornecidas ao modelo (composos do dipolo do Atlântico) como condição de contorno oceânico, ao simular as anomalias de precipitação sobre o NEB, correspondentes a cada experimento. Vale destacar aqui, que a extensão da anomalia negativa de precipitação no experimento ATLANTICO_DP foi maior que a extensão da anomalia positiva de precipitação do experimento ATLANTICO_DN.

Figura 5.2 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2012 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

No experimento PAC_ADP (Figura 5.2.e), foram simuladas anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, enquanto que ao norte da linha do equador, anomalias positivas de precipitação sugerem que a ZCIT foi simulada ao norte de sua posição climatológica. Este resultado foi semelhante ao do experimento ATLANTICO_DP. Ou seja, apesar da forçante da anomalia de TSM do Pacífico tropical (prescrita nesta região no experimento PAC_ADP) sugerir uma modulação de anomalias positivas de precipitação sobre o NEB, a forçante do dipolo positivo do Atlântico tropical prevaleceu, gerando assim, anomalias negativas de precipitação no território nordestino. Por outro lado, no experimento PAC_ADN (Figura 5.2.f), o modelo simulou anomalias positivas de precipitação em quase todo o NEB. Neste experimento, tanto a bacia do Pacífico tropical quanto a do Atlântico tropical (dipolo negativo) modularam anomalias positivas sobre o território nordestino, como descrito nos resultados dos experimentos PACIFICO (Figura 5.2.b) e ATLANTICO_DN (Figura 5.2.d).

Os resultados dos experimentos PAC_ADP e PAC_ADN sugerem que, durante o outono austral de 2012, caso fosse desenvolvido uma configuração oceânica de dipolo positivo ou negativo no Atlântico tropical, mesmo com a persistência das anomalias de TSM do Pacífico tropical (na qual configuraria um evento de La Niña), o oceano Atlântico exerceria um papel predominante em modular as anomalias de precipitação sobre o NEB. Caso ocorresse um dipolo negativo no Atlântico tropical, os experimentos apontaram para a manifestação de anomalias positivas de precipitação, por outro lado, como discutido na análise diagnóstica do ano de 2012 (Seção 4.2), como ocorreu um dipolo positivo, foram observadas anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

Ao persistirem as anomalias de TSM de janeiro de 2012 em todo o globo, para os meses de fevereiro a maio (experimento GLOBAL – Figura 5.2.g), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias negativas de precipitação em quase todo o território nordestino, exceto na região sudeste do estado da Bahia. Além disso, a anomalia de precipitação positiva sobre o Atlântico tropical, ao norte da linha do equador, sugere que a ZCIT localizou-se ao norte de sua posição climatológica.

Acerca da análise da anomalia de precipitação produzida pelos experimentos prognósticos durante o outono austral de 2012, a intensidade das anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o NEB, simuladas pelos experimentos PACIFICO_ADN e GLOBAL (PACIFICO_ADN e PACIFICO), sugerem que a influência da forçante da anomalia de TSM do Atlântico tropical, o qual foi caracterizado com um gradiente positivo (como discutido anteriormente), predominou sobre

a forçante oceânica do Pacífico tropical (caracterizada por um evento de La Niña), ao produzir déficit de precipitação sobre o NEB. Portanto, em perspectiva de previsão climática sazonal, apontou-se que o desenvolvimento das anomalias de TSM na bacia do Atlântico tropical seria a forçante oceânica predominante em modular as anomalias de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2012.

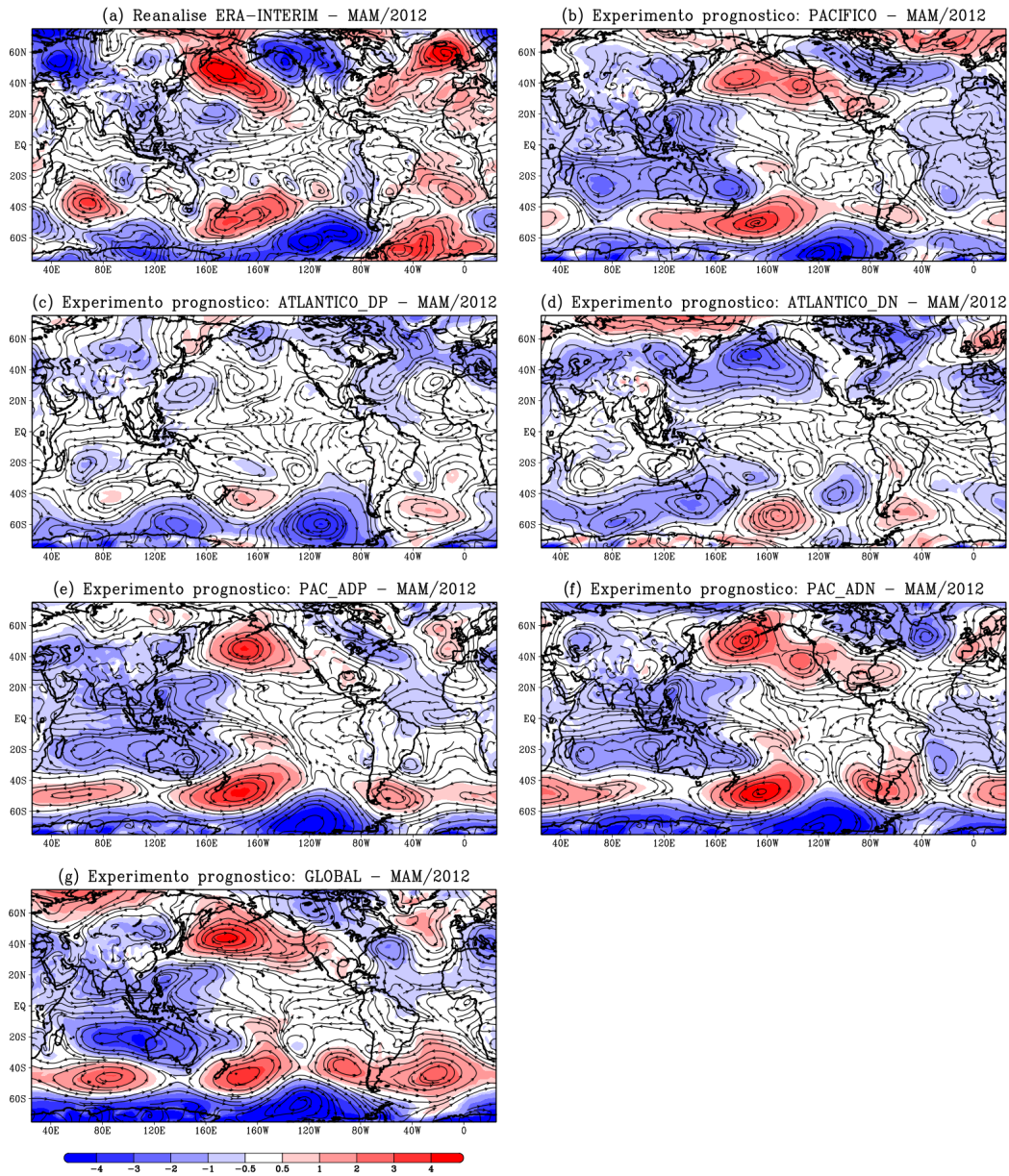
5.2.3 Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa

Como discutido na Subseção 4.2.3, durante o outono austral de 2012, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.3.a), foram observados sobre o Atlântico tropical um gradiente de PNM de norte para sul, com anomalias positivas de PNM no ATS e condições neutras no ATN. Isso resultou em uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), que geralmente está associada a manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Sobre o Pacífico tropical, em resposta às anomalias de TSM observadas (Figura 4.2.f), foram configuradas anomalias negativas (condições neutras) de PNM na região leste e oeste (central) desta bacia oceânica. No oceano Índico tropical, foram encontradas condições neutras de anomalia de PNM, possivelmente devido às condições neutras de anomalia de TSM.

No experimento PACIFICO (Figura 5.3.b), o MCGA simulou anomalias negativas de PNM sobre o Atlântico tropical, bem como sobre o NEB. A circulação anômala em baixos níveis (850 hPa) apresentou uma linha de convergência próximo à costa norte do NEB, sugerindo ser esta a posição da ZCIT, concordando com as anomalias positivas de precipitação sobre o NEB/Atlântico adjacente, simuladas pelo modelo neste experimento (Figura 5.2.b). Sobre o Pacífico tropical, o modelo simulou anomalias negativas de PNM na porção oeste, como uma resposta atmosférica às anomalias positivas de TSM subjacentes, sugerindo haver movimento ascendente reforçado nessa região. Na porção central e leste do Pacífico tropical, foram simuladas condições neutras de PNM. Sobre o oceano Índico tropical, o MCGA simulou anomalias negativas de PNM, possivelmente como uma resposta a modificações na célula de Walker.

No experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.3.c), o ATN (ATS) apresentou anomalias negativas (condições neutras) de PNM, gerando assim, um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul e uma circulação anômala, em 850hPa, de sul. Esses padrões geralmente favorecem a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando déficit de precipitação sobre o NEB.

Figura 5.3 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

No experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.3.d), o MCGA simulou condições neutras de anomalia de PNM sobre o Atlântico tropical. Porém, na circulação anômala de baixos níveis (850 hPa), há uma convergência sobre o NEB que se estende para o Atlântico adjacente, sugerindo ser esta a posição da ZCIT simulada pelo modelo, conseqüentemente causando excesso de precipitação sobre o NEB. De uma forma geral, os experimentos ATLANTICO_DN e ATLANTICO_DP simularam padrões da anomalia de circulação em baixos níveis (850 hPa), sobre o Atlântico tropical, condizentes com a forçante oceânica fornecida ao modelo.

No experimento PAC_ADP (Figura 5.3.e), o modelo simulou anomalias negativas de PNM no ATN e condições neutras no ATS, configurando assim um gradiente de norte para sul. Com isso, foi simulada, sobre o Atlântico tropical, uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), a qual geralmente está associada a uma manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, e causando anomalias negativas de precipitação sobre o território nordestino. Por outro lado, no experimento PAC_ADN (Figura 5.3.f), o gradiente de anomalia de PNM foi configurado de sul para norte, pois o MCGA simulou anomalias negativas (condições neutras) de PNM no ATS (ATN). Conseqüentemente, observou-se uma circulação anômala, em 850 hPa, de norte, a qual foi responsável pela manutenção da ZCIT por mais tempo sobre o NEB, causando anomalias positivas de precipitação. Em ambos os experimentos, o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias negativas de PNM sobre o NEB, em maior extensão no experimento PAC_ADP.

No experimento GLOBAL (Figura 5.3.g), o MCGA do CPTEC/INPE simulou, sobre o Atlântico tropical, um gradiente de PNM de norte para sul, porém com condições neutras e anomalia positiva (negativa) de PNM no ATS (ATN). Isso resultou em uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), geralmente, responsável pela manutenção da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Sobre o Pacífico e o Índico tropical, o modelo simulou padrões de anomalia de PNM semelhantes às do experimento PACIFICO (Figura 5.3.b). Da mesma forma, os experimentos PAC_ADP (Figura 5.3.e) e PAC_ADN (Figura 5.3.f) também simularam tais padrões na bacia tropical do Pacífico e do Índico. Estes quatro experimentos tem em comum a persistência da TSM observada do Pacífico tropical, sugerindo ser esta bacia oceânica a influenciar a PNM no oceano Índico tropical durante o outono austral de 2012). Além disso, o MCGA simulou corretamente as circulações ciclônica e anti-ciclônica anômalas no oceano Índico tropical/subtropical, porém bem mais intensas que as observadas a partir da reanálise do ERA-Interim.

De uma forma geral, a análise das anomalias de PNM e da circulação em baixos níveis (850 hPa) a partir dos resultados dos experimentos prognósticos, para o outono austral de 2012, mostraram que o desenvolvimento de um dipolo, seja positivo ou negativo, no Atlântico tropical apresentou-se como a principal forçante oceânica a modular as anomalias de precipitação sobre o NEB. Uma comparação entre os resultados dos experimentos PAC_ADP (Figura 5.3.e) e PAC_ADN (Figura 5.3.f) mostrou que, no primeiro caso, a partir da resposta atmosférica às condições oceânicas, a forçante da anomalia de TSM do dipolo positivo teve predomínio sobre as condições de *La Niña* do Pacífico, sendo este resultado corroborado com os resultados do experimento GLOBAL (Figura 5.3.g). Enquanto que no segundo caso, a forçante do dipolo negativo do Atlântico tropical, em modular anomalias positivas sobre o NEB, se somou com a contribuição da resposta atmosférica causada pelas condições de *La Niña*, causada pelo oceano Pacífico tropical.

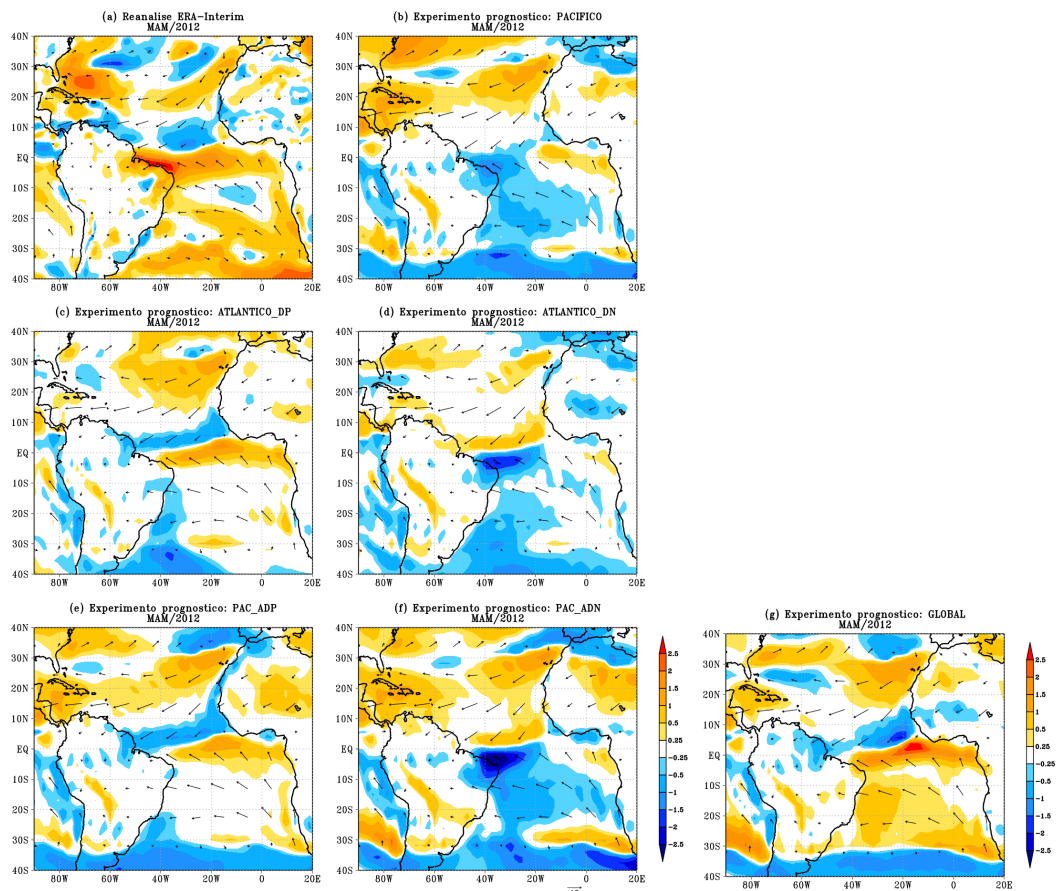
5.2.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 5.4 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude da velocidade do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2012. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.4.a) e dos resultados dos experimentos prognósticos, os quais persistiram a anomalia de TSM de janeiro de 2012 (Figura 5.4.b-f).

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 5.4.a), e como discutido anteriormente na Subseção 4.2.4, como uma resposta às forçantes oceânicas durante o outono austral de 2012, foram observados ventos alísios de sudeste mais fortes (anomalia positiva – tons alaranjados), enquanto que os ventos alísios de nordeste apresentaram-se mais fracos (anomalia negativa – tons azulados). Esta configuração observada foi simulada pelo MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos ATLANTICO_DP (Figura 5.4.c), PAC_ADP (Figura 5.4.e) e GLOBAL (Figura 5.4.g). Como discutido anteriormente, sobre o NEB e Atlântico tropical adjacente, esta padrão de anomalia dos ventos alísios são responsáveis por manter a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Vale ressaltar que, tanto a anomalia de TSM observada durante o outono austral de 2012 (Figura 4.2.f), quanto a TSM prescrita para estes três experimentos citados acima, possuem em comum um gradiente positivo de anomalia de TSM como forçante oceânica no Atlântico tropical. Nos experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP, foram utilizados o composto de dipolo positivo para forçar o modelo, enquanto que no experimento GLOBAL, este

gradiente foi resultado de uma persistência da anomalia de TSM de janeiro de 2012.

Figura 5.4 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Ao prescrever a persistência da anomalia de TSM, observada em janeiro de 2012, apenas na região do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 5.4.b), o modelo simulou ventos alísios de sudeste mais fracos na região do NEB e ATS, enquanto que os ventos alísios de nordeste apresentaram condições neutras. No experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.4.d), o modelo conseguiu simular a resposta

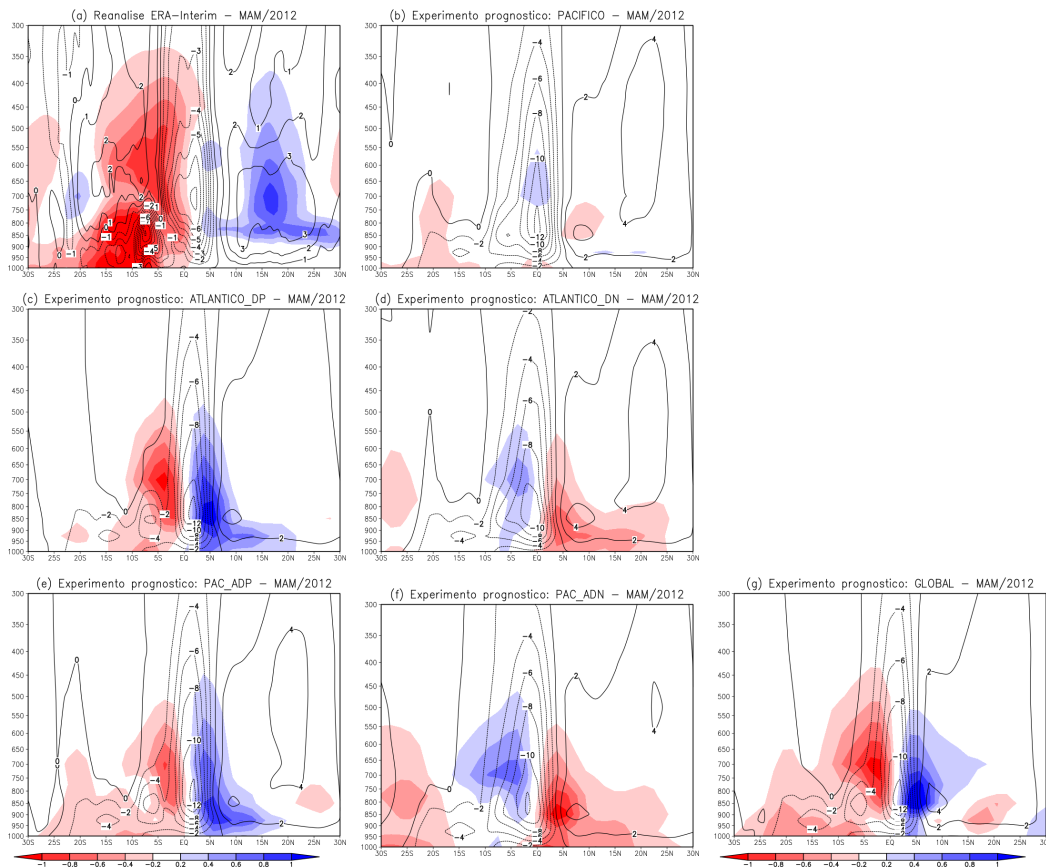
atmosférica às condições oceânicas de dipolo negativo, ao gerar ventos alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos). O experimento PAC_ADN (Figura 5.4.f), apresentou padrões semelhantes aos do experimento ATLANTICO_DN. Este resultado corrobora com a suposição de que, caso fossem desenvolvidos, sobre o Pacífico e Atlântico tropical, um evento de *La Niña* e um padrão de ATSM de dipolo negativo, o papel desses dois oceanos seriam somados, no sentido de modular excesso de precipitação sobre o NEB. Nesses três experimentos (PACIFICO, ATLANTICO_DN e PAC_ADN), a configuração da anomalia da magnitude do vento em 1000 hPa esteve associado com uma manutenção da ZCIT por mais tempo em sua posição mais ao sul (ou fazendo com que esse sistema atinja localizações mais ao sul do que a posição climatológica), contribuindo para a simulação de anomalias positivas de precipitação sobre o NEB.

Vale destacar aqui o papel do Pacífico tropical em produzir ventos alísios de sudeste mais fracos, que ao ser somada esta influência com a do dipolo positivo (negativo), enfraquece (intensifica) as anomalias positivas (negativas) dos alísios de sudeste. Isto pode ser observado ao ser comparado as anomalias positivas (negativas) dos alísios de sudeste entre os experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP, nas Figuras 5.4.c e 5.4.e, respectivamente (ATLANTICO_DN e PAC_ADN, nas Figuras 5.4.d e 5.4.f, respectivamente).

5.2.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 5.5 mostra a seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (omega, em contorno), representando a célula meridional de Hadley, com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2012. As informações são provenientes da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.5.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçados com a persistência das anomalias da TSM observada de janeiro de 2012 (Figura 5.5.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

Figura 5.5 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.5.a), discutida na Subseção 4.2.5, durante o outono austral de 2012 foram observadas anomalias negativas de umidade específica ao sul da linha do equador até a latitude de 15°S (região esta que inclui o NEB), desde a superfície até aproximadamente o nível de pressão de 350 hPa. Ao norte da linha do equador, foram observadas anomalias positivas de umidade específica. Além disso, entre as latitudes de 0° e 5°N, localizaram-se os valores negativos mais intensos de omega (movimento ascendente), sugerindo ser esta a

localização da ZCIT, ou seja, ao norte de sua posição climatológica.

No experimento PACIFICO (Figura 5.5.b), o MCGA do CPTEC/INPE simulou condições neutras de anomalia de umidade específica em quase toda a região analisada. Vale destacar a anomalia positiva de umidade específica na região equatorial, entre os níveis de pressão de 750 e 550 hPa. Nesta região, também foram simulados os valores negativos mais intensos de omega, o que representa movimento ascendente nessa faixa latitudinal, sugerindo ser este o posicionamento da ZCIT simulado por este experimento, e possivelmente, responsável pelas anomalias positivas na subregião do NNEB (como discutido anteriormente na Figura 5.2.b).

No experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.5.c), foram produzidas anomalias positivas (negativas) de umidade ao norte (sul) da linha do equador, devido a uma permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, em resposta ao gradiente positivo de ATSM na região do Atlântico tropical. O experimento PAC_ADP (Figura 5.5.e) simulou um padrão, de anomalia de umidade específica, semelhante ao do ATLANTICO_DP, porém com intensidade reduzida, pois o experimento PACIFICO, atuou no sentido de produzir anomalias positivas na região do NEB (ao sul da linha do equador). Por outro lado, o experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.5.d) produziu anomalias positivas (negativas) de umidade específica ao sul (norte) da linha do equador, possivelmente devido a uma maior permanência da ZCIT em regiões mais ao sul de sua posição climatológica, em resposta ao gradiente negativo de ATSM na região do Atlântico tropical. O experimento PAC_ADN (Figura 5.5.f) simulou um padrão, de anomalia de umidade específica, semelhante ao do ATLANTICO_DP, porém com intensidades reforçadas.

No experimento GLOBAL (Figura 5.5.b), o modelo conseguiu representar alguns padrões semelhantes aos da reanálise do ERA-Interim. O MCGA simulou anomalias negativas de umidade específica ao sul da linha do equador, com as maiores intensidades localizadas entre as latitudes de 0° e 10°S . Também foram simuladas anomalias positivas de umidade específica ao norte da linha do equador (entre as latitudes de 0° e 10°N), e os valores negativos mais intensos de omega (movimento ascendente) foram simulados entre a linha do equador e a latitude de 5°N , representando, assim, a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Os experimentos PAC_ADP (Figura 5.5.d) e ATLANTICO_DP (Figura 5.5.e) simularam padrões de anomalia de umidade específica e de omega semelhantes aos do experimento GLOBAL.

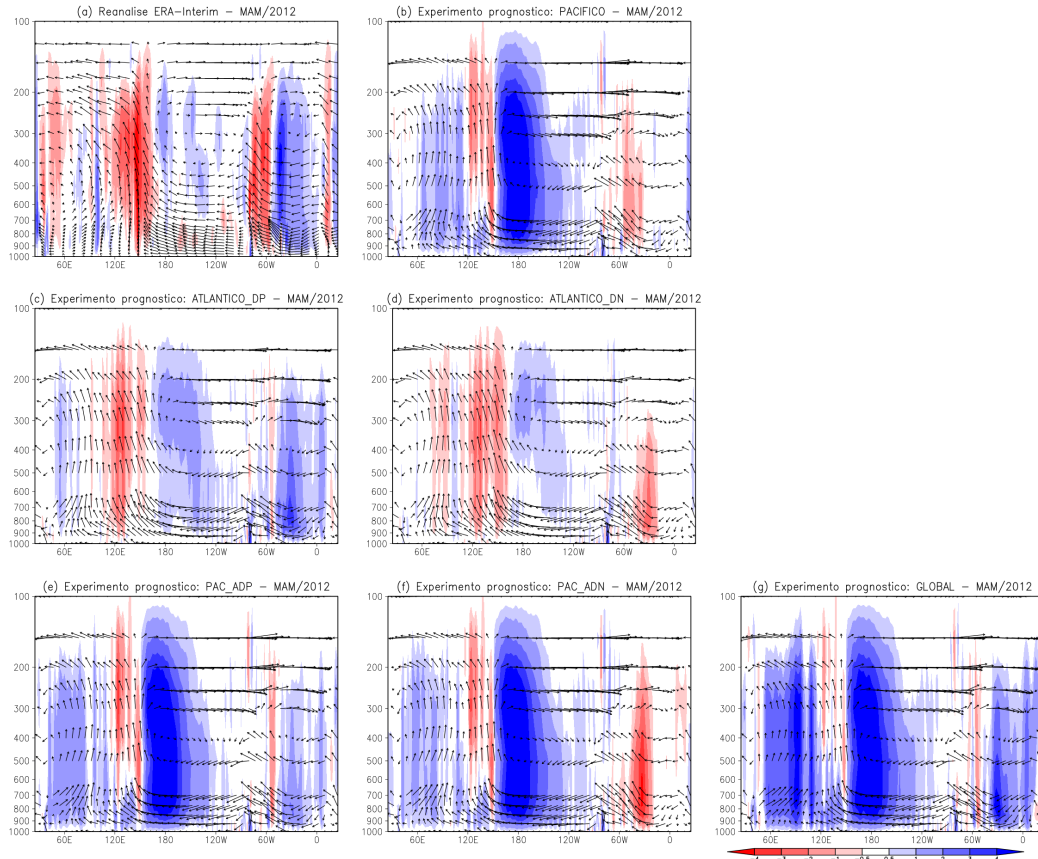
5.2.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 5.6 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2012, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.6.a) e dos experimentos prognósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE (Figura 5.6.b-g). Valores negativos da anomalia de ω (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de ω (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Como discutido anteriormente, na subseção 4.2.7, de acordo com a reanálise do ERA-Interim (Figura 5.6.a), entre as longitudes de 60°W e 0° , região esta que abrange o NNEB, foram observadas anomalias positivas de ω (em tons azuis). Essas anomalias reforçam (enfraquecem) os movimentos subsidentes (ascendentes) sobre a região, inibindo assim, a convecção. Por outro lado, foram observadas anomalias negativas de ω (em tons vermelhos) sobre as regiões oeste do oceano Índico, do oceano Pacífico e da América do Sul.

No experimento PACIFICO (Figura 5.6.b), o modelo também simulou um padrão de anomalia de ω semelhante ao do simulado pelo experimento GLOBAL, sobre a região tropical dos oceanos Pacífico e Índico, porém com intensidade reduzida na região entre as latitudes de 60°E e 120°E . A leste de 60°W , sobre a subregião do NNEB, foram simuladas anomalias negativas de ω (em tons vermelhos), reforçando assim o movimento ascendente nessa região, e favorecendo a convecção sobre o NEB. Os experimentos ATLANTICO_DN (Figura 5.6.d) e PAC_ADN (Figura 5.6.f) também simularam anomalias negativas de ω sobre a região do NEB. Esses resultados também concordam com as anomalias positivas de precipitação simuladas por esses três experimentos.

