

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Luan Saraiva de Brito

**Análise do Vento sobre o Nordeste do
Brasil na reanálise centenária ERA-20C:
Variabilidade Interanual e Extremos**

São Paulo
2018

Luan Saraiva de Brito

Análise do Vento sobre o Nordeste do Brasil na reanálise centenária ERA-20C: Variabilidade Interanual e Extremos

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof^a. Dr^a. Rosmeri Porfírio da Rocha.

São Paulo

2018

Agradecimentos

A CNPQ pelo auxílio financeiro que tornou esse trabalho possível.

A minha orientadora Prof^a. Dr^a. Rosmeri Porfírio da Rocha pela atenção, paciência e apoio.

Aos meus amigos e familiares

Resumo

BRITO, L. S. **Análise do Vento sobre o Nordeste do Brasil na reanálise centenária ERA-20C: Variabilidade Interanual e Extremos**. 2018. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.

A reanálise de 110 anos, denominada ERA-20C e desenvolvida pelo ECMWF, foi utilizada para avaliar a variabilidade e extremos do vento próximo à superfície no Nordeste brasileiro (NEB). A ERA-20C assimilou apenas dados de pressão e vento próximo à superfície, ao contrário de outras reanálises que assimilam dados de toda vertical da atmosfera. No processo de validação da ERA-20C, os campos médios sazonais foram comparados com as reanálises CFSR e MERRA2 e a precipitação do GPCP no período 1980-2010. A ERA-20C reproduz de forma satisfatória os principais padrões presentes nas outras reanálises do vento a 10 metros, precipitação, pressão ao nível do mar e vento em 250 hPa. Destaca-se a presença de sistemas importantes como a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste, mesmo a ERA-20C não assimilando dados da estrutura vertical da atmosfera. A ERA-20C superestima a precipitação na região da ZCIT comparada ao GPCP, o que também ocorre nas reanálises MERRA2 e CFSR. A ERA-20C mostra maior variabilidade interanual do vento próximo à superfície do que das reanálises CFSR e MERRA2. Para o período 1900-2010, os impactos da variabilidade de baixa frequência no vento em superfície foram analisados considerando o sinal da temperatura da superfície do mar no Pacífico (ENSO – El Niño Southern Oscillation) e do Atlântico (GRADM – Gradiente Meridional). Em anos de GRADM positivo (negativo) a ZCIT se posiciona ao norte (sul) da posição climatológica e diminui (aumenta) a precipitação no NEB, como consequência observa-se fortalecimento (enfraquecimento) dos alísios de leste na região. Na presença do mesmo sinal no Pacífico e no Atlântico (GRADM+ENSO+ or GRADM-ENSO-) as anomalias observadas nas composições de GRADM se intensificam e cobrem uma área mais ampla do NEB. Nos poucos casos em que os sinais são opostos entre Pacífico e Atlântico, observa-se enfraquecimento dos padrões observados nas outras composições. A intensidade de padrões de anomalias de precipitação e vento associados ao GRADM- dependem menos da presença de La Niña do que GRADM+ da presença de El Niño. A análise de extremos considerou os percentis de 10% (extremo inferior) e 90% (extremo superior) da série anual de velocidade do vento a 10 metros. Anos de extremo superior de vento estão associados a ocorrência de GRADM+, enquanto no extremo inferior predomina a ocorrência de GRADM-. Destaca-se a ocorrência de neutralidade no Pacífico tropical em anos extremos de vento no NEB, principalmente no interior e leste do NEB, onde a relação entre o sinal de ENSO e extremos não é tão evidente quanto no norte do NEB.

Abstract

Brito, L. S. **Brazilian Northeast Wind Analysis in ERA-20C centenary reanalysis: Interannual Variability and Extremes**. 2017. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

ERA-20C, the ECMWF's centenary reanalysis of 110 years, was used to evaluate the variability and extremes of near surface wind over Brazilian Northeast (NEB). Most reanalysis assimilate data from several atmospheric vertical levels, while ERA-20C assimilated surface pressure and near surface wind only. ERA-20C was validated by comparisons with CFSR and MERRA2 reanalysis and GPCP's precipitation between 1980-2010. ERA-20C reproduces the main patterns observed in the other reanalysis of the near surface wind, precipitation, sea level pressure and 250 hPa wind. Even up atmospheric patterns such as Bolivian High and "Cavado do Nordeste" are well represented in ERA-20, even though there's no assimilation of data above the surface. ERA-20C overestimates precipitation over ITCZ region compared to GPCP, which also occurs in MERRA2 and CFSR. ERA-20C shows greater interannual variability in near surface wind than CFSR and MERRA2. For the period 1900-2010, the impacts of low frequency variability on surface wind were analysed considering the signal of sea surface temperature in the Pacific (ENSO – El Niño Southern Oscillation) and Atlantic (GRADM – Meridional Gradient). The composites of GRADM positive (negative) show the ITCZ further north (south) from its climatological position, with consequent decreases (increases) of precipitation and strengthens (weakens) of the trade winds over NEB. When same sign occurs both in Atlantic and Pacific (GRADM+ENSO+ or GRADM-ENSO-) the anomalies associated with GRADM composites strengthens and cover a larger area over NEB. In a few cases, opposite sign happens (GRADM+ENSO- or GRADM-ENSO+) that results in a weakening of the anomaly patterns. Overall, the surface wind and precipitation anomalies intensity in GRADM- conditions are less dependent of La Niña presence than GRADM+ conditions are of El Niño. The analysis of extreme considered the 10% (lower) and 90% (upper) percentiles of annual near surface wind intensity. Upper limit composites are associated with GRADM+, while lower limit composites occur mostly in GRADM- years. Neutral conditions in tropical Pacific were observed in extreme years, mostly in the subdomains located in countryside and in eastern coast of NEB, where the relationship between ENSO and extremes is not as strong as over northern of NEB.

Lista de Figuras

<i>Figura 1: Série temporal mensal dos índices climáticos entre 1900-2010 (a) Niño 3.4 (b) SOI. Adaptado de (POLI et al., 2016).</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2: Módulo da componente zonal (em m/s) multiplicada pelo sinal da componente meridional e subdomínio C01, C02, C03 e C04 (contornos tracejados).</i>	<i>15</i>
<i>Figura 3: Climatologia (1980-2010) do vento a 10 metros (m/s) no domínio expandido, ERA-20C (a)-(d), MERRA2 (e)-(h) e CFSR (i)-(l). Verão (a), (e), (i), Outono (b), (f), (j), Inverno (c), (g), (k) e Primavera (d), (h), (l).....</i>	<i>21</i>
<i>Figura 4: Idem a Figura 1, exceto para o domínio NEB.</i>	<i>22</i>
<i>Figura 5: Climatologia (1980-2010) de precipitação (mm) no domínio expandido, GPCP (a)-(d), ERA-20C (e)-(h), MERRA2 (i)-(l) e CFSR (m)-(p). Verão (a), (e), (i), (m) Outono (b), (f), (j), (n), Inverno (c), (g), (k), (o) e Primavera (d), (h), (l), (p).....</i>	<i>23</i>
<i>Figura 6: Idem a Figura 5, exceto para o domínio NEB.</i>	<i>24</i>
<i>Figura 7: Idem a Figura 3, exceto para PNM (hPa).....</i>	<i>25</i>
<i>Figura 8: Idem a Figura 7, exceto para o domínio NEB.</i>	<i>26</i>
<i>Figura 9: Idem a Figura 3, exceto para vento em 250 hPa (m/s).</i>	<i>27</i>
<i>Figura 10: Idem a Figura 9, exceto para o domínio NEB.</i>	<i>28</i>
<i>Figura 11: Boxplots da velocidade do vento média mensal (m/s) no (a) Subdomínio C01, b) Subdomínio C02, c) Subdomínio C03, d) Subdomínio C04 das reanálises ERA-20C (azul), MERRA2 (verde) e CFSR (vermelho). Linha contínua preta representa a média anual do subdomínio.</i>	<i>30</i>
<i>Figura 12: Boxplots da precipitação média mensal (mm) no (a) Subdomínio C01, b) Subdomínio C02, c) Subdomínio C03, d) Subdomínio C04 das reanálises ERA-20C (azul), MERRA2 (verde) e CFSR (vermelho). Linha contínua preta representa a média anual do subdomínio.</i>	<i>32</i>
<i>Figura 13: Diagrama de Taylor para a série de velocidade do vento média mensal (1980-2010) utilizando a CFSR como série de referência, comparada com as reanálises ERA-20C (vermelho), MERRA2 (azul) nos subdomínios C01, C02, C03 e C04. Valores de desvio padrão (tracejado azul), erro quadrático médio (tracejado verde) e correlação (tracejado preto).</i>	<i>33</i>
<i>Figura 14: Diagrama de Taylor para a série de chuva mensal (1980-2010) utilizando o GPCP como série de referência, comparada com as reanálises ERA-20C (vermelho),</i>	

MERRA2 (azul) e CFSR (roxo) nos subdomínios C01, C02, C03 e C04. Valores de desvio padrão (tracejado azul), erro quadrático médio (tracejado verde) e correlação (tracejado preto).....	34
Figura 15: Regressão linear entre as anomalias de TSM no Niño 3.4 da ERA-20C e ONI NOAA no período 1950-2010. A equação resultante do ajuste linear é apresentada no gráfico.....	35
Figura 16: Evolução da média de TSM no Niño 3.4 (°C) em 30 anos, sendo que uma nova média é calculada a cada 5 anos corridos.....	36
Figura 17: Média móvel mensal, com janela de 3 meses, da anomalia de TSM no Niño 3.4 (°C) entre 1900-2010. Em vermelho (azul) períodos de El Niño (La Niña). Períodos de El Niño (La Niña) são caracterizados por pelo menos 5 períodos consecutivos com anomalias acima (abaixo) de 0,50°C (-0,50°C).	36
Figura 18: Série temporal do Gradiente Meridional do Atlântico (°C) mensal obtido da ERA-20C entre 1900-2010. O GRADM é calculado como a diferença entre a anomalia do Atlântico Norte e do Atlântico Sul. Em vermelho (azul) valores positivos (negativos).	37
Figura 19: Série temporal do Gradiente Meridional do Atlântico (°C) mensal considerando apenas os meses de outono (MAM) entre 1900-2010. A faixa azul (vermelha) ao fundo indica a ocorrência de El Niño (La Niña), na ausência de faixa a situação do ENSO é neutra.....	38
Figura 20: Campos de anomalia do vento a 10 metros (m/s) para: (a) GRADM+ENSO+, (b) GRADM+NEUTRO, (c) GRADM+ENSO-, (d) GRADM+, (e) GRADM-ENSO+, (f) GRADM-ENSO-, (g) GRADM-NEUTRO, (h) GRADM-, (i) ENSO+, (j) NEUTRO e (k) ENSO-. Contorno indica regiões dentro do intervalo de confiança de 95% obtido aplicando o teste t-Student.....	43
Figura 21: Idem a Figura 20, mas para domínio do NEB	44
Figura 22: Idem a Figura 20, exceto para anomalia da componente zonal do vento (m/s).	44
Figura 23: Idem a Figura 22, mas para domínio do NEB.	45
Figura 24: Idem a Figura 20, exceto para anomalia da componente meridional do vento (m/s).	45
Figura 25: Idem a Figura 24, mas para domínio do NEB.	46
Figura 26: Idem a Figura 20, exceto para anomalia de precipitação.....	46

<i>Figura 27: Idem a Figura 26, mas para domínio do NEB.</i>	<i>47</i>
<i>Figura 28: Idem a Figura 20, exceto para anomalia pressão ao nível do mar (hPa).</i>	<i>47</i>
<i>Figura 29: Idem a Figura 28, mas para domínio do NEB.</i>	<i>48</i>
<i>Figura 30: Idem a Figura 20, exceto para vento a 250 hPa (m/s).</i>	<i>48</i>
<i>Figura 31: Idem a Figura 30, mas para domínio do NEB.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 32: Histograma da média anual do vento a 10 metros em cada subdomínio (C01, C02, C03 e C04) entre 1900-2010. A região azul (vermelha) representa os 10% dos dados com maior (menor) valor. Largura do intervalo é de 0,20 m/s.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 33: Média anual de vento a 10 metros em cada subdomínio (C01, C02, C03 e C04) entre 1900-2010 obtida da ERA-20C. Linhas tracejadas representam o valor dos percentis 10% e 90%. Pontos em azul (vermelho) representam anos com vento a 10 metros maiores (menores) que o percentil de 90% (10%).</i>	<i>51</i>
<i>Figura 34: Composição obtida da ERA-20C de velocidade do vento a 10 metros (m/s) para os meses de outono dos anos do extremo superior (velocidade do vento anual média a 10 metros maiores que o percentil de 90%) obtida da ERA-20C entre 1900-2010.</i>	<i>56</i>
<i>Figura 35: Composição obtida da ERA-20C de velocidade do vento a 10 metros (m/s) para os meses de outono dos anos do extremo inferior (velocidade do vento anual média a 10 metros menores que o percentil de 10%).</i>	<i>56</i>
<i>Figura 36: Composição obtida da ERA-20C de precipitação (mm/dia) para os meses de outono dos anos do extremo superior (velocidade do vento anual média a 10 metros maiores que o percentil de 90%).</i>	<i>57</i>
<i>Figura 37: Composição obtida da ERA-20C de precipitação (mm/dia) para os meses de outono dos anos do extremo inferior (velocidade do vento anual média a 10 metros menores que o percentil de 10%).</i>	<i>57</i>

Lista de Tabelas

<i>Tabela 1: Números de eventos na bacia do Pacífico (El Niño, Neutro e La Niña) e na bacia do Atlântico tropical (GRADM + e GRADM -) identificados nas anomalias de TSM na ERA-20C entre 1900-2010.</i>	<i>37</i>
<i>Tabela 2: Sinal do ENSO e do GRADM em cada ano do extremo superior (média anual acima do percentil 90%) e do extremo inferior (média anual abaixo do percentil 10%) do vento a 10m na ERA-20C. Em azul (1) anos de GRADM+ e/ou ENSO+, em vermelho (-1_ anos de GRADM- e/ou ENSO- e sem preenchimento (0) para eventos neutros.</i>	<i>55</i>

Lista de Abreviaturas

ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ATSM	Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
BA	Bahia
CE	Ceará
DOLs	Distúrbios Ondulatórios de Leste
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
GRADM	Gradiente Meridional do Atlântico
NEB	Nordeste brasileiro
PI	Piauí
PNM	Pressão ao nível do mar
RN	Rio Grande do Norte
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

<i>Lista de Figuras</i>	V
<i>Lista de Tabelas</i>	IX
<i>Lista de Abreviações</i>	XI
1. Introdução	1
1.1. Características do C e Principais Sistemas Meteorológicos do NEB	2
1.2.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	3
1.2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLS) e Circulação de Brisa Marítima	3
1.2.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais	4
1.2.4 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)	4
1.2. Influência das bacias do Atlântico e do Pacífico na variabilidade climática do NEB	5
1.3. Reanálises Centenárias	8
2. Dados e Metodologia	13
3. Resultados	16
3.1. Validação	16
3.2. Variabilidade Interanual	34
3.3. Extremos e padrões associados	49
4. Conclusões	58
4.1. Conclusões	58
4.2. Sugestões de trabalhos futuros	60
5. Referências Bibliográficas	62
6. Apêndice	69
6.1. Diagrama de Taylor	69
6.2. Boxplot	71
6.3. Teste t de Student	72

1.Introdução

A geração de energia elétrica a partir do vento é uma realidade no Brasil e no mundo. Diante da preocupação em relação as mudanças climáticas provocadas pelo uso de combustíveis fósseis, a energia eólica é uma alternativa limpa que contribui para a redução de emissão de carbono na atmosfera. O vento é um fenômeno altamente variável, seja na escala de segundos até na escala multidecadal (BETT; THORNTON; CLARK, 2017). A produtividade das turbinas eólicas depende diretamente da velocidade do vento a terceira potência, por isso é de extrema importância o estudo da variação espacial e temporal do vento em escalas de curto e longo prazo (HOLT; WANG, 2012).

No Brasil, o atlas eólico brasileiro publicado em 2001 foi um dos primeiros estudos que avaliou a climatologia do vento em todo país, onde as regiões Sul e Nordeste apresentaram o maior potencial eólico (AMARANTE; BROWER; ZACK, 2001). Desde então, a capacidade instalada de produção de energia por fonte eólica aumentou de 27,1 MW em 2005 para 8725,9 MW em 2015 (ABEEÓLICA, 2015). A região Nordeste do Brasil (NEB) concentra cerca de 77% da potência instalada em todo país e está previsto para receber cerca de 95% da potência outorgada pela ANEEL nos próximos anos (ANEEL, 2016).

O NEB está localizado aproximadamente entre 1°S e 17°S e 35°O e 45°O em uma região de confluência dos ventos alísios de leste que atuam pelo litoral da região com intensidade e constância ao longo do ano. Embora possua um ciclo anual bem definido, a geração de energia eólica na região está susceptível a variações nas condições de vento causadas por sistemas locais (OLIVEIRA; COSTA, 2011) e remotos controlados pela temperatura da superfície das bacias dos oceanos Atlântico e Pacífico que influencia a variabilidade climática do NEB (BRAHMANANDA RAO et al., 1993; HASTENRATH, 1990).

Um grande número de estudos sobre o clima do NEB tiveram como foco principal a precipitação, principalmente devido às secas severas que assolam a região. Nesses estudos, normalmente o período de estudo restringe-se a 30 anos, ou menos, devido à limitação temporal da maioria das reanálises mais modernas que têm início a partir de 1979. Em relação ao vento em superfície, no NEB existem estudos

que abordam a variabilidade do vento utilizando estações meteorológicas (TORRES SILVA DOS SANTOS; MOISÉS SANTOS E SILVA, 2013), potencial eólico (SILVA DOS SANTOS et al., 2016) e influência de fenômenos de baixa frequência no vento (OLIVEIRA; COSTA, 2011). No entanto, ainda não existem estudos que analisem a variabilidade do vento em uma escala temporal mais longa, como em (ANDREOLI; KAYANO, 2006) que estudaram os padrões de precipitação associados a fenômenos de baixa frequência no NEB em um período de 147 anos. Dentro deste cenário, o objetivo principal deste trabalho é explorar os padrões de variabilidade e extremos de vento próximo à superfície no NEB utilizando uma reanálise de mais de um século de dados disponibilizada recentemente e denominada ERA-20C (POLI et al., 2016).

O trabalho está organizado da seguinte forma. A introdução apresenta uma revisão bibliográfica dos principais sistemas meteorológicos que afetam o clima do NEB, os fenômenos de baixa frequência regulados pela temperatura da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico e por fim uma revisão do desempenho de reanálises centenárias utilizadas em estudos recentes. Os dados e metodologia são apresentados no Capítulo 2. No capítulo 3, os resultados são apresentados em três seções: validação da ERA-20C através de comparações com outras séries de dados, variabilidade interanual e por fim uma análise dos extremos. As principais conclusões e sugestões para trabalhos futuros estão no capítulo 4. No capítulo 5 encontram-se as referências bibliográficas e o capítulo 6 apresenta um apêndice com maiores detalhes dos métodos estatísticos utilizados nesta dissertação.

1.1. Características do C e Principais Sistemas Meteorológicos do NEB

Historicamente, a maior parte dos estudos referentes ao NEB teve como principal motivação explicar e prever a dinâmica atmosférica responsável por secas extremas que ocorrem na região e que são responsáveis por impactos sociais e econômicos severos (BRITO et al., 2017; HASTENRATH; HELLER, 1977; KANE, 1997; KUCHARSKI; POLZIN; HASTENRATH, 2008; MOURA; KAGANO, 1986; MOURA; SHUKLA, 1981; WALKER, 1928). KOUSKY; CHU (1978) realizaram uma climatologia de precipitação no NEB e mostraram que, apesar da proximidade com uma das maiores florestas tropicais do mundo, a Amazônica, a maior parte do NEB recebe precipitações anuais inferiores a 800 mm, podendo chegar a apenas 500 mm na região conhecida como Sertão. As regiões mais secas do NEB são as que também

apresentam a maior variabilidade de precipitação interanual, onde a precipitação pode oscilar entre 25% abaixo até 200% acima da normal climatológica, enquanto as áreas mais chuvosas apresentam variabilidade interanual inferior a 20% (KOUSKY, 1979). Segundo (MOURA; SHUKLA, 1981), entender o padrão de variabilidade de precipitação no NEB é um dos mais desafiadores problemas da meteorologia tropical.

O NEB é influenciado por diversos sistemas meteorológicos (REBOITA et al., 2010) que, são apresentadas a seguir as principais características de cada um deles.

1.2.1 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é considerado o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos e continentes adjacentes (HASTENRATH; HELLER, 1977; UVO et al., 1998). Corresponde à região de convergência dos ventos alísios de nordeste (procedentes do Hemisfério Norte) com os de sudeste (procedentes do Hemisfério Sul) em baixos níveis da atmosfera, localizada no ramo ascendente da célula de Hadley (WALISER; GAUTIER, 1993). A região de máxima nebulosidade associada a ZCIT tende a se localizar muito próxima à região de águas superficiais mais quentes, ou seja, localiza-se no máximo local de temperatura da superfície do mar - TSM (MOURA; SHUKLA, 1981).

Ao longo do ano, a posição média da ZCIT varia entre 14°N e 2°S, atinge sua máxima posição ao norte entre os meses de agosto e setembro, enquanto sua máxima posição ao sul ocorre entre março e abril, nesta época é quando a confluência de massa e a convergência de ventos favorece o aumento da convecção no NEB, especialmente no norte da região onde define a estação chuvosa (CAVALCANTI, 2009). UVO; NOBRE (1989) destacam que a qualidade da estação chuvosa no norte do NEB depende do posicionamento da ZCIT e o tempo de permanência, períodos anormalmente secos (chuvosos) estão associados ao posicionamento da ZCIT mais ao norte (sul) do que sua posição climatológica e/ou início da migração para o norte em fevereiro (abril).

1.2.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLS) e Circulação de Brisa Marítima

Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLS) são instabilidades que se propagam de leste para oeste originárias da costa da África julho (YAMAZAKI; RAO, 1977) ou

sobre a parte central do Atlântico tropical (GOMES et al., 2015; SILVA, 2011) que atravessam o oceano e provocam precipitação no leste do NEB entre os meses de abril a julho. Nesta época do ano, a climatologia de (SILVA, 2011) indica que os DOLS contribuem com cerca de 70% da chuva entre os litorais de Alagoas e Rio Grande do Norte. Além dos DOLS, outro sistema que causa precipitação no leste do NEB é a circulação de brisa marítima resulta da diferença de temperatura entre continente e oceano. A brisa marítima possui máxima contribuição nos meses de outono e inverno em uma estreita faixa litorânea e é responsável pela formação de nuvens de chuva no leste do NEB principalmente durante a madrugada e manhã (KOUSKY; CHU, 1978).

1.2.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais

O Sul do Nordeste recebe o máximo de precipitação entre novembro e março, com pico em dezembro, devido a atuação de sistemas frontais e da Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (CARVALHO et al., 2004). Na climatologia, a ZCAS destaca-se com uma banda de chuva, organizada na direção noroeste-sudeste, que se estende de a Amazônia até o sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010). A cada verão, o posicionamento mais ao norte ou ao sul determina a qualidade da estação chuvosa sobre o centro-sul do estado da Bahia. KOUSKY (1979) destaca que sistemas frontais não só influenciam o sul do Nordeste mas também são capazes de diminuir a pressão em regiões de menor latitude e favorecer a ocorrência de precipitação em Estados como o Ceará e o Rio Grande do Norte.

1.2.4 Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)

Outro sistema importante que afeta grande parte do NEB durante o verão austral são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), conforme documentado por KOUSKY; GAN, (1981). Estes vórtices são caracterizados em 200 hPa por um núcleo frio, circulação ciclônica e circulação térmica direta: ar frio descendente no centro e ar quente ascendente nas bordas do sistema. É na região das bordas do vórtice, onde existe atividade convectiva e formação de precipitação, enquanto a subsidência do centro do vórtice mantém esta área sem chuvas. Estes vórtices são um mecanismo importante para a produção de precipitação no semiárido nordestino (REBOITA et al., 2010).