Figura 5.6 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

No experimento GLOBAL (Figura 5.6.g), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias positivas de omega sobre a porção que abrange a subregião do NNEB, entre as longitudes de 60°W e 0°, reforçando (inibindo), assim, o movimento subsidente (ascendente), e inibindo a convecção no território nordestino. Também foram simuladas anomalias positivas de omega sobre a região do Pacífico tropical central (entre as longitudes de 150°E e 120°W) e sobre grande parte do Índico tropical (entre as

longitudes de 60 °E e 120 °E). Os experimentos ATLANTICO_DP (Figura 5.6.c) e PAC_ADP (Figura 5.6.e) simularam padrões de anomalia de omega semelhantes ao do experimento GLOBAL, sobre a região que abrange o NEB e o Atlântico adjacente (entre as longitudes de 60 °W e 0 °), porém em intensidade reduzida. Esses resultados concordam com as anomalias negativas de precipitação simuladas por esses experimentos.

5.2.7 Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2012

Os resultados dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2012 (os quais persistiram anomalias de TSM observadas de janeiro de 2012 até maio do mesmo ano, assim como possíveis configurações de dipolo positivo e negativo no Atlântico) apresentaram duas perspectivas possíveis acerca das anomalias de precipitação sobre a subregião do NNEB. Uma relacionada com o desenvolvimento de déficit de precipitação sobre o território nordestino, enquanto que a segunda apresentou condições de anomalias positivas sobre o NEB.

Os experimentos prognósticos GLOBAL, PAC_ADP e ATLANTICO_DP simularam anomalias climáticas que modularam o déficit de precipitação sobre o NEB, para o outono austral de 2012. Os três possuem em comum o gradiente interhemisférico positivo de anomalia de TSM no Atlântico tropical. Enquanto que no experimento GLOBAL este gradiente positivo está relacionado com a persistência das condições oceânicas da TSM do Atlântico tropical de janeiro de 2012, os outros dois experimentos (PAC_ADP e ATLANTICO_DP) prescreveram o composto de dipolo positivo calculado no Capítulo 3 (Subseção 3.3.1). De qualquer forma, a resposta atmosférica, às forçantes oceânicas prescritas no modelo, apresentaram, no Atlântico tropical, um gradiente de anomalia de PNM no Atlântico tropical de norte para sul, devido a anomalias negativas (condições neutras) de PNM no ATN (ATS). Este padrão configurou uma circulação anômala de sul, em baixos níveis, com alísios de sudeste (nordeste) reforçados (enfraquecidos), mantendo, assim, a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, conseqüentemente, gerando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

Em contrapartida, os experimentos prognósticos PACIFICO, PAC_ADN e ATLANTICO_DN simularam anomalias positivas de precipitação sobre a subregião do NEB, para o outono austral de 2012. Por um lado, o experimento PACIFICO modulou excesso de precipitação devido à persistência das condições de La Niña (observadas em janeiro de 2012) até o outono austral de 2012. Por outro lado, os

experimentos PAC_ADN e ATLANTICO_DN prescreveram, sobre o Atlântico tropical, o composto do dipolo negativo calculado no Capítulo 3 (Subseção 3.3.1). De uma forma geral, a resposta atmosférica a essas condições oceânicas prescritas foram semelhantes. No Atlântico tropical foram configuradas anomalias negativas de PNM mais intensas no ATS do que no ATN, o que gerou um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, causando uma circulação anômala (em baixos níveis) de norte. Assim, ventos alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos) foram simulados, favorecendo uma permanência da ZCIT sobre a região do NEB, gerando anomalias positivas de precipitação.

Vale destacar ainda que, os experimentos GLOBAL e PAC_ADP também possuem a persistência da anomalia de TSM da bacia do Pacífico tropical. Os resultados desses experimentos mostram que, mesmo se as condições oceânicas de janeiro de 2012 do Pacífico, configurado com um evento de La Niña, fossem mantidas até o outono austral de 2012, o gradiente positivo de anomalia de TSM do Atlântico tropical ainda teria papel predominante em modular anomalias negativas de precipitação sobre a subregião do NNEB (como foi, de forma semelhante, observado e discutido na análise diagnóstica na Seção 4.2).

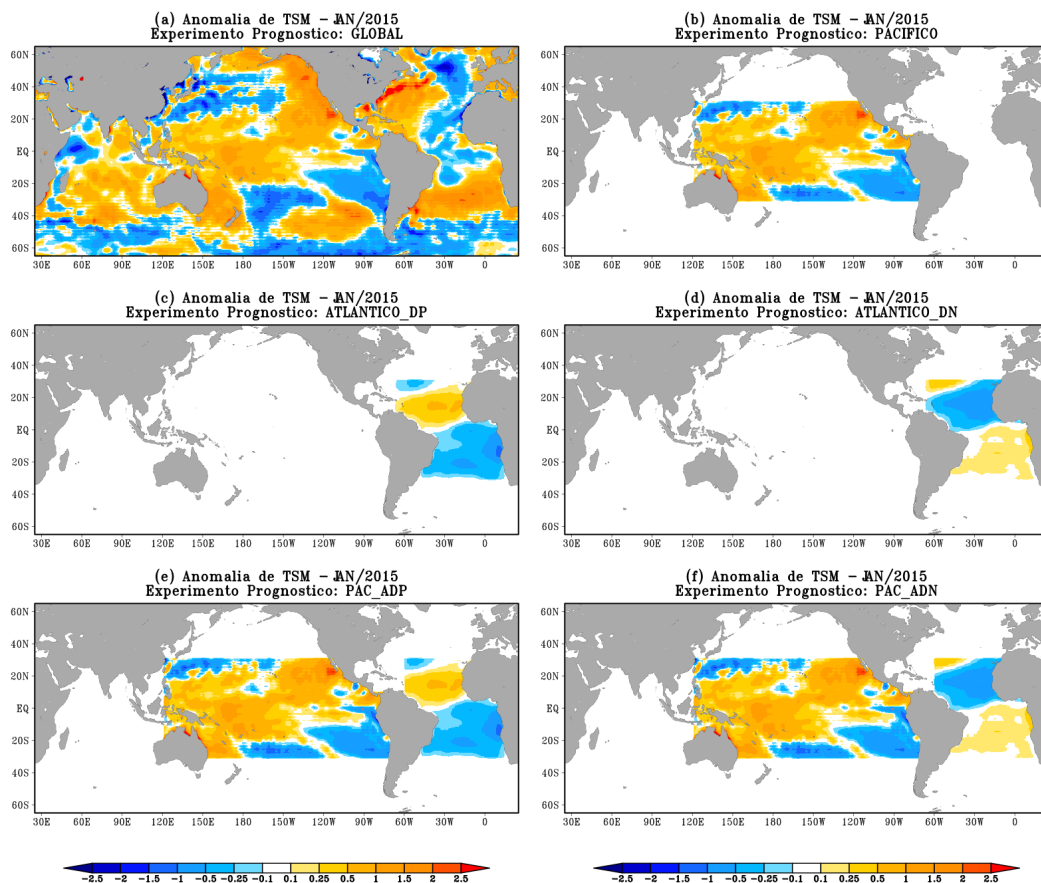
Resultados semelhantes aos discutidos na análise prognóstica do outono austral de 2012 foram encontrados para o outono austral de 2013 (Apêndice A.1). Porém, para o ano de 2013, a persistência das condições observadas em janeiro de 2013 para o Pacífico tropical produziram anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral (diferentemente do ano de 2012).

5.3 Outono austral de 2015

5.3.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar

A Figura 5.7 apresenta as anomalias de TSM referentes a cada experimento prognóstico de 2015 (descritos na Seção 5.1), as quais foram persistidas durante a integração do modelo para os meses seguintes (fevereiro a maio), em seus respectivos experimentos. Essas informações foram retiradas da condição de contorno inicial oceânica, tendo como referência o período climatológico de 1981-2010.

Figura 5.7 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2015, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).



Fonte: Produção do autor.

Como discutido na Seção 4.5 (Subseção 4.5.1), em janeiro de 2015 (Figura 5.7.a), o Pacífico tropical central e oeste apresentou, em sua maior parte, anomalias positivas de TSM, enquanto uma porção do Pacífico tropical leste apresentou anomalias negativas. As condições oceânicas do Pacífico tropical observadas em janeiro de 2015, estão inseridas dentro do evento de El Niño que ocorreu entre os anos de 2014-2016, como discutido anteriormente por Pereira et al. (2017). Ou seja, a persistência deste padrão, para os meses de fevereiro a maio de 2015, indica a manutenção das condições de El Niño no Pacífico tropical. A partir dos resultados conhecidos na literatura acerca de episódios clássicos de El Niño, espera-se que a persistência das anomalias de TSM, observadas em janeiro de 2015, apenas na região do Pacífico tropical (ou seja, experimento PACIFICO – Figura 5.7.b), module anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

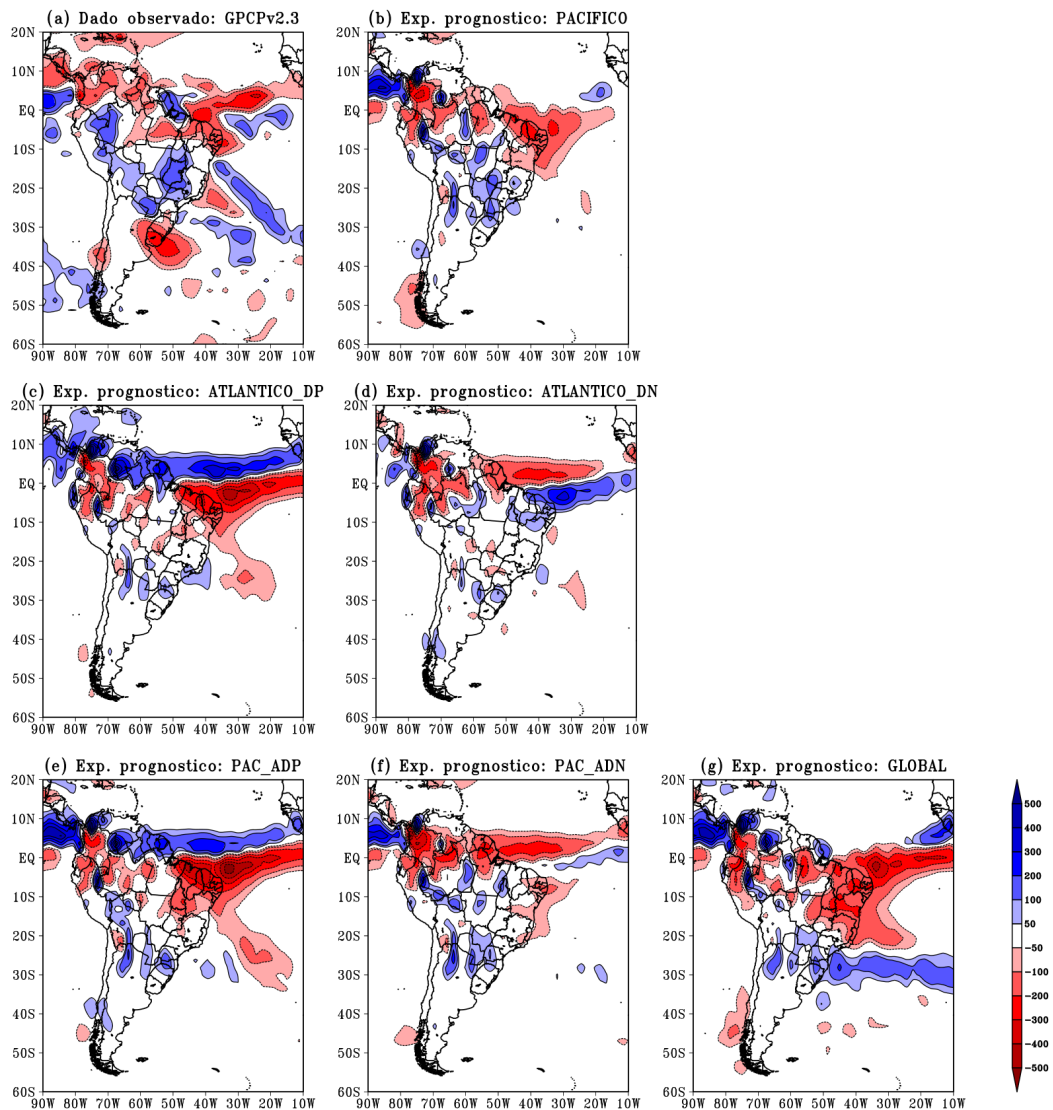
Sobre o Atlântico tropical, em janeiro de 2015 (Figura 5.7.a) foram observadas anomalias positivas (negativas) de TSM no ATS (ATN), enquanto que na região equatorial desta bacia oceânica, foram observadas condições neutras de ATSM. Este padrão de anomalia de TSM configurou-se como um gradiente interhemisférico negativo de ATSM. Assim, a persistência deste padrão, para os meses de fevereiro a maio de 2015, possivelmente irá produzir alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (fortes) na região do Atlântico tropical, associado com um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, favorecendo a manutenção da ZCIT do Atlântico ao norte de sua posição climatológica, produzindo deficit de precipitação sobre o NEB.

5.3.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2015 (Subseção 4.5.2), foram observadas anomalias negativas (condições neutras) de precipitação sobre a subregião do NNEB (SNEB), dos dados do GPCPv2.3 (Figura 5.8.a). Na região do Atlântico Equatorial, foram observadas anomalias positivas de precipitação entre 15°W e 35°W , e ao norte desta uma banda mais abrangente de anomalia negativa de precipitação. Ao persistir as condições observadas da TSM de janeiro de 2015 apenas sobre o Pacífico tropical (configurada com um evento de *El Niño*), ou seja, no experimento PACIFICO (Figura 5.8.b), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias negativas de precipitação em quase toda a região do NEB. Nos experimentos ATLANTICO_DP (Figura 5.8.c) e ATLANTICO_DN (Figura 5.8.d), o modelo responde de forma satisfatória às condições subjacentes oceânicas fornecidas (como apresentado também na seção anterior), produzindo anomalias negativas (positivas) de precipitação, sobre o NEB, no experimento que prescreve o padrão de TSM do dipolo positivo

(negativo) apenas.

Figura 5.8 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



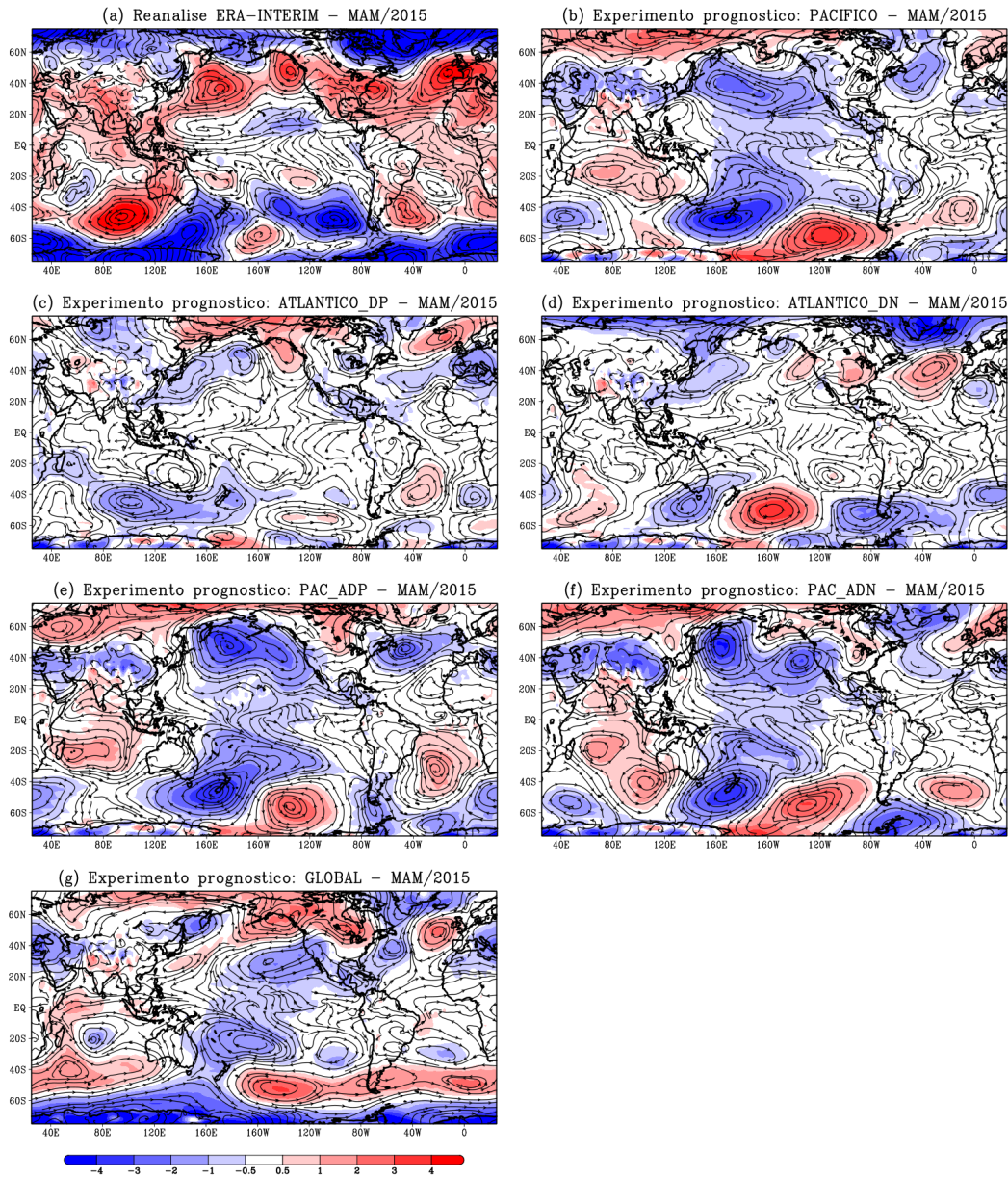
Fonte: Produção do autor.

Nos experimentos que combinam a persistência da anomalia de TSM observada (em janeiro de 2015) sobre a região do Pacífico, com a persistência dos padrões de dipolo do Atlântico (experimentos PAC_ADP e PAC_ADN – (Figura 5.8.e-f), durante a integração do modelo, o MCGA responde com anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. Porém, as intensidades do déficit de precipitação no experimento PAC_ADP foram maiores do que no experimento PAC_ADN, pois no primeiro, a influência tanto do Pacífico tropical quanto a do Atlântico tropical atuam no sentido de produzir anomalias negativas, enquanto que no segundo experimento, o Atlântico atua no sentido de produzir excesso de precipitação (diferentemente do Pacífico tropical). A partir desse resultado, mesmo com o desenvolvimento e a persistência de um padrão de dipolo negativo na região do Atlântico tropical, a bacia tropical do Pacífico apresentaria papel predominante em modular as anomalias de precipitação sobre o NEB. O papel do Atlântico seria o de atenuar o deficit de precipitação (em um cenário de dipolo negativo), ou agravar (caso ocorresse um dipolo positivo). No experimento GLOBAL (Figura 5.8.g), mesmo com a persistência de um gradiente negativo de ATSM na região do Atlântico tropical (como discutido na subseção anterior), o modelo superestima o deficit de precipitação do NEB, confirmando a o papel predominante do Pacífico tropical em modular as anomalias negativas de precipitação do NEB.

5.3.3 Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa

Segundo a subseção acerca das anomalias de PNM e da circulação em baixos níveis para o outono austral de 2015 (Subseção 4.5.3, foram observadas anomalias positivas de PNM na maior parte do Atlântico tropical (Figura 5.9.a). A configuração, nas regiões subtropicais, da anomalia de circulação em baixos níveis, sugerem um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, possivelmente em resposta ao gradiente negativo de ATSM na região do Atlântico tropical. Sobre o Pacífico tropical, condições neutras foram observadas em quase todo o domínio equatorial, exceto na porção oeste desta bacia, onde foram observadas anomalias positivas de PNM (o que sugere movimento subsidente reforçado nessa região). Entre as longitudes de 160 °W e 120 °W (na porção tropical norte do oceano Pacífico) anomalias negativas de PNM foram observadas, sugerindo ser esta uma resposta da atmosfera às anomalias positivas de TSM nessa região. Já na região tropical do oceano Índico, a porção leste apresentou anomalias positivas de PNM, o que pode estar associado a uma resposta da alteração da circulação de Walker devido ao evento de *El Niño* de 2014/2016.

Figura 5.9 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

No experimento PACIFICO (Figura 5.9.b) o modelo produziu condições neutras de anomalia de PNM na região do Atlântico tropical, porém, na região adjacente ao leste do NEB, foi simulada uma circulação anômala de sul (em baixos níveis), o que favorece a permanência da ZCIT ao norte da linha do equador. Na região do Pacífico, principalmente na porção central, o MCGA produziu anomalias negativas de PNM em resposta às anomalias positivas subjacentes, sugerindo ocorrer movimento ascendente nessa região.

Devido a resposta da atmosfera ao padrão de dipolo positivo de anomalia de TSM na região do Atlântico tropical (experimento ATLANTICO_DP – Figura 5.9.c), o MCGA produziu uma circulação anticiclônica (juntamente com anomalias positivas de PNM) na região subtropical do Atlântico Sul, e anomalias negativas de PNM no Atlântico tropical/subtropical Norte. Esse padrão de anomalia de PNM configurou um gradiente de norte para sul, o qual associou-se a uma circulação anômala de sul (em baixos níveis). A contraparte deste experimento (ATLANTICO_DN – Figura 5.9.d) também produziu uma circulação ciclônica anômala na região do Atlântico Sul, porém, devido a uma aproximação de uma circulação ciclônica anômala no Atlântico Norte, associada com anomalias positivas de PNM (possivelmente em resposta a anomalias negativas de TSM nessa região), o modelo produziu uma convergência anômala na região do NEB, sugerindo ser esse o mecanismo de formação de precipitação para este experimento.

Ao combinar as condições persistidas da anomalia de TSM (observadas em janeiro de 2015) do Pacífico tropical, com o padrão de dipolo positivo (experimento PAC_ADN – Figura 5.9.e), a circulação anticiclônica anômala no Atlântico Sul foi reforçada, e deslocada a norte. Este padrão causou um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, produzindo uma circulação anômala de sul (em baixos níveis), geralmente favorecendo a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. No experimento PAC_ADN (Figura 5.9.f), o padrão simulado das anomalias de PNM e da circulação em baixos níveis assemelha-se ao do produzido no experimento PACIFICO (Figura 5.9.f), sugerindo um predomínio da forçante do Pacífico tropical sobre a circulação em baixos níveis na região do Atlântico tropical.

No experimento GLOBAL (Figura 5.9.g), foi simulada um padrão, de anomalia de PNM, semelhante ao produzido pelo PACIFICO, na região do Pacífico tropical, porém em menor intensidade. Na região do Atlântico tropical, o modelo produziu uma circulação anômala de sul (em baixos níveis) ao simular anomalias positivas de PNM na subregião do LNEB e Atlântico adjacente. Na região do Atlântico Sul o

MCGA simulou uma circulação ciclônica anômala, semelhante ao do ERA-Interim (Figura 5.9.a).

5.3.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

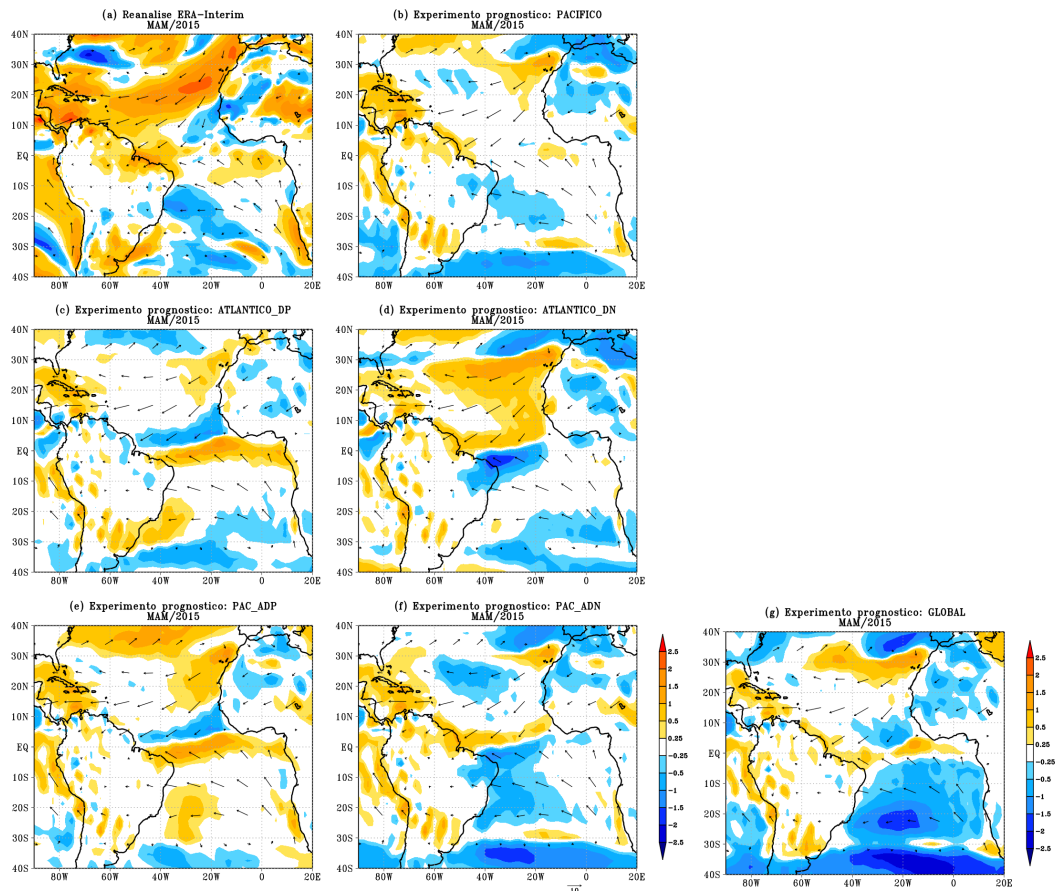
A Figura 5.10 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude da velocidade do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2015. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.4.a) e dos resultados dos experimentos prognósticos, os quais persistiram a anomalia de TSM de janeiro de 2015 (Figura 5.10.b-f).

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.10.a), foram observados ventos alísios de sudeste anormalmente negativos na região do Atlântico Sul. Porém, na região do Atlântico equatorial, os Alísios configuraram-se mais fortes. A modulação da persistência das condições do Pacífico tropical (experimento PACIFICO – Figura 5.10.b) produziu apenas ventos alísios de sudeste mais fracos, na região do Atlântico Sul.

O experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP (Figura 5.10.c e 5.10.e), simularam ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos) associado às respostas da atmosfera às condições sobrejacentes fornecidas ao modelo (dipolo positivo e persistência de um evento de *El Niño*), geralmente favorecendo a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Por outro lado, os experimentos ATLANTICO_DN e PAC_ADN (Figura 5.10.d e 5.10.f) produziram padrões opostos: ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (fortes), o que favorece a permanência da ZCIT em regiões mais ao sul.

O experimento GLOBAL (5.10.g) apresentou anomalias positivas da magnitude dos alísios (em 1000 hPa), na região do Atlântico tropical (semelhante a reanálise do ERA-Interim). Porém, o MCGA do CPTEC/INPE simulou condições neutras no Atlântico Norte (onde são apresentadas anomalias positivas por parte do ERA-Interim), e ventos de sudeste anormalmente negativos (semelhante ao ERA-Interim), porém em maior intensidade e extensão. Esse padrão de anomalia da magnitude do vento a 1000 hPa parece uma combinação entre os padrões encontrados nos experimentos PAC_ADP e PAC_ADN (5.10.e-f).