1.2. Influência das bacias do Atlântico e do Pacífico na variabilidade climática do NEB

O fenômeno *El Niño Southern Oscillation (ENSO)* (BJERKNES, 1969; TRENBERTH, 1997) representa um sistema de acoplamento oceano-atmosfera caracterizado pelo aquecimento anômalo das águas do Oceano Pacífico equatorial que afeta a circulação de Walker em toda sua extensão zonal. Sobre a América do Sul, o ENSO tende a deslocar o ramo ascendente da circulação de Walker para o Pacífico leste tropical e o ramo descendente sobre o NEB. Esta subsidência anômala causa inibição de convecção e diminuição de precipitação na região (COELHO; UVO; AMBRIZZI, 2002; GRIMM; AMBRIZZI, 2009; SOUZA; AMBRIZZI, 2002).

No Atlântico, o gradiente meridional de anomalia de TSM entre as bacias Norte e Sul influencia na circulação no NEB e impacta o regime de precipitação (MÉLICE; SERVAIN, 2003; MOURA; SHUKLA, 1981; SOUZA et al., 2006).

HASTENRATH; HELLER (1977) criaram composições dos 10 anos mais secos e os 10 anos mais úmidos registrados no NEB entre 1911-1972. As composições para os períodos secos apresentaram um padrão de dipolo (águas mais quentes no Atlântico norte e mais frias no Atlântico sul) na TSM do Atlântico bem desenvolvido. Os autores encontraram uma correlação negativa entre a precipitação no NEB e a TSM na costa do Peru, sugerindo que o estabelecimento do dipolo possa estar associado ao ENSO.

ACEITUNO (1988) correlacionou o índice SOI (Southern Oscillation Index – definido como a diferença da pressão entre as estações de Darwin e Tahiti) com pressão, vento, temperatura e precipitação sobre a América do Sul. Episódios de seca no Nordeste durante a fase negativa da SOI, caracterizando eventos de El Niño, mostram o deslocamento para norte do cavado equatorial, enfraquecimento dos alísios e aquecimento anômalo do Atlântico Norte.

KANE (1997) concluiu que a correlação entre ENSO e secas no NEB é baixa. No período 1849-1992, entre os 46 El Niños (forte ou moderados) menos de 50% tiveram associação com períodos secos registrados em Fortaleza, Ceará. Desta forma, pela menos 50% dos eventos de seca não puderam ser explicados simplesmente em função da correlação com ENSO.

MOURA; SHUKLA (1981) propuseram um mecanismo baseado na circulação térmica direta, com o ramo ascendente em aproximadamente 10°N e o ramo descendente sobre o NEB para explicar a dinâmica ocorrida em anos de seca sobre o NEB. Estudando estações do norte do Ceará, os autores verificaram que em todos os episódios de seca na região observou-se a ocorrência de anomalia positiva de TSM em 15°N e anomalia negativa de TSM em 15°S . Experimentos numéricos utilizando este padrão de TSM de períodos secos mostraram a presença de uma circulação ciclônica de baixa pressão para norte, enquanto predomina circulação anticiclônica e de alta pressão para sul, desta forma dando suporte ao mecanismo proposto no artigo.

HASTENRATH (1990) utilizaram um modelo de regressão linear múltipla entre os índices de SOI e de TSM, vento zonal e meridional do Atlântico tropical com o objetivo de prever a qualidade da estação chuvosa (março-setembro) no NEB. Com o método, os autores previram pelo menos 50% da variabilidade interanual observada.

UVO et al. (1998) calcularam correlações mensais entre a TSM do Pacífico e Atlântico com a precipitação registrada no NEB para os meses entre janeiro e maio. O estudo mostrou que a TSM do Atlântico exerce um controle mais importante do que a TSM do Pacífico nos padrões de precipitação no NEB, desde que apresentou valores mais altos de correlação com os padrões de precipitação no NEB. Existe uma forte correlação entre a TSM do Atlântico em março e a qualidade da estação chuvosa, desta forma sendo um aspecto importante na previsibilidade da estação chuvosa no NEB. Uma análise de valores singulares (SVD) foi realizada entre as TSM do Atlântico e do Pacífico. Durante eventos de El Niño, existe uma tendência de anomalia de TSM positiva se formar no Atlântico Norte, no entanto não foi encontrada associação com TSM negativa no Atlântico Sul. Desta forma, os autores sugeriram maior investigação para entender a formação dos padrões de dipolo no Atlântico Tropical.

Baseados nos estudos de HOSKINS; KAROLY (1981) que mostraram o papel da circulação em altos níveis na formação de teleconexões atmosféricas, KUCHARSKI; POLZIN; HASTENRATH (2008) analisaram o padrão de teleconexão entre a fase quente do ENSO e o Atlântico Norte através da diferença de composições na altura geopotencial de 200 hPa associadas a El Niño e La Niña. O ENSO e o Atlântico Norte apresentam a mesma resposta (positiva) durante a fase quente do ENSO, sugerindo uma tendência de maiores TSM no Atlântico Norte e deslocamento

da ZCIT mais ao norte da sua posição climatológica, com consequente período menos chuvoso no norte do NEB.

PEZZI; CAVALCANTI (2001) investigaram o papel da TSM do Atlântico durante episódios de ENSO sobre o NEB utilizando um modelo de circulação geral da atmosfera (AGCM). Os autores se concentraram em analisar a simulação do padrão de dipolo na TSM entre as bacias norte e sul do Atlântico tropical na presença de El Niño e La Niña. Concluíram que durante episódios de La Niña a TSM do Atlântico tem maior influência sobre o NEB do que durante episódios de El Niño. No geral, eventos de El Niño estiveram associados com anomalia negativa de precipitação no NEB, com exceção do norte da região na presença de dipolo negativo (bacia sul do Atlântico mais aquecida), enquanto que em eventos de La Niña a presença de dipolo positivo (negativo) resultou em precipitação abaixo (acima) da média.

GIANNINI; SARAVANAN; CHANG (2004) utilizaram um AGCM para reproduzir a variabilidade de precipitação observada sobre o NEB entre 1950 e 1994. Utilizando como forçante a TSM observada no período, o estudo conseguiu reproduzir a variabilidade de precipitação observada no NEB com um alto grau de acurácia. O estudo mostrou evidências que a Variação do Atlântico Tropical (TAV) pode fortalecer ou enfraquecer os efeitos do ENSO sobre o NEB. A teleconexão entre ENSO e o NEB mostrou que em anos em que o ENSO se desenvolveu sem a presença de uma anomalia significativa de TSM sobre o Atlântico durante o estágio inicial. Em contrapartida, notou-se um enfraquecimento da teleconexão no NEB na presença de um gradiente meridional de anomalia de TSM no Atlântico antes do estágio maduro do ENSO, o que torna a resposta do NEB ao ENSO mais imprevisível devido as forçantes regionais.

ANDREOLI; KAYANO (2006) criaram composições do período chuvoso (fevereiro, março e abril) do norte do Nordeste de acordo com a anomalia de precipitação (seco, úmido e normal) e a fase predominante do ENSO do ano anterior (El Niño, La Niña ou Neutro) entre 1912 e 1998. Dentre os 86 anos estudados, apenas em 32% foram encontradas as relações conhecidas de El Niño e período seco e La Niña e período úmido no NEB, desta forma 68% dos eventos não seriam explicados pela teleconexão com o ENSO (valor abaixo dos 50% entre anos seco no NEB e a fase quente do ENSO encontrado por KANE (1997). Analisando os campos de

temperatura e pressão na superfície do mar, os autores encontraram padrões importantes associados com o Atlântico tropical:

i) Em anos secos associados a La Niña, os efeitos da presença de águas mais frias na costa da África predominam sobre o Atlântico Norte, resultando em anomalia negativa de pressão na região. Desta forma a ZCIT descola-se mais ao norte da sua posição climatológica, resultando em secas no NEB.

ii) Em anos úmidos associados ao El Niño a explicação é similar a (i), mas neste caso os fenômenos regionais influenciam o Atlântico Sul, onde uma região de baixa pressão se estabelece e favorece a atuação da ZCIT mais próxima do NEB.

iii) Em anos secos e neutros, um gradiente meridional de temperatura é observado sobre o Atlântico tropical e favorece o posicionamento da ZCIT ao norte da climatologia, desfavorecendo a precipitação no norte do NEB. Por outro lado, em anos úmidos e neutros, prevalecem águas mais quentes no Atlântico Sul, favorecendo a atuação da ZCIT mais próxima do NEB.

De forma geral, os autores concluíram que ocorre um enfraquecimento do acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Tropical em anos de ENSO neutros ou quando a anomalia de TSM no Atlântico apresenta sinal oposto ao esperado na presença ENSO quente ou frio.

GONZALEZ et al. (2013) utilizou a técnica de composições para analisar o impacto do gradiente interbacias no Atlântico tropical nos efeitos provocados pelo ENSO no Norte e Nordeste do Brasil. Os autores concluíram que o gradiente interbacias é mais impactante em relação a influência do ENSO quando se configura no outono e persiste até o inverno, sendo que o gradiente positivo (negativo), caracterizado pelo Atlântico norte (sul) mais aquecido, contribui para anomalia positiva (negativa) de precipitação no NEB.

1.3. Reanálises Centenárias

Reanálises são uma reconstrução tridimensional da atmosfera que utiliza modelos numéricos que assimilam dados atmosféricos, de superfície e oceanográficos com o objetivo de descrever o estado da circulação atmosférica. Reanálises de observações do passado são utilizadas em diversos campos de

pesquisa em meteorologia, como a ERA-Interim do ECMWF (DEE et al., 2011), a NASA'S MModern-Era Retrospective (MERRA) (GELARO et al., 2017) e a NCEP's Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (SAHA et al., 2014). Um ponto de preocupação é o impacto que novos métodos de assimilação de dados e novos conjuntos de observações causam na capacidade das reanálises de reproduzir tendências e variabilidades de baixa frequência na série de dados, principalmente quando se trata de reanálises de longa duração.(BENGTSSON; HAGEMANN; HODGES, 2004) calcularam a tendência de temperatura da baixa troposfera da reanálise ERA-40C do ECMWF para o período 1958-2001. Os autores realizaram um experimento retirando da assimilação de dados as observações realizadas por satélite que foram introduzidas após 1979 e concluíram que a introdução de observação de satélites contribuiu para criar um aumento artificial na tendência de aquecimento da série completa. KINTER et al. (2004) investigaram a tendência observada do divergente do vento horizontal em altos níveis na reanálise que se inicia em 1957 do NCEP-NCAR (KALNAY et al., 1996) que poderia ser um mecanismo responsável pela tendência positiva de precipitação na bacia Amazônica observada através de estações de superfície (CHEN et al., 2001). A tendência da série de precipitação do NCEP-NCAR é coerente com a tendência observada no divergente do vento, porém esta tendência na série de precipitação da reanálise não é encontrada em outros produtos que utilizam observações de superfície como base e que são correlacionados entre si, em especial a correlação com a reanálise é fraca na região da bacia Amazônica. Desta forma os autores concluíram que a tendência observada na reanálise é possivelmente artificial, causada por erros no modelo numérico, quantidade de observações ou assimilação de dados, além disso destacam a necessidade de se produzir uma reanálise com um número fixo de observações no tempo. Isto permitiria minimizar o impacto da não homogeneidade temporal das observações que pode ser as responsáveis pela criação de tendências artificiais, que não são observadas em outras séries de dados.

A possibilidade de criação de uma reanálise centenária abrangendo o período pré era dos satélites, ou seja período no qual a maior parte das observações estava restrita à superfície e concentravam-se em áreas densamente povoadas foi investigada por COMPO; WHITAKER; SARDESHMUKH (2006). Os autores avaliaram métodos modernos de assimilação de dados utilizando observações de pressão em

superfície de estações disponíveis em 1895, 1905, 1915, 1935 e 2001 e compararam com a reanálise completa do NCEP-NCAR que assimila observações em todos os níveis verticais da atmosfera. Os resultados mostraram que assimilando apenas observações de pressão em superfície a reanálise foi capaz de representar a circulação observada na reanálise do NCEP-NCAR com eficácia satisfatória, com erros inferiores ao desvio padrão climatológico em todos os níveis da atmosfera. A primeira reanálise centenária disponibilizada foi a “The Twentieth Century Reanalysis” (20 CR) disponível para o período 1871-2010 (DEE et al., 2014). A 20 CR foi elaborada assimilando apenas dados de pressão em superfície e utilizando a TSM e a cobertura de gelo como condições de contorno e foi disponibilizada com resolução temporal de 6h e espacial de 2° (COMPO et al., 2011). Em 2014, o ECMWF disponibilizou a “ECMWF Twentieth Century Reanalysis” (ERA-20C;). A ERA-20C foi elaborada assimilando apenas dados de pressão em superfície e vento acima da superfície do mar. O sistema de assimilação de dados utilizado na ERA-20C é composto de um Ensemble de 10 membros forçados pela HadISST2.1.0.0 (Ensemble das condições de TSM e de gelo marinho). A ERA-20C está disponível com resolução espacial de aproximadamente 1° e resolução temporal de 3 horas. Cada membro da ERA-20C utiliza um esquema de análise em quatro dimensões de 24 horas (4D-Var). Os resultados indicam uma diminuição do erro entre os membros do Ensemble com o passar do tempo, associado com o aumento da densidade da rede de estações, capaz de ajustar erros de menor escala. Entre 1900 e 2000, os valores de pressão em superfície entre os Ensembles varia de 1 hPa para 0,5 hPa em regiões com rede mais densa (como a Europa) e em regiões com menos observações (Oceanos do Hemisfério Sul) de 15 hPa para 5 hPa (POLI et al., 2016).

O desempenho do índice climático do Niño 3.4 associado à parte oceânica do ENSO e o índice associado a parte atmosférica do ENSO foram comparados entre a ERA-20C, ERA-20CM (M para modelo apenas, sem assimilação de dados), a JRA-55, a ERA-Interim e a 20CRv2c (Figura 1). Na Figura 1 (a) observa-se que todas as reanálises apresentaram uma variação semelhante. Na Figura 1 (b), novamente as reanálises estão de acordo com relação à variação do índice. Estes resultados mostram que o ERA-20C é capaz de reproduzir eventos de ENSO de forma similar às reanálises que assimilam uma maior quantidade de dados (POLI et al., 2016).

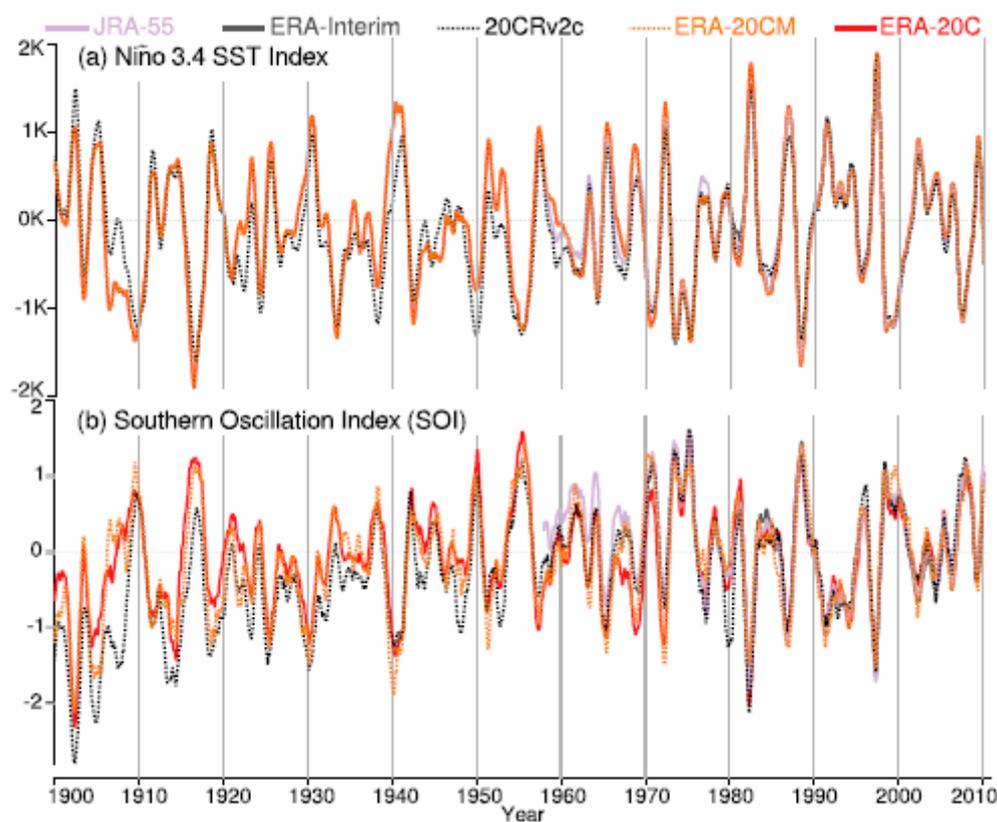


Figura 1: Série temporal mensal dos índices climáticos entre 1900-2010 (a) Niño 3.4 (b) SOI. Adaptado de (POLI et al., 2016).

Reanálises centenárias vêm sendo usadas em diversos estudos nos últimos anos. BOISSÉSON et al. (2014) investigaram a tendência de fortalecimento dos ventos alísios observada nos últimos 20 anos na região do Pacífico Tropical na série da ERA-INTERIM. Os autores encontraram uma forte correlação entre a ERA-INTERIM e ERA-20C nesta região (correlação de 0,98 e bias de -0,05 m/s). O fato da ERA-20C apresentar a mesma tendência mas não assimilar o mesmo conjunto de dados indica que esta tendência é provavelmente real. BETT; THORNTON; CLARK (2017) correlacionaram o vento diário em superfície da 20CR com o ERA-INTERIM entre 1979-2012 sobre a Europa e encontraram correlações entre 0,80 e 0,95 na maior parte do continente. STICKLER et al. (2015) compararam medições realizadas no Oceano Atlântico com balões meteorológicos a bordo do navio alemão Meteor entre 1925-27 com as reanálises ERA-20C e 20CR. A ERA-20C apresentou melhor desempenho do que a 20CR na representação da variabilidade da umidade específica, do vento zonal e meridional na região dos trópicos, enquanto a 20CR mostrou desempenho superior ao da ERA-20C nos extratropicos. Os autores destacam que as diferenças observadas entre as duas reanálises centenárias residem

principalmente nas diferentes formas de assimilação de dados utilizadas em cada uma delas. D'AGOSTINO; LIONELLO (2017) utilizaram a ERA-20C, ERA-20CM e o ERA-INTERIM para analisar mudanças de padrão de circulação na Célula de Hadley. Os autores destacam que diferentes padrões foram encontrados entre as reanálises e sugerem que parte das diferenças podem ter sido causadas pelas diferentes observações utilizadas entre as reanálises centenárias e a ERA-INTERIM, aparentemente a diferença na assimilação de dados enfraquece a relação da célula de Hadley com outros fatores conhecidos que a influenciam. Campos de precipitação e de evaporação derivados de satélites foram comparados com os da ERA-20C e da ERA-INTERIM por NOGUEIRA (2017). Os padrões observados nos campos de satélite foram bem reproduzidos pela ERA-20C, foram observadas diferenças regionais da ordem de 20% na escala mensal e de 10% na escala anual. Não houve melhoria significativa nos valores quando usados os dados da ERA-INTERIM.

2. Dados e Metodologia

Os campos médios mensais da ERA-20C de precipitação, vento a 10 metros, pressão ao nível do mar e vento a 250 hPa foram validados comparando-os com as reanálises “Climate Forecast System Reanalysis version 2” (CFSR) do NCEP e “Modern-ERA Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2” (MERRA-2) da NASA e os dados do “Global Precipitation Climatology Project” (GPCP). A CFSR é uma reanálise que utiliza um modelo acoplado oceano-atmosfera e cobre um período de 32 anos (1979-2010), a resolução horizontal é de aproximadamente 38 km ($0,25^\circ$ no equador e $0,50^\circ$ além dos trópicos), possui 64 níveis na vertical e está disponível a cada 6 horas (SAHA et al., 2014). A reanálise MERRA 2 cobre o período 1980 até o presente, possui resolução espacial horizontal de aproximadamente $0,50^\circ$, disponível a cada 6 horas com 72 níveis verticais (GELARO et al., 2017). Tanto a CFSR como a MERRA-2 assimilam dados de satélite, diferentemente da ERA-20C. O GPCP é um conjunto de dados de precipitação global mensal obtido a partir de medidas de satélite e pluviômetros disponível a partir de 1979 até o presente e resolução espacial de $2,5^\circ$ (ADLER et al., 2003).

A série de 110 anos de dados da ERA-20C foi separada para construir composições baseadas em índices oceânicos do Atlântico e do Pacífico tropicais para estudar como a variabilidade de baixa frequência afeta a intensidade do vento no NEB. Os eventos de El Niño e La Niña foram identificados a partir da anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (5°N - 5°S , 120°W - 170°W), seguindo metodologia similar à utilizada para o cálculo do índice Oceanic Niño Index (ONI; disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). O índice ONI é calculado como a média móvel de três meses da anomalia de TSM, sendo a anomalia obtida a partir da média de 30 anos atualizada a cada 5 anos. Desta forma, os períodos de El Niño (La Niña) ocorrem quando a média móvel de 3 meses de anomalia de TSM se mantém maior (menor) do que $+0.5^\circ\text{C}$ (-0.5°C) por pelo menos 5 estações consecutivas (NOAA, 2017). Eventos de El Niño são representados por ENSO+, La Niña ENSO- e Neutro. Na bacia do Atlântico foi calculado o índice GRADM (Gradiente Meridional do Atlântico) descrito por Servain (1991) a partir da diferença de anomalia de TSM entre a bacia do Atlântico Norte (5°N - 28°N e 20° - 60° O) e do Atlântico Sul (20°S - 5°N e 35°O - 5°E). O índice

GRADM positivo (negativo) indica águas anormalmente mais aquecidas no Atlântico Norte (Sul). GRADM positivo é representado por GRADM+ e GRADM negativo por GRADM-.

As datas de ocorrência do ENSO e GRADM identificadas foram utilizadas para construir composições de variáveis meteorológicas. A significância estatística das anomalias das composições foram testadas utilizando o teste t-Student (WILKS, 2006) descrito no Apêndice 6.3.

Para análise de extremos na ERA-20C, o NEB foi separado em 4 subdomínios conforme mostra a Figura 2, sendo denominados: C01 (norte do Piauí e do Maranhão), C02 (Norte do Ceará e do Rio Grande do Norte), C03 (norte da Bahia, sul do Piauí e interior de Pernambuco) e C04 (leste do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas). Os subdomínios foram delimitados seguindo a seguinte metodologia:

1. Foi calculado o campo do módulo da componente zonal médio do vento em 10 m de altura multiplicado pelo sinal da componente meridional;
2. Foram separadas as regiões com predomínio de componente meridional norte de regiões com predomínio de componente meridional sul;
3. Foram separadas regiões próximas do litoral de regiões mais continentais;
4. Por fim, foram selecionadas as regiões com maior presença de parques eólicos registrados na Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, 2016).

As médias anuais de velocidade do vento no período 1900-2010 foi utilizada para selecionar os anos com média acima do percentil 90% e os anos média abaixo do percentil 10%. Anos acima do percentil 90% são chamados de extremo superior e anos do percentil 10% de extremo inferior. Foram criadas composições de extremo superior e inferior de velocidade de anomalias de vento a 10 metros e de precipitação diária, a significância estatística das composições foi testado utilizando o método t-student (WILKS, 2006) descrito no Apêndice 6.3.

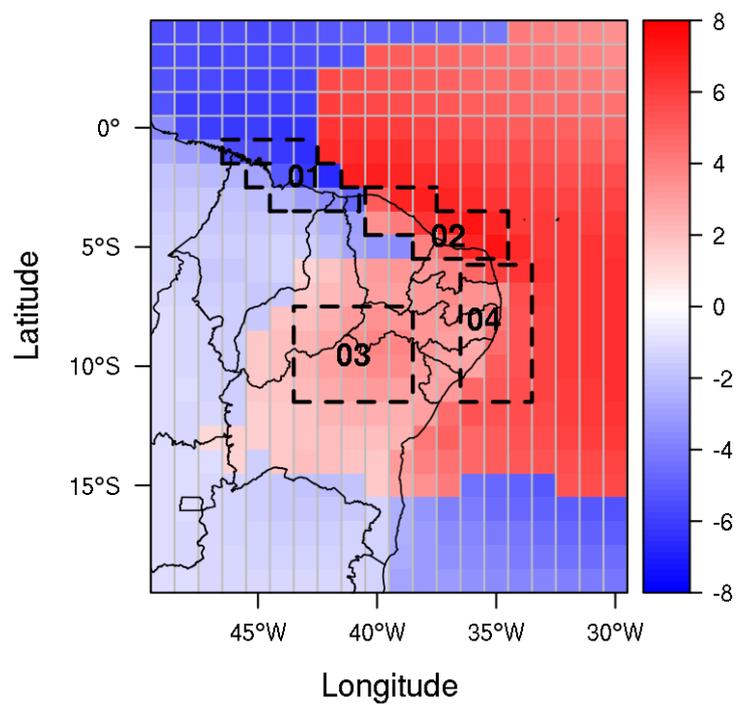


Figura 2: Módulo da componente zonal (em m/s) multiplicada pelo sinal da componente meridional e subdomínio C01, C02, C03 e C04 (contornos tracejados).

3. Resultados

Este capítulo está dividido em duas seções. Em primeiro lugar, apresenta-se uma validação da ERA-20C através de comparações, de campos médios sazonais e do ciclo anual, com duas reanálises mais recentes a CFSR e MERRA-2. Esta validação considera o período 1980-2010 que é às três análises. Em seguida apresenta-se uma análise da variabilidade interanual afetando o NEB a partir da ERA-20C e considerando o período 1900-2010.

3.1. Validação

Os campos da ERA-20C, CFSR, MERRA 2 e GPCP foram comparados no período em comum das séries entre 1980-2010 a partir das médias sazonais (verão – DJF; outono – MAM; inverno – JJA; primavera – SON).

Os campos sazonais de vento a 10 metros da ERA-20C, CFSR e MERRA-2 são apresentados na Figura 3 (domínio expandido) e Figura 4 (domínio NEB). As reanálises apresentam um padrão de campos sazonais bastante similar. No Atlântico é marcante a presença da ZCIT no Atlântico Tropical onde ocorre a confluência entre os alísios de nordeste e de sudeste e coincide com mínimo de velocidade do vento que se estende da África até o Brasil, a ZCIT oscila sua posição ao longo do ano e influencia o NEB durante o verão (Figura 3, Figura 4 a, b, c) e outono (Figura 3, Figura 4 d, e, f), quando atinge sua posição mais ao sul. Durante o inverno (Figura 3, Figura 4 g, h, i) e primavera (Figura 3, Figura 4 j, k, l) a ZCIT encontra-se no Hemisfério Norte e os alísios de sudeste atingem máxima intensidade no NEB, principalmente ao norte dos Estados do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. O fortalecimento dos alísios durante o inverno e primavera no NEB coincide com a época do ano de maior intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (Figura 7 e Figura 8) que neste período atinge sua posição mais ao norte e mais próxima do continente. A maior diferença em relação ao vento a 10 metros entre as reanálises é observada no interior do NEB (Figura 4), principalmente ao norte da Bahia, sul do Piauí e interior de Pernambuco, onde a MERRA2 (Figura 4 b, e, h, k) e a CFSR (Figura 4 c, f, i, l) mostram ventos mais intensos do que a ERA-20C, esta é uma região serrana (serras Geral, do Araripe e da Ibiapaba) com grande volume de parques eólicos (ANEEL, 2016), a diferença indica que a ERA-20C subestima o vento a 10 metros nas regiões serranas

do NEB. Em toda bacia do Atlântico a intensidade dos ventos na ERA-20C é mais próxima do CFSR do que da MERRA-2 no verão e outono, enquanto no Atlântico Sul maior similaridade é encontrada entre ERA-20C no inverno e outono. A variabilidade sazonal do vento a 10 m, principalmente a intensidade dos ventos nos ramos tropicais dos anticiclones subtropicais, obtida da ERA-20C é similar às das reanálises MERRA-2 e CFSR na bacia do Pacífico.

Os campos de precipitação sazonal das reanálises e GPCP (Figura 5 e Figura 6) possuem um padrão espacial semelhante na marcha sazonal da chuva sobre o Pacífico, América do Sul e Atlântico. O deslocamento da ZCIT, tanto no Pacífico como no Atlântico tropical, é similar assim como o estabelecimento da ZCAS durante o verão na América do Sul (Figura 5). Algumas diferenças são também notadas, como uma região mais ampla de chuva na ERA-20C associada à ITCZ durante o verão e outono próximo ao Nordeste do Brasil.

Durante o verão (Figura 5 a, b, c, d) e outono (Figura 5 e, f, g, h) o Nordeste recebe a maior parte da precipitação anual, principalmente devido a posição mais ao sul da ZCIT, enquanto pouca precipitação ocorre durante o inverno (Figura 5 i, j, k, l) e primavera (Figura 5 m, n, o, p), com exceção do leste do NEB no inverno (Figura 6 i, j, k, l) devido a atuação de DOLs e brisa marítima (KOUSKY; CHU, 1978) e de parte do sul e do interior da Bahia, sul do Piauí e do Maranhão na primavera (Figura 6 m, n, o, p) pela atuação de ZCAS e sistemas frontais (KOUSKY, 1979). No geral, as reanálises tendem a superestimar a precipitação em relação ao GPCP, principalmente na região da ZCIT. Durante o outono, o máximo de precipitação entre o Norte/Nordeste GPCP (Figura 6 e) limita-se entre o Pará e Amapá, enquanto na ERA-20C (Figura 6 f) a chuva mais intensa ocorre principalmente sobre o oceano se estendendo do leste do Amapá até o Rio Grande do Norte. Em termos de extensão zonal, padrões similares são observados na chuva da MERRA2 (Figura 6 g) e na CFSR (Figura 6 h), que em geral é mais próxima do GPCP (Figura 6 e).

Os campos de pressão ao nível do mar (PNM) (Figura 7 e Figura 8) mostram a presença da ASAS no Atlântico sul durante todo o ano, em todas as reanálises a ASAS atinge máximo valor de pressão e maior influência do continente no inverno (Figura 7 g, h, i) sendo mais intensa na MERRA2 (Figura 7h) sobre o oceano e na CFSR (Figura 7i) sobre o continente. No NEB, os valores máximos de PNM ocorrem também no

inverno, em especial no interior da Bahia onde a pressão média é de 1018 hPa em todas as reanálises (Figura 8 g, h, i).

Em altos níveis, o vento sazonal médio em 250 hPa (Figura 9 e Figura 10) das reanálises mostra uma similaridade inesperada, uma vez que a ERA-20C não assimila qualquer dado acima da superfície. A Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste, dois dos principais sistemas que atuam durante o verão brasileiro estão presentes na ERA-20C (Figura 9a, Figura 10a), com posição e intensidade bastante similar com a MERRA2 (Figura 9b, Figura 10b) e a CFSR (Figura 9c, Figura 10c). Durante o inverno, a ERA-20C posiciona o jato subtropical cerca de 5° ao norte das outras reanálises (Figura 9g, Figura 10g). E na primavera a circulação em altos níveis na ERA-20C é mais próxima da MERRA-2 do que do CFSR.

Em relação a variabilidade e a intensidade do vento a 10 metros dos 04 subdomínios (C01, C02, C03 e C04) da ERA-20C, MERRA2 e CFSR são apresentadas na Figura 11 em forma de boxplot (detalhes no Apêndice em 6.2). A CFSR foi utilizada como série de referência no diagrama de Taylor (Figura 13) por ser a reanálise com melhor resultado estatístico quando comparada com medições feitas com boias do projeto PIRATA localizadas no Atlântico Tropical (PENG et al., 2013). No subdomínio C01, as reanálises apresentam ciclo anual similar (Figura 11 a), o mínimo da velocidade do vento ocorre em abril (~ 3,00 m/s) e o máximo em setembro na CFSR e MERRA2 e em outubro na ERA-20C (~ 5,50 m/s). A correlação da série temporal (1980-2010) pode ser considerada alta em torno a 0,80 (Figura 13a). A maior variabilidade na velocidade do vento é observada nos primeiros seis meses do ano, com máximo entre março e maio e a ERA-20C apresenta variabilidade maior do que a MERRA2 e a CFSR. No subdomínio C02, as correlações entre as reanálises são maiores do que as observadas no subdomínio C01 (entre 0,90 e 0,95) assim como a variabilidade das séries é mais próxima (Figura 13b). Em relação ao ciclo anual (Figura 11b) o mínimo de vento ocorre em março (3,80 m/s) na ERA-20C e em abril na CFSR e na MERRA2 (4,10 m/s e 5,00 m/s), enquanto o máximo é encontrado em setembro em todas as reanálises com intensidade em torno de 7,00 m/s. Observa-se maior variabilidade no primeiro semestre, em especial durante os meses de outono. No subdomínio C03 as correlações são altas assim como no subdomínio C02 (entre 0,90 e 0,99), porém a variabilidade é menor na ERA-20C do que as outras reanálises (Figura 13c). Os valores de intensidade do vento são bastante mais baixos na ERA-

20C do que na CFSR e na MERRA-2 (Figura 11 c), o mínimo ocorre em março (diferença de 1,00 m/s) e o máximo em agosto (diferença de 2,00 m/s) em todas as reanálises. No subdomínio C04, as correlações entre as reanálises são também altas, entre 0,90 e 0,95, e a variabilidade é maior na ERA-20C (Figura 13d) do que nas demais reanálises. No ciclo anual (Figura 11 d), a intensidade é mínima em abril (4,10 m/s a 4,50 m/s) e a máxima (5,50 m/s a 6,00 m/s) em agosto. No geral a intensidade do vento é maior na MERRA2 do que nas outras reanálises (cerca de 1,0 m/s), a variabilidade é maior no primeiro semestre, principalmente entre março e maio em todas as reanálises. De forma geral, o comportamento anual do vento encontrado nos 04 subdomínios se assemelham ao encontrado por TORRES SILVA DOS SANTOS; MOISÉS SANTOS E SILVA (2013), onde o NEB também foi separado em subdomínios e em todos a velocidade mínima é registrada entre março e abril e a máxima entre agosto e outubro.

A série de precipitação mensal das reanálises ERA-20C, MERRA2 e CFSR e do GPCP são apresentadas na forma de boxplot na Figura 12, as reanálises também foram comparadas com a série do GPCP nos 04 subdomínios (C01, C02, C03 e C04) utilizando o diagrama de Taylor (Figura 14). No subdomínio C01, a estação chuvosa concentra-se entre fevereiro e junho, com máximo de precipitação entre março e maio (Figura 12a). As reanálises superestimam o máximo de precipitação em torno de 50 mm em relação ao GPCP, com exceção da ERA-20C. A variabilidade é superestimada na CFSR e MERRA2 em comparação com o GPCP como pode ser visto pela largura das caixas principalmente em maio e junho. Em C01, a ERA-20C foi a que mais se aproximou estatisticamente do GPCP (Figura 14a), apresentou desvio padrão similar ao GPCP além de maior correlação e menor erro quadrático médio que as outras reanálises. O subdomínio C02 apresenta ciclo anual semelhante a C01, porém os valores de precipitação são menores, o máximo de precipitação é em torno de 200 mm em abril e maio, enquanto em C01 os valores chegam a 350 mm (Figura 12b). Apesar dos resultados entre as reanálises serem próximos em relação a correlação, erro quadrático médio e desvio padrão, a ERA-20C apresentou o pior desempenho (Figura 14b) em relação ao GPCP. Em C03, o ciclo anual é marcado por baixa precipitação, na série do GPCP os valores não excedem 100 mm em nenhum mês (Figura 12c), o máximo de precipitação também ocorre no outono como em C01 e C02. O diagrama de Taylor apresenta menor correlação entre as reanálises e o GPCP

com relação aos outros subdomínios, com valores abaixo de 0,80 (Figura 14c), a ERA-20C e a CFSR mostraram-se bastante semelhantes enquanto a MERRA-2 apresentou maior desvio padrão e erro quadrático médio do que as outras reanálises. O subdomínio C04 é caracterizado por uma série anual de precipitação um pouco diferente que os outros subdomínios com máximo de precipitação em julho na série do GPCP (Figura 12d), nenhuma reanálise representa o máximo em julho como o GPCP. C04 é também o único em que reanálises apresentam desvio padrão menor que a série do GPCP, no caso a MERRA-2 e a CFSR (Figura 14d), as correlações são próximas de 0,90 para todas as reanálises e a ERA-20C apresentou um erro quadrático ligeiramente maior que as outras reanálises.

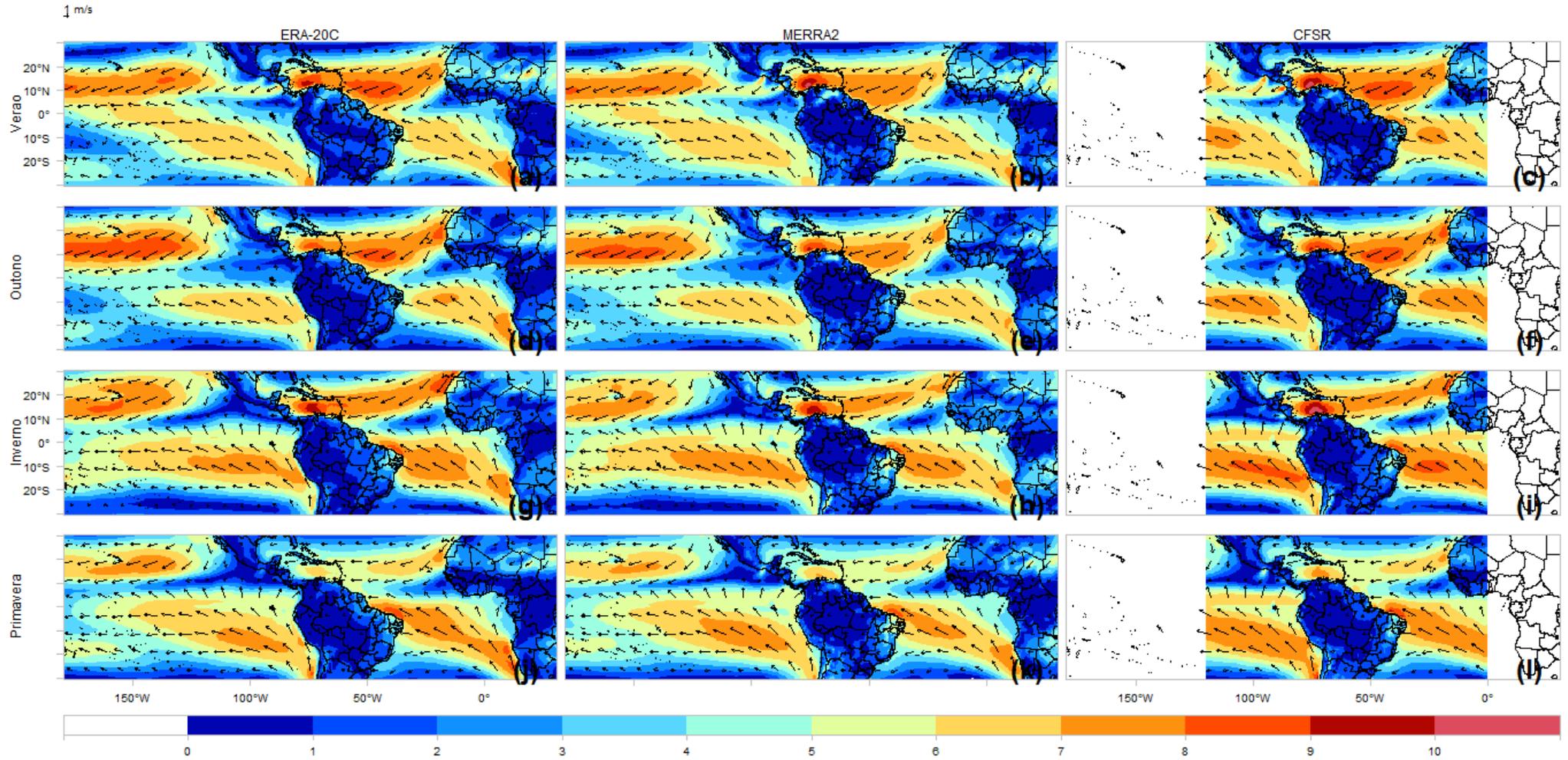


Figura 3: Climatologia (1980-2010) do vento a 10 metros (m/s) no domínio expandido, ERA-20C (a)-(d), MERRA2 (e)-(h) e CFSR (i)-(l). Verão (a), (e), (i), Outono (b), (f), (j), Inverno (c), (g), (k) e Primavera (d), (h), (l).

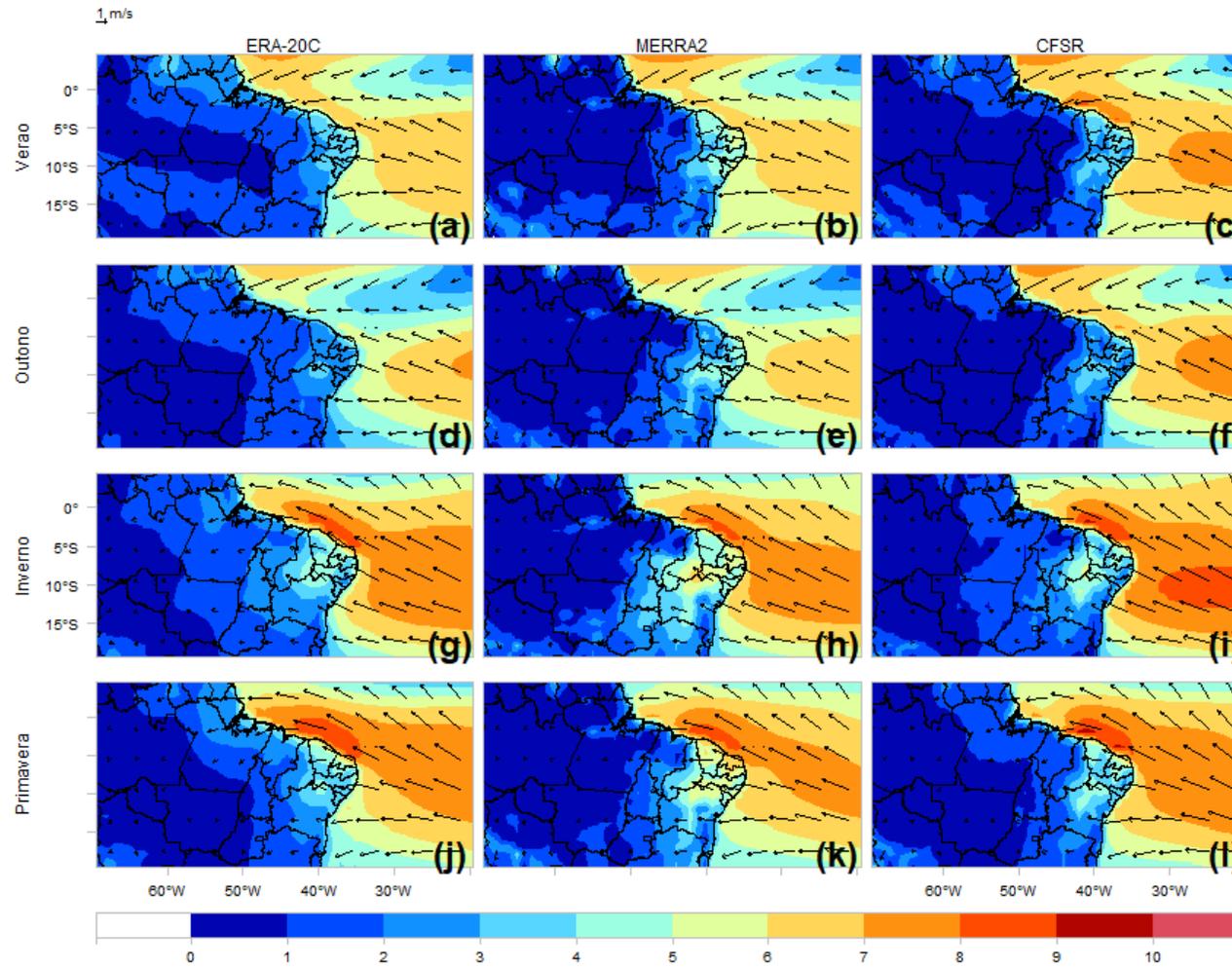


Figura 4: Idem a Figura 1, exceto para o domínio NEB.

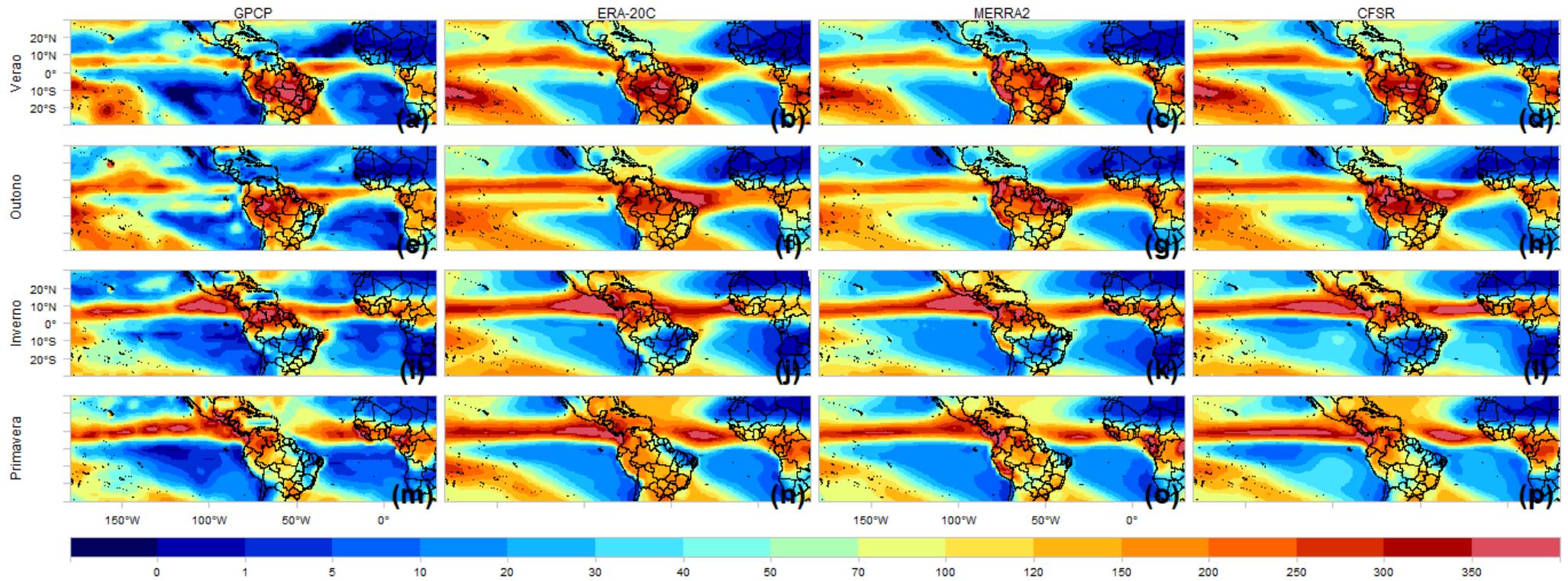


Figura 5: Climatologia (1980-2010) de precipitação (mm) no domínio expandido, GPCP (a)-(d), ERA-20C (e)-(h), MERRA2 (i)-(l) e CFSR (m)-(p). Verão (a), (e), (i), (m) Outono (b), (f), (j), (n), Inverno (c), (g), (k), (o) e Primavera (d), (h), (l), (p).