Figura 5.10 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

5.3.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 5.11 mostra a seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (omega, em contorno), representando a célula meridional de Hadley, com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2015. As informações são provenientes da reanálise

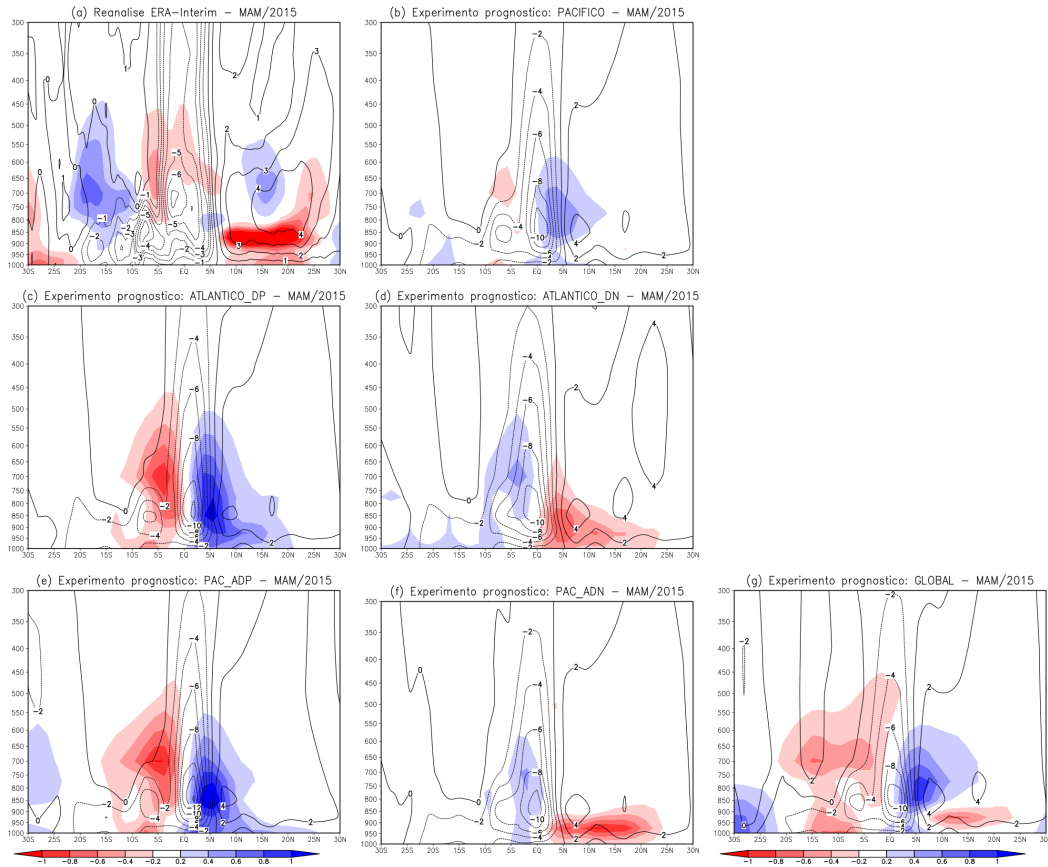
do ERA-Interim (Figura 5.11.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçados com a persistência das anomalias da TSM observada de janeiro de 2015 (Figura 5.11.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 5.11.a) foram observadas anomalias negativas de umidade específica entre as latitudes de 10°S e 5°N . A ZCIT localizou-se ligeiramente ao sul da linha do equador, indicando ser esta a posição da confluência dos ventos alísios. Apesar de serem observados padrões climáticos anômalos no Atlântico tropical que favorecem a precipitação sobre o NEB (ex: TSM, PNM e vento em 1000 hPa), algum mecanismo causou uma redução de umidade sobre o território nordestino e a porção equatorial do Atlântico, possivelmente responsável pelas anomalias negativas de precipitação durante o trimestre de MAM de 2015. Na subregião do SNEB (latitudes de 10°S e 20°S), foram observadas anomalias positivas de umidade específica.

No experimento PACIFICO (Figura 5.11.b), entre a linha do equador e 10°N , foram produzidas anomalias positivas de umidade específica. A ZCIT foi simulada ao norte da linha do equador, e entre 10°S e 5°S , foram produzidas anomalias negativas de umidade específica. Os experimentos ATLANTICO_DP (Figura 5.11.c) e ATLANTICO_DN (Figura 5.11.d) produziram padrões inversos de anomalia de umidade específica (porém o do primeiro simulou anomalias mais intensas). Devido a resposta atmosférica ao dipolo positivo (negativo), a ZCIT foi simulada ao norte (sul) da linha do equador, o qual é responsável por produzir anomalias positivas (negativas) de umidade específica ao norte (sul) de 0° .

Ao incluir simultaneamente a persistência das condições do Pacífico, com o padrões de dipolo positivo, o experimento PAC_ADN (Figura 5.11.e) produz padrões, de umidade específica, semelhantes ao experimento ATLANTICO_DP. De forma semelhante, o PAC_ADN (Figura 5.11.f) também simula padrões semelhantes ao do experimento ATLANTICO_DN.

Figura 5.11 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Ao persistir a anomalia de TSM mensal, de janeiro de 2015, em todo o globo (experimento GLOBAL – Figura 5.11.g), o MCGA do CPTEC/INPE produziu anomalias negativas de umidade específica entre as latitudes de 20°S e 0°, possivelmente responsável por produzir o deficit de precipitação tão intenso (quando comparado com o observado). Ao norte da linha do equador, além de produzir anomalias positivas, simula a ZCIT entre as latitudes de 0° e 5°N, gerando resultados semelhantes aos experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP.

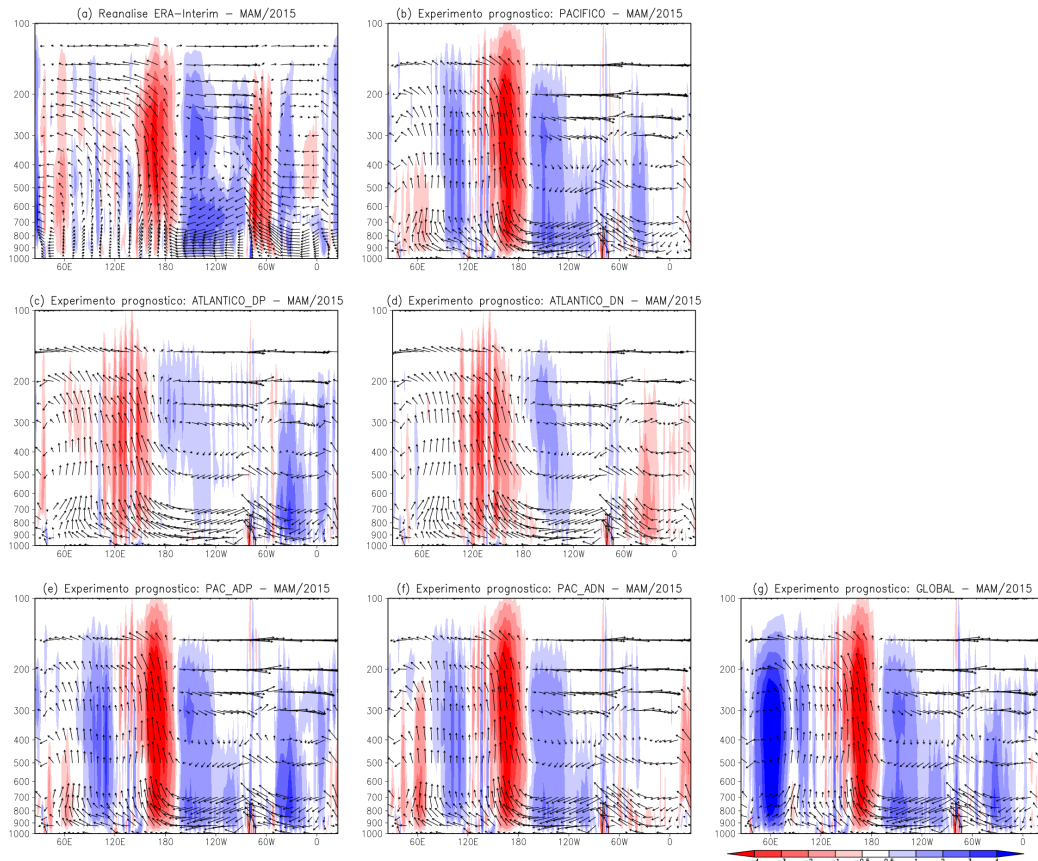
5.3.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 5.12 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (ω) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2015, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.12.a) e dos experimentos prognósticos, realizados com o MCGA do CPTEC/INPE (Figura 5.12.b-g). Valores negativos da anomalia de ω (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de ω (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Durante o outono austral de 2015, possivelmente em resposta as anomalias positivas de TSM na região central do Pacífico, foram observadas anomalias negativas de ω (ERA-Interim – Figura 5.12.a). Tais anomalias causam movimentos ascendentes mais intensos na região. Conseqüentemente, movimentos subsidentes (ascendentes) foram reforçados (enfraquecidos) os na região leste do Pacífico tropical (costa oeste da América do Sul). Na região oeste da América do Sul, os movimentos ascendentes foram reforçados, enquanto que a leste de 60°W , região que abrange o NEB, foram observadas anomalias positivas de ω , reforçando (enfraquecendo) os movimentos subsidentes (ascendentes) no território nordestino. Essas anomalias inibem a convecção. Sugeriu-se, na Subseção 4.5.6, que as modificações na célula de Walker foram as principais causas do deficit de precipitação observado na subregião do NNEB, mesmo com condições em baixos níveis favorecendo a convecção e formação de precipitação sobre o NEB.

O experimento PACIFICO (Figura 5.12.b) simulou um padrão semelhante ao observado na região do Pacífico tropical (exceto nas regiões oeste do Pacífico e leste do Índico, e na região oeste da América do Sul). Porém, a leste de 60°W (região que abrange o NEB), o oceano Pacífico modulou anomalias positivas de ω . Os experimentos ATLANTICO_DP e ATLANTICO_DN (Figura 5.12.c-d) produziram, respectivamente, anomalias positivas e negativas de ω sobre a região do NEB, em resposta aos padrões de TSM de dipolo prescritos para cada experimento.

Figura 5.12 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Ao combinar simultaneamente a persistência das anomalias de TSM do Pacífico tropical, observado em janeiro de 2015, com o padrão de TSM do dipolo positivo (experimento PAC_ADP – Figura 5.12.e), as anomalias positivas de omega são reforçadas na região do NEB, reforçando (enfraquecendo) movimentos subsidentes (ascendentes), inibindo assim a convecção e causando deficit de precipitação sobre o território nordestino. Em contrapartida, no experimento PAC_ADN (Figura 5.12.f),

as influências do Pacífico (em modular anomalias positivas de omega) e do Atlântico (em modular anomalias negativas de omega), praticamente se cancelam. Porém, em níveis de pressão mais altos, as anomalias positivas são predominantes, sugerindo um papel predominante por parte do Pacífico tropical.

Por fim, o experimento GLOBAL (Figura 5.12.g) produz um padrão, de anomalia de omega, semelhante ao do ERA-Interim, na região do Pacífico tropical, e sobre a região do NEB (simulando anomalias positivas de omega), sugerindo assim, um predomínio da bacia do Pacífico tropical em modular anomalias negativas de precipitação no NEB, por meio de modificações na célula de Walker, reforçando (enfraquecendo) os movimentos subsidentes (ascendentes) sobre o território nordestino.

5.3.7 Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2015

A partir da análise prognóstica do outono austral de 2015 sugere-se que a persistência das condições oceânicas observadas, em janeiro de 2015 sobre o Pacífico tropical, apresentou um papel predominante em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. No desenvolvimento de um padrão de TSM de dipolo negativo na região do Atlântico tropical, a uma resposta atmosférica às anomalias positivas (negativas) de TSM no ATS (ATN), geralmente está associado a um gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, e uma convergência anômala em baixos níveis na região do NEB, gerando ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (fortes), favorecendo a permanência da ZCIT sobre o NEB, conseqüentemente causando anomalias positivas de precipitação (como simulado no experimento ATLANTICO_DP). Porém, ao combinar esse padrão de anomalia de TSM da região do Atlântico tropical, simultaneamente com a persistência das anomalias de TSM, observadas em janeiro de 2015, a influência do Pacífico tropical mostrou-se predominante, como apresentado, por exemplo nas anomalias da PNM e circulação em baixos níveis (Figura 5.9.f) e anomalia de omega (Figura 5.12.f). Por outro lado, ao ser associado com um padrão de dipolo positivo (experimento PAC_ADG), os padrões que inibem a convecção, conseqüentemente, a formação de precipitação sobre o território nordestino são intensificados, causando deficit de precipitação sobre o NEB.

O experimento GLOBAL apontou diversas semelhanças com os dados do ERA-Interim, porém sobrestimaram alguns padrões anômalos, como os alísios de sudeste no Atlântico Sul (Figura 5.10.g), as anomalias negativas de umidade específica ao sul da linha do equador (Figura 5.11.g) e a anomalia positiva de omega sobre o NEB (Figura 5.12.g), conseqüentemente, gerando um deficit de precipitação mais intenso

que o observado sobre a região do NEB. Uma forma de tentar reduzir a intensidade dessas anomalias climáticas é aplicando o decaimento exponencial das anomalias de TSM durante a integração do modelo), na tentativa de alcançar valores anômalos mais próximos da realidade. Portanto, na próxima Seção, serão apresentados os experimentos prognósticos com decaimento exponencial da anomalia de TSM.

Por fim, este resultado mostrou que, as anomalias positivas de TSM na região do Pacífico tropical, que caracterizaram o evento de El Niño de 2014/2016, conseguiram se sobrepor à influência do gradiente negativo de ATSM no Atlântico tropical. Resultados semelhantes foram encontrados para o outono austral de 2016 (Apêndice A.3), porém, neste ano, sobre a região do Atlântico tropical, durante janeiro de 2016, foi desenvolvido um gradiente positivo de ATSM, favorecendo a atuação da forçante oceânica do Pacífico tropical em modular anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

5.4 Experimentos Prognósticos com decaimento exponencial da anomalia de TSM - Outono austral de 2015

Como apontado por [Spencer et al. \(2004\)](#), a previsibilidade sazonal depende de diversos fatores, como, previsibilidade do oceano e da superfície terrestre, reprodutibilidade da resposta atmosférica às forçantes subjacentes e a acurácia do modelo atmosférico. Na tentativa de reproduzir uma evolução da TSM semelhante ao observado, ao invés de utilizar a técnica de persistência da anomalia de TSM (o qual já reproduz resultados consistentes para o NEB), uma abordagem de decaimento exponencial apresentada por [Li et al. \(2008\)](#), a época utilizada rotineiramente nas previsões climáticas sazonais do IRI (*The International Research Institute for Climate Prediction*), foram aplicadas a partir das anomalias de janeiro do ano em estudo (2015). Com a abordagem dessa técnica, alguns padrões anômalos produzidos de forma intensa pelo modelo (como observado na Seção anterior, devido a persistência da forçante oceânica) podem ser suavizados, gerando anomalias climáticas mais próximas da realidade. Esse decaimento está representado no segundo termo da soma do lado direito da equação:

$$TSM(m)_{presc} = TSM(m)_{clim} + ATSM_{jan} * e^{(-t/3)} \quad (5.1)$$

Onde: $TSM(m)_{presc}$ é a TSM que será prescrita para o modelo, em um determinado mês (m varia de janeiro até maio, onde janeiro é o mês de inicialização, ou seja, o modelo é inicializado com TSM observada); $TSM(m)_{clim}$ é a TSM climatológica do determinado mês a qual a TSM será prescrita; $ATSM_{jan}$ representa a ATSM de janeiro do determinado ano de previsão/estudo; e t representa o mês o qual será realizado o decaimento (ou seja, de fevereiro a maio). O valor de t varia de 0 até 3 (onde 0 representa fevereiro e 3 representa maio). Portanto:

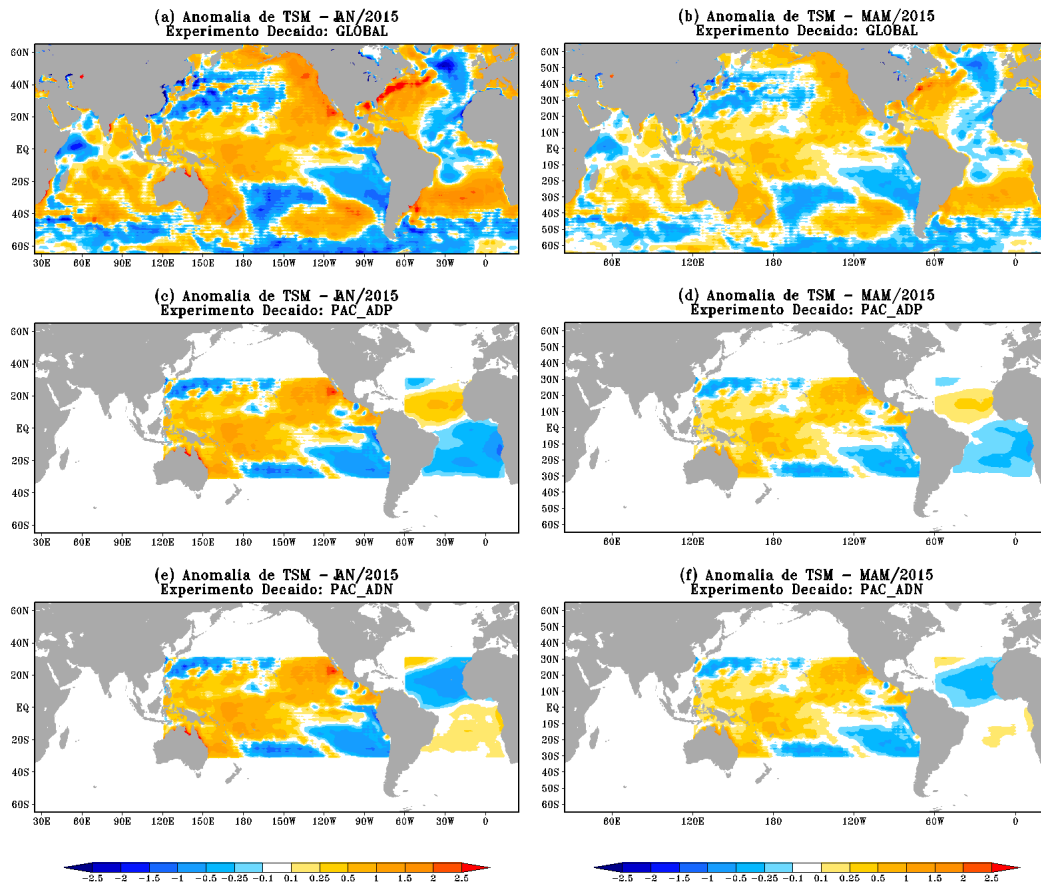
- No mês de fevereiro (t=0), $e^{(-t/3)} = 1$ e
 $TSM(fev)_{presc} = TSM(fev)_{clim} + ATSM_{jan} * 1$;
- No mês de março (t=1),
 $TSM(mar)_{presc} = TSM(mar)_{clim} + ATSM_{jan} * e^{(-1/3)}$;
- No mês de abril (t=2),
 $TSM(abr)_{presc} = TSM(abr)_{clim} + ATSM_{jan} * e^{(-2/3)}$;
- No mês de maio (t=3),
 $TSM(mai)_{presc} = TSM(mai)_{clim} + ATSM_{jan} * e^{(-3/3)}$.

O decaimento exponencial foi aplicado a todos os 6 experimentos prognósticos. Vale ressaltar que esse decaimento é baseado na suavização da ATSM geralmente observado na região do Pacífico tropical, durante os meses de janeiro a maio. O ano de 2015 foi escolhido, pois o mesmo apresenta uma condição de El Niño no Pacífico tropical, simultâneo a um padrão de TSM de dipolo negativo na região do Atlântico tropical (como apresentado nas Seções 4.5 e 5.3). Como discutido no Capítulo 2, esses casos são chamados de "discordantes", e são muito importantes para a previsão climática sazonal da região do NEB. Os resultados encontrados nesta seção (experimentos prognósticos com decaimento exponencial na anomalia de TSM) serão comparados com o da Seção anterior (experimentos prognósticos com a persistência da anomalia de TSM, observada em janeiro do ano em estudo).

5.4.1 Decaimento exponencial da Anomalia de TSM

A Figura 5.13 apresenta as anomalias de TSM referentes aos experimentos GLOBAL (Figura 5.13.a-b), PAC_ADP (Figura 5.13.c-d) e PAC_ADN (Figura 5.13.e-f), referentes ao mês de janeiro (coluna da esquerda) e ao trimestre de MAM de 2015 (coluna da direita). O período climatológico de 1981-2010. A partir das anomalias de TSM apresentadas na Figura 5.13, nota-se que a ATSM sofre uma suavização, no sentido de condições neutras, ou seja, tanto anomalias positivas quanto negativas convergem para valores neutros.

Figura 5.13 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em: janeiro de 2015, utilizada como condição inicial para os experimentos prognósticos, com decaimento exponencial, (a) GLOBAL, (c) PAC_ADP e (e) PAC_ADN. ATSM (em °C) na média de MAM de 2015, para os experimentos prognósticos, com decaimento exponencial: (b) GLOBAL, (d) PAC_ADP e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).



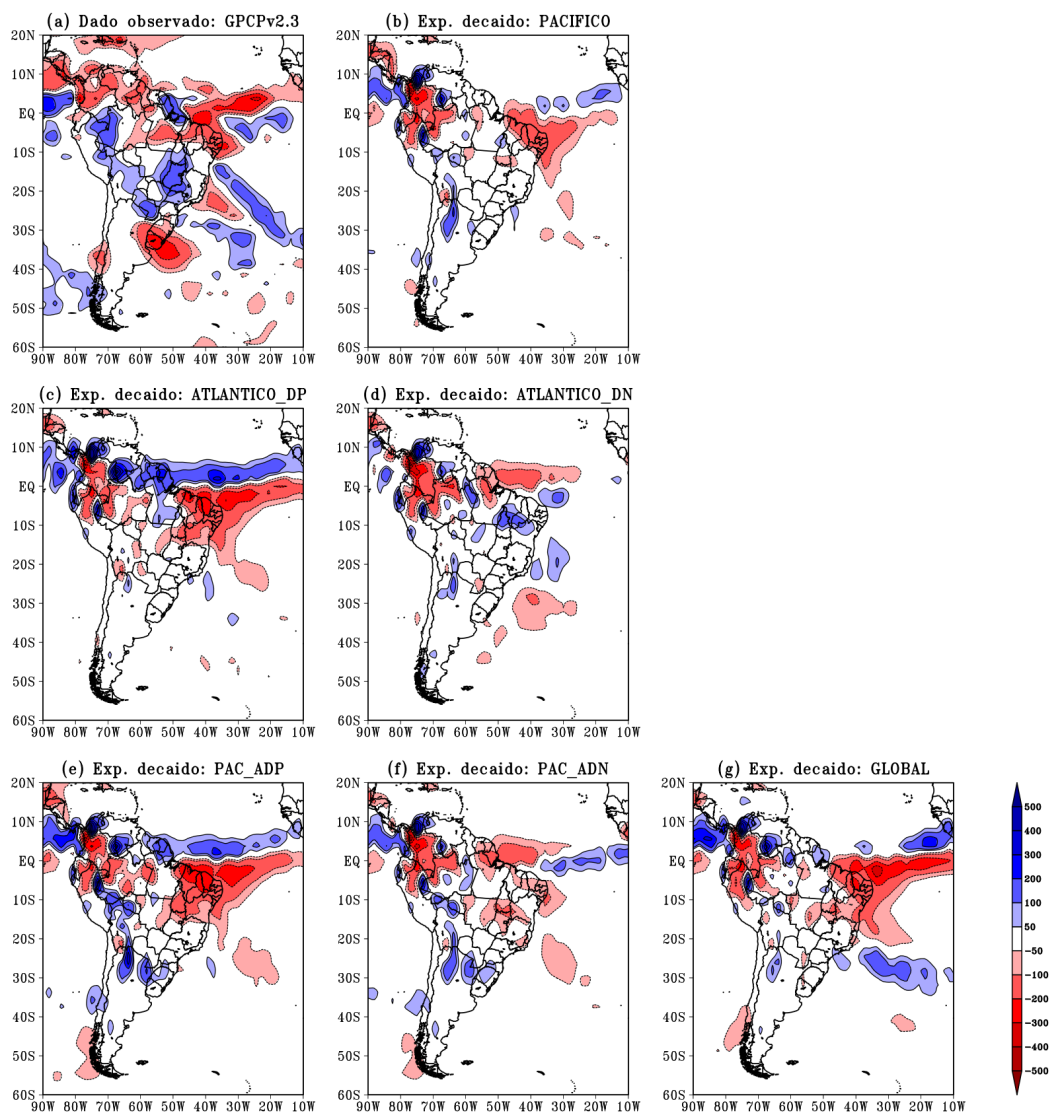
Fonte: Produção do autor.

5.4.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

A 5.14 apresenta a anomalia da precipitação acumulada, durante o outono austral de 2015. Ao comparar com a 5.8 (anomalias de precipitação dos experimentos prognósticos persistidos), nota-se que o padrão simulado entre as duas abordagens é semelhante, porém, no experimento decaído, as intensidades das anomalias são menores. O experimento prognóstico decaído PAC_ADN (Figura 5.14.f), produziu um

padrão, de anomalia de precipitação, tanto sobre o NEB, quanto sobre o Atlântico equatorial, semelhante ao do observado pelo dado do GPCPv2.3 (Figura 5.14.a).

Figura 5.14 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2015 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

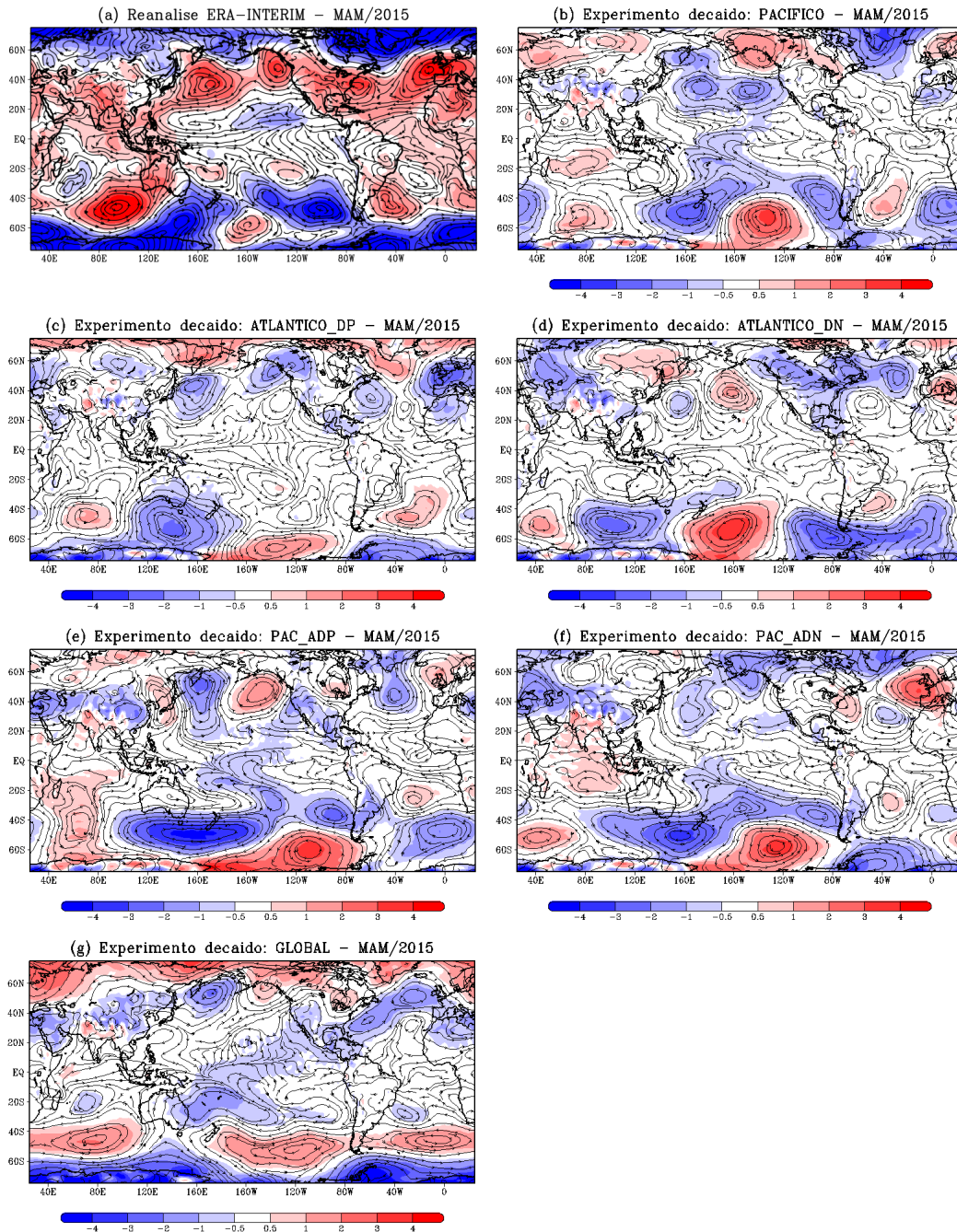
5.4.3 Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa

A partir da comparação entre os experimentos PACIFICO, nas duas abordagens prognósticas (Figura 5.9.b, para a persistida e 5.15.b, para a decaída), nota-se que as anomalias negativas de PNM reduzem em extensão, no experimento decaído, conseqüentemente, reduzindo a influência que o Pacífico poderia exercer em outras regiões. Ou seja, os movimentos ascendentes na região central do Pacífico seriam enfraquecidos (comparado ao experimento prognóstico com a persistência da ATSM), o que causaria um enfraquecimento também, das anomalias positivas de omega sobre a região NEB.

No experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.9.c), a redução das anomalias de PNM nas regiões tropicais e subtropicais do Atlântico (devido ao decaimento exponencial da TSM), reduz também o gradiente de anomalia de PNM na região do Atlântico equatorial, enfraquecendo as intensidades anômalas dos ventos alísios. No experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.9.d), o enfraquecimento das anomalias de TSM pode ser o responsável por gerar um padrão inverso comparado ao experimento prognóstico persistido. Enquanto que no ATLANTICO_DN “persistido” a circulação anticiclônica anômala ganha força no Atlântico Norte, no experimento “decaído”, esta enfraquece, enquanto que a do Atlântico Sul se reforça. Conseqüentemente esse padrão altera a circulação anômala, causando uma manutenção da ZCIT por um menor tempo na região do NEB (produzindo anomalias positivas de precipitação menos intensas – Figura 5.14.d).

No experimento PAC_ADP (Figura 5.15.e), nota-se a redução da intensidade das anomalias de PNM nas regiões tropicais. Enquanto que no Pacífico as anomalias negativas evoluem para condições neutras (comparado ao experimento prognóstico persistido), no ATS, a circulação anticiclônica anômala enfraquece e desloca mais ao sul, possivelmente gerando ventos alísios de sudeste mais fracos que os do experimento PAC_ADP persistido. No experimento PAC_ADN (5.15.f), as circulações anômalas localizadas nas regiões subtropicais do Atlântico aproximam-se das regiões tropicais, porém, ao mesmo tempo, as mesmas perdem intensidade das anomalias de PNM, possivelmente gerando alísios mais fracos. Por fim, no experimento GLOBAL (5.15.g), a redução da anomalia de PNM na região do Atlântico adjacente ao NEB pode estar associado em produzir ventos alísios mais fracos.

Figura 5.15 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.

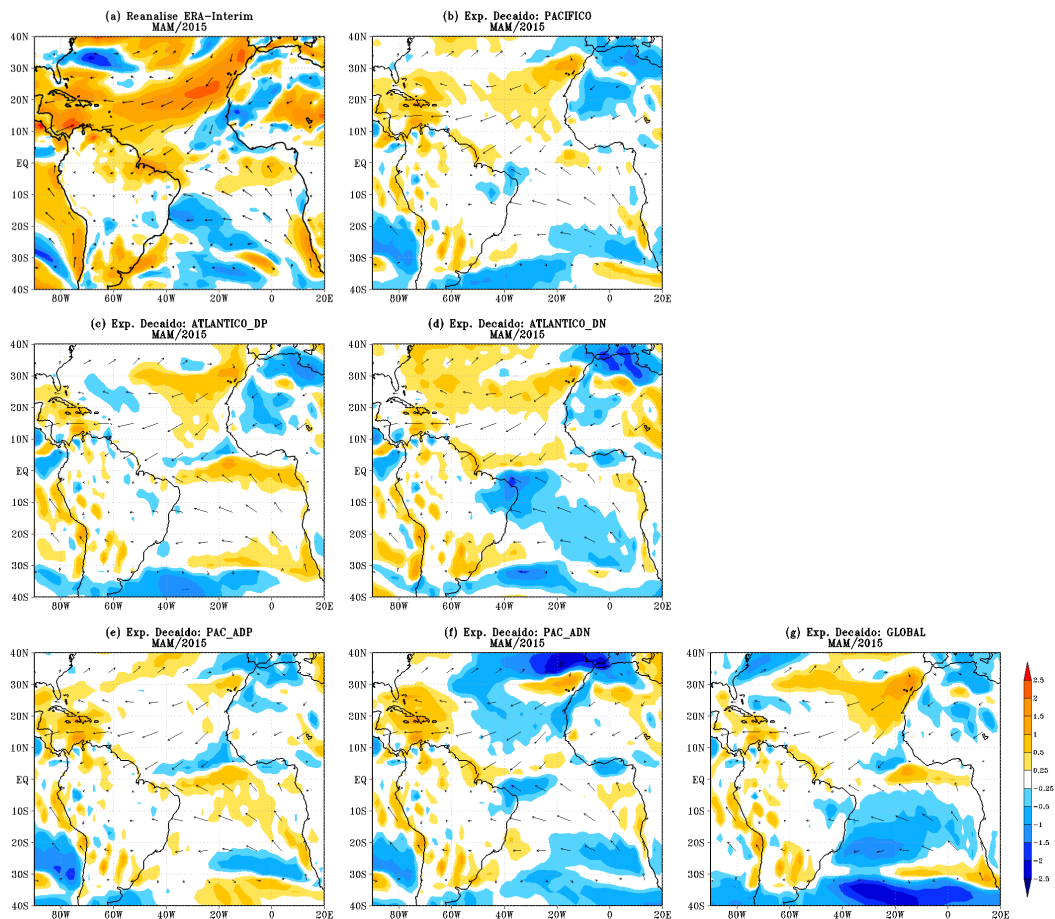


Fonte: Produção do autor.

5.4.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 5.16 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude da velocidade do vento (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2015.

Figura 5.16 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

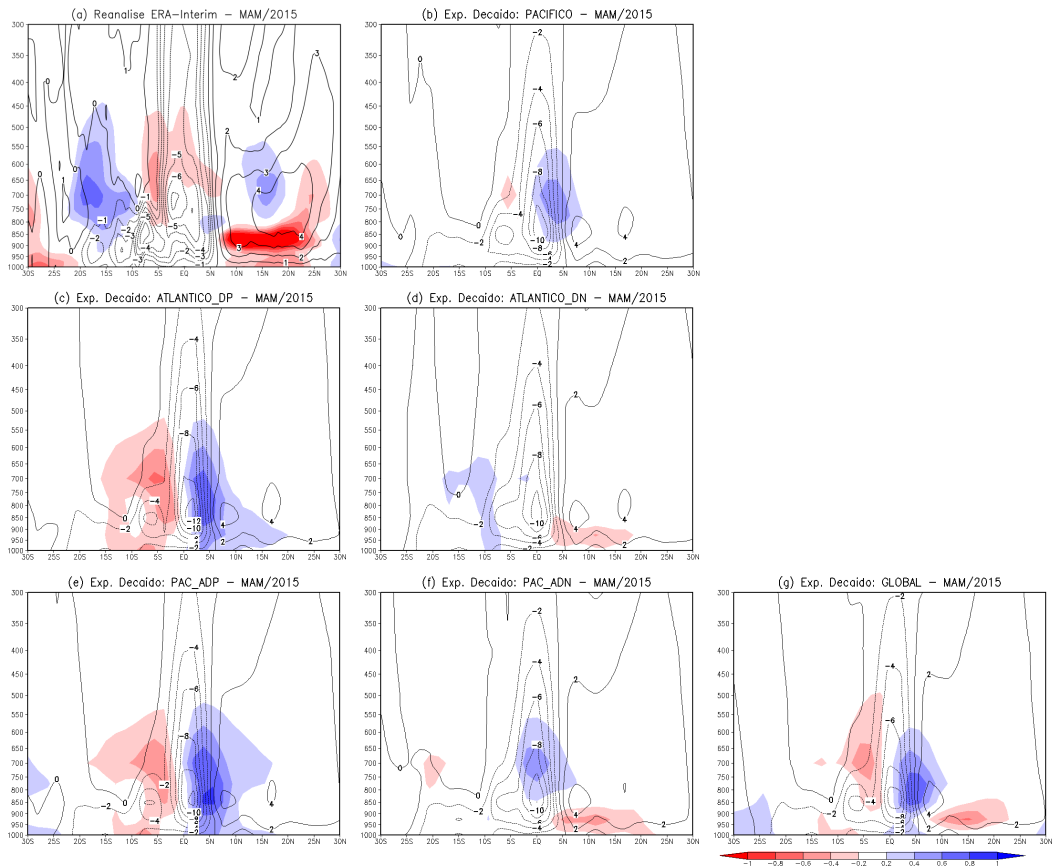
A partir da comparação entre os experimentos diagnósticos com TSM persistida (Figura 5.10) e decaída (Figura 5.16), nota-se que ocorre uma suavização por parte das anomalias dos alísios. Nos experimentos PACIFICO (Figura 5.16.b), ATLANTICO_DN (Figura 5.16.d), PAC_ADN (Figura 5.16.f) e GLOBAL (Figura 5.16.g), a intensidade da anomalia dos alísios de sudeste se reduz (porém no experimento ATLANTICO_DN, a extensão dos ventos alísios mais fracos aumenta sobre a região do Atlântico Sul), associados a um aumento da anomalia positiva de PNM e de uma aproximação, para as regiões tropicais, das anomalias anticiclônicas anômalas no ATS. Os alísios na região equatorial (os quais apresentaram anomalias positivas) também reduziram em intensidade. Este resultado pode estar associado com uma redução do gradiente de anomalia de PNM na região do Atlântico equatorial.

5.4.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 5.17 mostra a seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35 °W e 45 °W, da velocidade vertical (omega, em contorno), representando a célula meridional de Hadley, com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2015. As informações são provenientes da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.17.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE, nos quais são aplicados o decaimento exponencial da anomalia de TSM observada em janeiro de 2015 (Figura 5.17.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

A partir da comparação entre os experimentos prognósticos com a persistência da anomalia de TSM (observada em janeiro), com os experimentos prognósticos com o decaimento exponencial da anomalia de TSM (observada em janeiro), os padrões descritos na Seção 5.3.5 são semelhantes. Porém, os experimentos “decaídos” apresentam intensidades, de anomalias positivas e negativas de umidade específica, reduzidas comparados aos experimentos “persistidos”. Vale destacar a que a redução das anomalias de umidade específica produzidas no experimento “decaído” GLOBAL (Figura 5.17.g), aproxima-se do padrão observado pela reanálise do ERA-Interim (Figura 5.17.a), comparado ao do experimento “persistido” (Figura 5.11.g). Os padrões de omega parecem não sofrer alterações.

Figura 5.17 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2015 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

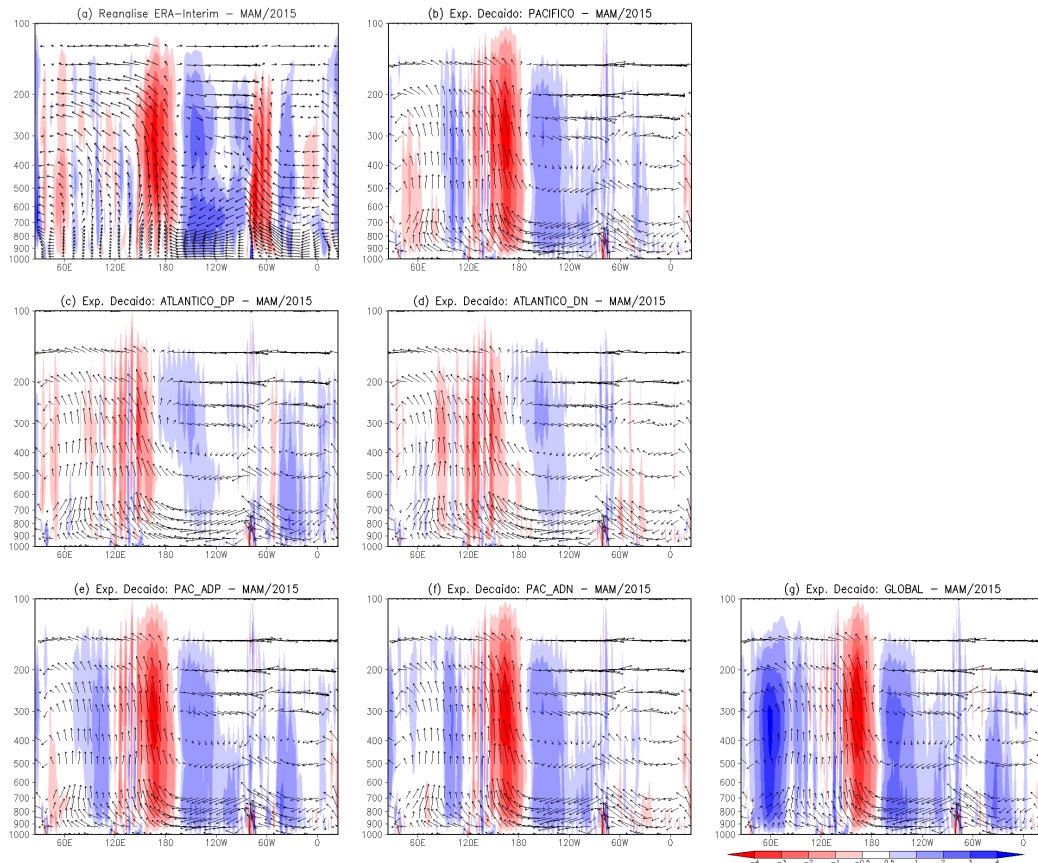
5.4.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 5.18 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (omega) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2017, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.18.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçados com o decaimento exponencial das anomalias da TSM observadas em janeiro de 2015 (Figura 5.18.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

Comparando-se o resultado dos experimentos “persistidos” (Figura 5.12.b-g), com os “decaídos” (Figura 5.18.b-g), para a representação da célula de Walker, nota-se que na região do Pacífico e do Índico, os experimentos que utilizam a condição de contorno oceânica observada no Pacífico, seja persistindo-a ou decaindo-a (experimentos PACIFICO, PAC_ADP, PAC_ADN e GLOBAL) apresentam mudanças pouco expressivas da anomalia de omega. Porém, essa pequena redução da perturbação causada na atmosfera pelo oceano Pacífico tem impactos significativos em outras regiões, como o NEB (descrito abaixo).

Em relação a região que abrange o NEB (entre as longitudes de 60°W e 30°W), todos os experimentos apresentam reduções das anomalias de omega, seja de intensidade ou de extensão longitudinal. Os experimentos PACIFICO, ATLANTICO_DP, PAC_ADP, e GLOBAL, reduzem as intensidades das anomalias positivas de omega, favorecendo a convecção nessa região, relacionado com a redução das anomalias negativas de precipitação quando comparadas com os experimentos “persistidos”. O experimento ATLANTICO_DN também reduz a intensidade da anomalia positiva de omega.

Figura 5.18 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2012 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

5.4.7 Síntese dos experimentos prognósticos "decaídos" para o outono austral de 2015

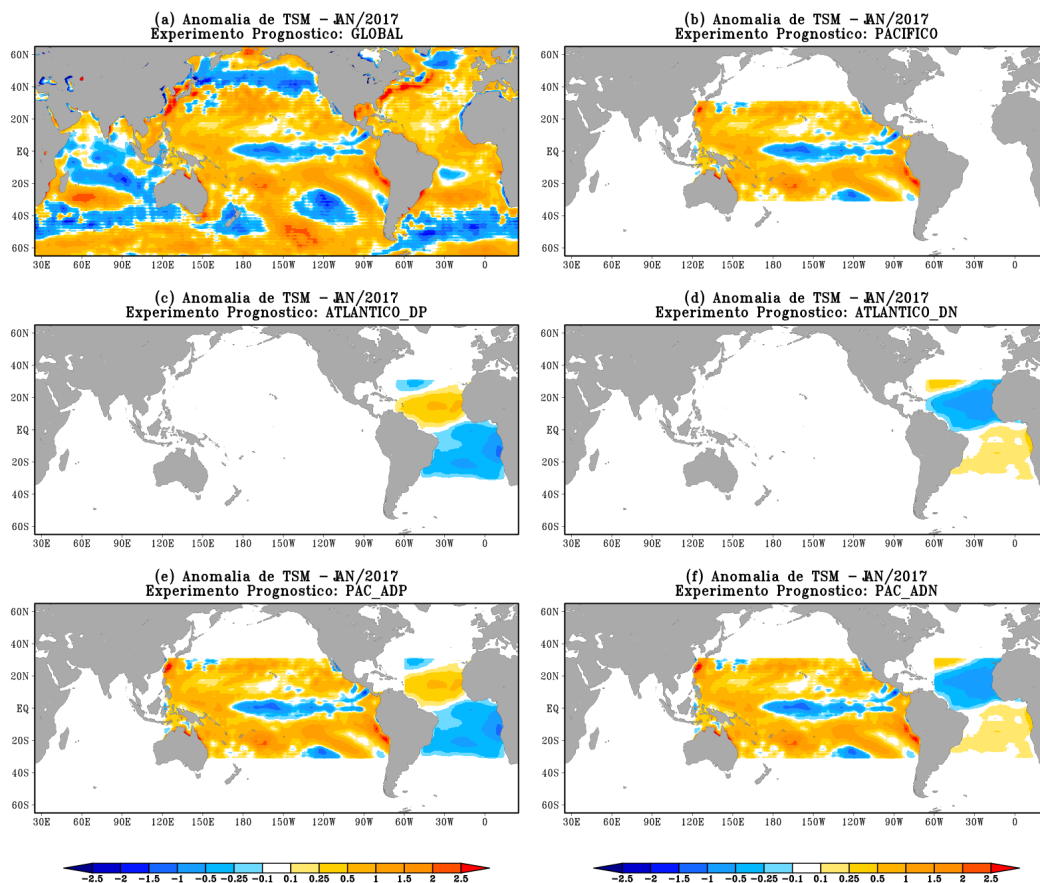
A abordagem do decaimento exponencial da anomalia de TSM para fins de previsão climática sazonal mostrou-se uma técnica interessante no sentido de reduzir as anomalias climáticas, causadas em intensidade pela persistência da anomalia de TSM para os próximos meses. A partir da análise dos experimentos prognósticos "decaídos", na maioria dos casos, as anomalias de PNM são reduzidas, o que enfraquece o gradiente de anomalia de PNM na região do Atlântico tropical e modifica as circulações anômalas de baixos níveis. Os alísios também sofrem reduções de suas intensidades. Porém, quanto às mudanças na célula de Walker, na região do Pacífico e Índico tropical, as mudanças são pouco expressivas, porém impactam em regiões como o NEB, reduzindo as anomalias positivas (negativas) de omega, inibindo (favorecendo) a convecção em uma menor intensidade. Esses resultados podem aproximar as anomalias climáticas produzidas por um MCGA em previsões sazonais, criando cenarizações de como podem ocorrer as anomalias de precipitação sobre o NEB, auxiliando assim, os gestores e tomadores de decisão. O resultado alcançado a partir do experimento PAC_ADN (Figura 5.14.f), o qual apresentou um padrão de anomalia de precipitação semelhante ao do GPCPv2.3 (Figura 5.14.a), mostrou-se promissor e serve de exemplo como, a partir dele, podem ser utilizadas cenarizações de anomalias de TSM (ou técnicas de prognósticos climáticos) para aplicação em outros setores importantes como a agricultura e os recursos hídricos.

5.5 Outono austral de 2017 - Experimento Persistido

5.5.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar

A Figura 5.19 apresenta as anomalias de TSM referentes a cada experimento prognóstico de 2017 (descritos na Seção 5.1), as quais foram persistidas durante a integração do modelo para os meses seguintes (fevereiro a maio), em seus respectivos experimentos. Essas informações foram retiradas da condição de contorno oceânica inicial, tendo como referência o período climatológico de 1981-2010.

Figura 5.19 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (em °C) em janeiro de 2017, utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010. Fonte dos dados: OISSTv2 (REYNOLDS et al., 2002).



Fonte: Produção do autor.

Em janeiro de 2017 (Figura 5.19.a), foram observadas anomalias positivas (negativas) de TSM no Pacífico tropical leste e oeste (central). Os índices de variabilidade Niño3.4 e EMI (apresentados na Subseção 3.3.2 e 3.3.3, respectivamente) não apontaram para nenhum evento de ENOS canônico ou Modoki. Porém, vale ressaltar, no desenvolvimento da TSM de janeiro a maio de 2017 (descrito na Subseção 4.7.1 – Figura 4.33.a-e), foi mantido o predomínio das anomalias positivas de TSM sobre a região do Pacífico tropical, o que resultou em um deficit de precipitação sobre o NEB durante o outono austral de 2017. Portanto, espera-se que com a persistência das anomalias de TSM observadas em janeiro de 2017, na região do Pacífico tropical, o MCGA do CPTEC/INPE module anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

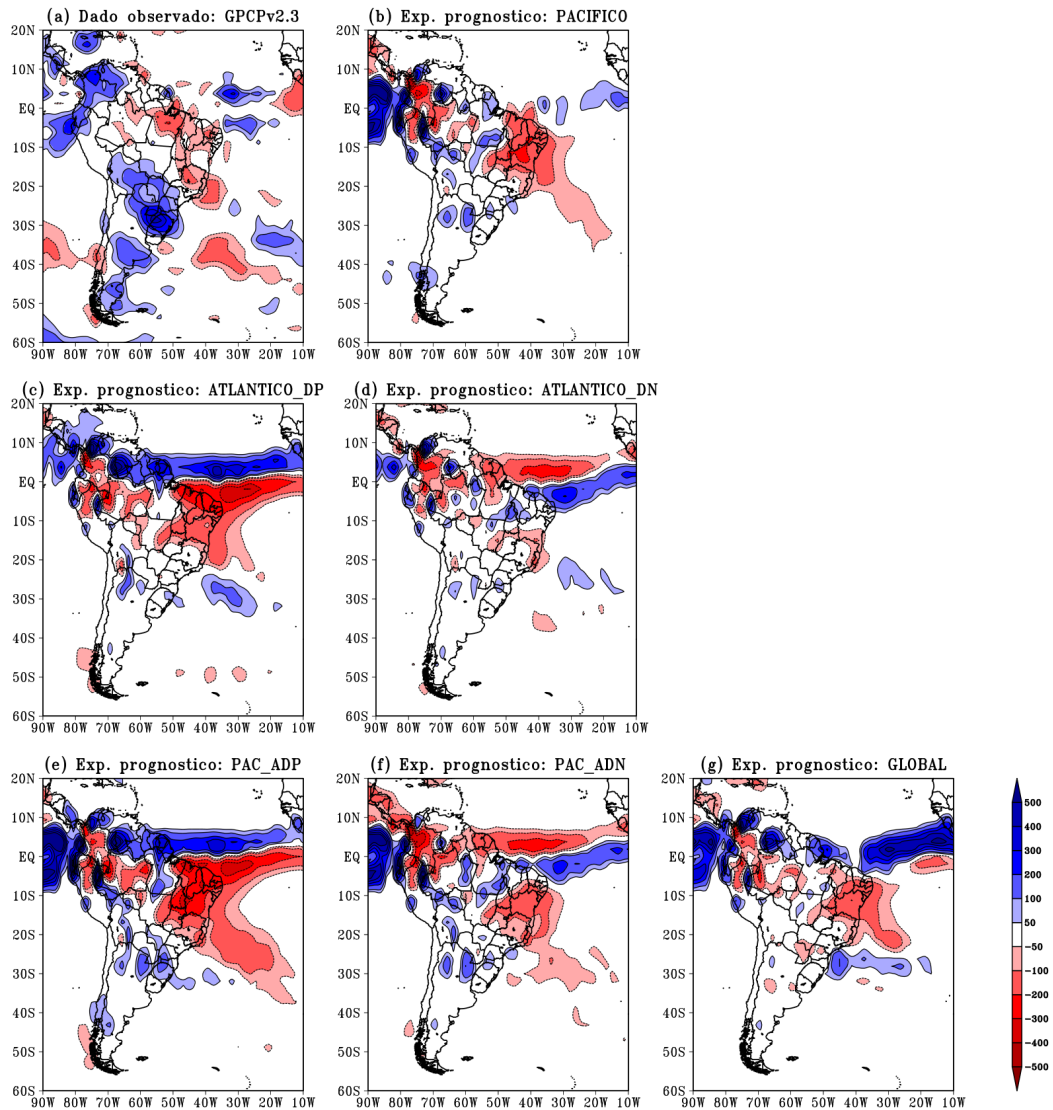
5.5.2 Anomalia da precipitação acumulada trimestral

Durante o outono austral de 2017, foram observadas anomalias negativas de precipitação sobre grande parte do NEB (Figura 5.20.a), a partir dos dados do GPCPv2.3, como apresentado na Subseção 4.7.2. Na região do Atlântico equatorial, foram observadas duas faixas de anomalia positiva (entre as longitudes de 35°W e 20°W, aproximadamente).

Ao prescrever a persistência das anomalias de TSM observadas sobre a região do Pacífico tropical, em janeiro de 2017 (experimento PACIFICO – Figura 5.20.b), o MCGA do CPTEC/INPE produziu anomalias negativas de precipitação sobre toda a região do NEB. Na região do Atlântico equatorial (entre as longitudes de 40°W e 10°W, aproximadamente), foram simuladas anomalias positivas de precipitação ao norte da linha do equador, representando a ZCIT ao norte de sua posição climatológica.

O experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.20.c) simulou anomalias negativas de precipitação sobre a região do NEB, bem como anomalias positivas ao norte da linha do equador, representando a ZCIT ao norte de sua posição climatológica. Ou seja, o modelo respondeu corretamente à padrão de TSM prescrita como condição de contorno oceânico (padrão de dipolo positivo do Atlântico - calculado na Subseção 3.3.1).

Figura 5.20 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2017 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos, com decaimento exponencial (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Do mesmo modo, no experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.20.d), o modelo produziu anomalias positivas de precipitação, porém sobre uma região do extremo norte

do NEB (diferentemente dos experimentos ATLANTICO_DN simulados nas análises prognósticas realizadas para os anos anteriores, os quais produziram anomalias positivas em uma região maior do NEB). No restante do território nordestino, foram simuladas predominantemente condições neutras. Essa variação da abrangência das anomalias positivas de precipitação, sobre o NEB, produzidas pelos experimentos ATLANTICO_DN (realizados para os 6 anos em estudo, 2012-2017), está relacionada com as condições iniciais, pois esta é a única diferença entre estes experimentos (já que a condição oceânica do padrão do dipolo negativo na região do Atlântico tropical é a mesma para todos os anos).

Ao combinar a persistência das anomalias de TSM do Pacífico tropical, observadas em janeiro de 2017, com o padrão do composto de dipolo positivo (Experimento PAC_ADP – Figura 5.20.e), o MCGA produziu anomalias negativas de precipitação em todo o NEB, e em intensidade superior comparado aos simulados pelos experimentos PACIFICO e ATLANTICO_DP (Figura 5.20.b-c). Este resultado sugere uma atuação conjunta dos oceanos Pacífico e Atlântico (configurado com um composto de dipolo positivo), em modular deficit de precipitação sobre o NEB.

Por outro lado, o resultado do experimento PAC_ADN (Figura 5.20.f) sugere que o Atlântico tropical, configurado com um padrão de dipolo negativo, caracterizou-se como principal forçante oceânica em modular anomalias positivas (bem como condições neutras) na subregião do NNEB. Ao sul deste, predominaram a contribuição da forçante oceânica do Pacífico tropical, modulando deficit de precipitação. Este resultado possui um padrão semelhante ao simulado no experimento GLOBAL (Figura 5.20.g), o qual persiste as anomalias de TSM, observadas em janeiro de 2017 em todo o globo.

Através de uma análise parcial, sugere-se que, a forçante do Atlântico tropical foi o responsável em modular anomalias de precipitação sobre a subregião do NNEB, as quais seriam produzidas anomalias positivas (negativas) caso desenvolve-se sobre esta região oceânica um padrão de dipolo negativo (positivo). Por outro lado, a bacia tropical do Pacífico foi a principal forçante em modular deficit de precipitação na subregião do SNEB. O experimento GLOBAL, que representa uma abordagem comumente utilizada por diversos centros operacionais, produziu resultados semelhantes aos do experimento PAC_ADN, sugerindo que a persistência das anomalias de TSM observadas no Atlântico tropical, em janeiro de 2017, atuaram no sentido de modular anomalias positivas de precipitação na subregião do NNEB, ou seja, apresentando um predomínio sobre a forçante do Pacífico tropical. Portanto, o

conjunto de resultados dos experimentos diagnósticos para o outono austral de 2017 representa informações importantes sobre as condições climáticas do NEB, com uma antecedência de 1 mês. As análises das seguintes variáveis climáticas são importantes para um melhor entendimento de causa/consequência das simuladas anomalias de precipitação pelo MCGA do CPTEC/INPE nos diversos experimentos propostos.