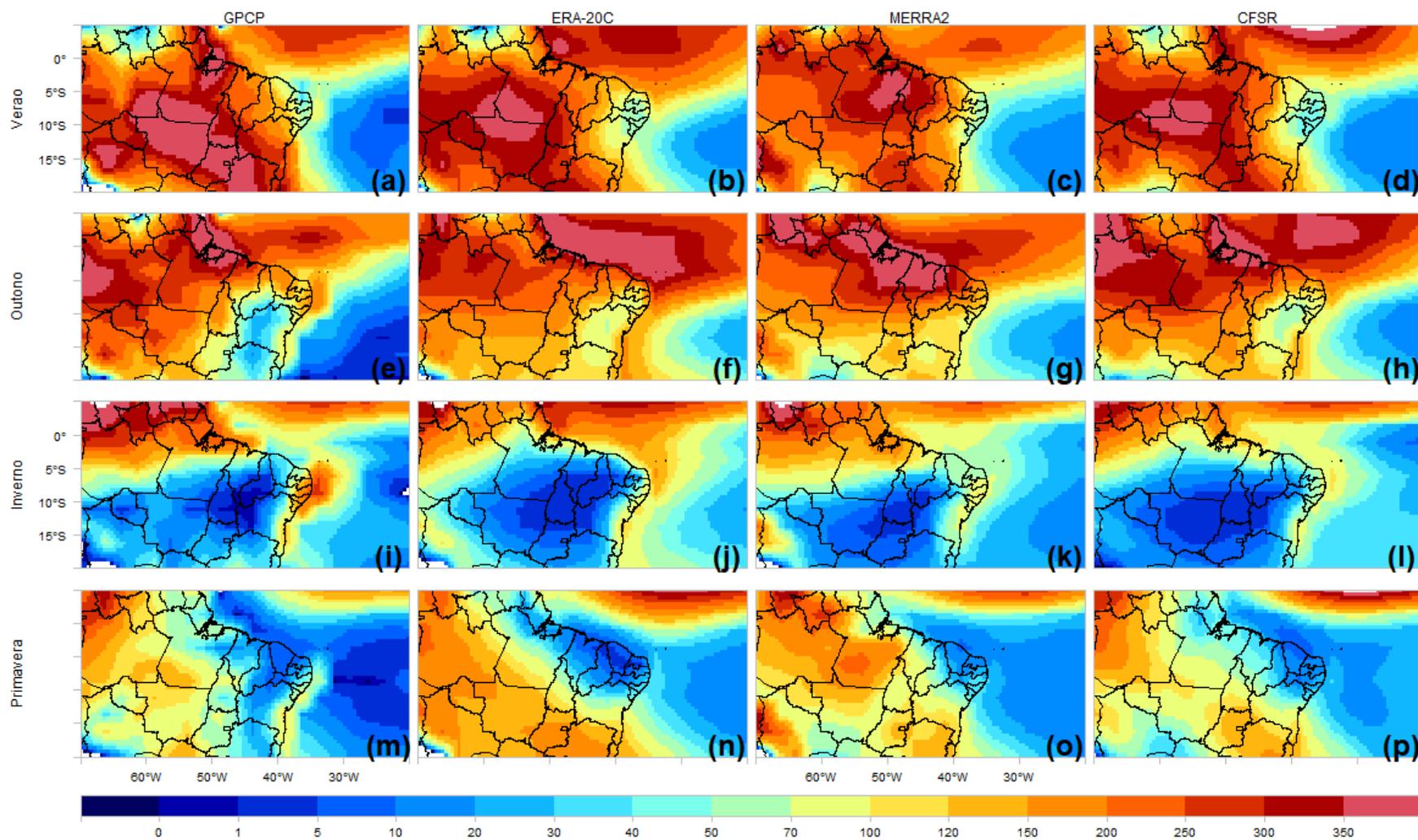


Figura 6: Idem a Figura 5, exceto para o domínio NEB.

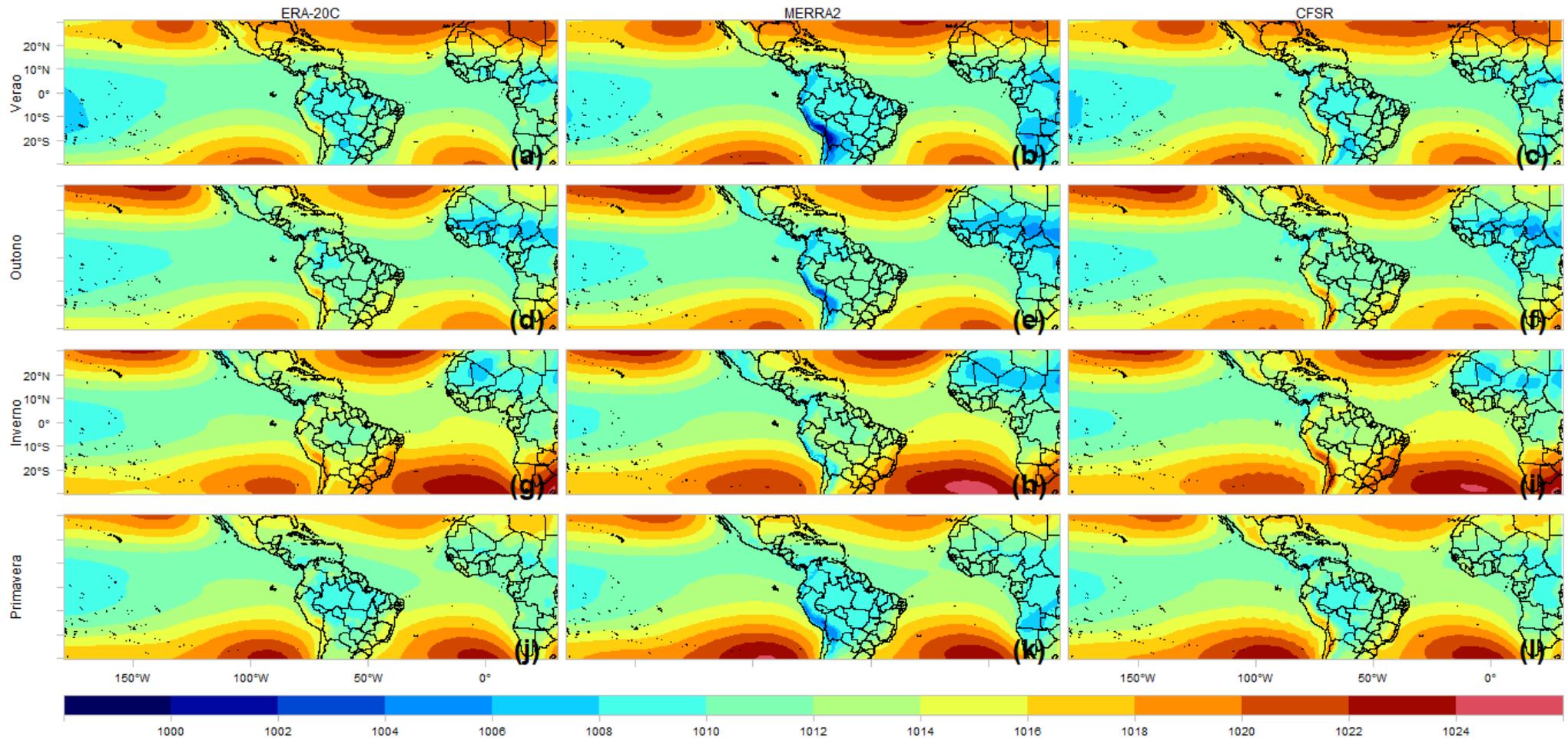


Figura 7: Idem a Figura 3, exceto para PNM (hPa).

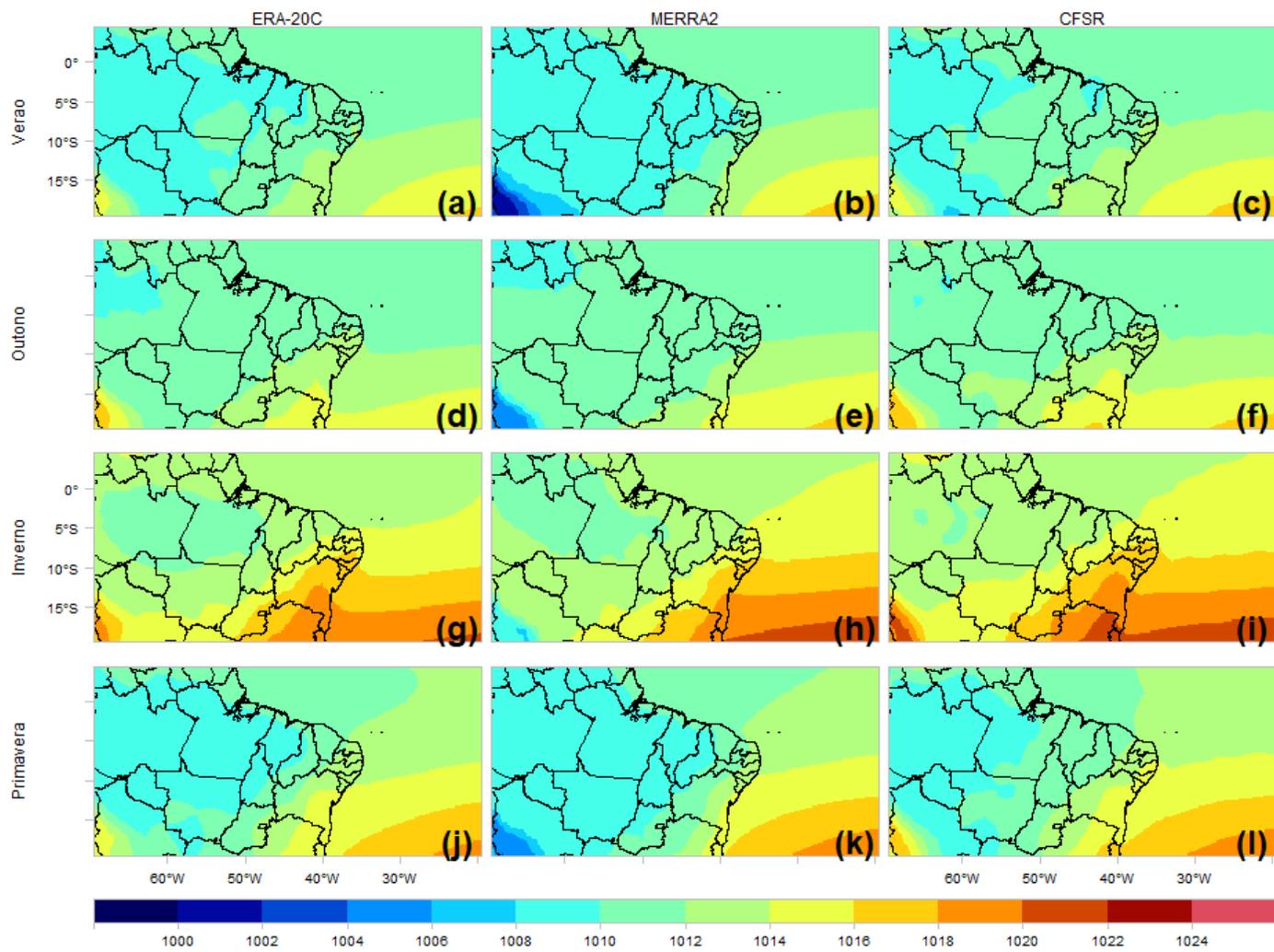


Figura 8: Idem a Figura 7, exceto para o domínio NEB.

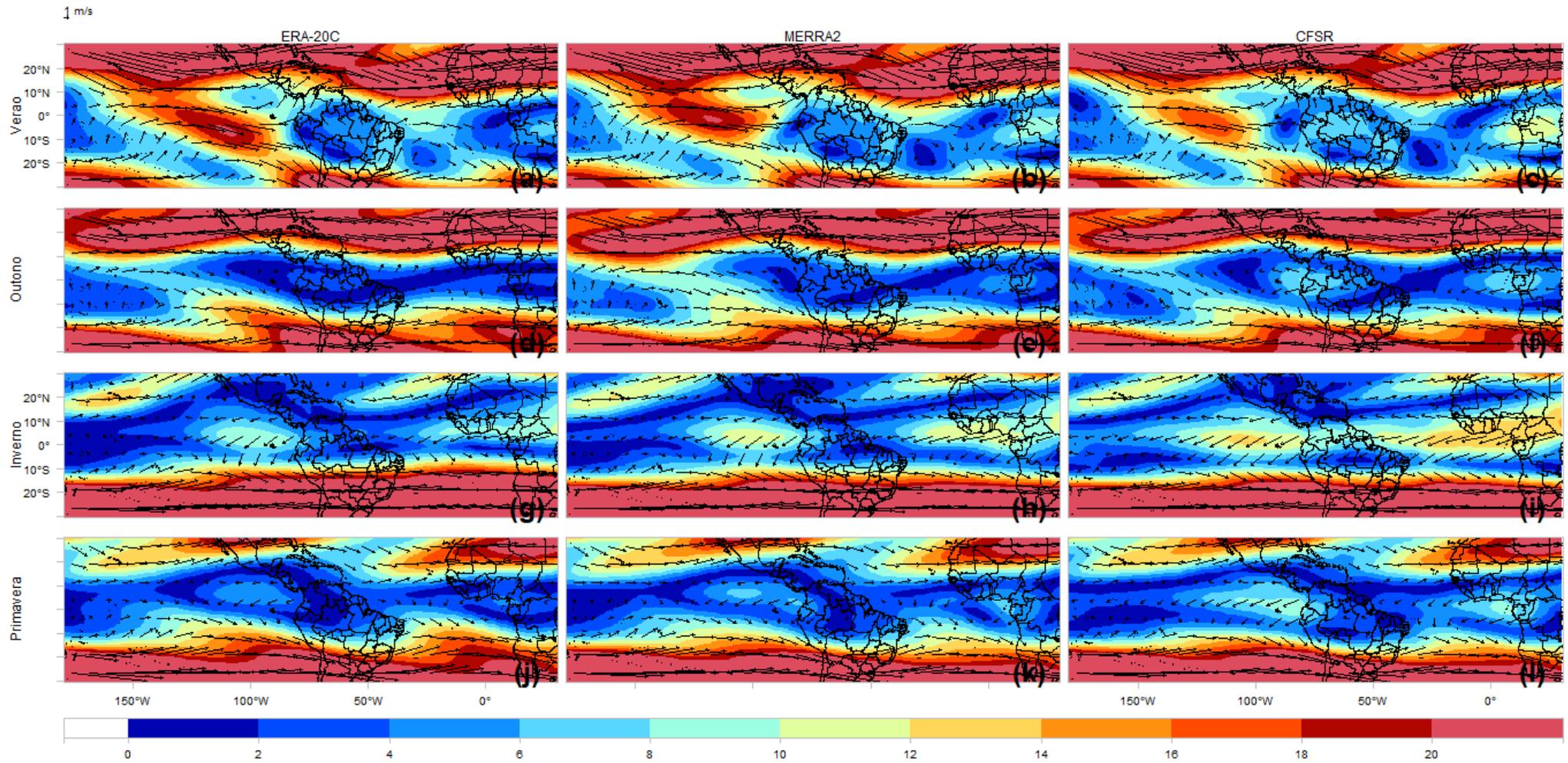


Figura 9: Idem a Figura 3, exceto para vento em 250 hPa (m/s).

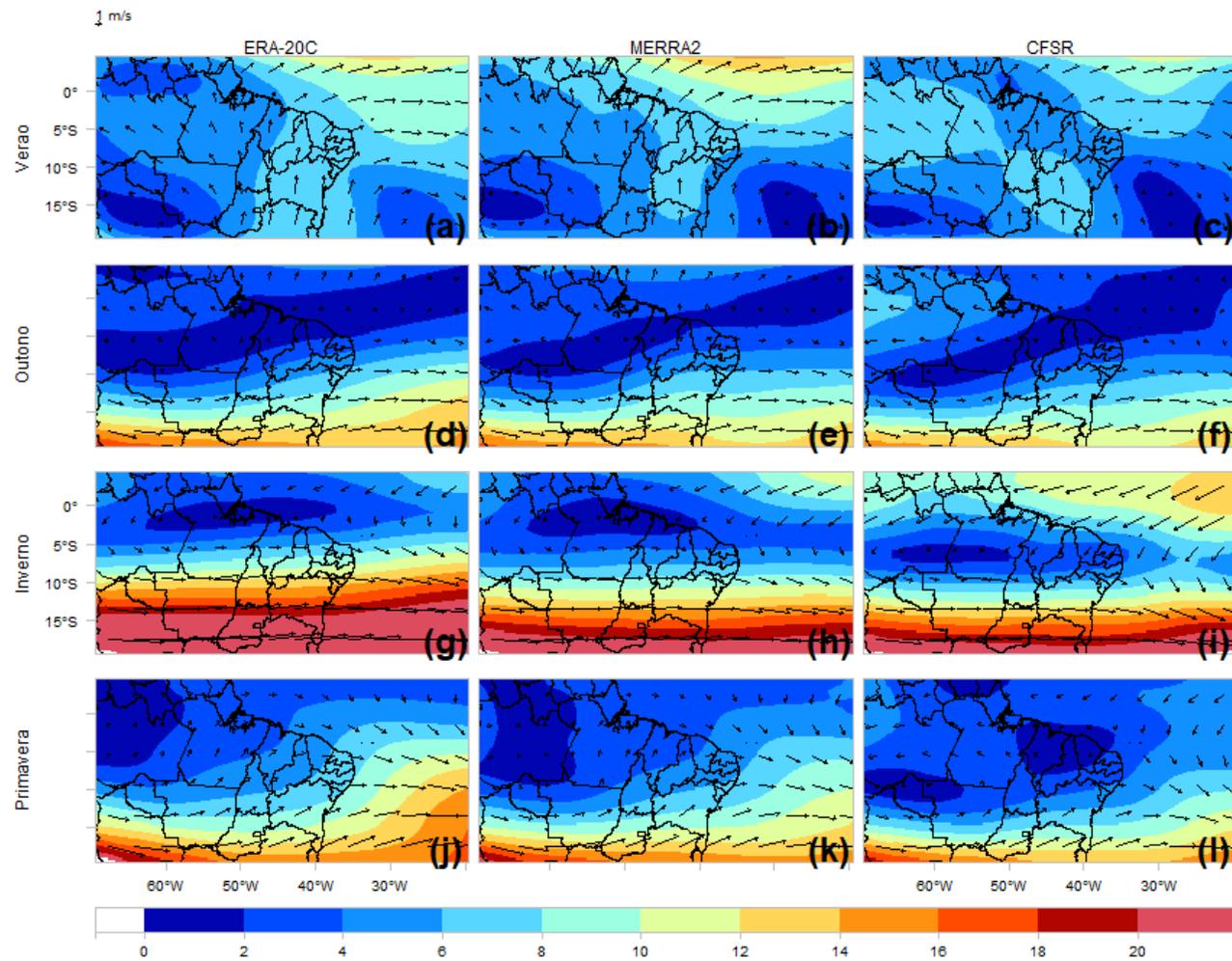
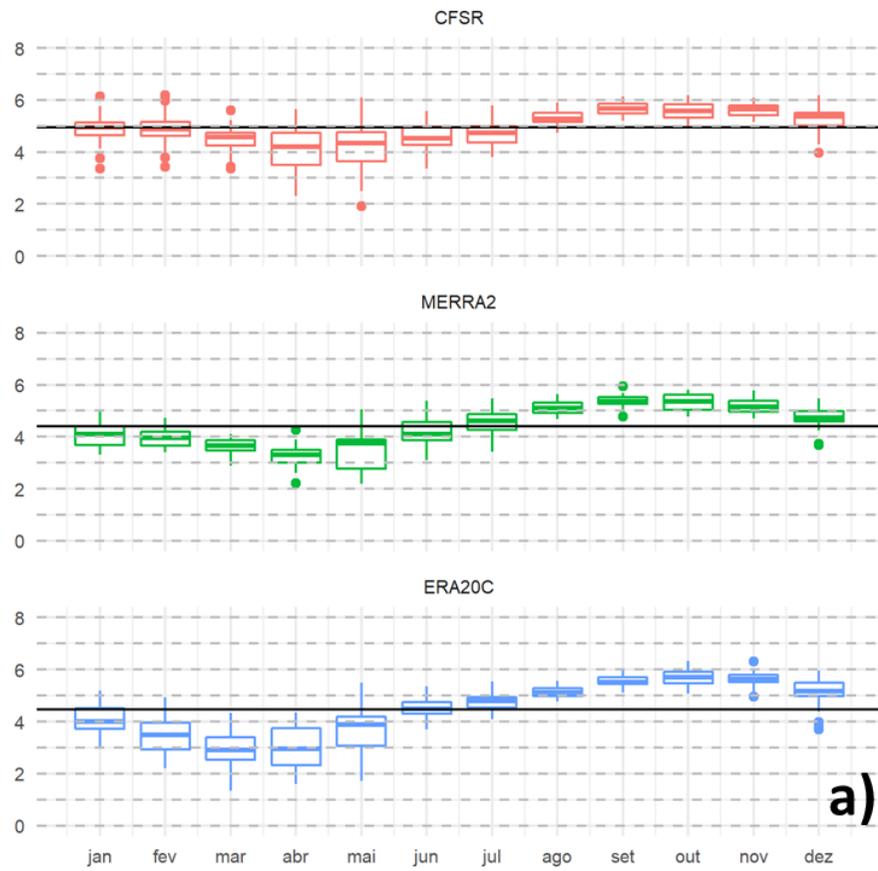
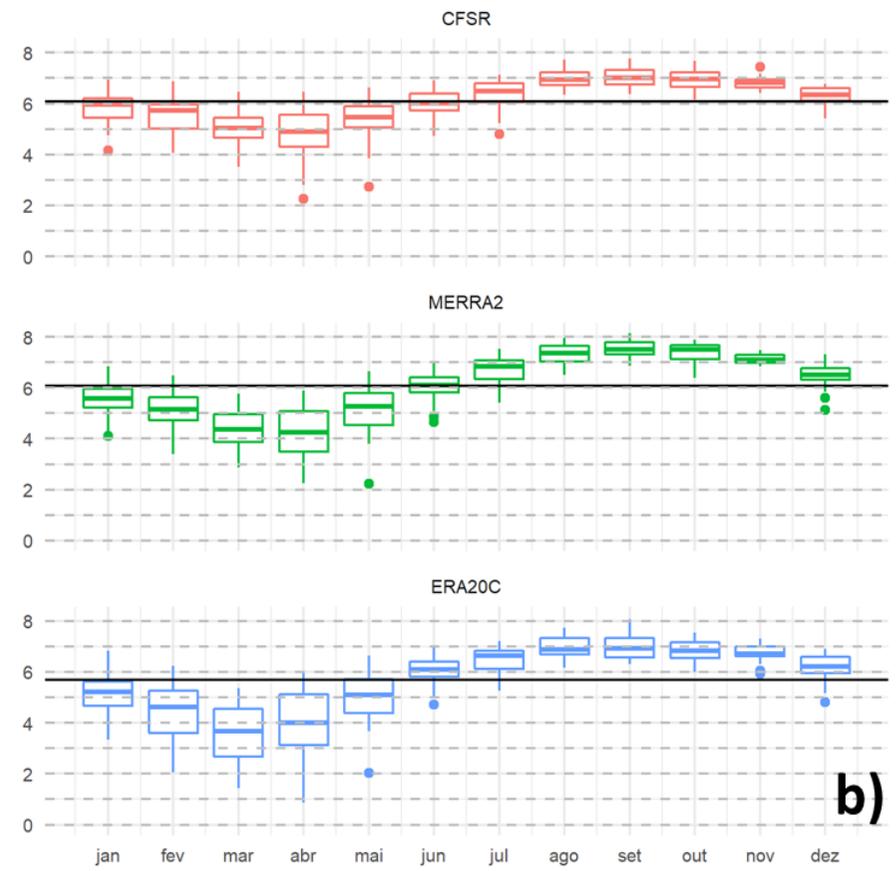


Figura 10: Idem a Figura 9, exceto para o domínio NEB.



a)



b)