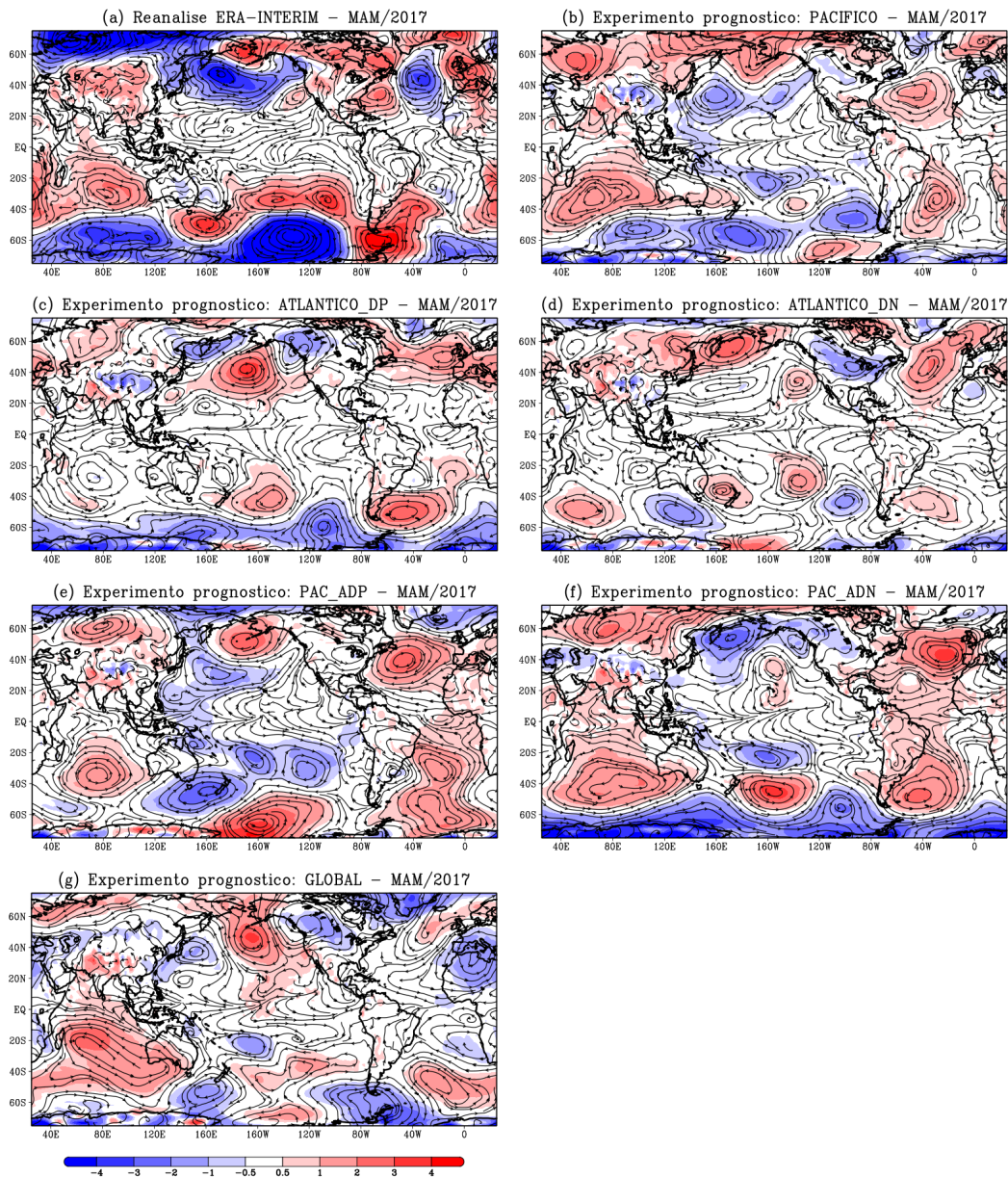
5.5.3 Anomalia da Pressão ao Nível do Mar e da Circulação em 850 hPa

Durante o outono austral de 2017, a partir da reanálise do ERA-Inteirm (Figura 5.21.a) sobre a região do Atlântico tropical, foram observadas condições neutras de anomalia de PNM, porém, na região adjacente à subregião do LNEB, apresentou anomalias positivas de PNM, possivelmente configurando um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, em associação com uma circulação anômala de sul, em baixos níveis (850 hPa), como discutido anteriormente na Subseção 4.7.3. Geralmente, este padrão favorece a permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, consequentemente causando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. Vale destacar também uma confluência anômala em baixos níveis no Atlântico equatorial adjacente ao NEB, possivelmente responsável por produzir as anomalias positivas observadas entre as latitudes de 35°W e 20°W (como apresentado na Figura 5.21.a).

Ao serem persistidas as anomalias de TSM do Pacífico tropical, observadas em janeiro de 2017 (experimento PACIFICO – Figura 5.21.b), o modelo produziu anomalias positivas de PNM na porção oeste do ATS (devido a uma representação da circulação anticiclônica anômala para posições mais ao norte), enquanto que no ATN, foram simuladas condições neutras de PNM. Esta configuração produziu um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul, em associação com uma circulação anômala de sul (em 850 hPa).

De modo semelhante, o experimento ATLANTICO_DP (Figura 5.21.c) apresentou anomalias positivas de PNM em porções do ATS, enquanto que foram simuladas condições neutras no ATN, produzindo assim, um mecanismo favorável para a manutenção da ZICT ao norte de sua posição climatológica. Porém, vale ressaltar que esse padrão de anomalia de PNM foi produzido devido a resposta atmosférica ao padrão de ATSM de dipolo positivo do Atlântico tropical, diferentemente do experimento PACIFICO. No experimento ATLANTICO_DN (Figura 5.21.d), o MCGA simulou condições neutras de anomalia de PNM na região do Atlântico tropical. Porém a circulação anômala em baixos níveis apresentou uma convergência próxima a região do NEB, possivelmente em resposta à forçante da TSM prescrita para o modelo.

Figura 5.21 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

No experimento PAC_ADP (Figura 5.21.e), a combinação das forçantes oceânicas da persistência da anomalia de TSM, de janeiro de 2017, do Pacífico tropical com a do composto de dipolo positivo, resultaram sobre o Atlântico tropical, anomalias positivas de PNM no ATS, e condições neutras na porção oeste do ATN. Este padrão configurou um gradiente de anomalia de PNM de norte para sul (mais intenso que o produzido pelo experimento PACIFICO e ATLANTICO_DP), bem como uma circulação anômala de sul (em baixos níveis), responsável por manter a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando deficits de precipitação sobre o NEB (Figura 5.20.e), também mais intensos que os simulados pelos experimentos PACIFICO e ATLANTICO_DP (Figura 5.20.c-d).

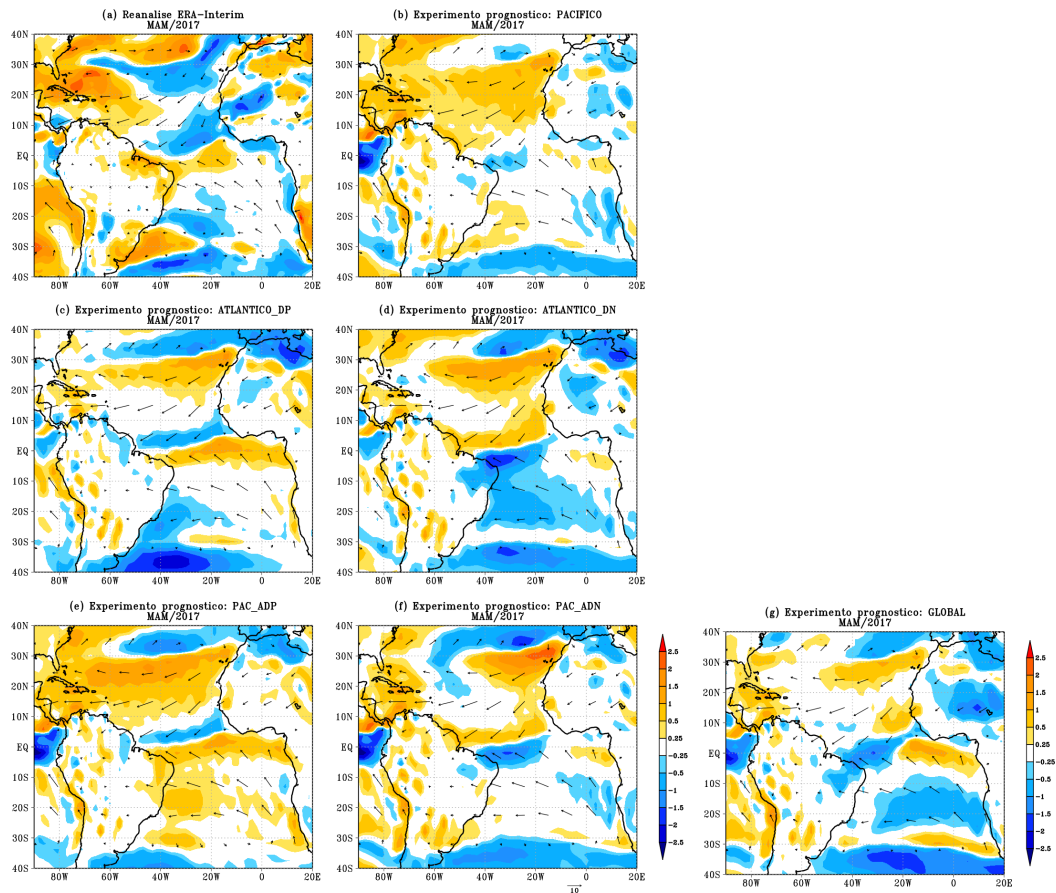
Em contrapartida, o experimento PAC_ADN (Figura 5.21.f) produziu anomalias positivas de PNM em quase todo o ATN, enquanto que no ATS foram simuladas anomalias positivas (condições neutras) na porção oeste (leste) desta bacia oceânica. Esta influência combinada das forçantes do Pacífico e do Atlântico (a partir de um dipolo negativo), resultaram em uma confluência anômala (em 850 hPa) próxima ao NEB, possivelmente responsável por simular anomalias positivas/condições neutras de precipitação na subregião do NNEB (Figura 5.20.f), enquanto que na subregião do SNEB, devido a influência da forçante do Pacífico, foram produzidas anomalias negativas de precipitação.

Por fim, o experimento GLOBAL (Figura 5.21.g) simulou um predomínio de condições neutras de anomalia de PNM na região do Atlântico tropical, semelhante ao observado pela reanálise do ERA-Interim (Figura 5.21.a), produzindo também uma confluência anômala em 850 hPa (porém mais ao norte comparada à observada pela reanálise do ERA-Interim), possivelmente responsável por favorecer a convecção na região do extremo norte do NEB, simulando anomalias positivas/condições neutras de precipitação (Figura 5.20.g).

5.5.4 Vetor vento (1000 hPa) e anomalia da magnitude da velocidade do vento (1000 hPa)

A Figura 5.22 apresenta o vetor vento e a anomalia da magnitude da velocidade do mesmo (hachurado), no nível de pressão de 1000 hPa, sobre o Atlântico tropical, durante o outono austral de 2017. Esta figura foi construída a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.22.a) e dos resultados dos experimentos prognósticos, os quais persistiram a anomalia de TSM de janeiro de 2017 (Figura 5.22.b-f).

Figura 5.22 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Segundo a análise realizada na Subseção 4.7.4, durante o outono austral de 2017, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.22.a) foram observados alísios de sudeste (nordeste) mais fortes (fracos), os quais são responsáveis por uma permanência da ZCIT ao norte de sua posição climatológica, causando deficit de precipitação sobre o NEB (Figura 5.20.a). Sobre o território nordestino também foram observados ventos de sul (em 1000 hPa) mais fortes. Os experimentos ATLANTICO_DP (Figura 5.22.c) e PAC_ADP (Figura 5.22.e) apresentaram padrões, de anomalia da

magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa, semelhante aos observados pela re-análise do ERA-Interim. Os resultados destes dois experimentos concordam com a resposta atmosférica esperada de uma interação com uma condição oceânica de dipolo positivo na região do Atlântico tropical.

Por outro lado, os experimentos ATLANTICO_DN (Figura 5.22.d) e PAC_ADN (Figura 5.22.f) simularam um padrão oposto, aos produzidos pelo modelo nos experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP. Ou seja, o MCGA simulou ventos alísios de sudeste (nordeste) mais fracos (fortes), favorecendo a permanência da ZCIT em posições mais ao sul, conseqüentemente causando excesso de precipitação sobre o NEB. Nota-se que no experimento PAC_ADN, as anomalias negativas sobre o NEB foram produzidas em menor extensão, comparadas às do experimento ATLANTICO_DN. De forma semelhante aos dois experimentos discutidos acima, os resultados encontrados pelos experimentos que prescrevem o padrão de dipolo negativo também concordam com a resposta atmosférica esperada.

No experimento PACIFICO (Figura 5.22.b), o MCGA simulou anomalias negativas da magnitude da velocidade do vento na região do Atlântico adjacente ao norte do NEB. Neste experimento, foram produzidas condições neutras para os alísios de sudeste (região do ATS), enquanto que no ATN, foram simuladas predominantemente anomalias positivas.

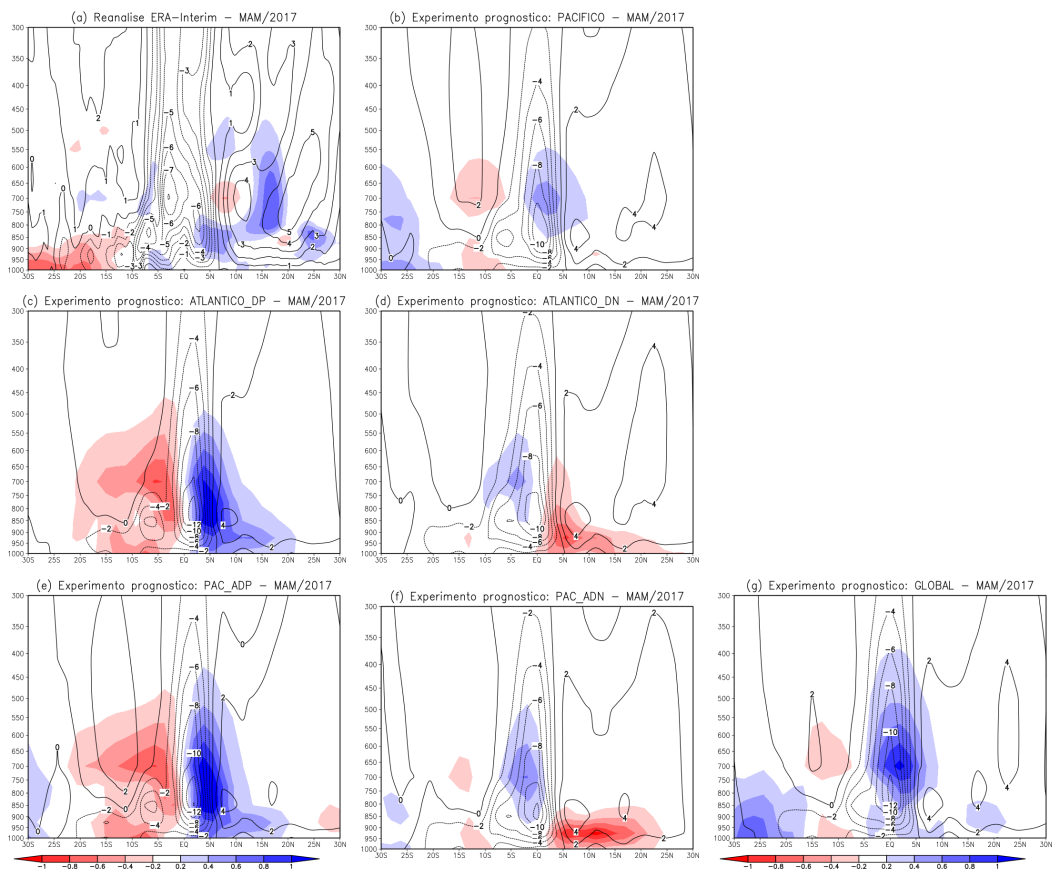
Ao prescrever a persistência das anomalias de TSM, observadas em janeiro de 2017, em todo o globo, para os meses de fevereiro a maio (experimento GLOBAL – Figura 5.22.g), o MCGA do CPTEC/INPE simulou anomalias negativas da magnitude da velocidade do vento, em baixos níveis (1000 hPa), na região equatorial do Atlântico, bem como sobre parte do NEB. Este resultado é semelhante aos dos experimentos diagnósticos PAC_ATL (Figura 4.36.d) e ATLANTICO (Figura 4.36.e), na Subseção 4.7.4.

5.5.5 Célula de Hadley (velocidade vertical e anomalia da umidade específica)

A Figura 5.23 mostra a seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (omega, em contorno), representando a célula meridional de Hadley, com a anomalia de umidade específica (hachurado), durante o outono austral de 2017. As informações são provenientes da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.23.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçados com a persistência das anomalias da TSM

observada de janeiro de 2017 (Figura 5.23.b-g). Valores negativos (positivos) de omega, representados por contornos pontilhados (contínuos), indicam regiões com movimentos ascendentes (subsidentes).

Figura 5.23 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Segundo a reanálise do ERA-Interim (Figura 5.23.a), e como descrito na Subseção 4.7.5, durante o outono austral foram observadas anomalias negativas de umidade específica ao sul de 10°S , bem como anomalias positivas de umidade específica ao norte de 5°N (porém, nesta região atuam movimentos subsidentes, predominantemente). Os valores mais intensos de omega negativo (representando o movimento ascendente da ZCIT) foram encontrados entre as latitudes de 5°S e 0° , porém, há o predomínio de condições neutras de umidade específica, nesta região.

A partir do experimento PACIFICO (Figura 5.23.b), foram simuladas anomalias negativas de umidade específica entre as latitudes de 15°S e 5°S . Entre as latitudes de 0° e 10°N , foram produzidas anomalias positivas de umidade específica, que, adicionalmente com os valores mais intensos de omega negativo, entre 0° e 5°N , representaram a ZCIT ao norte de sua posição climatológica, conseqüentemente, causando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB (Figura 5.20.b).

Os experimentos ATLANTICO_DP e PAC_ADP (Figura 5.23.c e 5.23.e, respectivamente), simularam anomalias negativas (positivas) de umidade específica entre as latitudes de 20°S e 0° (ao norte da linha do equador até 20°N). Além disso, os dois experimentos simularam uma ZCIT ao norte da linha do equador, ao produzirem os valores negativos de omega, mais intensos, ao norte de 20° , conseqüentemente, simulando anomalias negativas de precipitação sobre o NEB (Figura 5.20.c e 5.20.e). Por outro lado, nos experimentos ATLANTICO_DN e PAC_ADN (Figura 5.23.d e 5.23.f, respectivamente), o MCGA simulou um padrão inverso comparado aos dois experimentos descritos anteriormente, porém com intensidades reduzidas de anomalia de umidade específica. Foram produzidas anomalias positivas (negativas) de umidade específica entre as latitudes de 10°S e 0° (ao norte da linha do equador até 25°N), bem como valores negativos de omega, mais intensos, ao sul da linha do equador, ou seja, representando uma permanência da ZCIT em posições mais ao sul, responsáveis por produzir anomalias positivas de precipitação sobre a subregião do NNEB (Figura 5.20.d e 5.20.f).

No experimento GLOBAL (Figura 5.23.g), o MCGA do CPTEC/INPE produziu, entre as latitudes de 15°S e 5°S , anomalias negativas de umidade específica, semelhantes às simuladas pelo modelo no experimento PACIFICO (Figura 5.23.b), sugerindo ocorrer um predomínio da forçante do Pacífico tropical em modular as anomalias de precipitação sobre a subregião do SNEB, durante o outono austral de 2017. Entre as latitudes de 5°S e 10°N , foram simuladas anomalias positivas de umidade específica (com as maiores intensidades deslocadas a norte da linha do

equador), juntamente com os valores mais intensos de omega negativo na região equatorial, sugerindo um posicionamento médio da ZCIT, durante o outono austral, na linha do equador. Como discutido anteriormente (na Subseção 5.5.3), a partir deste resultado, sugere-se que a forçante do Atlântico tropical modulou anomalias positivas de precipitação no extremo norte do NEB (Figura 5.20.g).

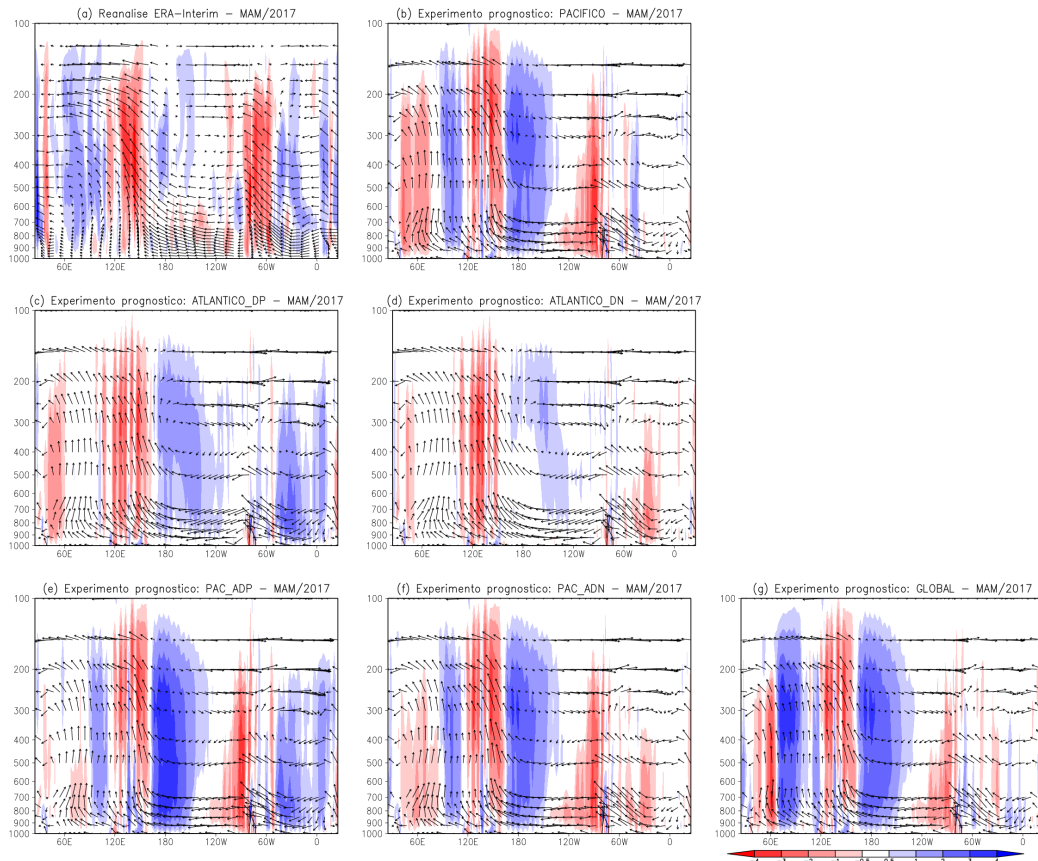
5.5.6 Célula de Walker e anomalia da velocidade vertical

A Figura 5.24 apresenta a seção vertical longitudinal da média, entre as latitudes de 0° e 10°S (Figura 4.2), do vetor resultante da multiplicação entre a velocidade vertical (omega) e a velocidade zonal (representando, assim, a célula zonal de Walker), em conjunto com a anomalia da velocidade vertical (em hachurado). Os gráficos foram construídos para a média do outono austral de 2017, a partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.24.a) e dos experimentos prognósticos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE forçados com a persistência das anomalias da TSM observada de janeiro de 2017 (Figura 5.24.b-g). Valores negativos da anomalia de omega (em tons vermelhos) representam uma intensificação (enfraquecimento) de movimento ascendente (subsidente). Por outro lado, valores positivos da anomalia de omega (em tons azuis) representam um enfraquecimento (intensificação) de movimento ascendente (subsidente).

A partir da reanálise do ERA-Interim (Figura 5.24.a), como apresentado na Subseção 4.7.6, na região norte da América do Sul (entre as longitudes de 80°W e 60°W), foram observadas anomalias positivas de omega, possivelmente associadas com as anomalias positivas de TSM, sobre a região do Pacífico tropical leste, durante o outono austral de 2017 (Figura 4.33.f), enquanto que a leste desta região (entre as longitudes de 60°W e 0°), a qual abrange o NEB, anomalias negativas de omega foram observadas, geralmente associadas com movimentos que inibem a convecção, consequentemente causando deficit de precipitação sobre o território nordestino.

No experimento PACIFICO (Figura 5.24.e), sobre a subregião do NNEB (entre as latitudes de 0° e 10°S), o MCGA também produziu anomalias positivas de omega, entre as longitudes de 60°W e 30°W , aproximadamente, porém em intensidade inferior (a leste desta região, até a longitude de 0° , foram simuladas condições neutras de omega). Do mesmo modo, os experimentos que prescrevem o padrão de dipolo positivo na região do Atlântico tropical (ATLANTICO_DP e PAC_AD – Figura 5.24.c e Figura 5.24.e) também produziram anomalias positivas de omega sobre a região do NEB, porém, em uma extensão e intensidade superior, comparadas às simuladas pelo experimento PACIFICO.

Figura 5.24 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2017 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, os experimentos ATLANTICO_DN (Figura 5.24.d) e PAC_ADN (Figura 5.24.f) apresentaram anomalias negativas de omega entre as longitudes de 60°W e 20°W, aproximadamente (região esta que abrange o NEB). Essa configuração de omega geralmente está associado com uma intensificação (enfraquecimento) de movimentos ascendentes (subsidentes) na região, favorecendo a convecção, e portanto, causando excesso de precipitação no território nordestino. Além destes, o

experimento GLOBAL produziu anomalias negativas de omega também na região do NEB, porém em menor intensidade. Esse resultado sugere que a persistência das anomalias de TSM do Atlântico tropical teve um papel predominante comparada à forçante de TSM do Pacífico tropical, na subregião do NNEB (entre as latitudes de 0° e 10°S , para esta análise), corroborando com os resultados de anomalia de precipitação (Figura 5.20.g), anomalias da PNM e da circulação em 850 hPa (Figura 5.21.g) e da anomalia de umidade específica (Figura 5.23.g).

5.5.7 Síntese dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2017

A análise dos experimentos prognósticos para o outono austral de 2017 apontaram que, sobre a subregião do SNEB, a influência da forçante oceânica do Pacífico tropical prevaleceria sobre a forçante do Atlântico. Por outro lado, a forçante oceânica do Atlântico tropical apresentou um papel predominante na subregião do NNEB.

A partir dos resultados da anomalia de precipitação (Subseção 5.5.2), foram produzidos deficits de precipitação sobre a porção sul do NEB, mesmo quando combinado a forçante da persistência da anomalia do Pacífico tropical (observada em janeiro de 2017) com a influência do composto do dipolo negativo (experimento PAC_ADN – Figura 5.19.f). O experimento GLOBAL simulou resultado semelhante ao produzido pelo experimento PAC_ADN. Além disso, na análise das anomalias de umidade específica em um corte vertical latitudinal, foram simuladas anomalias negativas na subregião do SNEB (entre as latitudes de 15°S e 5°S) entre os experimentos PACIFICO, ATLANTICO_DP, PAC_DP, PAC_DN e GLOBAL.

Por outro lado, na subregião do NNEB, os experimento ATLANTICO_DN e PAC_ADN produziram anomalias positivas de precipitação, possivelmente por uma confluência anômala em baixos níveis (850 hPa) na região próxima do extremo norte do NEB, devido, possivelmente a uma configuração de gradiente de anomalia de PNM de sul para norte, o qual produz alísios de nordeste (sudeste) mais fortes (fracos), favorecendo a permanência da ZCIT em posições mais ao sul, e consequentemente, causando anomalias positivas de precipitação sobre a subregião do NNEB.

O experimento prognóstico para o outono austral de 2014 apresentou resultados semelhantes a este, porém produzindo anomalias negativas de precipitação de forma intensa, comparado o experimento GLOBAL com o observado pelo GPCPv2.3 (Apêndice A.2).

5.6 Síntese dos experimentos prognósticos

Os experimentos prognósticos apontaram que o oceano Atlântico tropical exerceria papel predominante nos anos de 2012, 2013, 2014 e 2017, caso algum padrão de dipolo (negativo ou positivo) fosse desenvolvido no Atlântico. Nesses anos, o experimento PAC_ADP (o qual prescreve a persistência da anomalia de TSM, observada em janeiro sobre o Pacífico tropical, juntamente com a persistência do padrão de TSM do dipolo positivo no Atlântico tropical) produziu anomalias negativas de precipitação sobre o NEB. Por outro lado, o experimento PAC_ADN (o qual prescreve condições oceânicas na região do Pacífico tropical semelhante ao experimento anterior, porém prescreve a persistência do padrão de TSM do dipolo negativo no Atlântico tropical) produziram anomalias positivas de precipitação sobre NEB. Ou seja, mesmo com a persistência, das condições oceânicas sobre o Pacífico tropical observadas em janeiro, para os meses seguintes (até maio), os padrões de dipolo do Atlântico exerceram um predomínio em modular as anomalias de precipitação sobre o NEB, conhecidas na literatura. Nos anos de 2015 e 2016, o experimento PAC_ADN simulou anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, sugerindo que, mesmo se fosse desenvolvido um padrão de dipolo negativo no Atlântico tropical, a influência do Pacífico tropical iria produzir anomalias negativas de precipitação sobre o NEB.