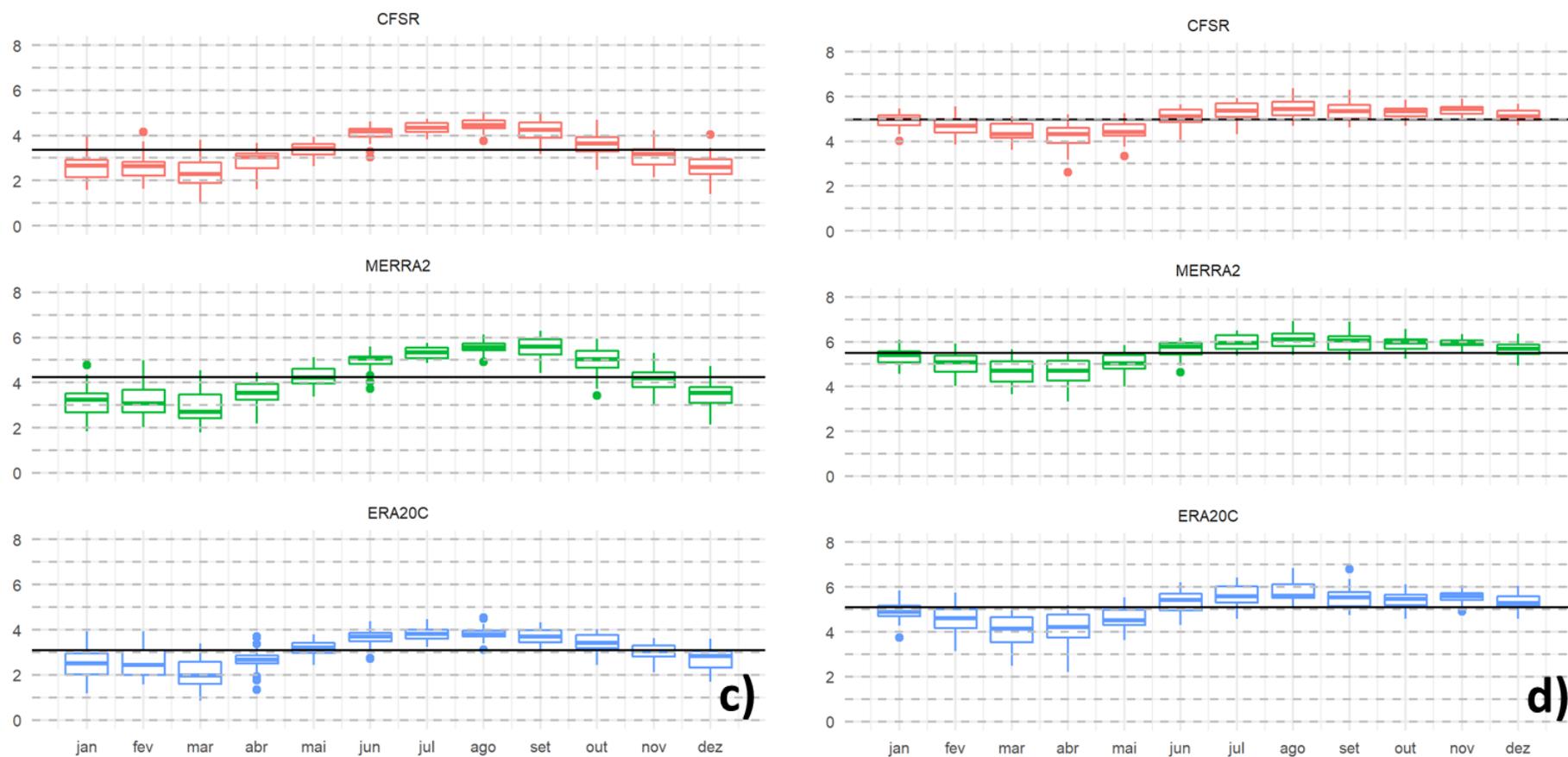
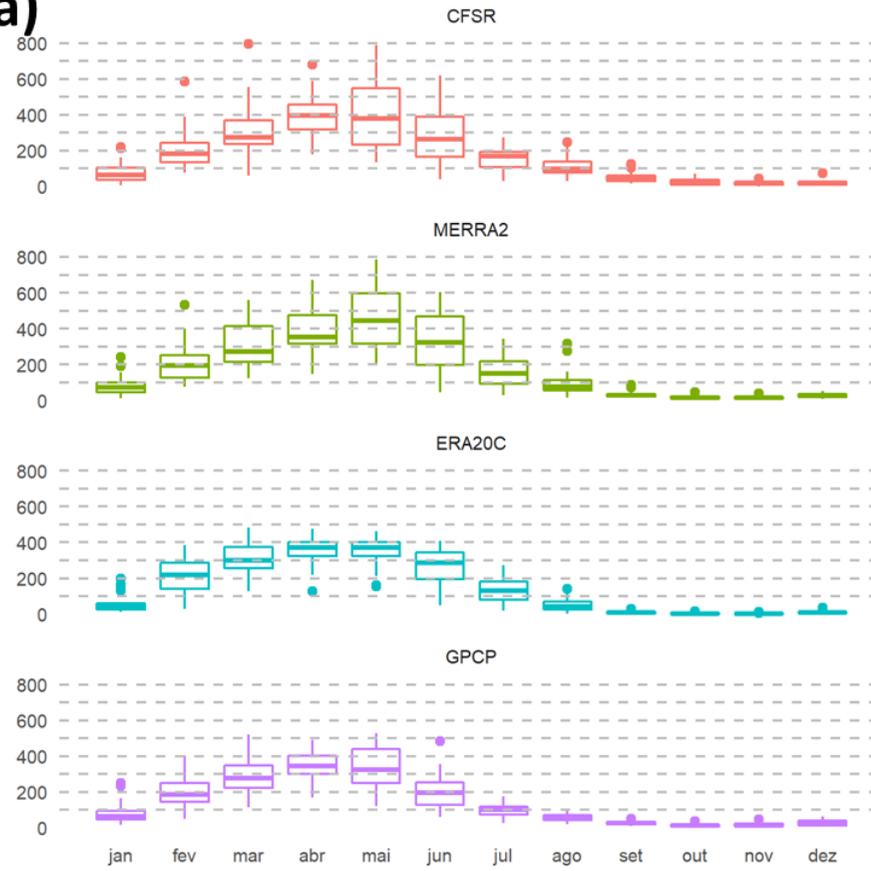
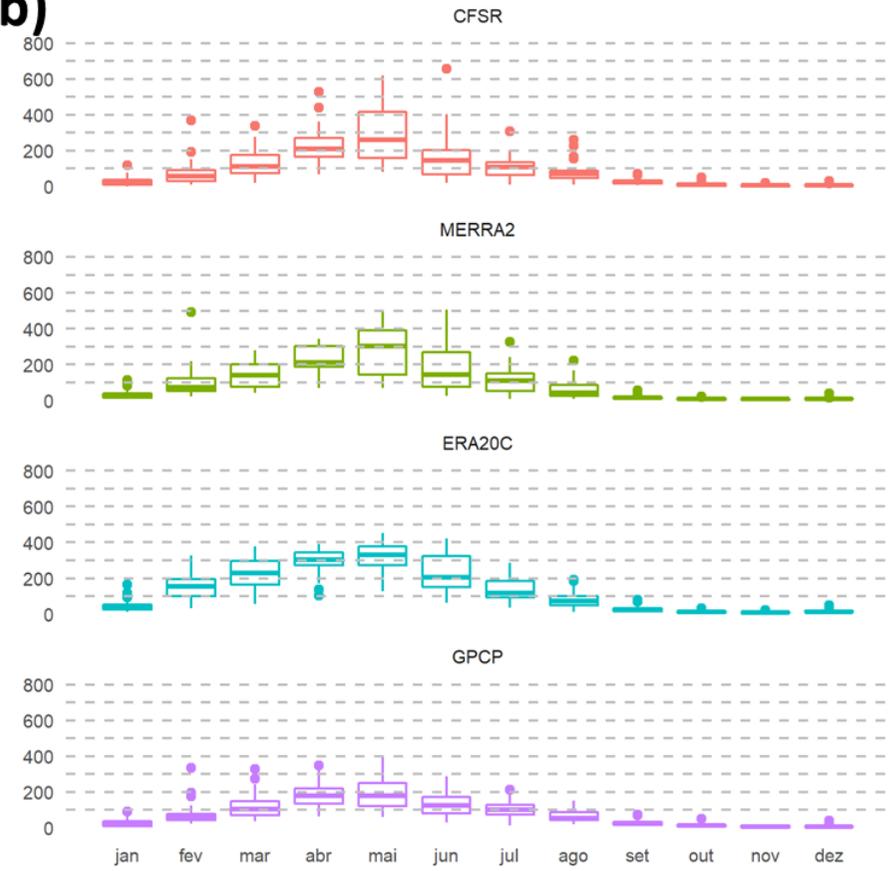


Figura 11: Boxplots da velocidade do vento média mensal (m/s) no (a) Subdomínio C01, b) Subdomínio C02, c) Subdomínio C03, d) Subdomínio C04 das reanálises ERA-20C (azul), MERRA2 (verde) e CFSR (vermelho). Linha contínua preta representa a média anual do subdomínio.

a)



b)



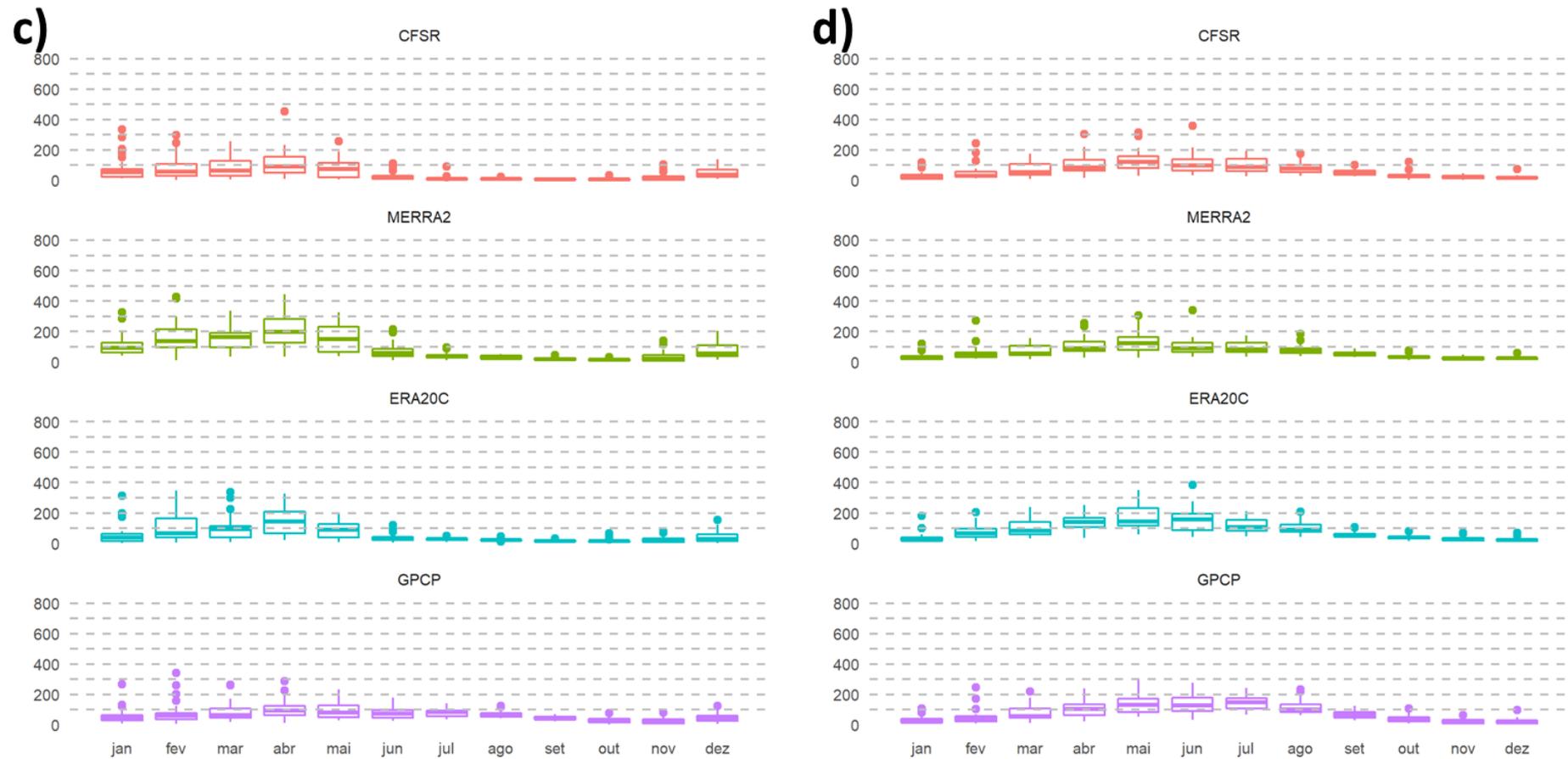


Figura 12: Boxplots da precipitação média mensal (mm) no (a) Subdomínio C01, b) Subdomínio C02, c) Subdomínio C03, d) Subdomínio C04 das reanálises ERA-20C (azul), MERRA2 (verde) e CFSR (vermelho). Linha contínua preta representa a média anual do subdomínio.

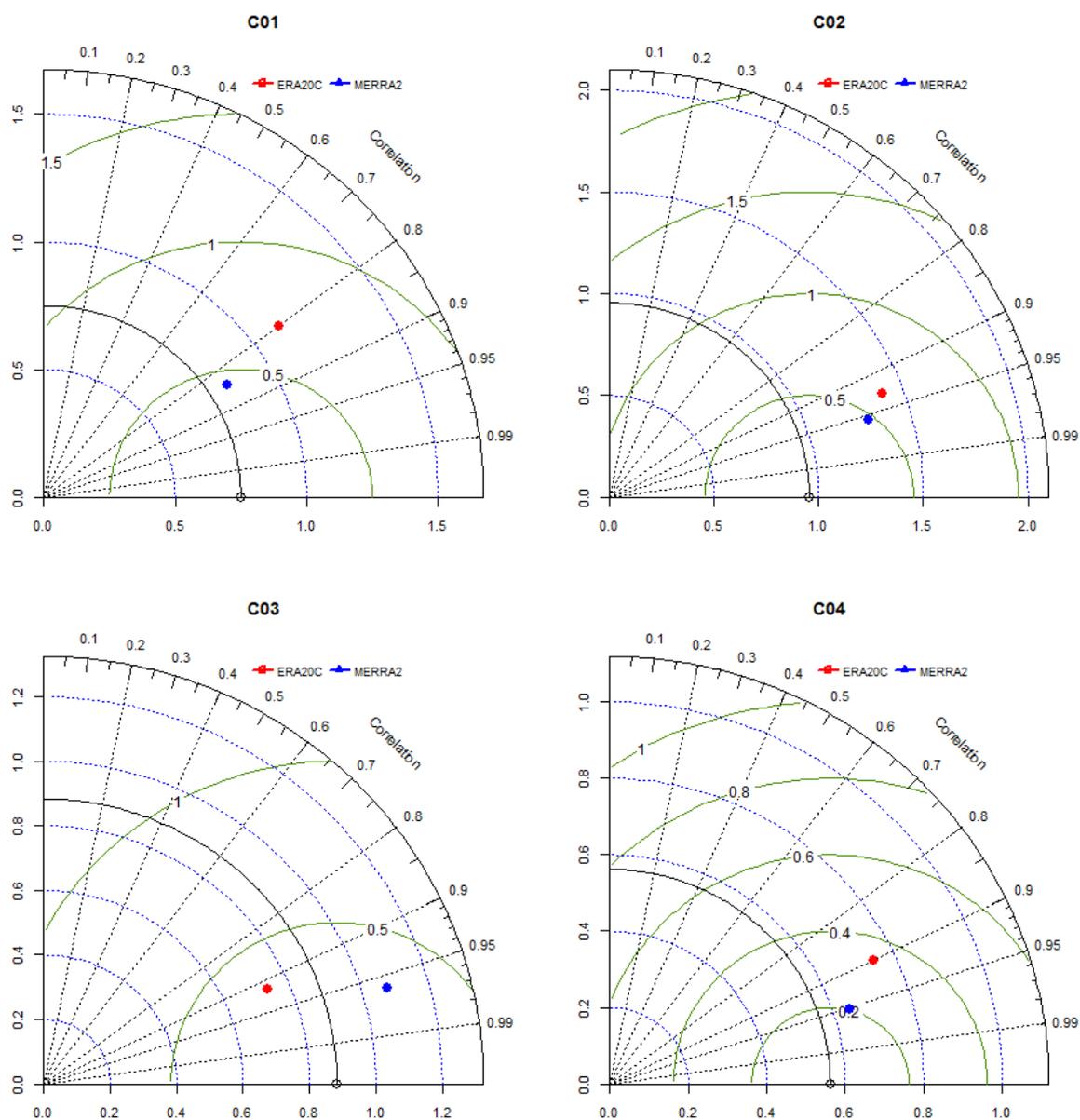


Figura 13: Diagrama de Taylor para a série de velocidade do vento média mensal (1980-2010) utilizando a CFSR como série de referência, comparada com as reanálises ERA-20C (vermelho), MERRA2 (azul) nos subdomínios C01, C02, C03 e C04. Valores de desvio padrão (tracejado azul), erro quadrático médio (tracejado verde) e correlação (tracejado preto).

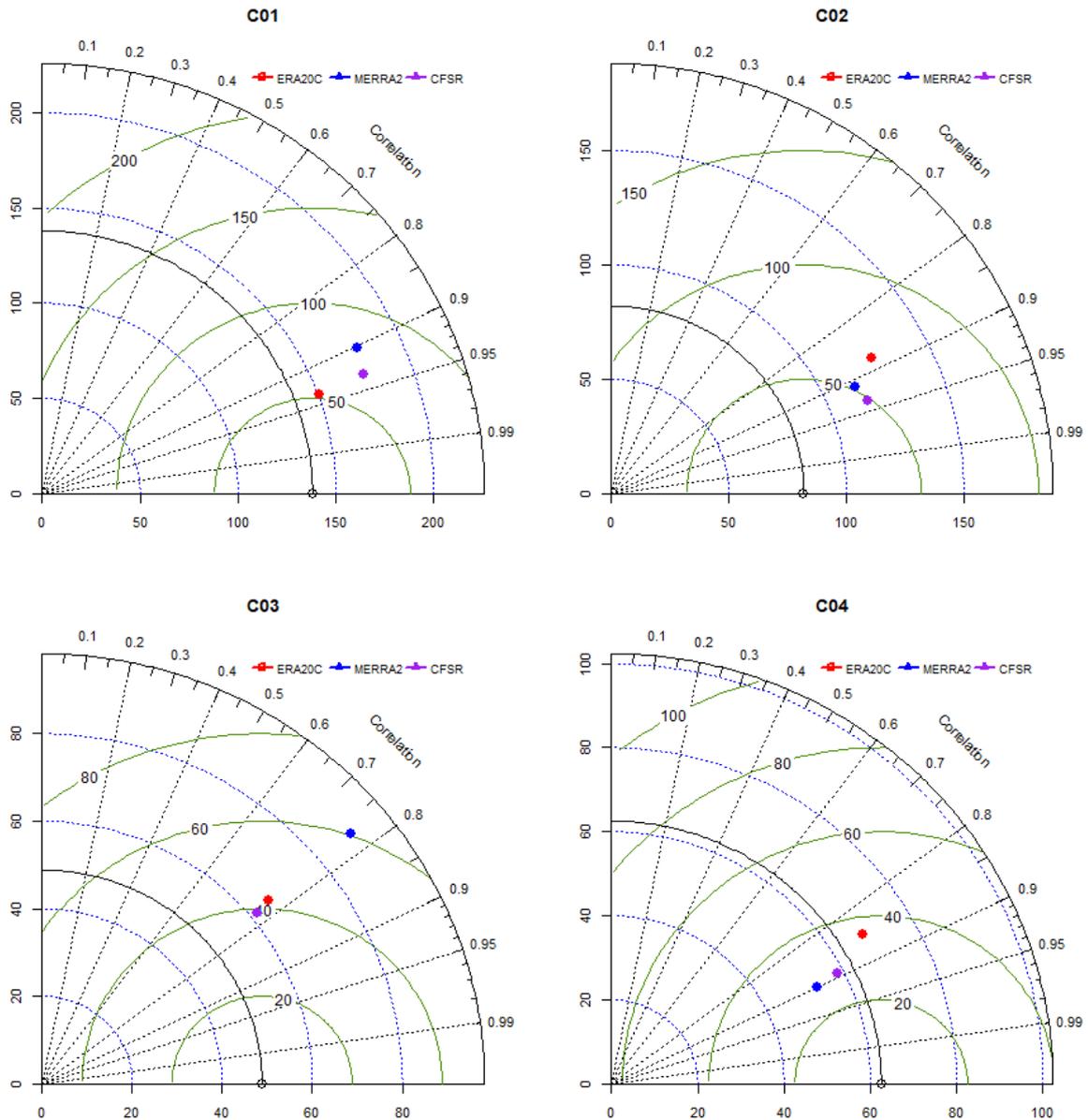


Figura 14: Diagrama de Taylor para a série de chuva mensal (1980-2010) utilizando o GPCP como série de referência, comparada com as reanálises ERA-20C (vermelho), MERRA2 (azul) e CFSR (roxo) nos subdomínios C01, C02, C03 e C04. Valores de desvio padrão (tracejado azul), erro quadrático médio (tracejado verde) e correlação (tracejado preto).

3.2. Variabilidade Interanual

A capacidade da ERA-20C representar eventos ENSO foi investigada comparando as anomalias de TSM no Niño 3.4 da ERA-20C seguindo metodologia da seção 2 entre o Oceanic Niño Index (ONI; ver: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>). A Figura 15 mostra o resultado desta comparação, onde R^2 de 0,92 encontrado entre as séries é alto e significa que a ERA-20C reproduz a evolução temporal do ONI,

enquanto o coeficiente angular de 0,86 indica de que a ERA-20C subestima o índice ONI em relação ao disponibilizado pela NOAA. A Figura 16 apresenta a evolução temporal da média de 30 anos da TSM na região do Niño 3.4 na ERA-20C, calculando uma nova média a cada 5 anos corridos. Existe uma tendência de aquecimento entre os meses de agosto e dezembro nas duas médias mais recentes (1976-2005 e 1981-2010). Este resultado reforça a importância de aplicar uma média de 30 anos diferente a cada 5 anos na identificação de anomalias de TSM no Pacífico para eliminar a influência da tendência da série.

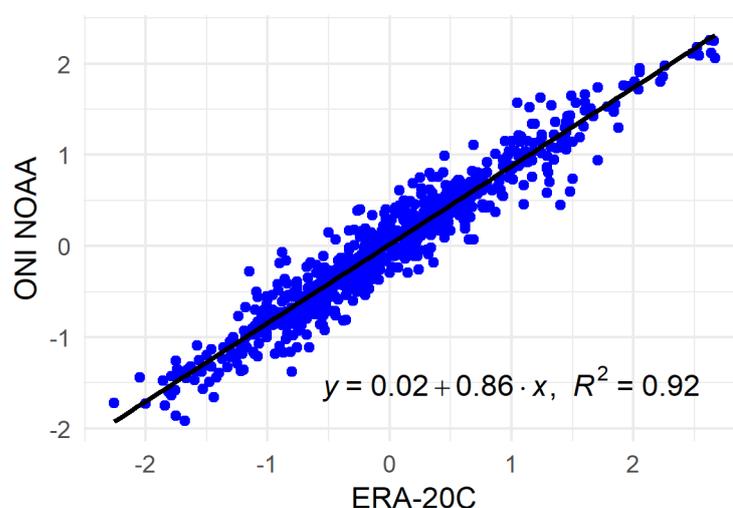


Figura 15: Regressão linear entre as anomalias de TSM no Niño 3.4 da ERA-20C e ONI NOAA no período 1950-2010. A equação resultante do ajuste linear é apresentada no gráfico.

A Figura 17 apresenta a anomalia de TSM no Niño 3.4 da série 1900-2010 da ERA-20C onde estão em destaque os anos de El Niño (La Niña) em azul (vermelho), definidos quando a média móvel da anomalia de TSM com janela de 3 meses é maior (menor) do que $+0,50^{\circ}\text{C}$ ($-0,50^{\circ}\text{C}$) por pelo menos 5 meses consecutivos. O sinal mensal de GRADM é apresentado na Figura 18, destacando eventos positivos (vermelho) e negativos (azul). A Tabela 1 revela que nestes 111 outonos da ERA-20C ocorreram 23 eventos de El Niño e 23 de La Niña, enquanto 65 foram caracterizados como neutros. Além disto, a Tabela 1 mostra que 86% dos 23 eventos de El Niño observados ocorreram na fase positiva do GRADM (GRADM+), enquanto em 60% dos 23 eventos de La Niña registrou-se fase negativa do GRADM (GRADM-). Ou seja, dos 111 outonos estudados, eventos de El Niño e de GRADM+ possuem uma maior associação do que eventos de La Niña e GRADM-. Esta associação entre os dois

índices é mostrada na Figura 19 através da evolução temporal dos dois índices (GRADM e ENSO) nos meses de outono entre 1900-2010.

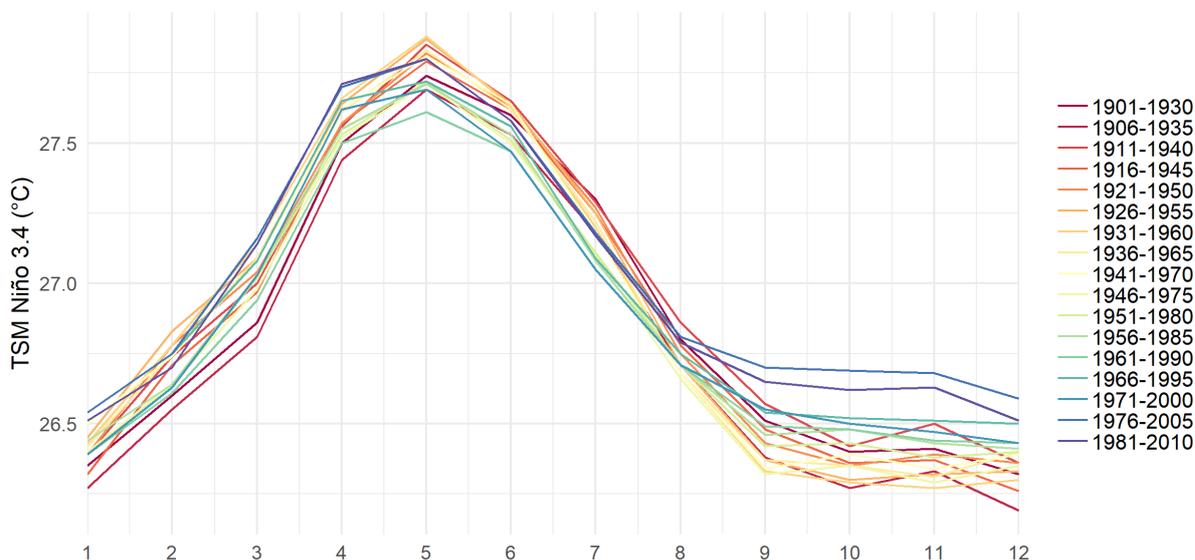


Figura 16: Evolução da média de TSM no Niño 3.4 (°C) em 30 anos, sendo que uma nova média é calculada a cada 5 anos corridos.

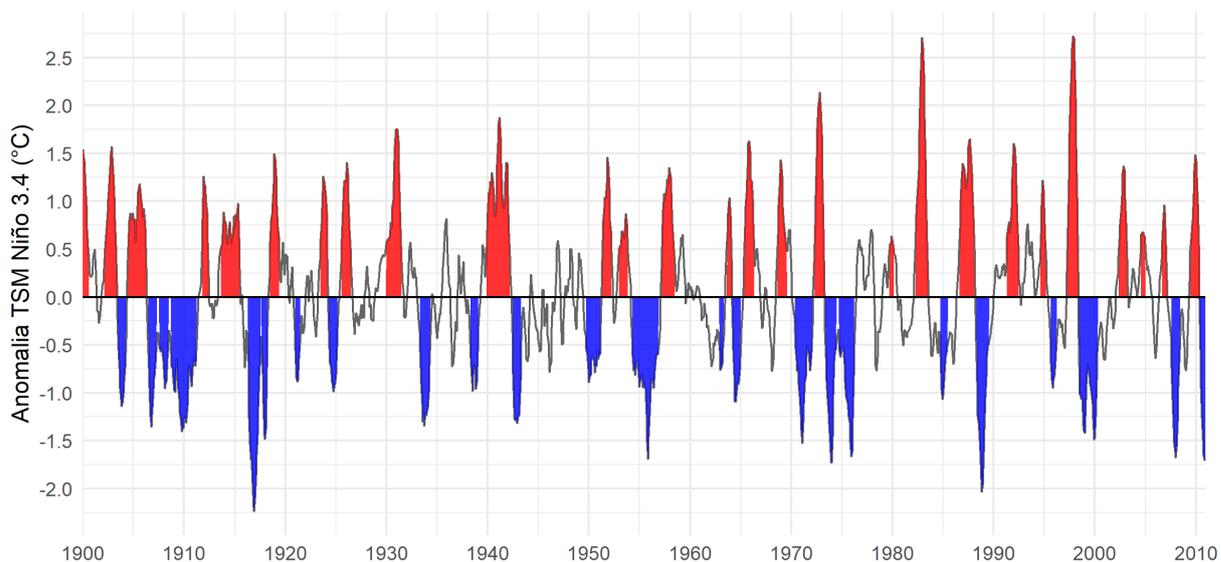


Figura 17: Média móvel mensal, com janela de 3 meses, da anomalia de TSM no Niño 3.4 (°C) entre 1900-2010. Em vermelho (azul) períodos de El Niño (La Niña). Períodos de El Niño (La Niña) são caracterizados por pelo menos 5 períodos consecutivos com anomalias acima (abaixo) de 0,50°C (-0,50°C).

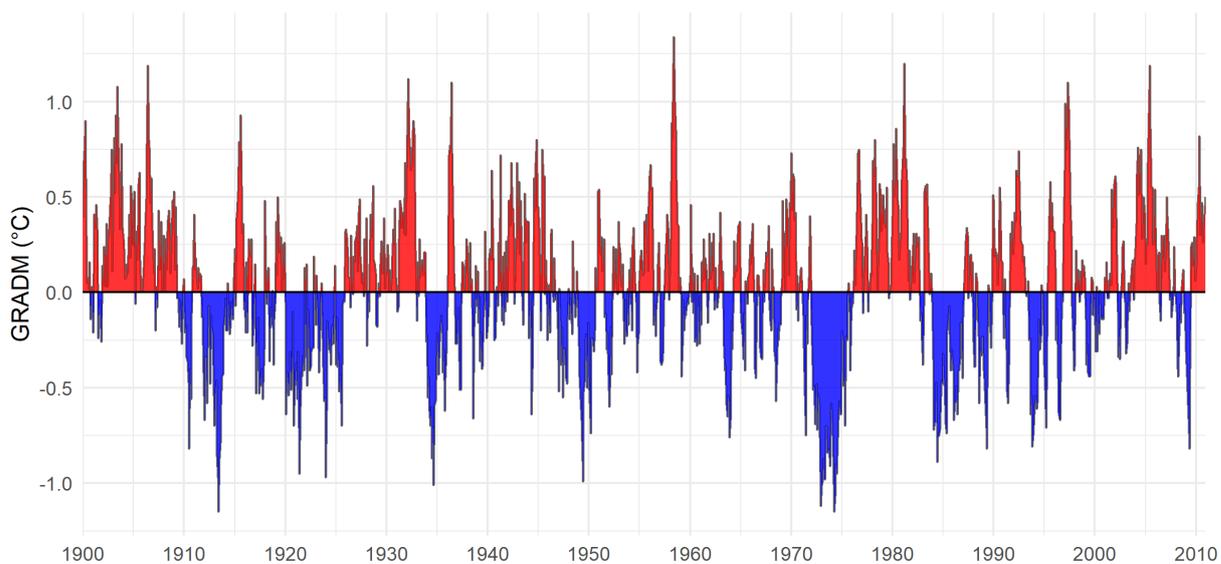


Figura 18: Série temporal do Gradiente Meridional do Atlântico (°C) mensal obtido da ERA-20C entre 1900-2010. O GRADM é calculado como a diferença entre a anomalia do Atlântico Norte e do Atlântico Sul. Em vermelho (azul) valores positivos (negativos).

	ENSO+	Neutro	ENSO-
GRADM +	20	32	9
GRADM -	3	31	14

Tabela 1: Números de eventos na bacia do Pacífico (El Niño, Neutro e La Niña) e na bacia do Atlântico tropical (GRADM + e GRADM -) identificados nas anomalias de TSM na ERA-20C entre 1900-2010.

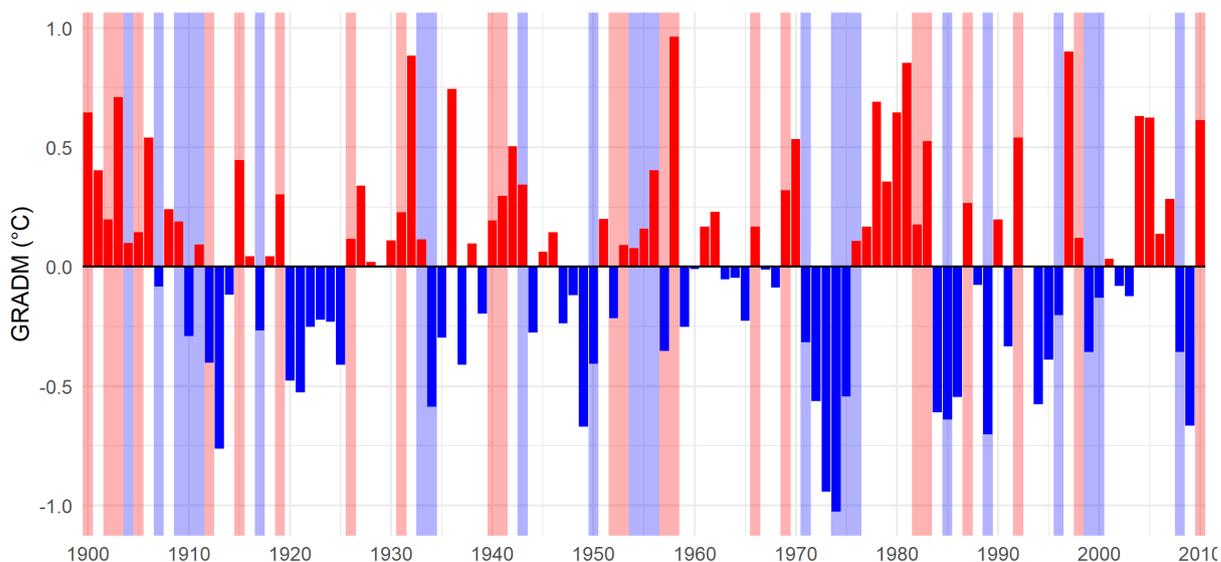


Figura 19: Série temporal do Gradiente Meridional do Atlântico (°C) mensal considerando apenas os meses de outono (MAM) entre 1900-2010. A faixa azul (vermelha) ao fundo indica a ocorrência de El Niño (La Niña), na ausência de faixa a situação do ENSO é neutra.

A partir dos índices GRADM e ENSO foram calculadas composições durante o outono (MAM), época chuvosa no norte do NEB em que se observa maiores variações e influência do ENSO na precipitação (Kayano e Andreoli, 2006). Nesta época do ano também se observa que a velocidade do vento a 10 m apresenta maior variabilidade interanual como evidenciado pela Figura 11. A Tabela 1 forneceu o número de eventos para as composições de ENSO e GRADM e diferentes combinações entre eles.

As anomalias (eventos menos a climatologia) das composições de variáveis meteorológicas considerando diferentes combinações de eventos da Tabela 1 são apresentadas nas Figuras 20-31. Nestas Figuras são destacadas, através de isolinhas, as regiões estatisticamente significativas ao nível de 95% obtidas utilizando o teste estatístico t-Student descrito no Apêndice 6.3.

As composições de GRADM + (Figura 20 - Figura 31 j) consideram apenas os eventos de GRADM + indiferente da fase do ENSO, ou seja, inclui 61 outonos (Tabela 1). Considerando o domínio expandido na Figura 20d nota-se que em anos de GRADM+ os alísios de sudeste se intensificam no Atlântico Sul, enquanto ocorre um enfraquecimento dos alísios de nordeste. Nesta situação praticamente não são observadas anomalias sobre o Oceano Pacífico. Regionalmente, uma área de anomalia positiva do vento a 10 metros de altura predomina entre o norte do Nordeste

e a costa oeste da África (Figura 21 j) com máximo por volta de +0,80 m/s próximo ao Ceará e ao Rio Grande do Norte. Esta anomalia resulta principalmente do fortalecimento do vento zonal de leste (Figura 22 j, Figura 23 j) enquanto a anomalia do vento meridional de sul é possui menor intensidade sobre o NEB (Figura 24 j). Nas situações de GRADM+, a anomalia de precipitação sobre o NEB é negativa (Figura 26 j) e o vento em 250 hPa apresenta uma anomalia positiva bastante zonal (Figura 30 j) que comparando com a Figura 10b indica fortalecimento dos ventos de oeste. Apesar das anomalias não serem estatisticamente significativas no campo da pressão sobre o NEB, a ASAS aparece intensificada, posicionada mais ao norte e mais próxima do continente que sua posição climatológica durante eventos de GRADM+ (Figura 28j).

Quando considerados os eventos de GRADM+ com ENSO neutro (Figura 20 - Figura 31 b), ou seja sem influência de El Niño ou La Niña, os padrões são semelhantes ao GRADM+ porém as anomalias observadas são menos intensas assim como a região estatisticamente significativa é menor. Nesta situação as anomalias concentram-se principalmente sobre a bacia do Atlântico, com praticamente valores próximos da normalidade em regiões remotas do Pacífico (Figura 20b). A anomalia de vento a 10 metros (Figura 20b, Figura 21b) é significativa apenas no litoral do Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte com intensidade entre +0,20 m/s e +0,30 m/s. Observa-se que o máximo de anomalia de vento a 10 metros aparece mais distante do NEB, no Atlântico Tropical, do que nas composições GRADM+. Na combinação GRADM+ com ENSO neutro, a anomalia de precipitação praticamente não possui relevância estatística sobre o NEB (Figura 26b), exceto no litoral leste do Rio Grande do Norte e da Paraíba. Em altos níveis o vento em 250 hPa não mostra qualquer padrão (Figura 30b, Figura 31b) e o campo de pressão, apesar de uma redução da área de significância estatística ainda mostra a presença do anticiclone do Atlântico Sul ao norte da sua posição climatológica (Figura 28b).

Para evento com o GRADM+ ocorrendo em conjunto com ENSO+ (Figura 20 - Figura 31a) observa-se uma intensificação das anomalias observadas com GRADM+. As anomalias do vento a 10 metros no litoral norte do NEB superam 1,00 m/s (Figura 20a, Figura 21a), causadas principalmente pela intensificação dos alísios de leste (Figura 22a, Figura 23a), combinado com o fortalecimento na componente meridional

(Figura 24a, Figura 25a) sobre o Atlântico ao norte do NEB, porém com influencia apenas em parte do litoral do Ceará e do Rio Grande do Norte.

O campo de precipitação mostra uma grande área de anomalia positiva no Pacífico Tropical e o oposto no norte da América do Sul e no Atlântico Tropical (Figura 26a). Este padrão típico de El Niño intensifica as anomalias negativas de precipitação sobre grande parte do NEB, principalmente no norte da região (Figura 27a). Em altos níveis, uma forte anomalia zonal de oeste em 250 hPa predomina sobre o NEB (Figura 30a, Figura 31a), padrão este que não é observado nas composições de GRADM+ e ENSO Neutro. Nota-se confluência na alta troposfera sobre o NEB favorecendo então a subsidência do ar com consequente inibição na formação de precipitação, como já discutido em GRIMM; TEDESCHI (2009). O fortalecimento do jato subtropical em ambos hemisférios, normalmente associado à eventos de El Niño (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Em relação a pressão atmosférica ao nível do mar, predominam anomalias positivas (negativas) de pressão no Atlântico Sul (Norte), associadas ao fortalecimento (enfraquecimento) do Anticiclone do Atlântico Sul (Norte) (Figura 28a, Figura 29a).

Os casos em que GRADM+ ocorre com ENSO- (Figura 20-Figura 31 c) são muito menores que as outras composições de GRADM+ apresentadas anteriormente (14% das ocorrências de GRADM+), portanto os resultados devem ser analisados com maior cautela. De forma geral, observa-se a persistência de anomalia positiva de vento a 10 metros (Figura 20c, Figura 21c), mas a área que apresenta significância estatística é menor do que nas outras composições de GRADM+. Este aumento na intensidade do vento estaria associado com o fortalecimento dos ventos de leste e de sul em uma pequena área próximo à costa do NEB (Figura 22c e Figura 23c). Nota-se ainda o fortalecimento dos ventos de leste no Pacífico central característico de eventos La Niña (Figura 22c). Nesta combinação, a anomalia precipitação sobre o NEB é negativa, mas não apresenta significância estatística no norte da região, ao contrário das outras composições (Figura 26 c, Figura 27 c). Em altos níveis, observa-se o predomínio de padrão de La Niña no vento em 250 hPa (Figura 30c, Figura 31c) e há ausência de padrão de anomalia de pressão no Atlântico (Figura 28c, Figura 29c).

Assim como as composições de GRADM+, as composições de GRADM- sem considerar a situação do ENSO são apresentadas nas Figura 20-Figura 31 k. Estas composições de GRADM- apresentam padrões opostos daqueles de GRADM+, ou seja, o vento a 10 metros enfraquece e as anomalias oscilam em torno de -0,80 m/s no norte do NEB (Figura 20k, Figura 21k). Essa redução da velocidade do vento ocorre principalmente pelo enfraquecimento dos alísios de leste (Figura 22k, Figura 23k), mas nota-se também um pequeno aumento de intensidade dos ventos de norte (Figura 24k e Figura 25k). Acompanhado desta anomalia de circulação, uma anomalia positiva de precipitação é observada na maior parte do NEB (Figura 26k, Figura 27k) e ao mesmo tempo tem-se o enfraquecimento da ASAS (Figura 28k, Figura 29k). Nos altos níveis da atmosfera as anomalias são fracas mas predomina anomalia de leste no vento em 250 hPa (Figura 30k, Figura 31k).

Considerando apenas os casos de GRADM- e ENSO Neutro (Figura 20-Figura 31 e) observa-se uma diminuição tanto da intensidade das anomalias e como das áreas estatisticamente significativas, porém as mudanças não são tão pronunciadas como as observadas nas composições de GRADM+ e ENSO Neutro, ou seja observa-se que apenas o sinal de GRADM- é capaz de produzir anomalias mais intensas que apenas o sinal de GRADM+ sobre o NEB. Na anomalia de vento a 10 metros (Figura 20e, Figura 21e), o campo apresenta bastante similaridade (anomalia negativa de velocidade do vento no Atlântico Tropical e NEB) com a composição de GRADM-, mas nota-se uma pequena redução na intensidade da anomalia negativa, da ordem de +0,10 m/s, com relação a composição de GRADM-. Este enfraquecimento do vento ocorre principalmente pelo enfraquecimento dos ventos de leste no Atlântico tropical (Figura 20e, Figura 21e). A anomalia de precipitação GRADM- e ENSO Neutro também mantém o mesmo padrão da composição GRADM-, porém a significância estatística restringe-se às regiões mais próximas às costas do NEB (Figura 26e, Figura 27e). As anomalias de pressão ao nível do mar (Figura 28e, Figura 29e) e de vento em 250 hPa (Figura 30e, Figura 31e) são igualmente similares às de GRADM. A intensificação do vento de leste no Atlântico tropical indica um padrão divergente em altos níveis, o que favorece a formação de nuvens e chuva no leste do NEB (Figura 31e).

Quando o GRADM- ocorre juntamente com ENSO- (Figura 20-Figura 31 f) as anomalias observadas nas composições GRADM- são intensificadas, semelhante ao

que ocorre com GRADM+ na presença de ENSO+. As anomalias negativas de vento a 10 metros (Figura 20f, Figura 21f) excedem $-1,00$ m/s no norte do NEB devido a um forte enfraquecimento dos alísios de leste (Figura 22f, Figura 23f). Ao mesmo tempo, ocorre um forte aumento da anomalia de precipitação positiva na maior parte do NEB, especialmente entre o Piauí e o Ceará (Figura 26f, Figura 27f). Em termos de pressão, uma ampla área com anomalia negativa de pressão predomina sobre o Atlântico (Figura 28f, Figura 29f), enquanto em toda bacia do Pacífico as pressões estão mais altas (Figura 28f). Em altos níveis a anomalia do vento (Figura 30f, Figura 31f) é bastante similar à da composição de ENSO- (Figura 30i), onde no NEB predominam ventos em 250 hPa enfraquecidos e ventos de oeste mais fracos também nos subtropicais do Pacífico, indicando o enfraquecimento dos jatos subtropicais normalmente observado em anos de La Niña (GRIMM; AMBRIZZI, 2009) .

Em relação aos casos de GRADM- e ENSO+ ocorreram apenas 3 eventos em todo os 110 anos, dificultando portanto conclusões devido à baixa amostragem (Figura 20-Figura 31 d). De qualquer forma, a anomalia de vento é muito fraca próxima do NEB (Figura 21d).

As composições de GRADM+ (GRADM-) estão de acordo com o que se esperaria de um Atlântico Norte mais aquecido (resfriado) e deslocamento da ZCIT mais ao norte (sul) da sua posição climatológica (MOURA; SHUKLA, 1981; UVO et al., 1998) o que resulta em diminuição (aumento) de precipitação no norte do NEB também impacta no aumento (diminuição) do vento a 10 metros na região. Quando o sinal do Atlântico ocorre com o mesmo sinal do Pacífico (GRADM+ENSO+ e GRADM-ENSO-) as composições mostraram intensificação da magnitude das anomalias e aumento da área estatisticamente significativa das anomalias comparado com as composições com ENSO neutro ou que consideram apenas o sinal do Atlântico (GRADM+ENSO, GRADM-ENSO, GRADM+ e GRADM-). Esta intensificação das anomalias quando o Pacífico e Atlântico possuem o mesmo sinal já havia sido reportada na literatura para eventos de precipitação (ANDREOLI; KAYANO, 2006). No caso de composições com sinal oposto (GRADM+ENSO- e GRADM-ENSO+) a baixa amostragem aumenta a incerteza dos resultados. No caso do GRADM+ENSO- o principal efeito notado foi o enfraquecimento das anomalias e redução da área de significância estatística no NEB, resultado é condizente com os resultados de ANDREOLI; KAYANO (2007) que sugeriram um possível desacoplamento oceano –

atmosfera na presença de sinais opostos entre os oceanos Pacífico e o Atlântico tropicais. Além disso, a composição GRADM-ENSO mostraram semelhança maior com GRADM- do que GRADM+ENSO com GRADM+. Isso indica que eventos de GRADM- não dependem tanto da presença de La Niña para estabelecer as anomalias apresentadas, enquanto que GRADM+ depende mais fortemente da presença de El Niño no Pacífico.

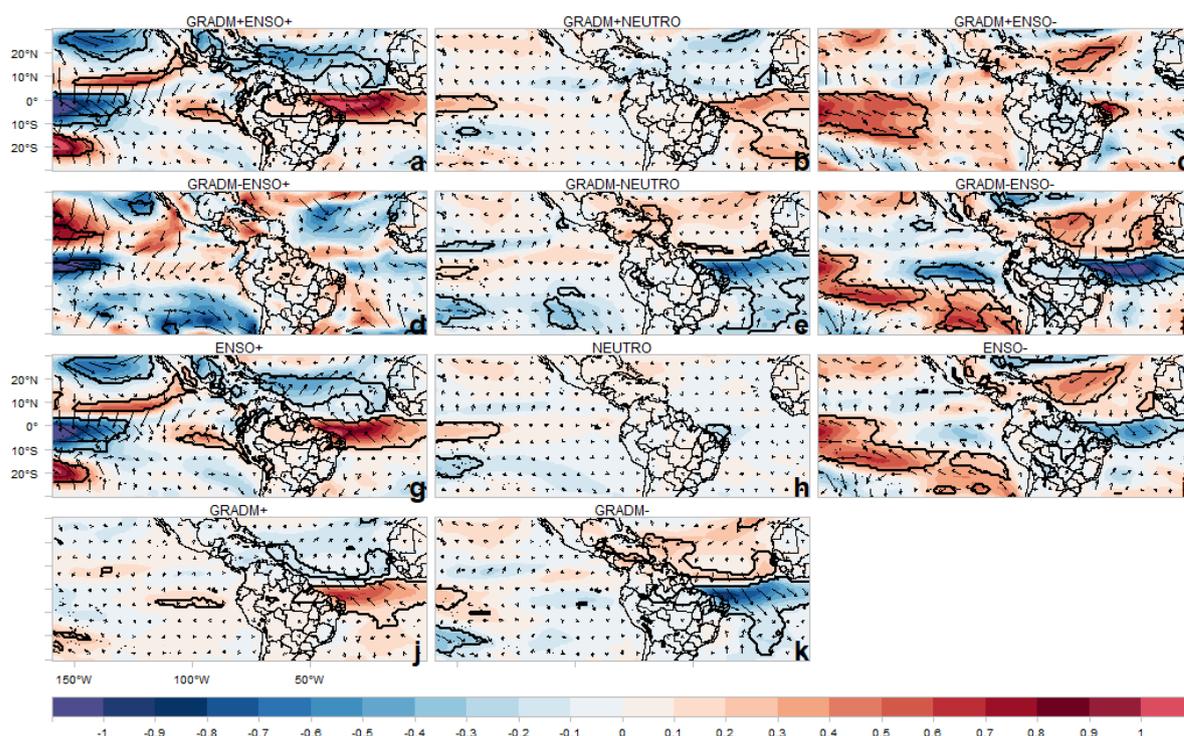


Figura 20: Campos de anomalia do vento a 10 metros (m/s) para: (a) GRADM+ENSO+, (b) GRADM+NEUTRO, (c) GRADM+ENSO-, (d) GRADM+, (e) GRADM-ENSO+, (f) GRADM-ENSO+, (g) GRADM-NEUTRO, (h) GRADM-, (i) ENSO+, (j) NEUTRO e (k) ENSO-. Contorno indica regiões dentro do intervalo de confiança de 95% obtido aplicando o teste t-Student.