Em todos os 6 anos, o experimento GLOBAL, o qual persiste a anomalia de TSM em todo o globo, observada em janeiro, para os meses seguintes de integração (fevereiro a maio), simulou déficit de precipitação sobre o NEB. Porém o outono austral dos anos de 2014, 2015 e 2017, o MCGA superestimou este déficit produzindo anomalias negativas de precipitação mais intensas e em uma maior extensão espacial que as observadas. No ano de 2017, o deficit de precipitação foi simulado em uma menor intensidade e extensão comparado ao observado pelo dado do GPCPv2.3. Por similaridade aos resultados encontrados, os anos de 2013, 2014 e 2015 não foram descritos neste capítulo, porém seus resultados foram apresentados no Apêndice A desta tese. A tabela 5.1 apresenta uma síntese dos resultados encontrados a partir dos experimentos prognósticos.

Tabela 5.1 - Síntese dos resultados encontrados com os experimentos prognósticos.

Ano	Seria possível prever as anomalias de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral do período em estudo, com um mês de antecedência?
2012	O MCGA prognosticou anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, as quais foram observadas. As condições oceânicas do Atlântico tropical apresentaram-se como forçante predominante, caso fosse desenvolvido um padrão tipo de dipolo (positivo/negativo)
2013	Idem 2012
2014	O MCGA prognosticou anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, as quais foram observadas. As condições oceânicas do Atlântico tropical apresentaram-se como a forçante predominante sobre a subregião do NNEB, caso fosse desenvolvido um padrão do tipo dipolo (positivo/negativo). A persistência da ATSM do Pacífico tropical apresentou-se como a forçante predominante sobre o SNEB, mesmo se fosse desenvolvido um padrão do tipo dipolo no Atlântico tropical.
2015	O MCGA prognosticou anomalias negativas de precipitação sobre o NEB, as quais foram observadas. A persistência da ATSM do Pacífico tropical apresentou-se como a forçante predominante sobre o NEB, mesmo se fosse desenvolvido um padrão do tipo de dipolo (positivo/negativo) no Atlântico tropical.
2016	Idem 2015
2017	Idem 2014

6 CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta uma análise do déficit de precipitação observado sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), durante o outono austral, dentro do período de 2012-2017, em uma perspectiva diagnóstica e prognóstica. Na perspectiva diagnóstica, analisou-se o papel de cada bacia oceânica tropical em modular anomalias de precipitação sobre o NEB, enquanto que na perspectiva prognóstica, buscou-se antecipar o papel dos oceanos Pacífico e Atlântico, com um mês de antecedência, para analisar a possibilidade de prever anomalias de precipitação sobre o NEB.

Inicialmente (Capítulo 3), analisou-se a série histórica da anomalia de precipitação do NEB (dividindo-a em duas subregiões: norte [NNEB] e Sul do NEB [SNEB]), para o período de 1980 a 2017. A partir dos resultados, encontrou-se o período de 2012-2017 como o único de 6 anos consecutivos, dentro de um período de 38 anos, que apresentou déficit de precipitação durante o outono austral, como também durante o ano hidrológico, sobre as duas subregiões analisadas.

Sobre a subregião do NNEB, o outono austral de 2012 foi considerado o mais seco dentro do período de 1980-2017. Além disso, a série temporal completa pode ser dividida em períodos com predominância de anos com excesso ou déficit de precipitação. Todos os quatro períodos, com predomínio de anos com déficit de precipitação, apresentaram pelo menos um evento com déficit de precipitação semelhante ao que ocorreu durante o outono austral de 2012.

A série temporal da anomalia de precipitação acumulada sobre a subregião do NNEB, durante o outono austral, foi correlacionada com as anomalias de TSM em todo o globo, de forma simultânea e defasada. Além das relações conhecidas na literatura científica (como por exemplo [Uvo et al. \(1998\)](#)) entre essas duas variáveis (discutidas no Capítulo 2), ou seja, da precipitação acumulada no trimestre de MAM com os oceanos Atlântico e Pacífico, parte da região tropical do oceano Índico também apresentou índice de correlação negativa (concordando com o trabalho de [Taschetto e Ambrizzi \(2012\)](#)). Quatro índices de variabilidade dos oceanos tropicais também foram correlacionados com a série temporal da anomalia de precipitação da subregião do NNEB, para o outono austral: índice de Dipolo do Atlântico (representando a variabilidade do Atlântico tropical), índice na região do Niño3.4 e EMI (representando a variabilidade do Pacífico tropical, em relação aos eventos de El Niño Canônico e Modoki, respectivamente) e IOBW (representando a variabilidade do Índico tropical). Apenas o EMI apresentou uma fraca correlação de associação (-0,15) com a anomalia de precipitação da subregião do NNEB, enquanto que os

outros índices apresentaram os seguintes valores de coeficiente: dipolo do Atlântico (-0,59), índice da região do Niño3.4 (-0,71) e IOBW (-0,48).

A partir da análise realizada no Capítulo 3, utilizou-se no Capítulo 4 modelagem numérica global para tentar responder a seguinte pergunta: Qual o papel de cada oceano tropical no deficit de precipitação do NEB, durante o outono austral, ao longo de 2012 a 2017? Para responder a essa pergunta, foram propostos 6 experimentos diagnósticos (baseados no trabalho de [Taschetto e Ambrizzi \(2012\)](#)), os quais, os experimentos abordaram a influência conjunta/isolada dos oceanos tropicais em modular anomalias de precipitação sobre o NEB. A discussão acerca da atuação de cada bacia oceânica tropical está descrita na subseção final de cada ano. A partir da análise diagnóstica, conclui-se que o uso da modelagem numérica global, no sentido de criar experimentos diagnósticos que isolam/combinam forçantes oceânicas foi capaz de identificar o papel dos oceanos tropicais nos déficits de precipitação sobre o NEB, durante o outono austral de 2012 a 2017.

Na análise prognóstica (Capítulo 5), seis experimentos, baseados no trabalho [Pezzi e Cavalcanti \(2001\)](#), foram propostos (para cada ano) com o objetivo de responder as seguintes perguntas: Qual bacia oceânica tropical (Pacífico ou Atlântico) exerceria papel predominante em modular anomalias de precipitação sobre o NEB em MAM, a partir da persistência da anomalia de TSM observada sobre o Pacífico tropical, juntamente com a persistência dos padrões de TSM do dipolo positivo/negativo do Atlântico tropical, com um mês de antecedência? Seria possível prever as anomalias de precipitação sobre o NEB em MAM, com um mês de antecedência?

Além disso, na tentativa de se aproximar de uma evolução real da anomalia de TSM no Pacífico tropical (ao invés de utilizar a persistência da anomalia de TSM), uma abordagem de decaimento exponencial das anomalias de TSM foi proposta, baseado no trabalho de [Spencer et al. \(2004\)](#). A partir dos resultados encontrados, este tipo de abordagem pode ser melhor explorada em prognósticos climáticos sazonais, no sentido de reduzir a influência da persistência da anomalia de TSM durante um longo tempo de integração.

A partir da análise prognóstica, conclui-se que o uso da modelagem numérica global, pode auxiliar na cenarização de possíveis no sentido de criar experimentos diagnósticos que isolam/combinam forçantes oceânicas foi capaz de identificar o papel dos oceanos tropicais nos deficit de precipitação sobre o NEB.

Este trabalho apresentou uma abordagem de como a modelagem numérica atmosférica global pode contribuir com o entendimento sobre a relação entre a variabilidade da TSM dos oceanos tropicais e a variabilidade interanual da precipitação do NEB, bem como auxiliar na previsão climática sazonal do território nordestino. Resultados produzidos nesse contexto podem ser utilizados em outras áreas de pesquisa e prognósticos climáticos sazonais, como por exemplo a de recursos hídricos, no sentido de alimentar modelos hidrológicos de vazão, abordando diversos cenários de TSM para as regiões do Pacífico e Atlântico, a partir dos diferentes experimentos propostos (como os desenvolvidos nesta tese).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505–524, 1988. 17

_____. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part ii: upper-air circulation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 4, p. 341–355, 1989. 17

ADLER, R. et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147–1167, 2003. xvi, xvii, xxv, xxvi, xxvii, xxix, 27, 40, 42, 46, 49, 53, 55, 178, 194, 209, 220

_____. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (new version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. **Atmosphere**, v. 9, n. 4, p. 138, 2018. xvi, xvii, xxv, xxvi, xxvii, xxix, 27, 40, 42, 46, 49, 53, 55, 178, 194, 209, 220

ALPERT, J.; KANAMITSU, M.; CAPLAN, P.; SELA, J.; WHITE, G. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the nmc medium-range forecast model. In: **CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 8., 1988, Baltimore, MD. Proceedings** [S.l.: s.n.], 1988. p. 726–733. 62, 63

ALVALA, R.; CUNHA, A. P.; BRITO, S. S.; SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A.; MORAES, O. L.; CARVALHO, M. A. Drought monitoring in the brazilian semiarid region. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 91, 2019. 2

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: DIAZ H. F.; BRADLEY, R. S. (Ed.). **The Hadley circulation: present, past and future**. [S.l.]: Springer, 2004. p. 203–235. 17

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Tropical Pacific and south Atlantic effects on rainfall variability over northeast Brazil. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 13, p. 1895–1912, 2006. 21

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 1, p. 63–74, 2007. 22

ASHOK, K.; BEHERA, S. K.; RAO, S. A.; WENG, H.; YAMAGATA, T. El Niño modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C11, 2007. 2, 18, 52

ASHOK, K.; GUAN, Z.; YAMAGATA, T. Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the indian monsoon rainfall and enso. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 23, p. 4499–4502, 2001. 24

BARBOSA, H.; TARASOVA, T.; CAVALCANTI, I. Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1377–1392, 2008. 61, 63

BARROS, S. **Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. 8

BEHERA, S.; YAMAGATA, T. Climate dynamics of enso modoki phenomena. In: **OXFORD RESEARCH PRESS. Oxford research encyclopedia of climate science**. [S.l.: s.n.], 2018. 19, 68, 73

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. 14

BONATTI, J. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanalyse**, INPE, 1996. 61

BRANKOVIĆ, Č.; PALMER, T.; FERRANTI, L. Predictability of seasonal atmospheric variations. **Journal of Climate**, v. 7, n. 2, p. 217–237, 1994. 172

BRITO, A. S. **El Niño and El Niño Modoki impacts on South American rainfall**. 2011. 191 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — The University of New South Wales Sydney, Australia, 2011. 2, 52

CAI, W.; COWAN, T.; RAUPACH, M. Positive indian ocean dipole events precondition southeast Australia bushfires. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 19, 2009. 24

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. 8

- CAVALCANTI, I.; KOUSKY, V. Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa n–ne da América do Sul. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1982. Anais** [S.l.: s.n.], 1982. v. 4, p. 409–425. 8
- CAVALCANTI, I. F. et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC–COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002. 61
- CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. 8
- CAVALCANTI, I. F. d. A.; RAIÁ, A. Lifecycle of South American monsoon system simulated by CPTEC/INPE AGCM. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 878–896, 2017. 62
- CHAMBERS, D.; TAPLEY, B. D.; STEWART, R. Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C2, p. 3035–3047, 1999. 24
- CHAN, S. C.; BEHERA, S. K.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on south american rainfall. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, 2008. 24
- CHARNEY, J.; SHUKLA, J. Predictability of monsoons. In: LIGHTHILL J.; PEARCE, R. P. (Ed.). **Monsoon Dynamics**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1981. 172
- CLARK, C. O.; WEBSTER, P. J.; COLE, J. E. Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean zonal mode and east african coastal rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 16, n. 3, p. 548–554, 2003. 24
- COVEY, D. L.; HASTENRATH, S. The pacific El Niño phenomenon and the atlantic circulation. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 9, p. 1280–1287, 1978. 1, 8, 10
- CUNNINGHAM, C. A.; BONATTI, J. P. Local and remote responses to opposite ross sea ice anomalies: a numerical experiment with the CPTEC/INPE AGCM. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 106, n. 1-2, p. 23–44, 2011. 61
- DEE, D. P. et al. 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. xxv, xxvi, xxvii, xxviii, xxix, 66, 181, 184, 186, 189, 196, 199, 201, 203, 211, 212, 214, 216, 223, 225, 227, 230

DESER, C.; PHILLIPS, A. S.; ALEXANDER, M. A. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 10, 2010. 36

EAKIN, H. C.; LEMOS, M. C.; NELSON, D. R. Differentiating capacities as a means to sustainable climate change adaptation. **Global Environmental Change**, v. 27, p. 1–8, 2014. 2

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic Sea surface temperature variability and its relation to El Niño-southern oscillation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 102, n. C1, p. 929–945, 1997. 12

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. da S. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a região nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005. 7

FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603–628, 1996. 62

FREIRE, J. L. M.; FREITAS, S. R. d.; COELHO, C. A. d. S. Calibração do modelo regional brams para a previsão de eventos climáticos extremos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 2, p. 158–170, 2015. 61, 62

GATES, W. L. et al. An overview of the results of the atmospheric model intercomparison project (AMIP I). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, n. 1, p. 29–56, 1999. 61

GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. parte 1: descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1–15, 2006. 62, 63

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 839–855, 2004. 2, 3, 21

- GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447–462, 1980. 17
- GODDARD, L.; DILLEY, M. El Niño: catastrophe or opportunity. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 651–665, 2005. 14
- GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 38–1, 2002. 62, 63
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (Ed.). **Past climate variability in South America and surrounding regions**. [S.l.]: Springer, 2009. p. 159–191. 17
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58, 2000. 17
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E.; GOMES, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, 1998. 17
- HARSHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D.; CORSETTI, T. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Geophysical Research Atmospheres**, v. 92, p. 1009–1016, 1987. 62, 63
- HASTENRATH, S. Marine climatology of the tropical americas. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B**, v. 24, n. 1-2, p. 1–24, 1976. 10
- _____. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202–215, 1976. 10
- _____. On the upper-air circulation over the equatorial americas. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A**, v. 25, n. 4, p. 309–321, 1977. 10
- _____. On modes of tropical circulation and climate anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 12, p. 2222–2231, 1978. 10

_____. Prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 893–904, 1990. 11

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Further work on the prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 743–758, 1993. 11

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77–92, 1977. 1, 8, 10, 30

HASTENRATH, S.; LAMB, P. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 8, p. 1019–1023, 1977. 10

_____. On the dynamics and climatology of surface flow over the equatorial oceans. **Tellus**, v. 30, n. 5, p. 436–448, 1978. 10

HASTENRATH, S.; WU, M.-C.; CHU, P.-S. Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 464, p. 411–425, 1984. 11

HOUGHTON, R. W.; TOURRE; M, Y. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical atlantic. **Journal of Climate**, v. 5, n. 7, p. 765–772, 1992. 11

HUANG, B.; CARTON, J. A.; SHUKLA, J. A numerical simulation of the variability in the tropical Atlantic Ocean, 1980–88. **Journal of Physical Oceanography**, v. 25, n. 5, p. 835–854, 1995. 12

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M. M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, n. 1, p. 36–50, 2001. 62, 63

JIANG, X.; YANG, S.; LI, J.; LI, Y.; HU, H.; LIAN, Y. Variability of the Indian Ocean SST and its possible impact on summer western north Pacific anticyclone in the NCEP climate forecast system. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 7-8, p. 2199–2212, 2013. 24, 53

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–472, 1996. 62, 63

- KAO, H.-Y.; YU, J.-Y. Contrasting eastern-pacific and central-pacific types of enso. **Journal of Climate**, v. 22, n. 3, p. 615–632, 2009. 18
- KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–southern oscillation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D13, 2006. 22, 39
- _____. Clima da região nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F.; AL. et (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 1, 7, 8
- KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v. 8, n. 5, p. 477–488, 1988. 1, 8
- KILADIS, G. N.; DIAZ, H. F. Global climatic anomalies associated with extremes in the southern oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 9, p. 1069–1090, 1989. 14
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, 1979. 8, 9, 27
- KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Fluctuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 56, n. 5, p. 457–465, 1978. 1
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981. 8
- KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, n. 5, p. 490–504, 1984. 1, 8, 14, 17
- KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. 62, 63
- KUG, J.-S.; JIN, F.-F.; AN, S.-I. Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. **Journal of Climate**, v. 22, n. 6, p. 1499–1515, 2009. 18
- LAMB, P. J. Case studies of tropical atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weather anomalies: 1967 and 1968. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 4, p. 482–491, 1978. 10

_____. Large-scale tropical atlantic surface circulation patterns associated with subsaharan weather anomalies. **Tellus**, v. 30, n. 3, p. 240–251, 1978. 10

LARKIN, N. K.; HARRISON, D. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 16, 2005. 18

_____. On the definition of el niño and associated seasonal average us weather anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 13, 2005. 18

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Interactions of the tropical oceans. **Journal of Climate**, v. 8, n. 4, p. 952–964, 1995. 25

LI, S.; GODDARD, L.; DEWITT, D. G. Predictive skill of AGCM seasonal climate forecasts subject to different SST prediction methodologies. **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2169–2186, 2008. 206

L'HEUREUX, M. L.; COLLINS, D. C.; HU, Z.-Z. Linear trends in sea surface temperature of the tropical Pacific Ocean and implications for the El Niño-southern oscillation. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 5-6, p. 1223–1236, 2013. 47

MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do nordeste do Brasil no contexto histórico. **Revista Climanálise**, v. 3, p. 49–54, 2016. 2, 4

MARENGO, J. A.; TORRES, R. R.; ALVES, L. M. Drought in northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, n. 3-4, p. 1189–1200, 2017. 4

MARKHAM, C. G.; MCLAIN, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceara, north-eastern Brazil. **Nature**, v. 265, n. 5592, p. 320, 1977. 10, 39

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 44, n. 1, p. 25–43, 1966. 17

MCPHADEN, M. J.; ZEBIAK, S. E.; GLANTZ, M. H. Enso as an integrating concept in earth science. **Science**, v. 314, n. 5806, p. 1740–1745, 2006. 14, 15, 17

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 62, 63

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. d. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1–10, 2002. 8

MORAIS, M. **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam no Nordeste do Brasil: estudo observacional e numérico**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais do Brasil (INPE), São José dos Campos, 2016. 8

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653–2675, 1981. 1, 3, 8, 11, 44

NOBRE, C.; MOLION, L. The climatology of drought prediction. In: PARRY, M.; CARTER, T.; KONIJN, N. (Ed.). **The impact of climatic variations on agriculture**. [S.l.]: Berlin: Springer, 1988. v. 2, p. 305–323. 1, 28

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996. 1, 12

OLIVEIRA, A. d. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986. 8

PANETTA, J.; BARROS, S.; BONATTI, J.; TOMITA, S.; KUBOTA, P. Computational cost of CPTEC AGCM. In: MOZDYNSKI, G. (Ed.). **Use of high performance computing in meteorology**. [S.l.]: World Scientific, 2007. p. 65–83. 61

PEREIRA, H. R.; REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T. Características da atmosfera na primavera austral durante o El Niño de 2015/2016. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 293–310, 2017. 117, 193

PEZZI, L.; CAVALCANTI, I. The relative importance of enso and tropical atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205–212, 2001. 20, 22, 57, 174, 236

RAMIREZ, M. C. V. Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 17, n. 1, p. 84–99, 1996.

8

RAO, V.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81–91, 1990. 17

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996. 8

RASCH, P.; KRISTJÁNSSON, J. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 7, p. 1587–1614, 1998. 62, 63

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354–384, 1982. 14, 15

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didactica**, v. 8, n. 1, p. 34–50, 2012. 9

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609–1625, 2002. xvi, xvii, xxv, xxvi, xxvii, xxviii, 35, 36, 40, 42, 46, 49, 51, 53, 54, 55, 56, 59, 176, 192, 208, 218

RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J.; AMBRIZZI, T. The impacts of inter–El Niño variability on the tropical atlantic and northeast Brazil climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3402–3422, 2011. 2, 23, 52

RODRIGUES, R. R.; MCPHADEN, M. J. Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the brazilian northeast? **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 3, p. 1012–1018, 2014. 2, 23, 52, 68, 72

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987. 1, 14

SADLER, J. C. The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 5, p. 369–387, 1975. 10

SAJI, N.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. T. Indian Ocean dipole mode events and austral surface air temperature anomalies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 39, n. 1-2, p. 87–101, 2005. 24

SAJI, N.; GOSWAMI, B.; VINAYACHANDRAN, P.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 360, 1999. 24

SAJI, N.; YAMAGATA, T. Possible impacts of Indian Ocean dipole mode events on global climate. **Climate Research**, v. 25, n. 2, p. 151–169, 2003. 25

SCHOTT, F. A.; XIE, S.-P.; JR, J. P. M. Indian Ocean circulation and climate variability. **Reviews of Geophysics**, v. 47, n. 1, 2009. 24

SERVAIN, J. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C8, p. 15137–15146, 1991. 11, 44

SHEINBAUM, J. Current theories on El Niño-southern oscillation: a review. **Geofísica Internacional**, v. 42, n. 3, p. 291–305, 2003. 15

SHUKLA, J. Predictability of time averages: Part ii: the influence of the boundary forcings. In: BURRIDGE, D. M.; KÄLLEN, D. M. (Ed.). **Problems and prospects in long and medium range weather forecasting**. [S.l.]: Springer, 1984. p. 155–206. 172

SILVA, P. C. G. da; MOURA, M. S. B. de; KIILL, L. H. P.; BRITO, L. d. L.; PEREIRA, L. A.; SÁ, I. B.; CORREIA, R. C.; TEIXEIRA, A. d. C.; CUNHA, T. J. F.; FILHO, C. G. Caracterização do semiárido brasileiro: fatores naturais e humanos. In: SA, I.; P.C.G., S. (Ed.). **Embrapa Semiárido**. [S.l.]: Embrapa, 2010. 2

SILVA, V. d. P. R. da; PEREIRA, E. R. R.; SOUSA, F. D. A. S. D.; ALMEIDA, R. S. R. Estudo da variabilidade anual e intra-anual da precipitação da região nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 163–172, 2012. 1

SOUZA, E. d.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. Um complexo convectivo de mesoescala associado à precipitação intensa sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 01–14, 1998. 8

SOUZA, E. d.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 3, p. 1–44, 1998. 12, 21, 44, 45

SPENCER, H.; SLINGO, J. M.; DAVEY, M. K. Seasonal predictability of enso teleconnections: the role of the remote ocean response. **Climate dynamics**, v. 22, n. 5, p. 511–526, 2004. 171, 206, 236

STRANG, D. **Análise climatológica das normais pluviométricas do Nordeste Brasileiro**. [S.l.]: Centro Técnico Aeroespacial, 1972. 2, 8, 27

TADDEI, R.; GAMBOGGI, A. L. **Depois que a chuva não veio—respostas sociais às secas na Amazônia, no Nordeste e no Sul do Brasil**. [S.l.]: Fortaleza: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos/Instituto Comitas para Estudos Antropológicos, 2010. 2

TARASOVA, T.; BARBOSA, H.; FIGUEROA, S. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. [S.l.: s.n.], 2006. 61, 63

TASCHETTO, A. S.; AMBRIZZI, T. Can Indian Ocean SST anomalies influence south american rainfall? **Climate Dynamics**, v. 38, n. 7-8, p. 1615–1628, 2012. 2, 24, 25, 39, 53, 57, 103, 235, 236

TAYLOR, K. E.; WILLIAMSON, D.; ZWIERS, F. **The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations**. [S.l.]: Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore, 2000. 61

TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F.; GRIMM, A. M. Influences of two types of enso on south american precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 6, p. 1382–1400, 2013. 2, 19, 52

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: **WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE NUMERICAL MODELS. 1983. Proceedings** [S.l.: s.n.], 1983. p. 297–316. 62, 63

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. The southern oscillation revisited: sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4358–4365, 2000. 17

TRENBERTH, K. E.; STEPANIAK, D. P. Indices of El Niño evolution. **Journal of Climate**, v. 14, n. 8, p. 1697–1701, 2001. 18

UVO, C.; NOBRE, C. A zona de convergência intertropical (zcit) e a precipitação no norte do nordeste do Brasil. parte i: a posição da ZCIT no atlântico equatorial. **Climanálise**, v. 4, n. 07, p. 34–40, 1989. 9

_____. A zona de convergência intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do nordeste do Brasil. parte ii: A influência dos ventos e tsm do atlântico tropical. v. 4, n. 10, p. 39–47, 1989. 9

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. 1989. 99f p. Dissertação (Mestrado em meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989. 1, 8, 9

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between tropical pacific and atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551–562, 1998. 1, 17, 20, 39, 235

VIEIRA, R. M. d. S. P.; CUNHA, A. P. M. d. A.; ALVALÁ, R. C. d. S.; CARVALHO, V. C.; NETO, S. F.; SESTINI, M. F. Land use and land cover map of a semiarid region of Brazil for meteorological and climatic models. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 129–138, 2013. 2

WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2010–2019, 1996. 11, 12

WALKER, G. T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. **Beitr. Phys. d. Frein. Atmosph**, v. 14, p. 88–93, 1928. 14

WARD, M. N.; FOLLAND, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 7, p. 711–743, 1991. 11

WEBSTER, P. J.; MOORE, A. M.; LOSCHNIGG, J. P.; LEBEN, R. R. Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 356, 1999. 24

WENG, H.; ASHOK, K.; BEHERA, S. K.; RAO, S. A.; YAMAGATA, T. Impacts of recent El Niño modoki on dry/wet conditions in the pacific rim during boreal summer. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 2-3, p. 113–129, 2007. 18

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic Press, 2011. 35, 37

YAMAZAKI, Y. **Estudos teóricos e sinóticos dos distúrbios tropicais**. [S.l.]: INPE, 1975. 8

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the south Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 55, n. 2, p. 205–207, 1977. 8

YEH, S.-W.; KUG, J.-S.; DEWITTE, B.; KWON, M.-H.; KIRTMAN, B. P.; JIN, F.-F. El Niño in a changing climate. **Nature**, v. 461, n. 7263, p. 511, 2009. 18

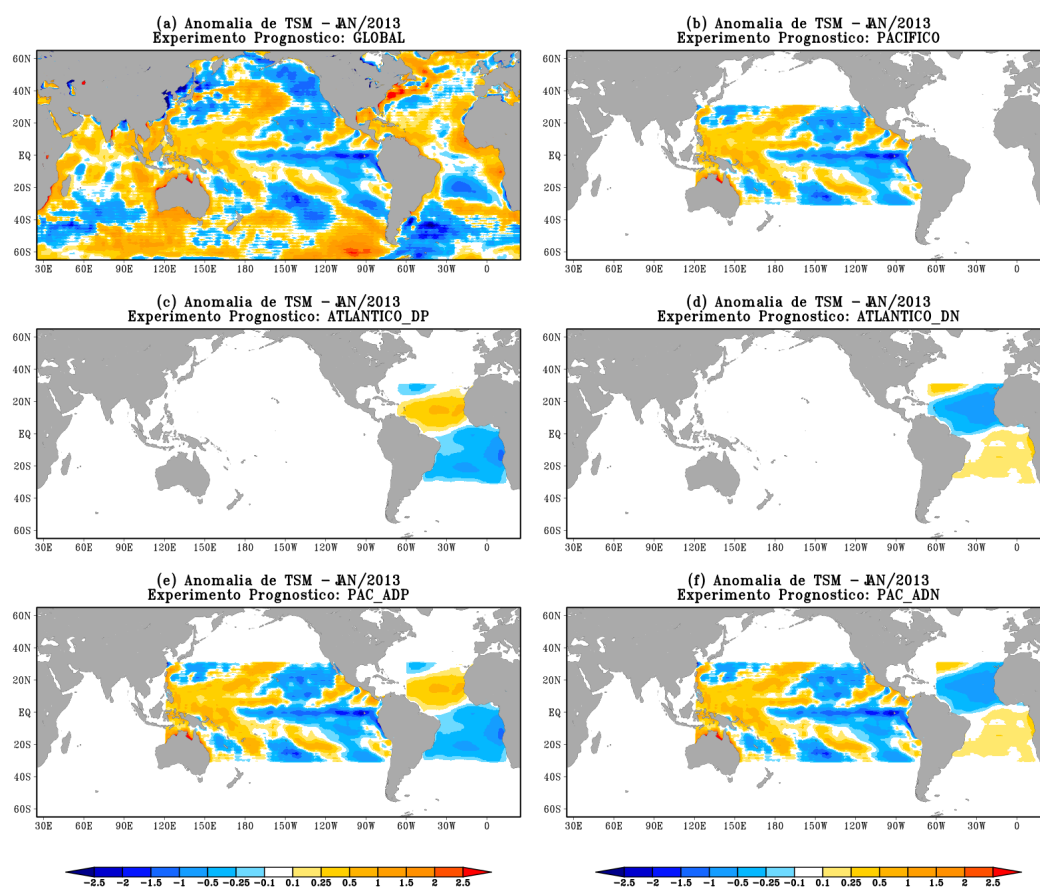
ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R. E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2628–2644, 1998. 62, 63

APÊNDICE A - RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS PROGNÓSTICOS COM TSM PERSISTIDA

Este apêndice apresenta as figuras dos resultados dos experimentos prognósticos, os quais não foram discutidos no Capítulo 5, por questões de simplicidade e similaridade a outros anos.