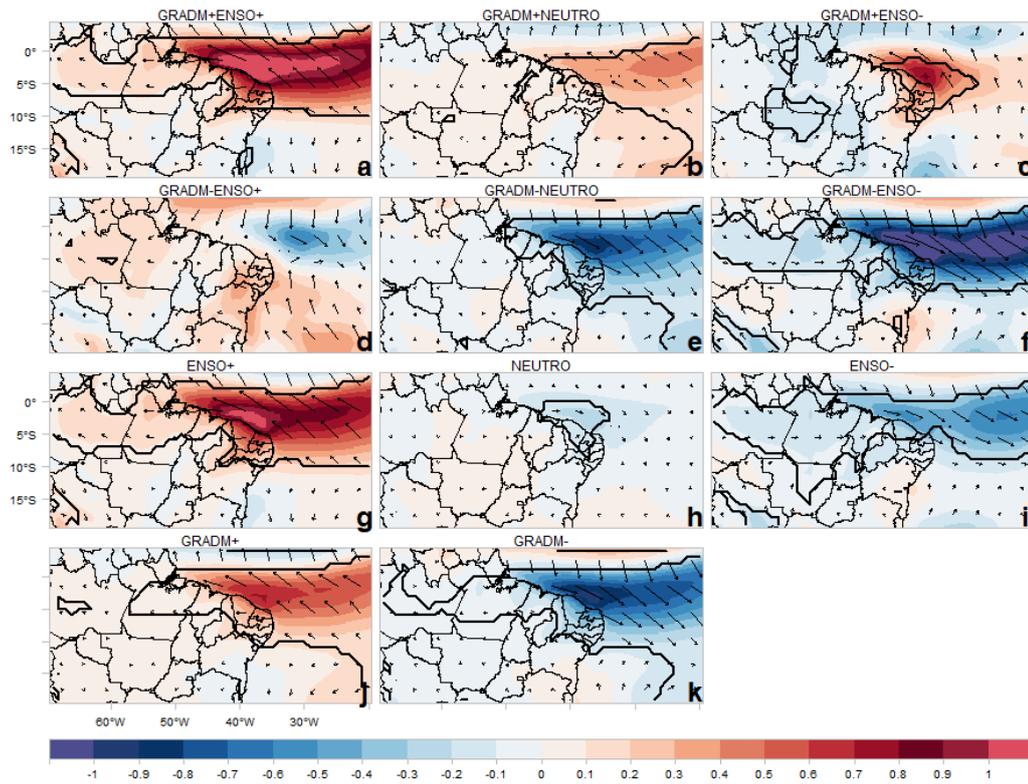


Figura 21: Idem a Figura 20, mas para domínio do NEB

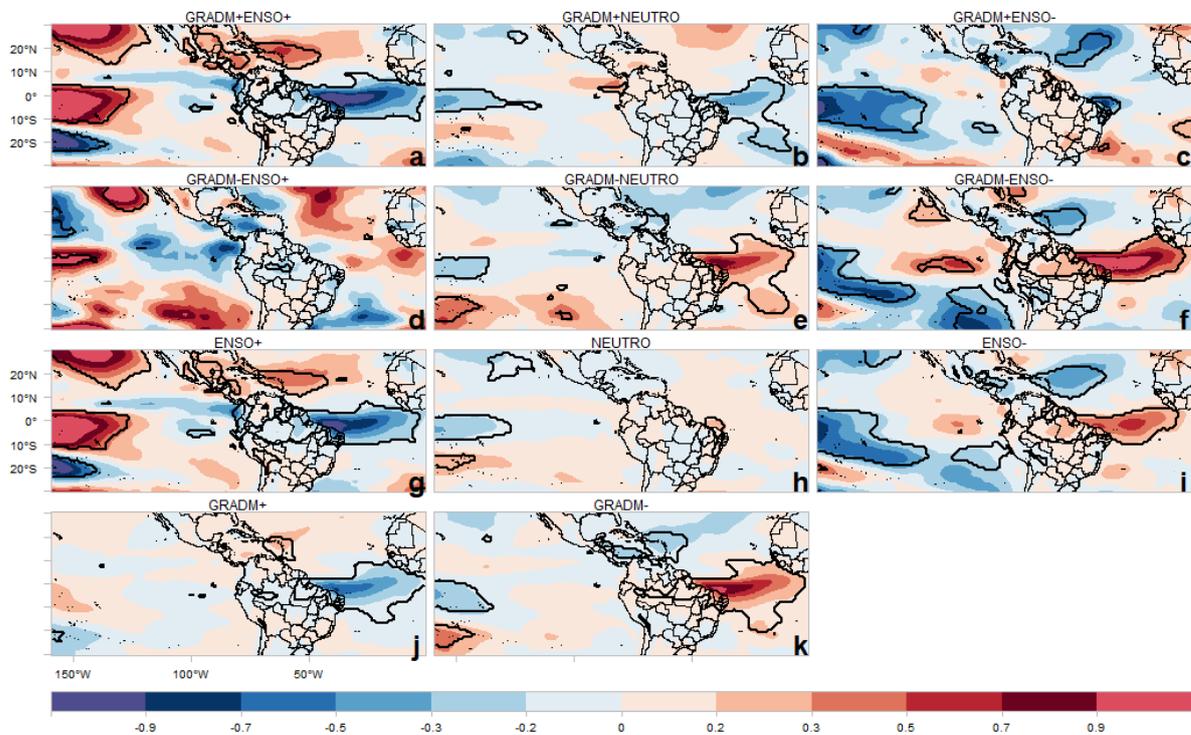


Figura 22: Idem a Figura 20, exceto para anomalia da componente zonal do vento (m/s).

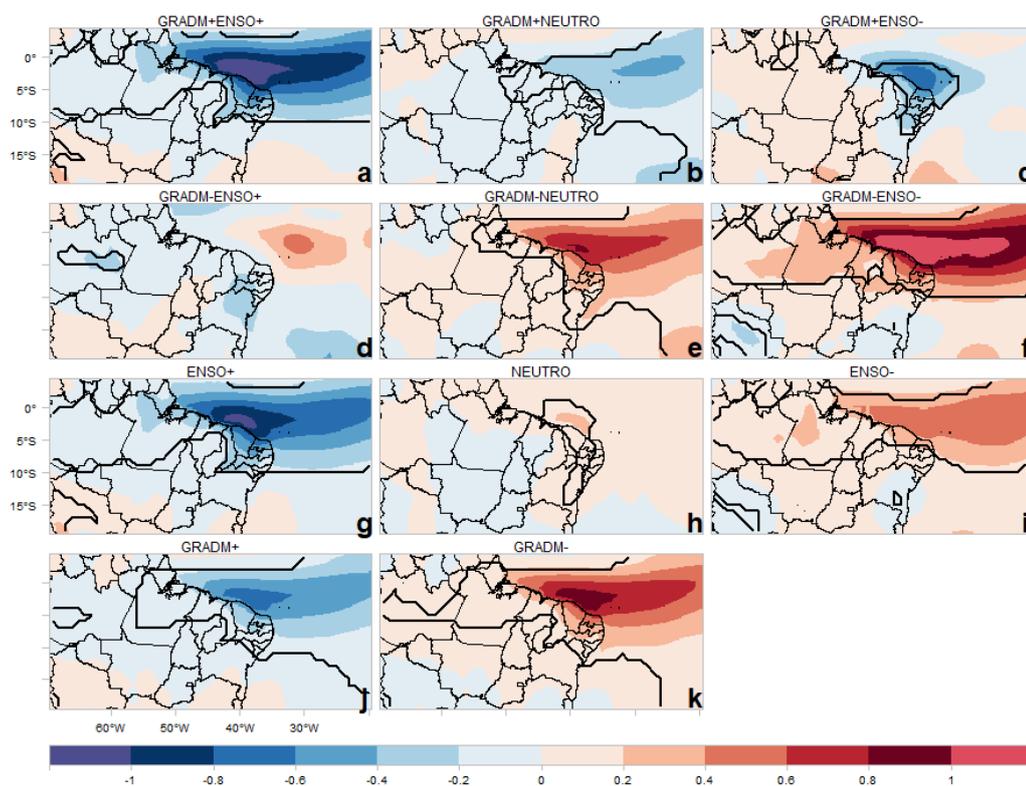


Figura 23: Idem a Figura 22, mas para domínio do NEB.

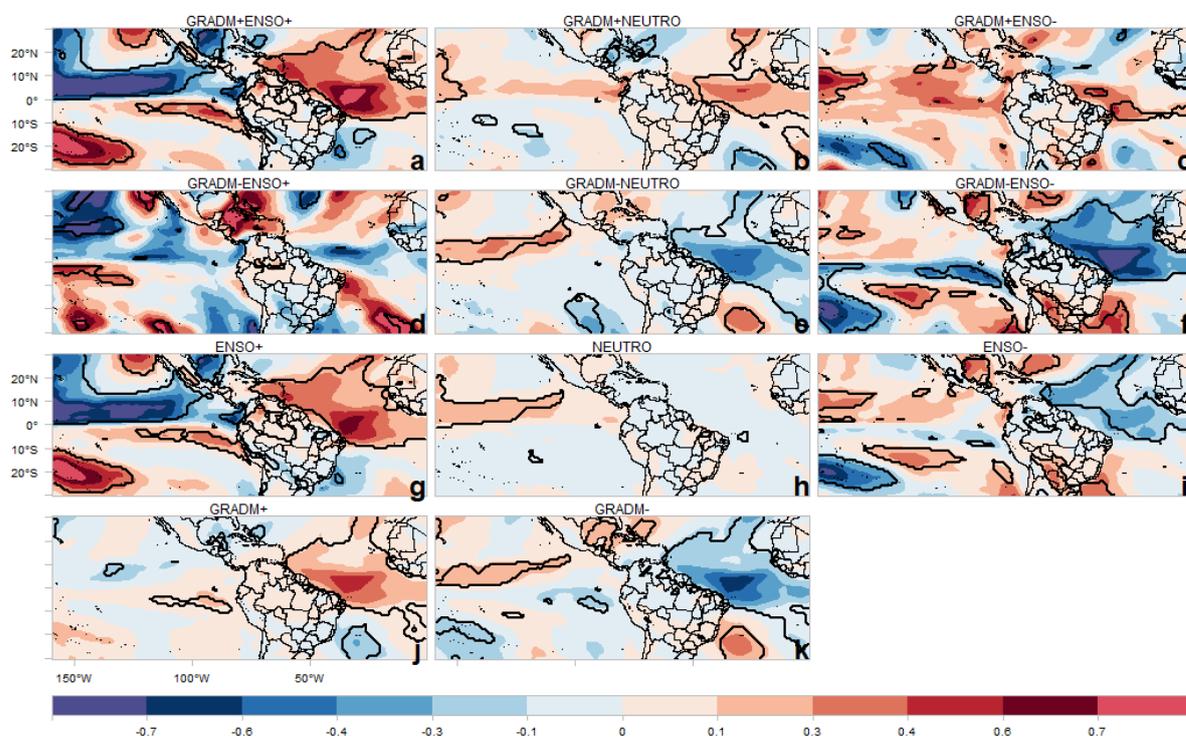


Figura 24: Idem a Figura 20, exceto para anomalia da componente meridional do vento (m/s).

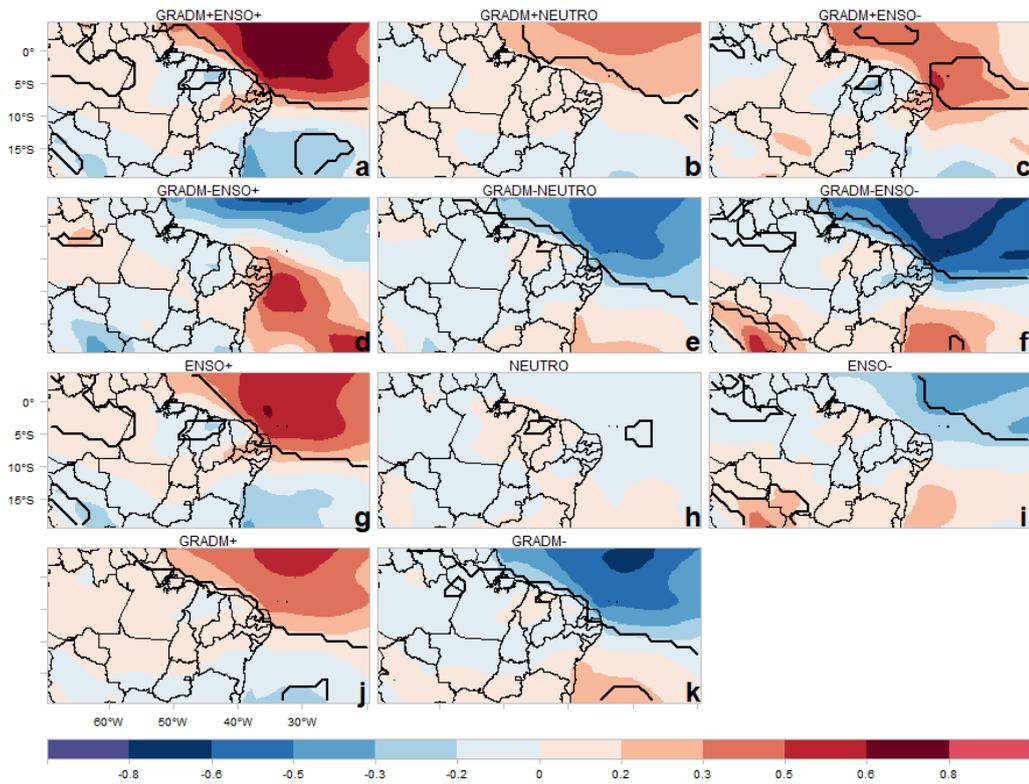


Figura 25: Idem a Figura 24, mas para domínio do NEB.

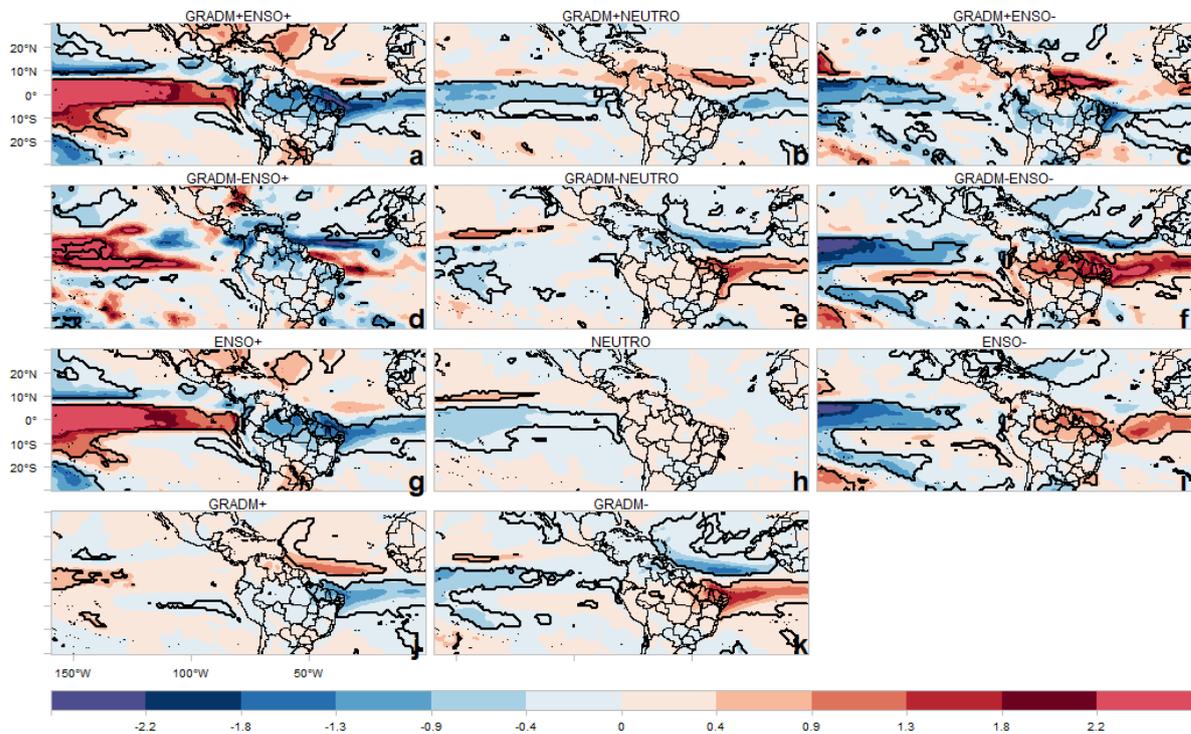


Figura 26: Idem a Figura 20, exceto para anomalia de precipitação.

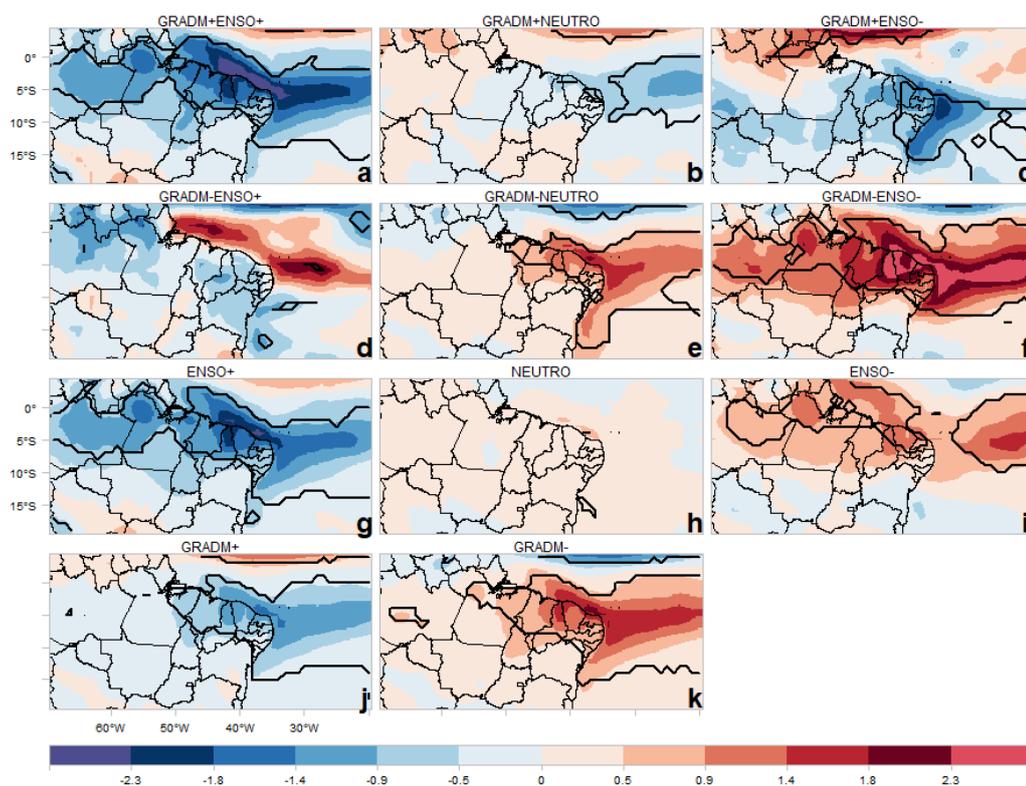


Figura 27: Idem a Figura 26, mas para domínio do NEB.

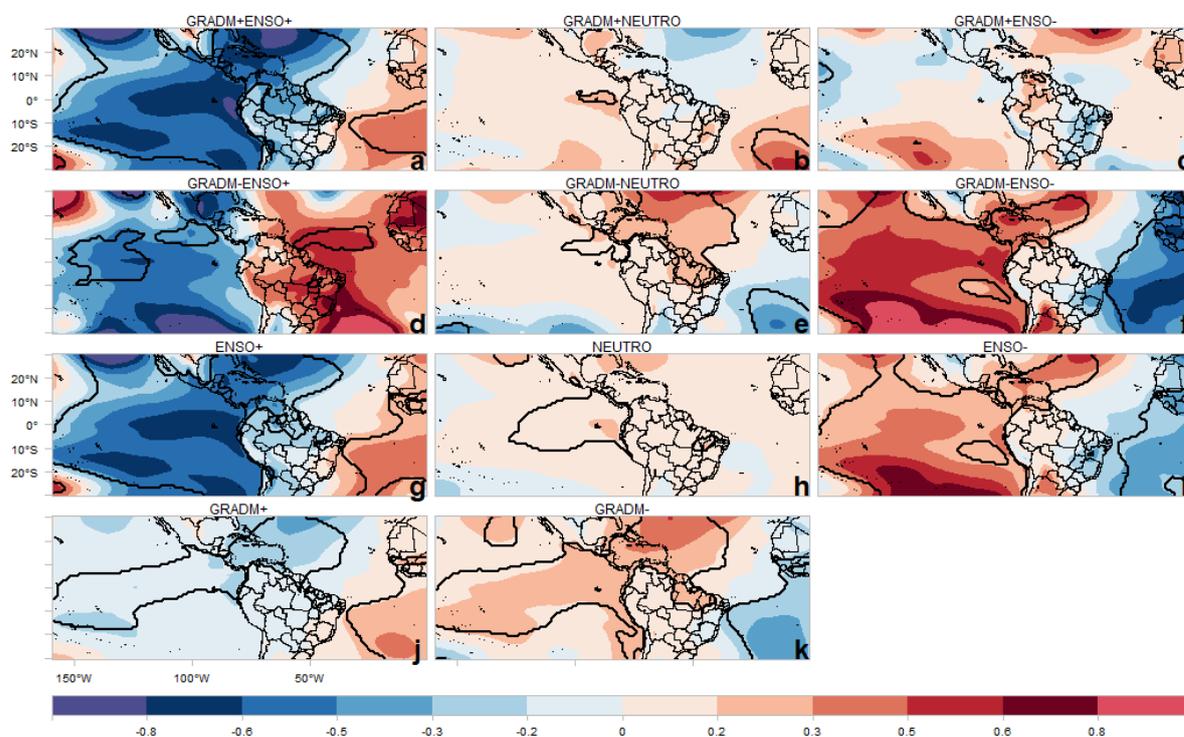


Figura 28: Idem a Figura 20, exceto para anomalia pressão ao nível do mar (hPa).

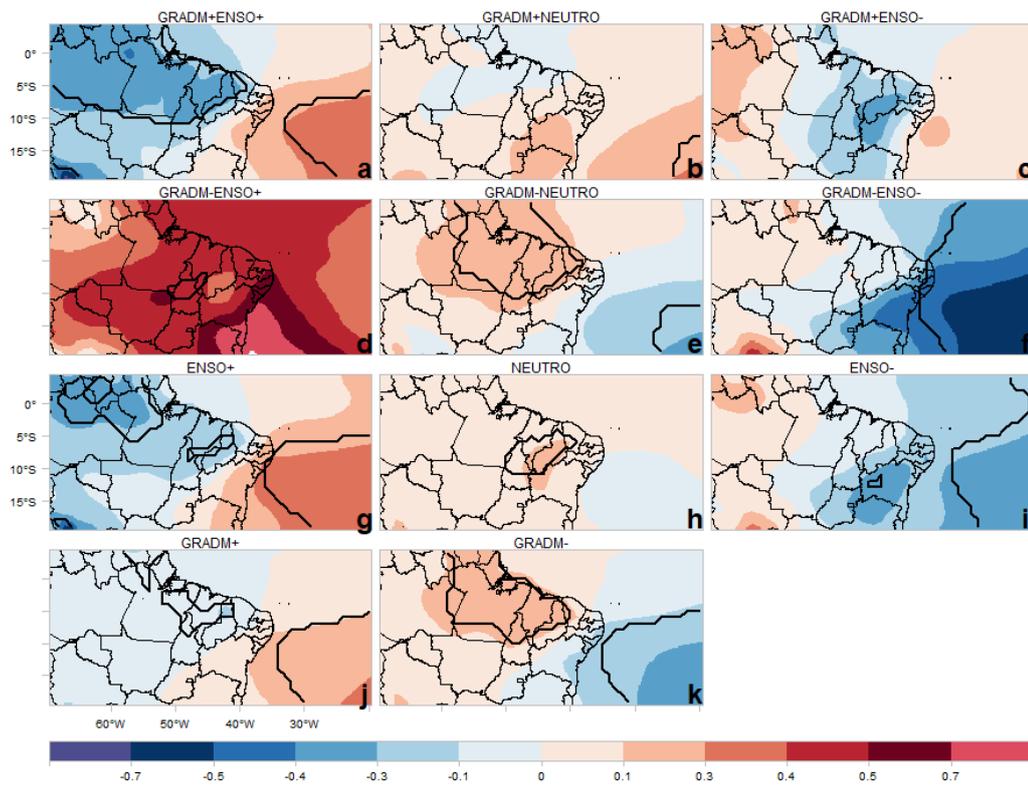


Figura 29: Idem a Figura 28, mas para domínio do NEB.