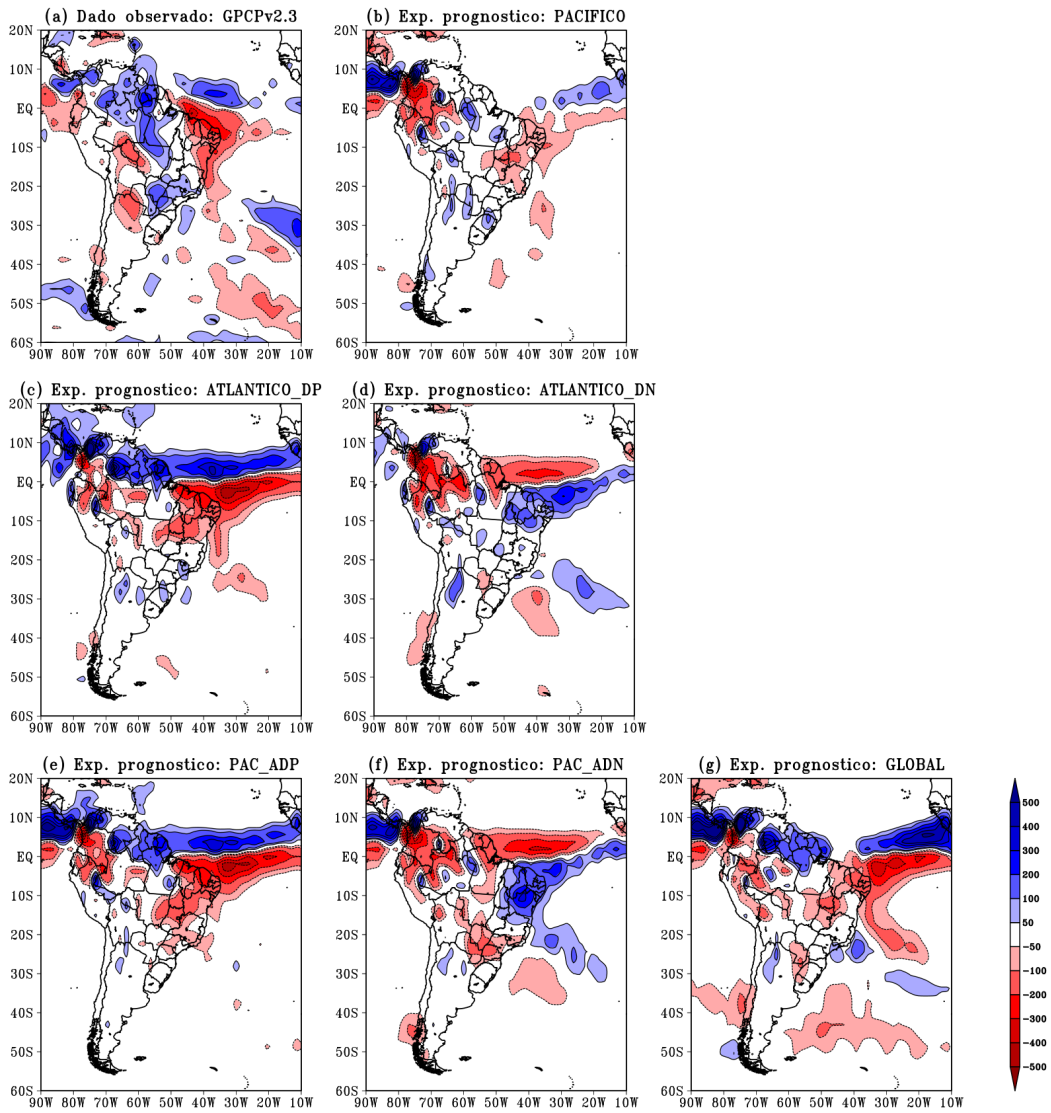
A.1 Outono austral de 2013

Figura A.1 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2013 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010.



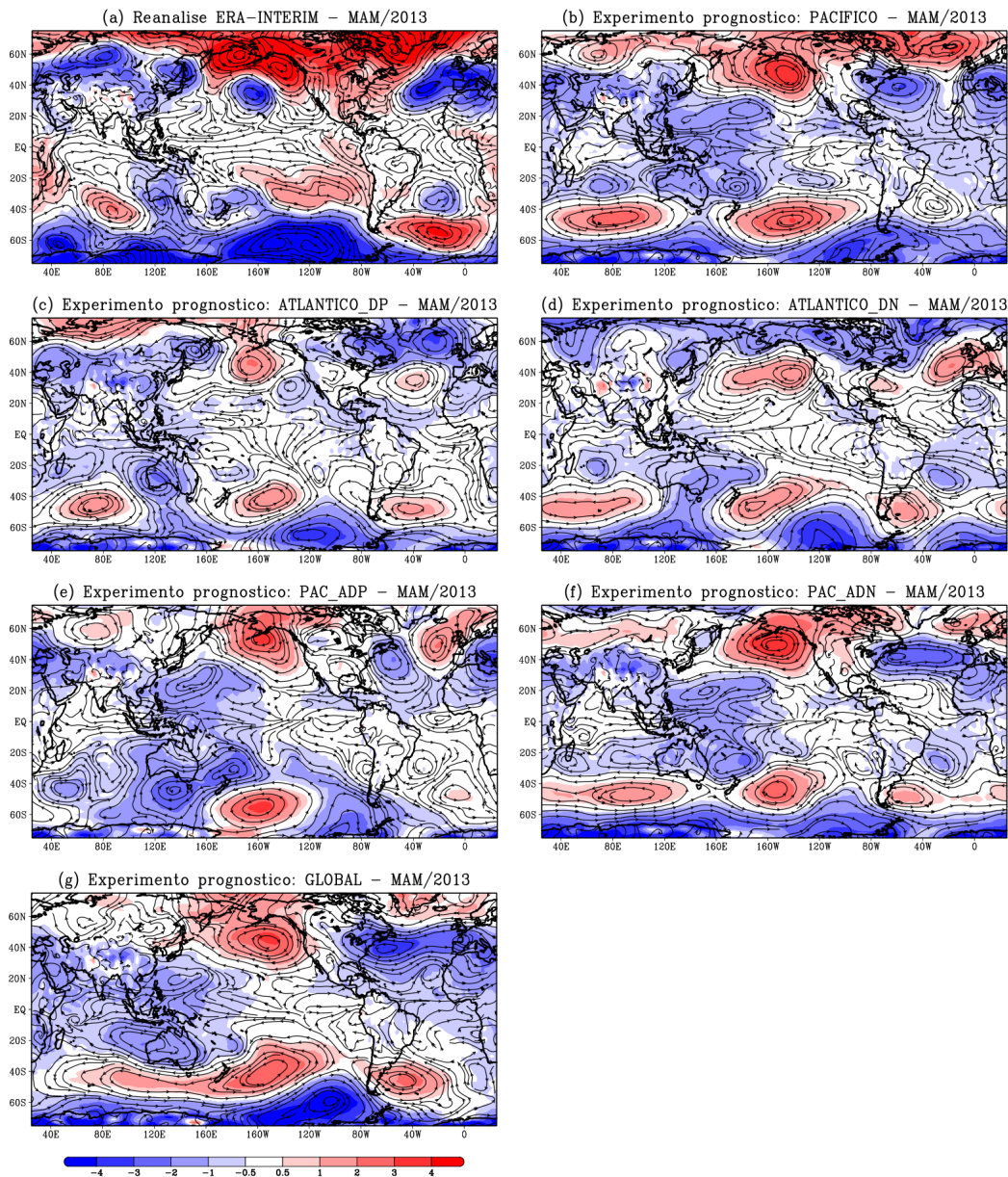
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2013 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



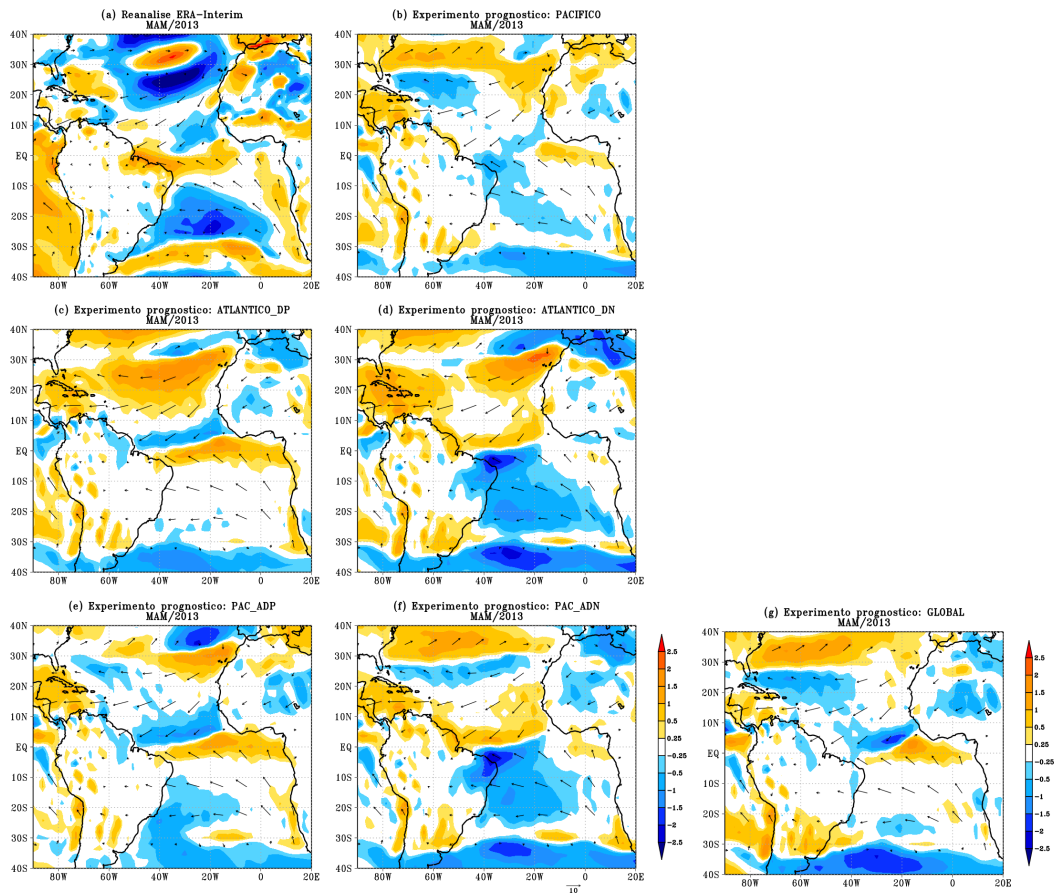
Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



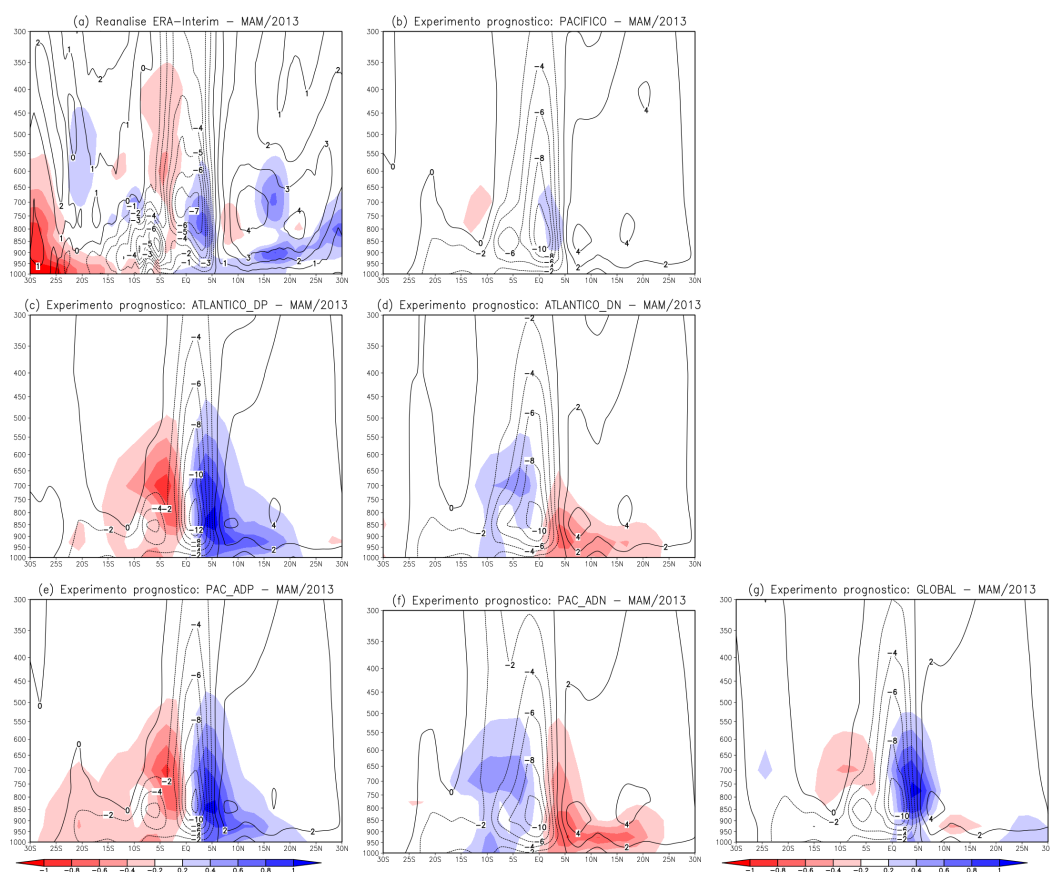
Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



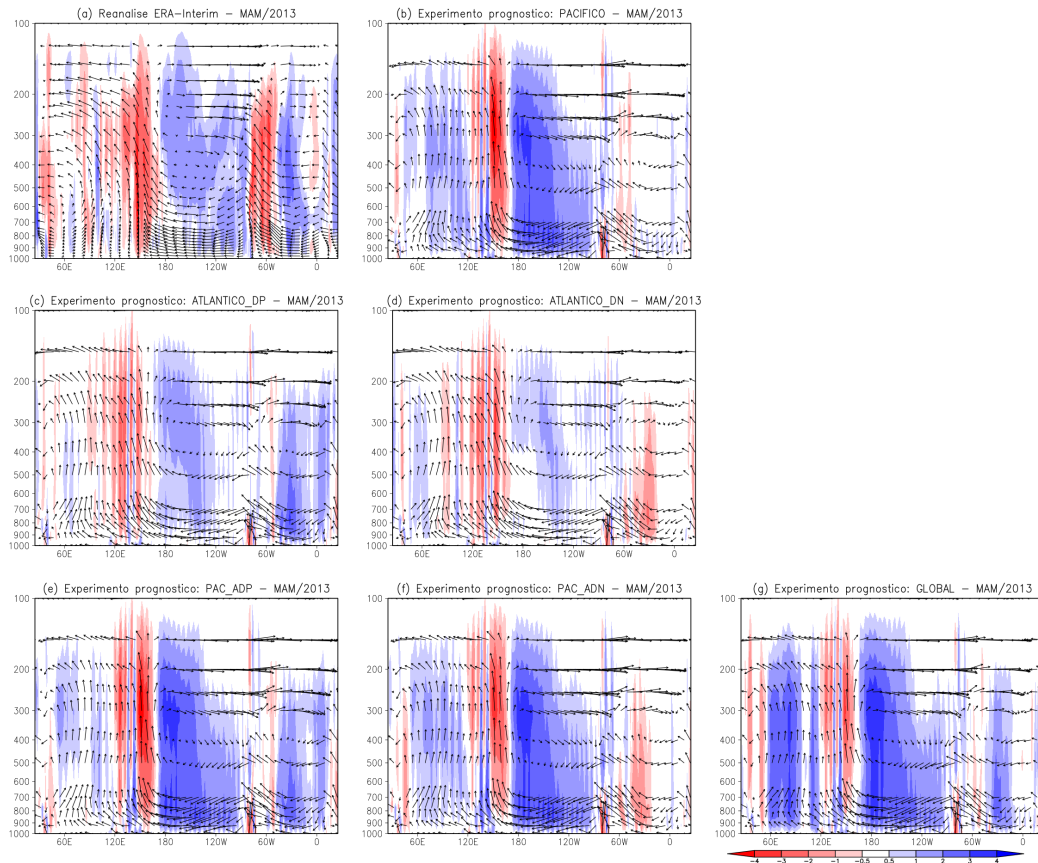
Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

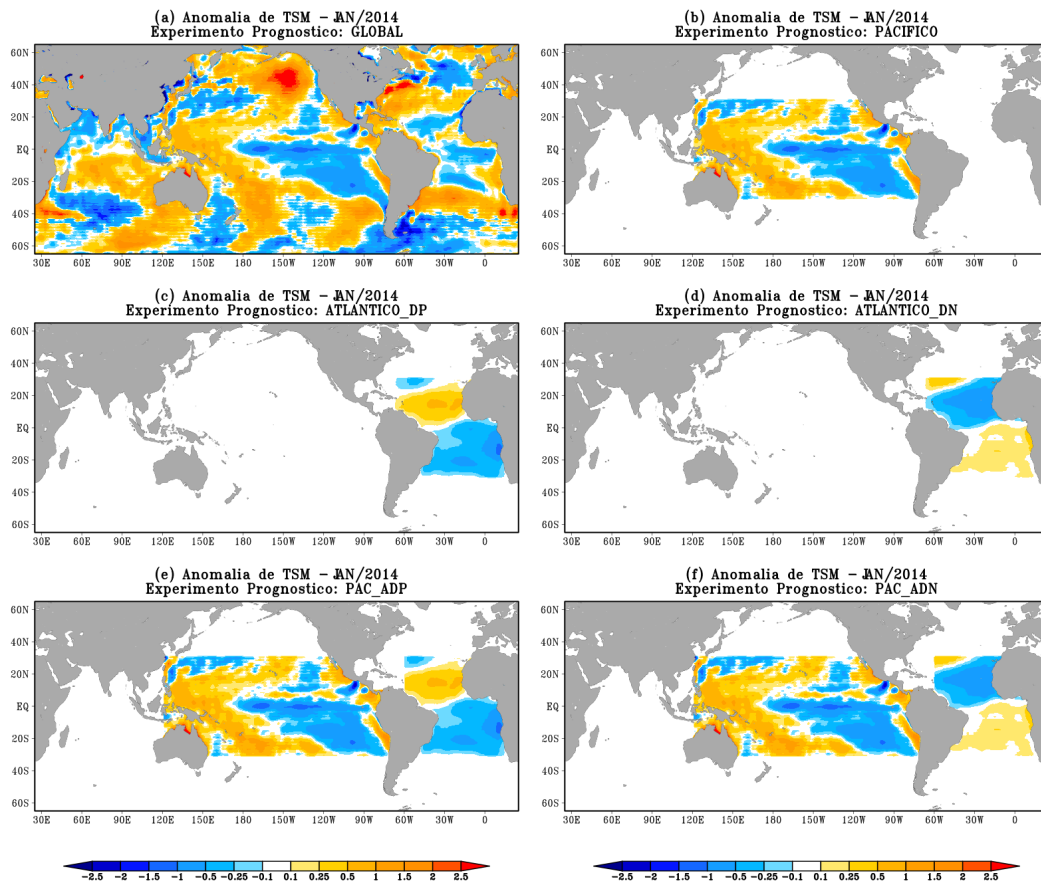
Figura A.6 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2013 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

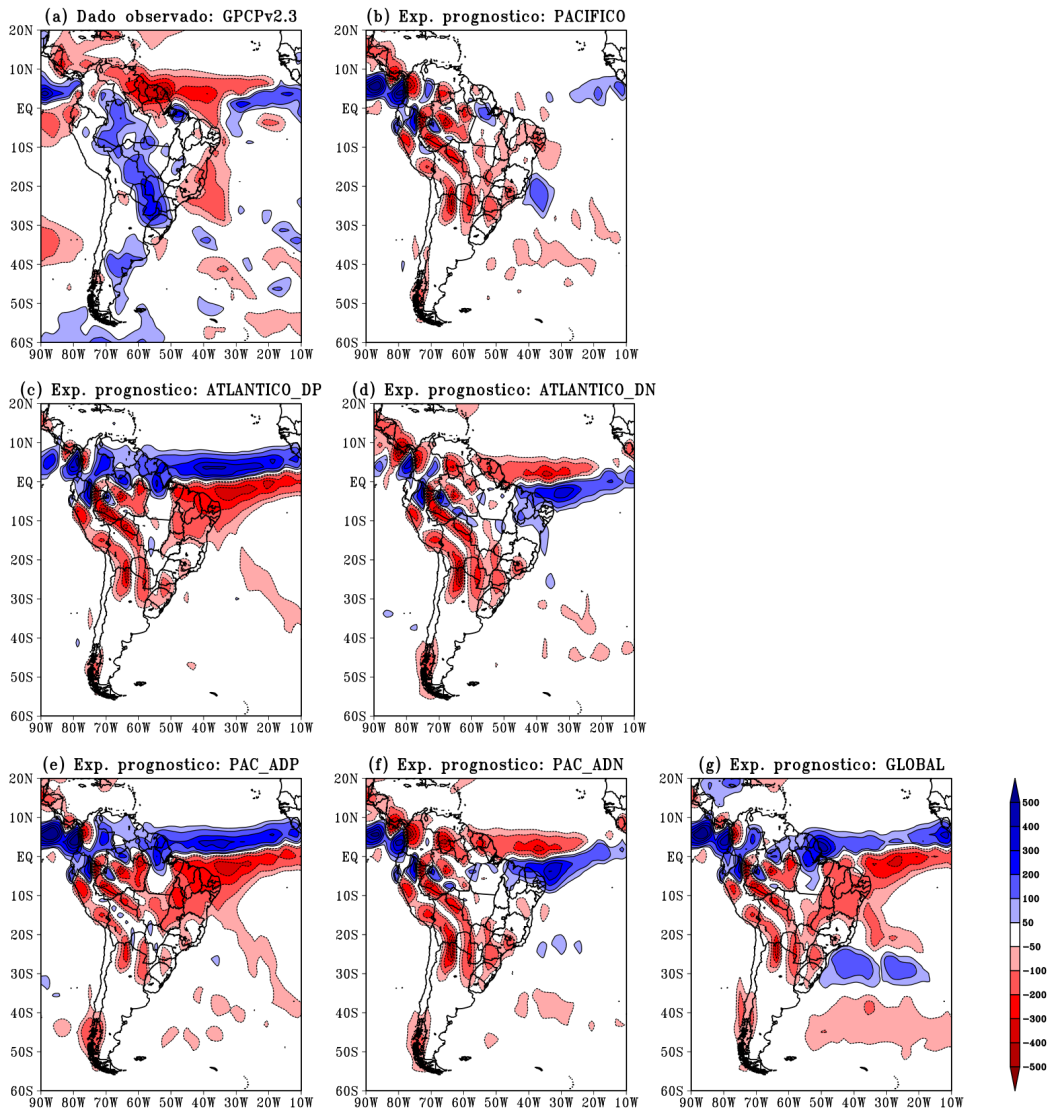
A.2 Outono austral de 2014

Figura A.7 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2014 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN. O período climatológico base é de 1981-2010.



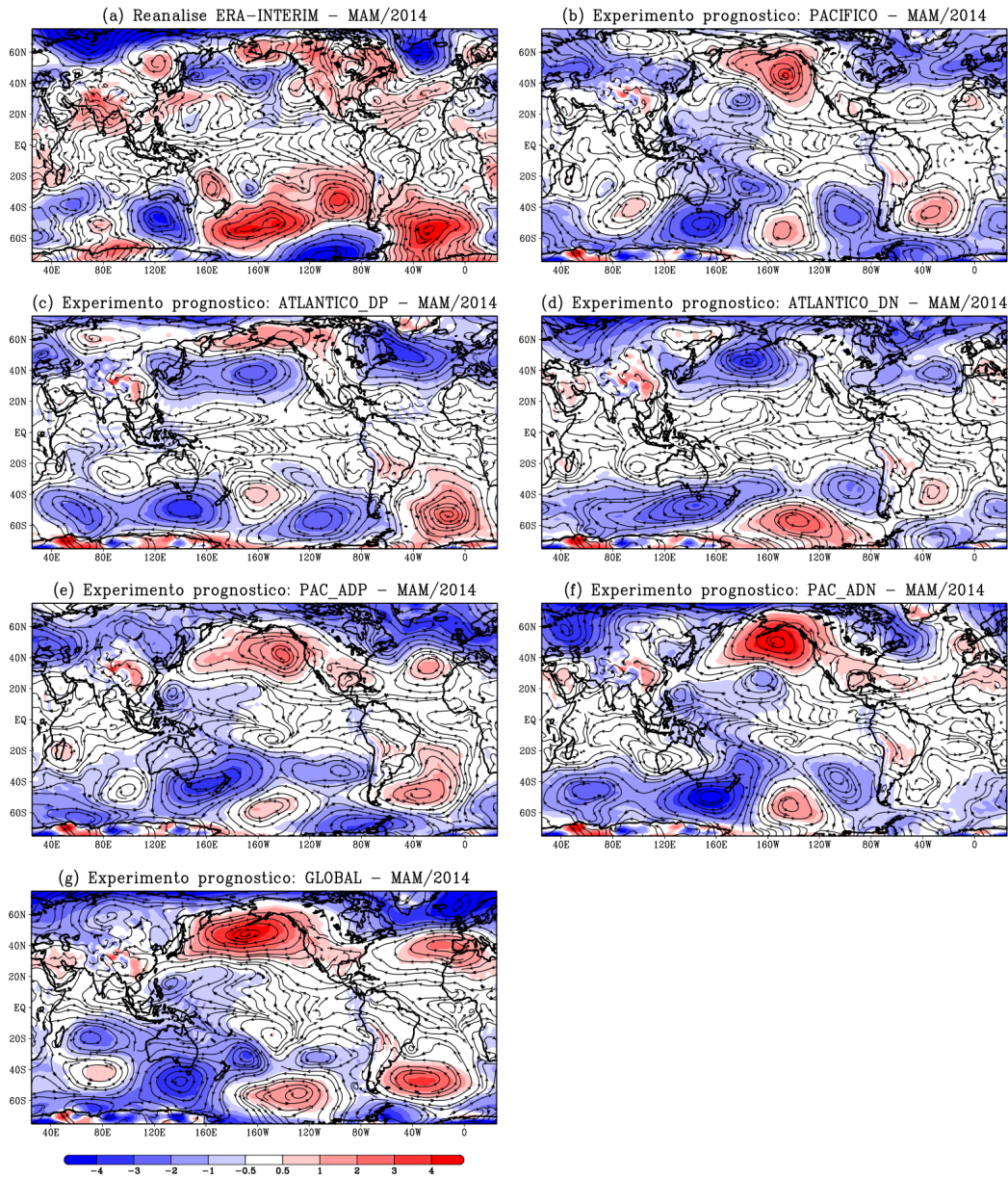
Fonte: Produção do autor.

Figura A.8 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2014 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



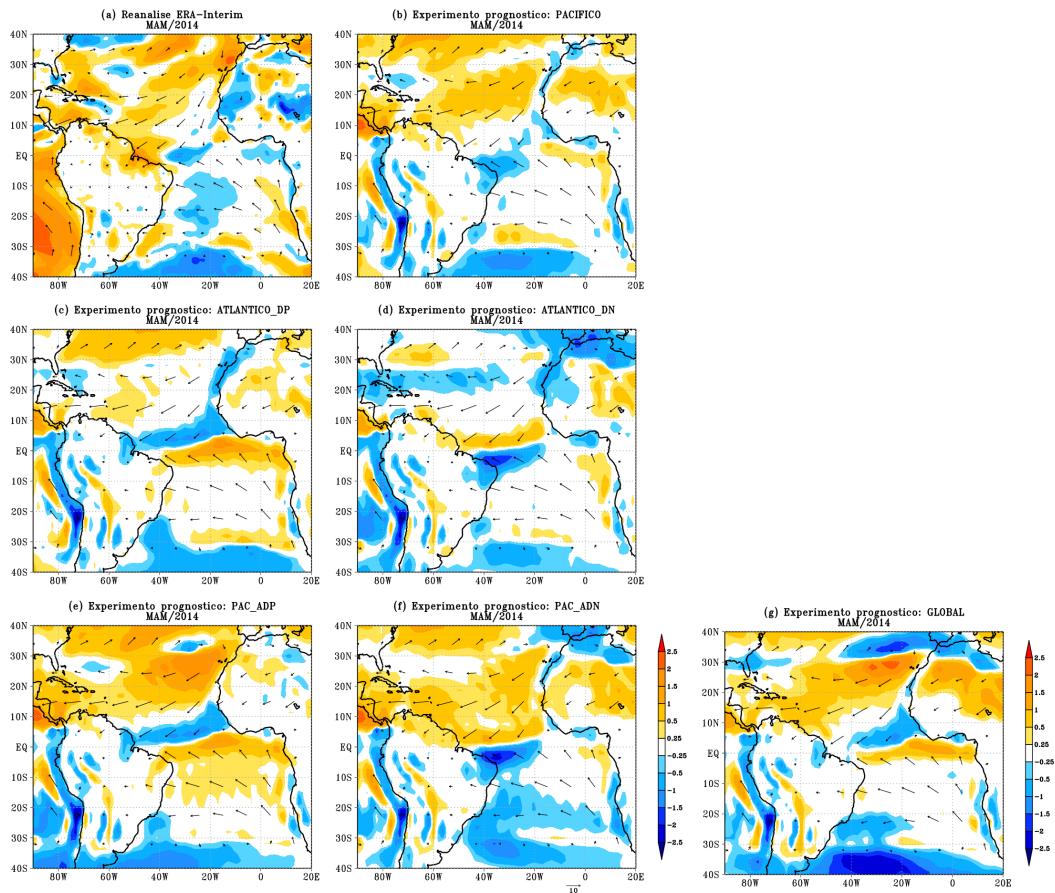
Fonte: Produção do autor.

Figura A.9 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



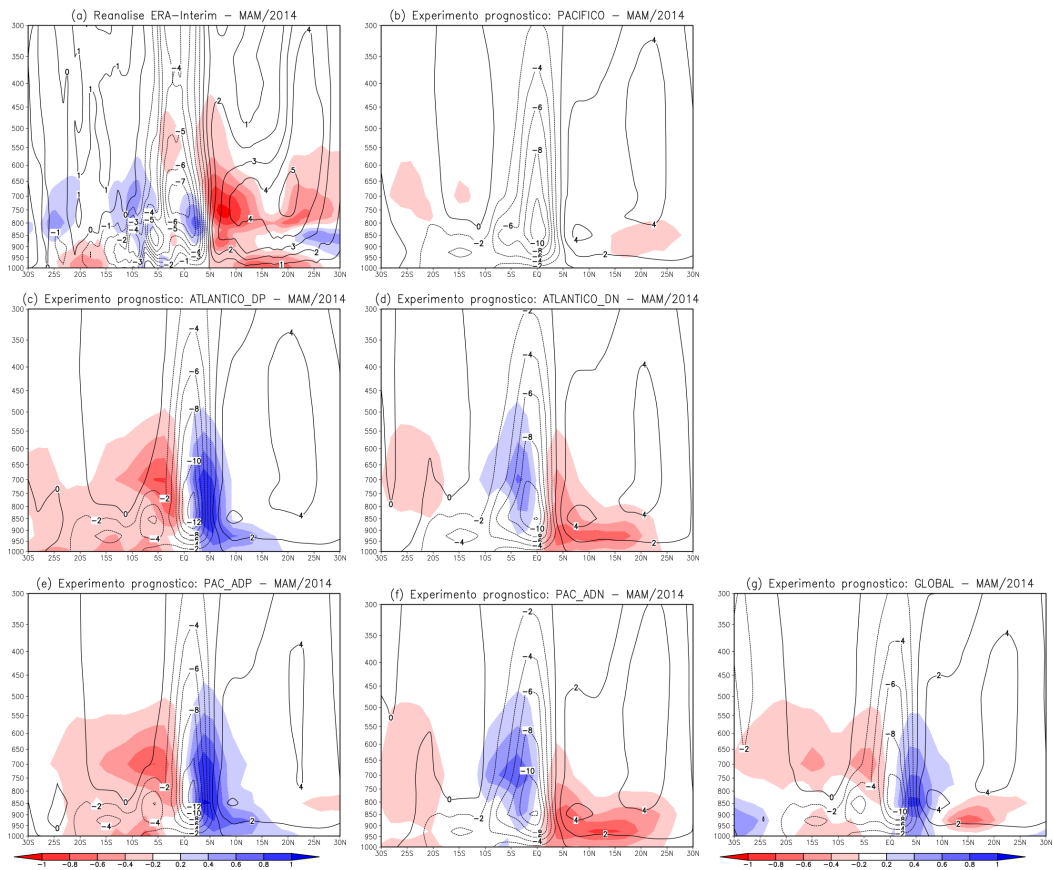
Fonte: Produção do autor.

Figura A.10 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



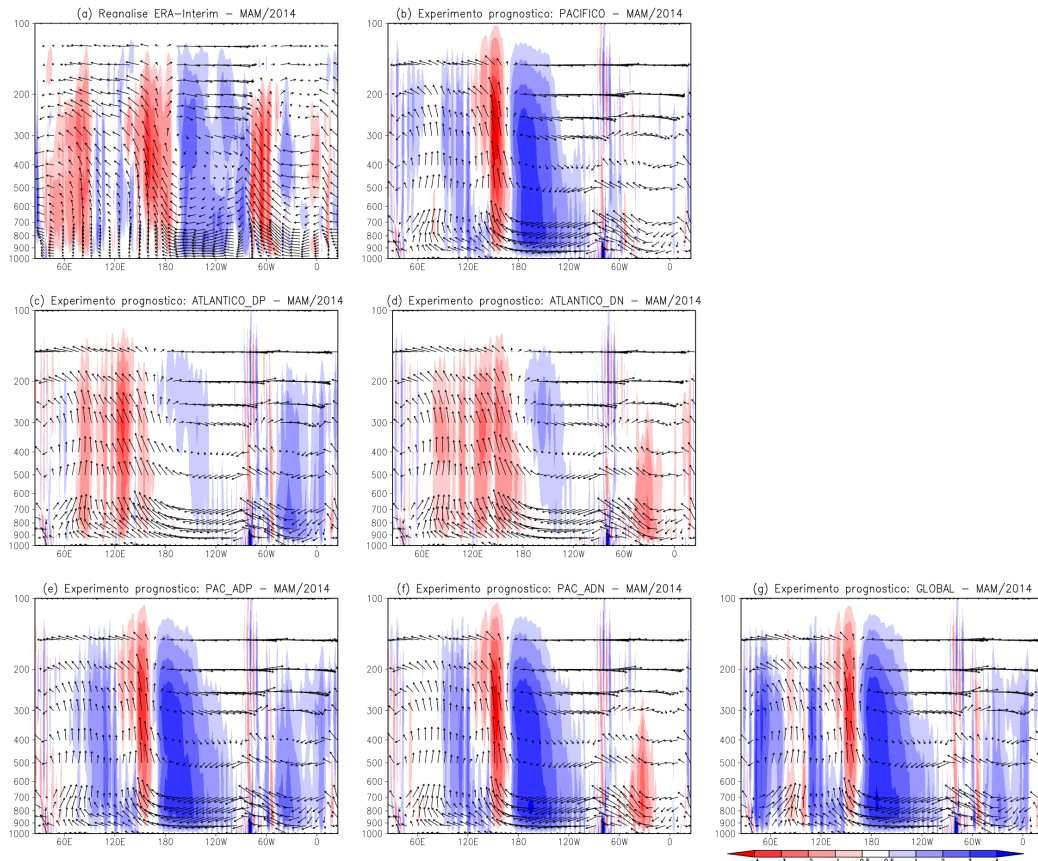
Fonte: Produção do autor.

Figura A.11 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

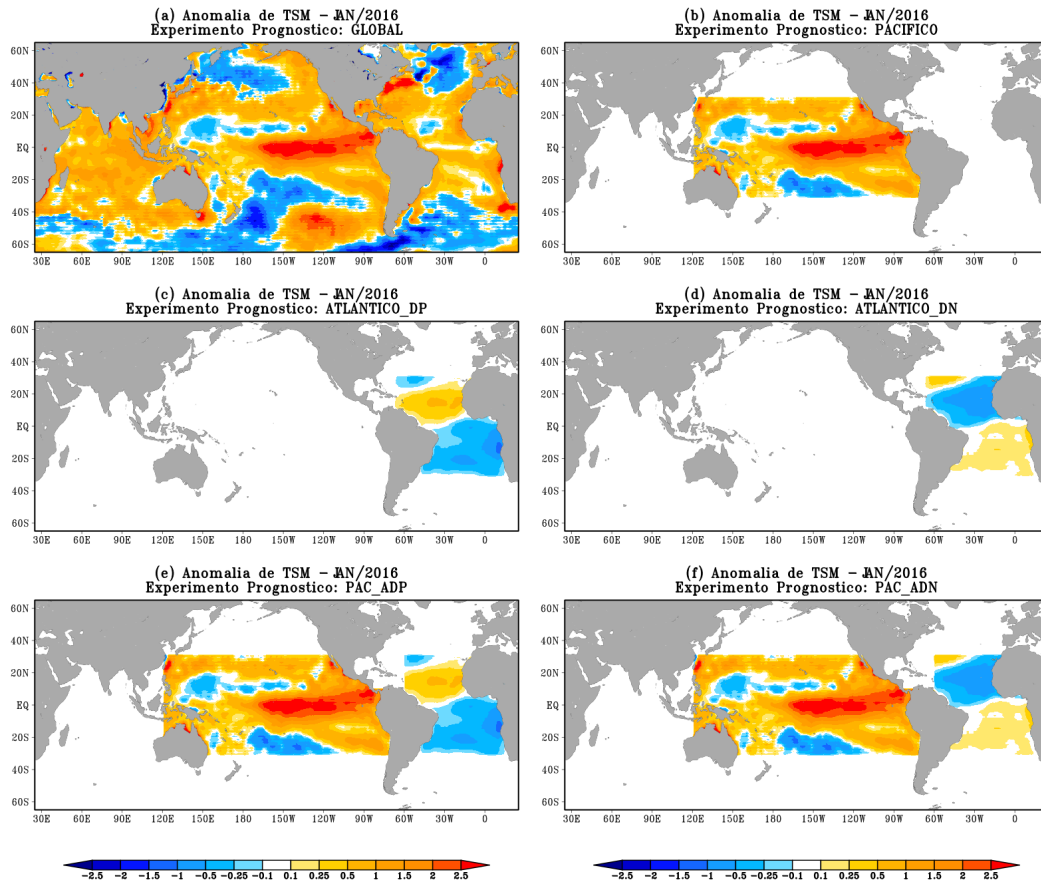
Figura A.12 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2014 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

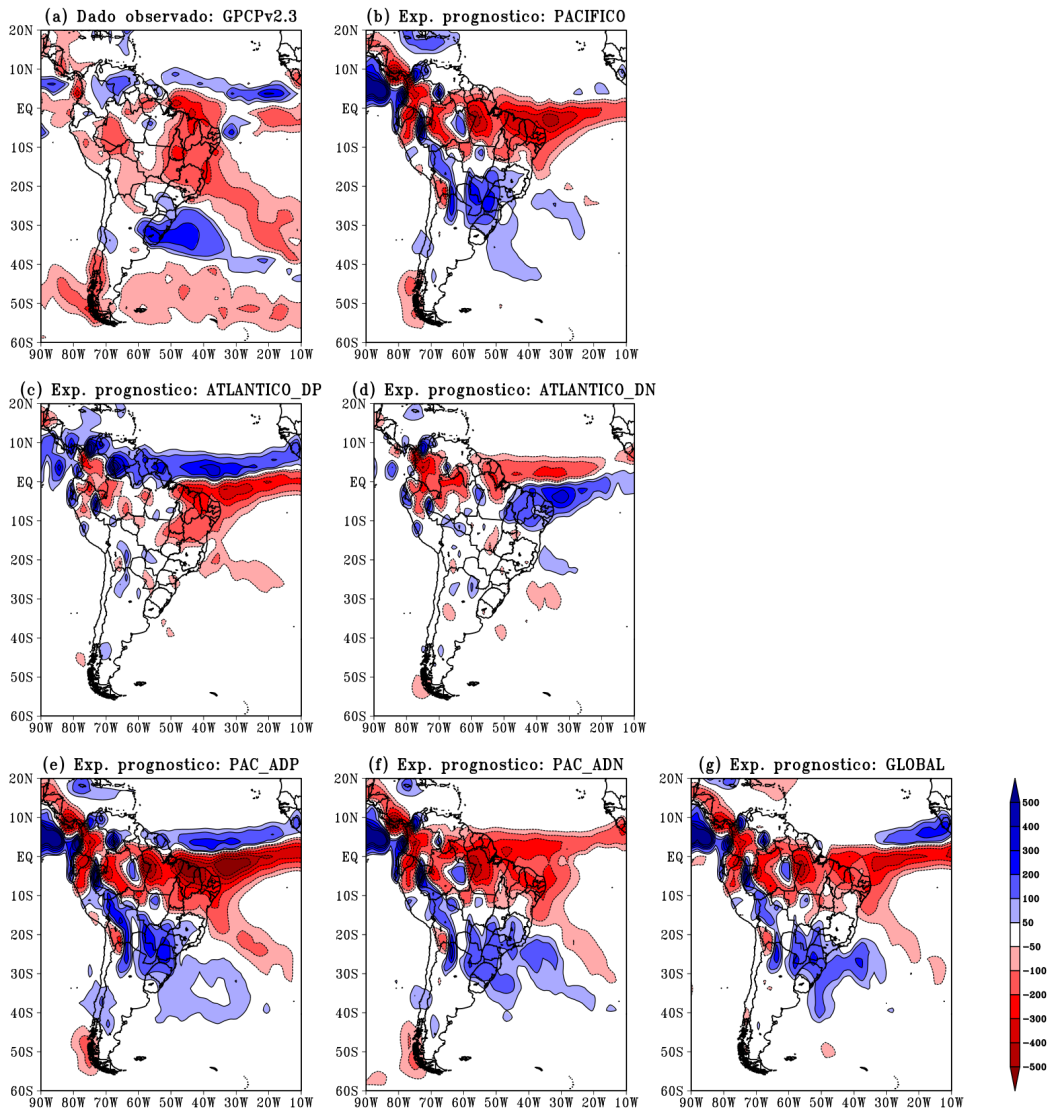
A.3 Outono austral de 2016

Figura A.13 - Anomalia da temperatura da superfície do mar (OISSTv2, REYNOLDS et al., 2002), em janeiro de 2016 (em °C), utilizada para persistir as condições oceânicas dos experimentos prognósticos: (a) GLOBAL, (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, e (f) PAC_ADN.



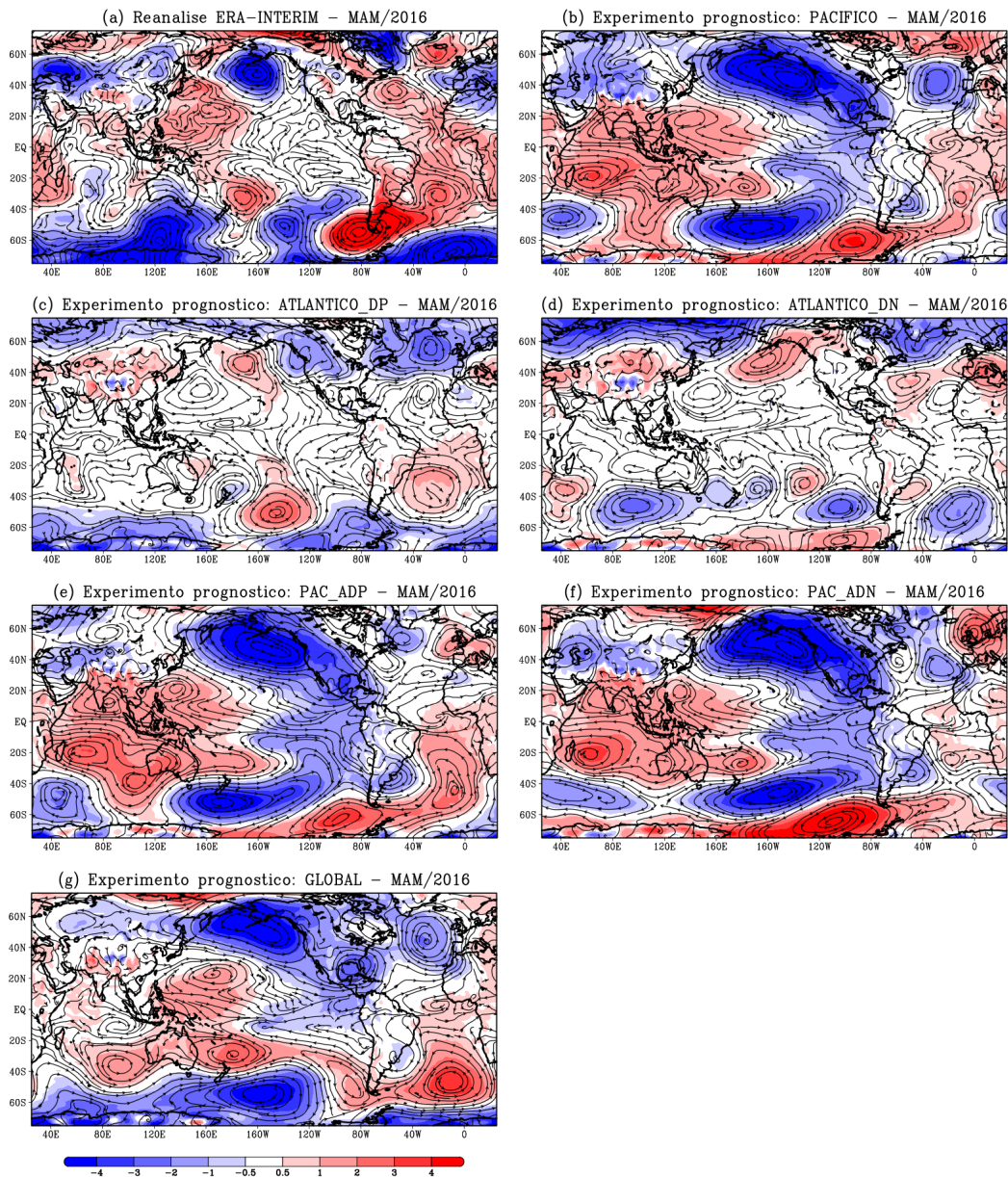
Fonte: Produção do autor.

Figura A.14 - Anomalia da precipitação acumulada (em mm) durante o outono austral (MAM) de 2016 (referente a climatologia de 1981-2010) a partir dos: (a) dados observados do GPCPv2.3 (ADLER et al., 2003; ADLER et al., 2018); e dos resultados realizados com o MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



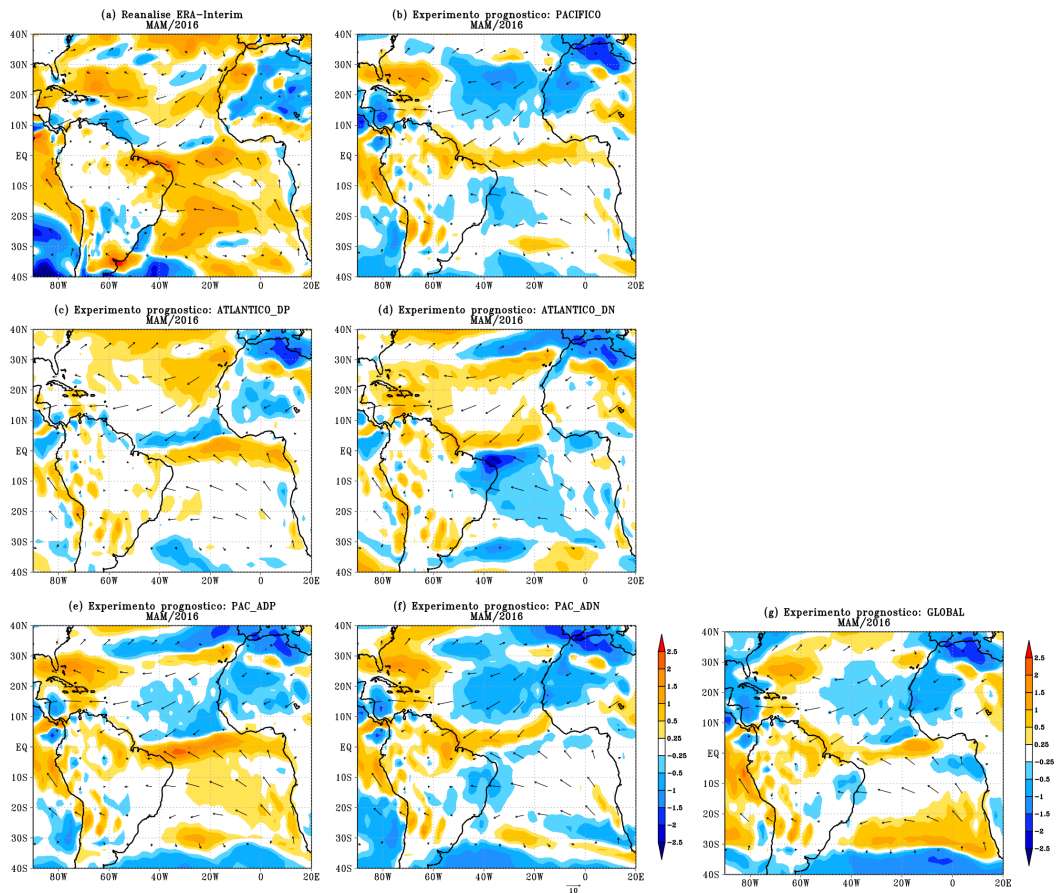
Fonte: Produção do autor.

Figura A.15 - Anomalia da pressão ao nível do mar (em hPa – hachurado) e da circulação em 850hPa (em m/s – linhas de corrente), durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



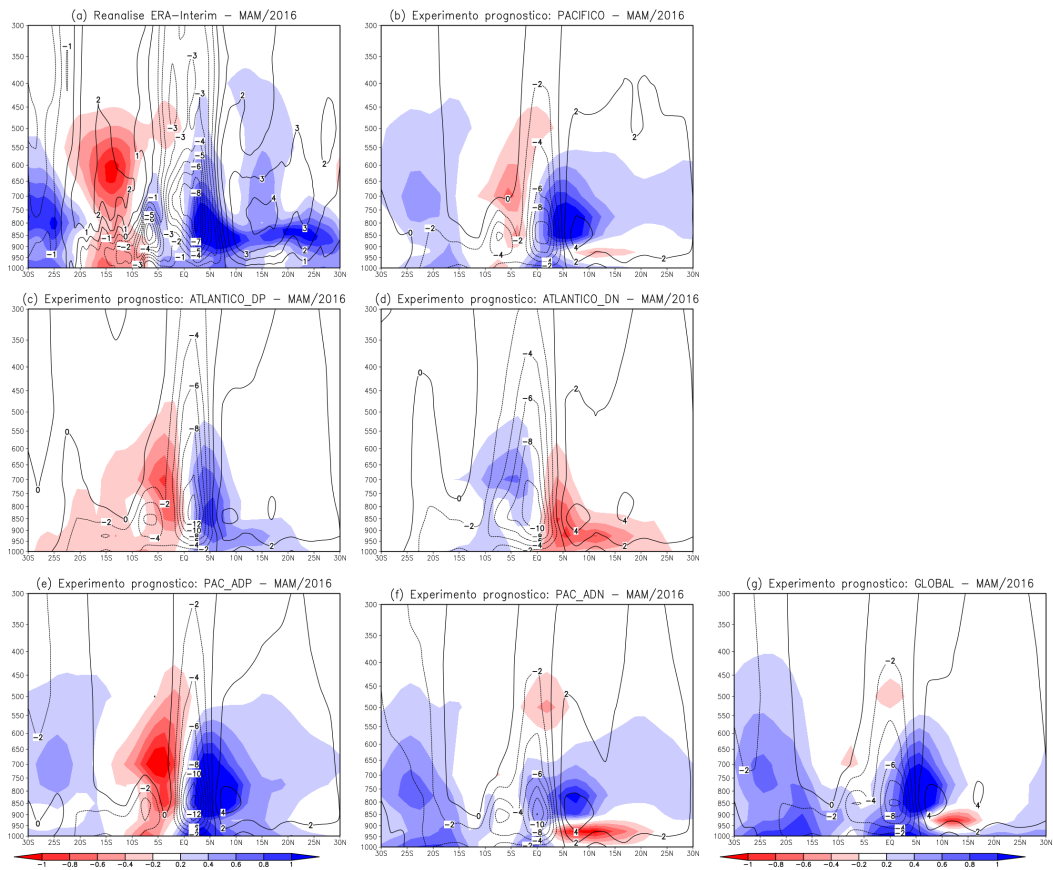
Fonte: Produção do autor.

Figura A.16 - Vento a 1000 hPa (em m/s – vetor) e anomalia da magnitude da velocidade do vento a 1000 hPa (em m/s – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010), a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



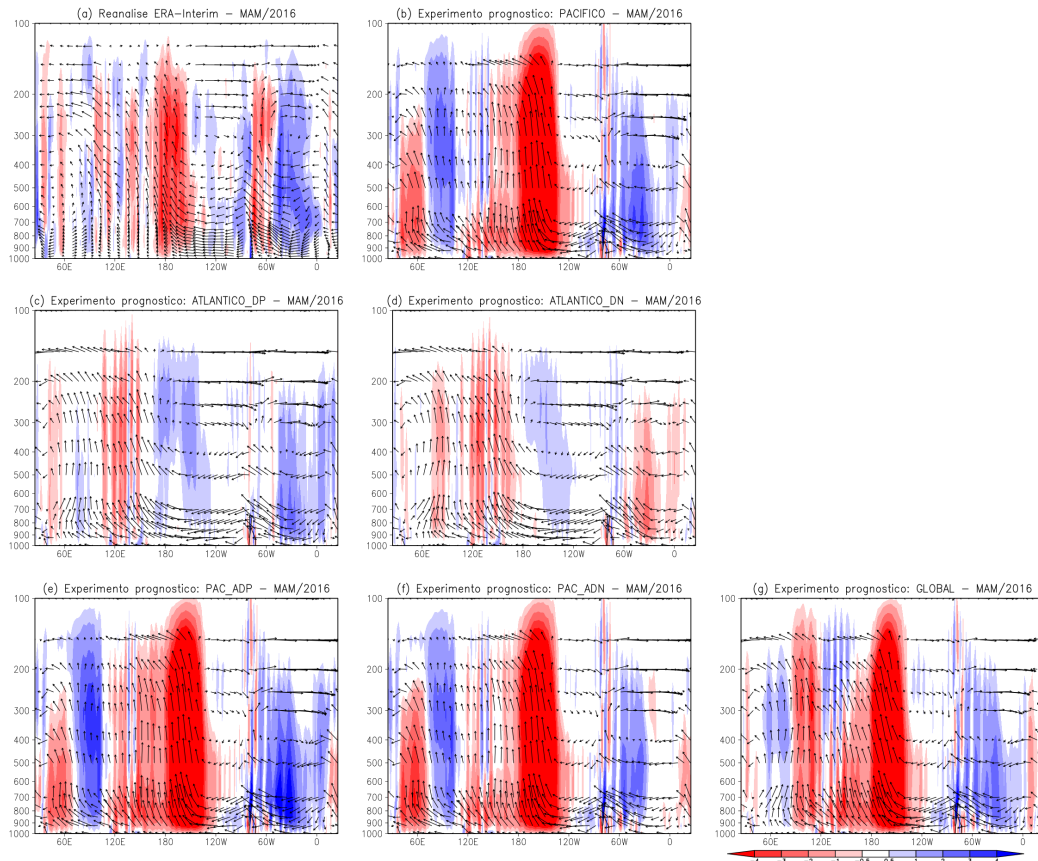
Fonte: Produção do autor.

Figura A.17 - Seção vertical latitudinal da média, entre as longitudes de 35°W e 45°W, da velocidade vertical (em hPa/s – contorno) e da anomalia de umidade específica (em g/kg – hachurado) durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011), e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.

Figura A.18 - Seção vertical longitudinal do vetor resultante da multiplicação entre omega e a velocidade zonal; e da anomalia da velocidade vertical (em hPa/s – hachurado). As médias foram realizadas entre as latitudes de 0° e 10°S, durante MAM de 2016 (referente a climatologia de 1981–2010) a partir da: (a) reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011); e dos resultados realizados do MCGA do CPTEC/INPE nos experimentos prognósticos persistidos (b) PACIFICO, (c) ATLANTICO_DP, (d) ATLANTICO_DN, (e) PAC_ADP, (f) PAC_ADN e (g) GLOBAL.



Fonte: Produção do autor.