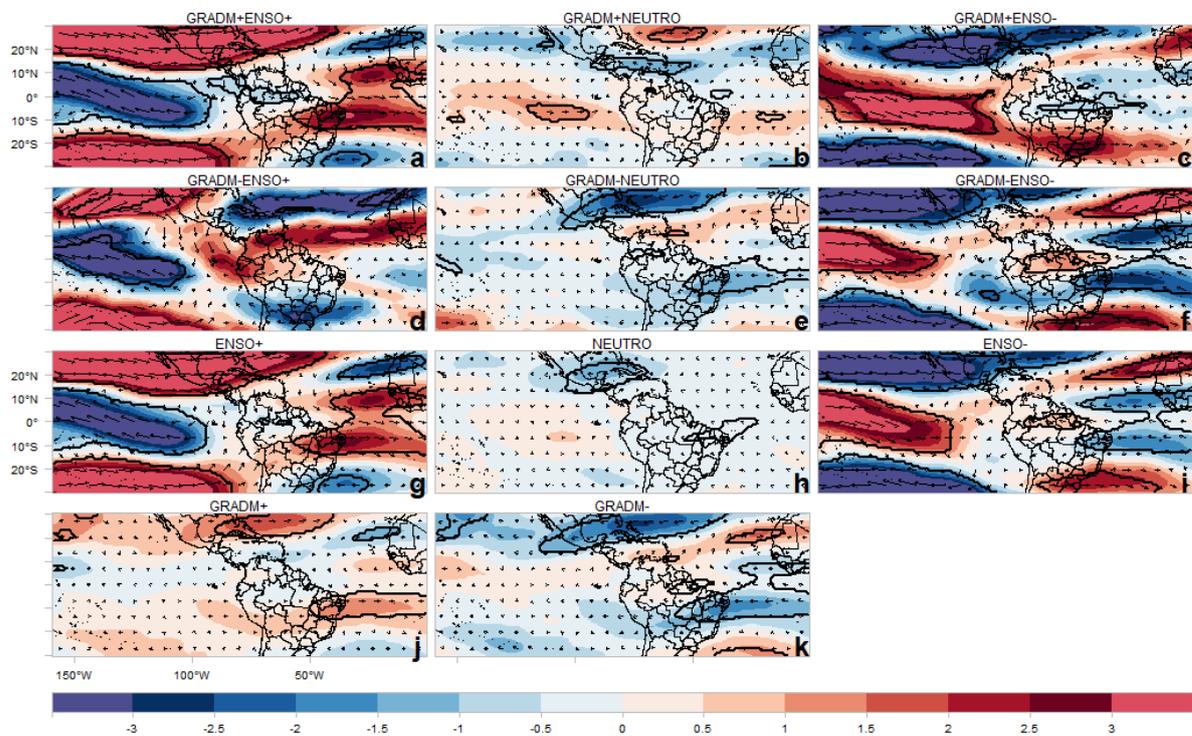


Figura 30: Idem a Figura 20, exceto para vento a 250 hPa (m/s).

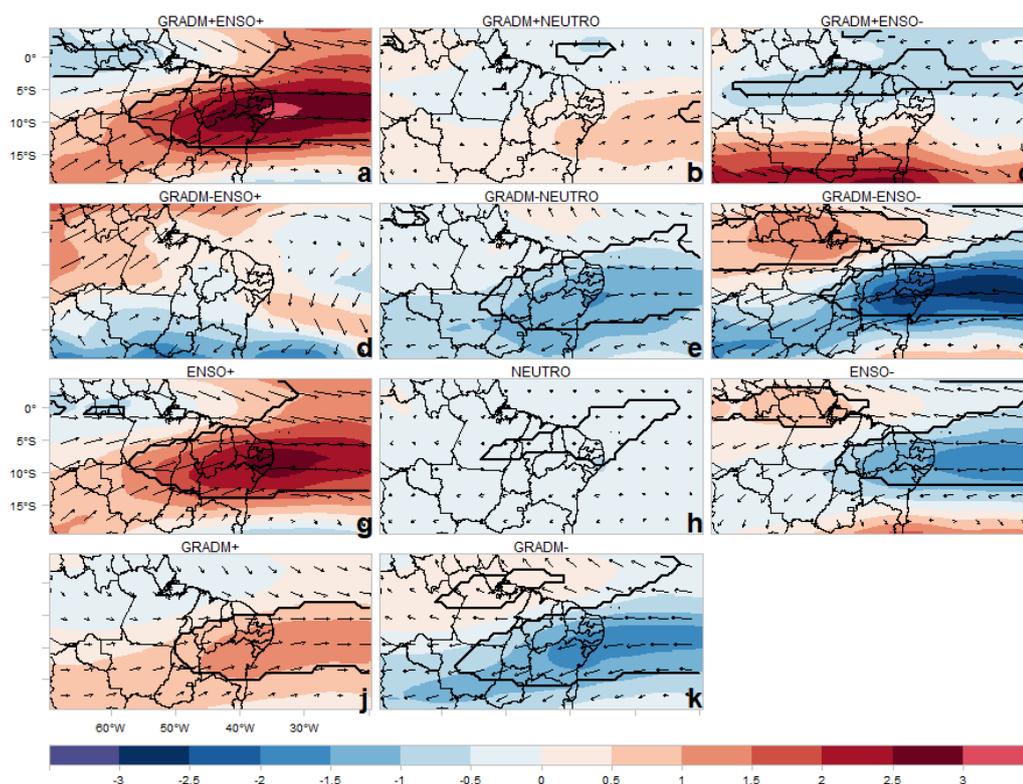


Figura 31: Idem a Figura 30, mas para domínio do NEB.

3.3. Extremos e padrões associados

O objetivo principal da análise de extremos neste estudo é de identificar padrões atmosféricos anômalos quando ocorrem extremos de vento a 10 metros. O ano foi classificado como extremo quando a média anual do vento a 10 metros é maior (menor) do que o percentil de 90% (10%) considerando a série temporal de cada subdomínio (C01, C02, C03 e C04). Os histogramas de cada subdomínio da Figura 32 mostram a distribuição da média anual da magnitude do vento a 10 metros nos quatro subdomínios. Estes histogramas mostram que C01 e C02 possuem maior variabilidade interanual (desvio padrão de 0,40 m/s e 0,47 m/s, respectivamente) como mostrado observado pela maior largura da curva normal ajustada, enquanto C03 e C04 possuem menor variabilidade interanual (0,22 m/s e 0,36 m/s, respectivamente). A região vermelha (azul) representa os anos da série cuja média foi maior (menor) do que o percentil de 90% (10%), juntas representam 20% dos dados, e estas datas foram utilizadas para caracterizar os extremos. A partir daqui são denominados de extremo superior (inferior) os anos em que o vento a 10 metros esteve acima (abaixo) do percentil de 90% (10%).

A Figura 33 mostra a série anual de vento a 10 metros em cada um dos subdomínios e destaca os anos de extremos (superior e inferior). Em todos os subdomínios, os extremos inferiores concentram-se em dois períodos entre 1910-1940 (67% em C01, 33% em C02, 41% em C03 e C04) e 1960-1990 (33% em C01, 50% em C02, 41% em C03 e 58% em C04). Já os extremos superiores concentram-se nos períodos entre 1900-1910 (50% em C01, 16% em C02, 25% em C03 e 8% em C04) 1940-1960 (25% em C01, 33% em C02, 41% em C03 e 33% em C04) e 1990-2010 (16% em C01, 25% em C02, 33% em C03 e 58% em C04).

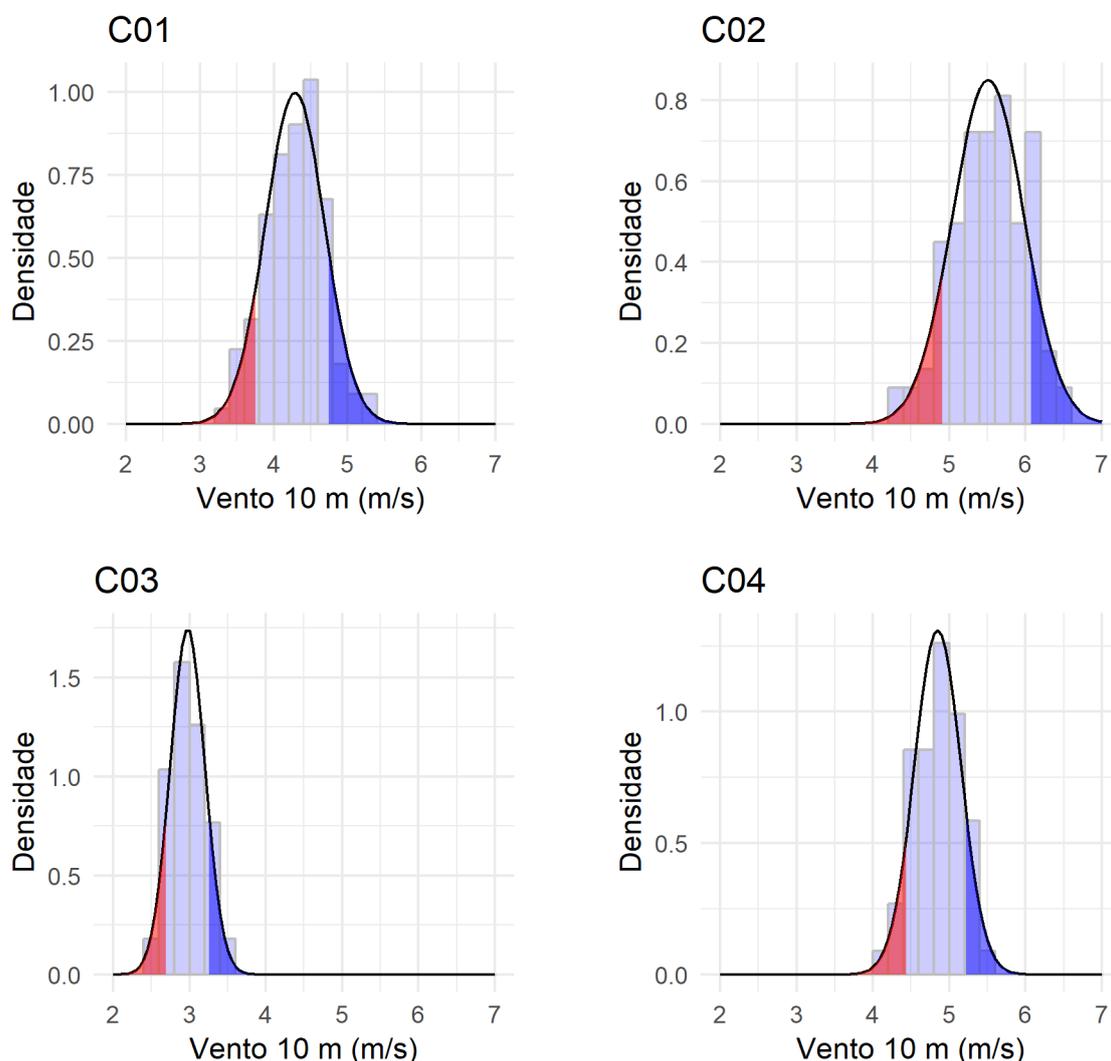


Figura 32: Histograma da média anual do vento a 10 metros em cada subdomínio (C01, C02, C03 e C04) entre 1900-2010. A região azul (vermelha) representa os 10% dos dados com maior (menor) valor. Largura do intervalo é de 0,20 m/s.

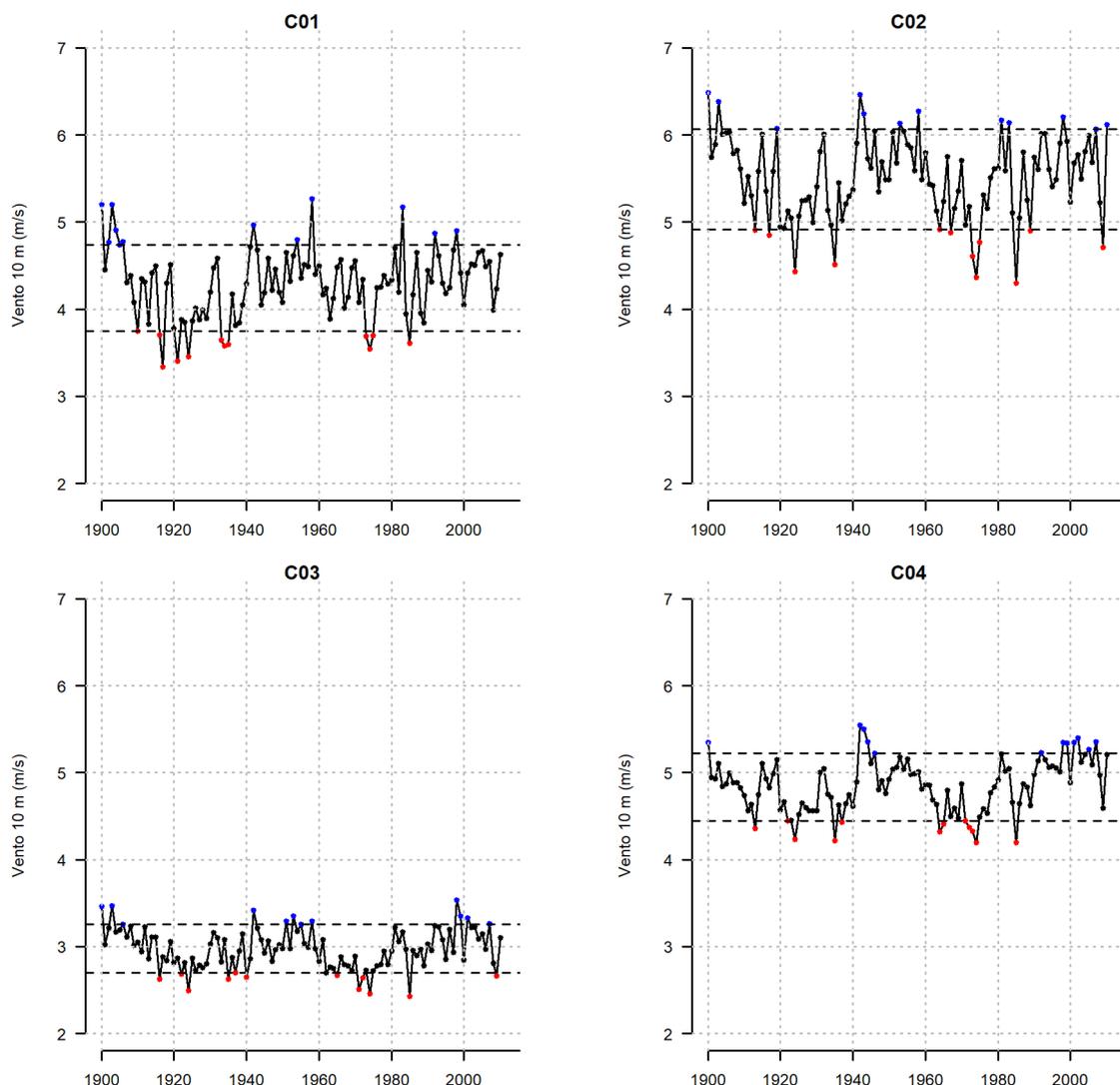


Figura 33: Média anual de vento a 10 metros em cada subdomínio (C01, C02, C03 e C04) entre 1900-2010 obtida da ERA-20C. Linhas tracejadas representam o valor dos percentis 10% e 90%. Pontos em azul (vermelho) representam anos com vento a 10 metros maiores (menores) que o percentil de 90% (10%).

A Figura 34 (Figura 35) apresenta as composições dos extremos superiores (inferiores) do vento a 10 metros para cada um dos subdomínios (C01, C02, C03 e C04) apenas nos meses de outono, época em que ocorre maior variabilidade do vento a 10 metros no NEB conforme discutido anteriormente. O extremo superior do vento a 10 metros (Figura 34) mostra um padrão semelhante ao da composição GRADM+ENSO+ (Figura 21 a) com predomínio de alísios de sudeste mais intensos. Em especial nas composições para os subdomínios C01 e C02 a área de anomalia positiva de vento a 10 metros superior a 1 m/s é maior do que na composição GRADM+ENSO+, além disso a área com significância estatística também é maior e

cobre a maior parte do setor continental do NEB enquanto na composição GRADM+ENSO+ limita-se apenas ao norte da região. Em C03 a composição é similar à composição GRADM+ENSO+, com exceção da região com significância estatística que é maior e se estende pelo interior do NEB até o sul da Bahia e a presença de anomalias mais intensas, entre 0,80 e 0,90 m/s, na região deste subdomínio. Comparativamente, nos extremos positivos de vento na C03 as anomalias mais intensas estão concentradas próximas à costa do norte-nordeste do Brasil, enquanto nas composições C01 e C02 ocupam uma grande área leste-oeste do Atlântico tropical. Já em C04 o padrão observado é diferente, apesar do predomínio de anomalia de vento positiva em quase todo NEB, estas anomalias são mais fracas em todas as regiões, com exceção de uma região de máximo de vento centrada no Atlântico próximo do RN, que influencia a região do subdomínio C04.

Em relação ao extremo inferior do vento a 10 metros (Figura 35), as composições dos 4 subdomínios são bastante similares entre si e apresentam semelhanças com as composição GRADM- (Figura 21 h) e GRADM-ENSO- (Figura 21 g). As principais diferenças nas composições de extremo inferior são a intensidade da anomalia de vento a 10 metros, principalmente no litoral do CE e do RN, onde observam-se anomalias inferiores a -1,00 m/s em todas as composições, e em especial nas composições dos subdomínios C01 e C02. No caso das composições C03 e C04, a forma da região de anomalia negativa sobre o Atlântico é similar a observada na composição GRADM- (Figura 21 h), no entanto as anomalias são mais intensas e a área é maior do que a composição GRADM-.

A Figura 36 mostra as composições de precipitação (em mm/dia) considerando de extremo superior de vento a 10 m. Estas composições apresentam o mesmo padrão de predomínio de precipitação anormalmente negativa quando ocorre anomalias positivas de vento a 10 metros observadas nas composições em 3.2. O oposto pode ser notado nas composições de extremo inferior de precipitação diária (Figura 37) onde predominam anomalias positivas de precipitação diária. Como nas composições de extremo de vento a 10 metros, as anomalias de precipitação no outono também mostram anomalias mais intensas do que nas composições em 3.2. desde estão sendo considerados apenas os extremos. No extremo superior de C01, uma grande região de anomalia de precipitação menor que -2,50 mm/dia é observada na maior parte do norte do NEB, inclusive atingindo parte do semiárido do PI. Padrão

semelhante também é observado para o limite superior de ventos para a precipitação no outono do subdomínio C02, porém com menor abrangência em área que em C01. Em C03, a região de anomalia de precipitação estatisticamente significativa atinge uma área ampla compreendendo praticamente todo o NEB. No entanto os valores de anomalia são mais fracos do que em C01 e C02. Já em C04 observa-se um padrão mais particular, uma área de anomalia positiva de precipitação é encontrada próxima ao litoral norte do NEB, enquanto anomalia negativa fraca de chuva se espalha pelo NEB e Atlântico Sul tropical. No geral, na composição em C04 poucas regiões apresentam significância estatística, exceto em parte do leste e litoral da BA com anomalias de chuva entre -0,50 e -1,00 mm/dia.

As composições de precipitação (Figura 37) para o extremo inferior de velocidade do vento a 10 m mostram um padrão mais similar entre os 4 subdomínios do que as composições do extremo superior de vento a 10 m (Figura 36). Nas 4 composições, existem duas regiões de anomalia máxima de precipitação, a primeira entre o centro-norte do PI, CE e RN e a segunda no litoral leste do NEB (Figura 37). Dentre as 4 composições, as maiores anomalias nestas duas regiões são encontradas na composição do subdomínio C02, superiores a 2,80 mm/dia, e as mais fracas no subdomínio C04, com valores entre 1,70 mm/dia e 2,80 mm/dia.

A Tabela 2 apresenta o sinal de GRADM e ENSO em cada ano do extremo superior e do extremo inferior de velocidade do vento a 10 m nos subdomínios. Em C01 e C02, em 100% dos anos de extremo superior de vento ocorreu GRADM+, enquanto esta simultaneidade foi observada em 83% e 67%, respectivamente, nos subdomínios C03 e C04. Nos anos de extremo inferior de vento, em 83% houve GRADM- em C01 e C02 e C03 e em C04 isto ocorrem 92% das vezes. Em relação ao ENSO, ENSO+ esteve associado com 67% dos anos de extremo superior de vento em C01 e C02, 42% em C03 e 25% em C04. O evento ENSO- esteve associado em 58% dos anos de extremo inferior de vento em C01, enquanto esta relação é 42% em C02 e 25% em C03 e C04. É importante ressaltar que predominam condições neutras no Pacífico tropical tanto em anos de extremo superior (58%) como em anos de extremo inferior (75%) no subdomínio C04, ou seja, mostrando pouca influência remota nos extremos de vento no setor leste do NEB. ENSO neutro também predomina em anos de extremo inferior de vento em C02 (58%) e em C03 (67%). Sinal positivo tanto no Atlântico quanto no Pacífico (GRADM+ENSO+) é predominante em

anos de extremo superior em C01 (67%) e em C02 (67%), porém possui uma influência menor em C03 (42%) e C04 (25%). Já a combinação de sinal negativo tanto no Atlântico como no Pacífico (GRADM-ENSO-) está presente em 50% dos anos de extremo inferior de vento em C01 e representa menos de 50% nos demais subdomínios. Estes resultados estão de acordo com os padrões espaciais de vento a 10 m observados nas composições de extremo superior (Figura 34) e extremo inferior (Figura 35) que apresentam padrões semelhantes aos observados nas composições de GRADM+ (Figura 21 d) e GRADM+ENSO+ (Figura 21 a) em anos de extremo superior vento e de GRADM- (Figura 21 h) e GRADM-ENSO- (Figura 21 g) em anos de extremo inferior de vento, principalmente para os subdomínios C01 e C02. A menor presença de sinal positivo (negativo) no Pacífico tropical em anos de extremo superior (inferior) de vento nos subdomínios C03 e C04 seria uma explicação para menores abrangência e intensidade das anomalias positivas (negativas) de vento a 10 metros nas composições destes subdomínios (Figuras 36 e 37).

Extremo superior vento 10 m												Extremo inferior vento 10 m											
C01			C02			C03			C04			C01			C02			C03			C04		
Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM	Ano	ENSO	GRADM
1958	1	1	1900	1	1	1998	1	1	1942	0	1	1917	-1	-1	1985	-1	-1	1985	-1	-1	1974	-1	-1
1903	1	1	1942	0	1	1903	1	1	1943	-1	1	1921	0	-1	1974	-1	-1	1974	-1	-1	1985	-1	-1
1900	1	1	1903	1	1	1900	1	1	2002	0	-1	1924	0	-1	1924	0	-1	1924	0	-1	1935	0	-1
1983	1	1	1958	1	1	1942	0	1	2007	0	1	1974	-1	-1	1935	0	-1	1971	-1	-1	1924	0	-1
1942	0	1	1943	-1	1	1999	-1	-1	1944	0	-1	1934	-1	-1	1973	0	-1	1916	0	0	1964	0	0
1904	-1	1	1998	1	1	1953	1	1	2001	0	0	1935	0	-1	2009	0	-1	1935	0	-1	1973	0	-1
1998	1	1	1981	0	1	2001	0	0	1998	1	1	1985	-1	-1	1975	-1	-1	1972	0	-1	1913	0	-1
1992	1	1	1983	1	1	1951	0	1	1900	1	1	1933	-1	1	1917	-1	-1	1940	1	1	1972	0	-1
1954	-1	1	1953	1	1	1958	1	1	1999	-1	-1	1973	0	-1	1967	0	0	2009	0	-1	1965	0	-1
1906	0	1	2010	1	1	2007	0	1	2005	0	1	1975	-1	-1	1989	-1	-1	1965	0	-1	1937	0	-1
1902	1	1	1919	1	1	1906	0	1	1992	1	1	1916	0	0	1913	0	-1	1922	0	-1	1922	0	-1
1905	1	1	2007	0	1	1955	-1	1	1946	0	1	1910	-1	-1	1964	0	0	1937	0	-1	1971	-1	-1

Tabela 2: Sinal do ENSO e do GRADM em cada ano do extremo superior (média anual acima do percentil 90%) e do extremo inferior (média anual abaixo do percentil 10%) do vento a 10m na ERA-20C. Em azul (1) anos de GRADM+ e/ou ENSO+, em vermelho (-1) anos de GRADM- e/ou ENSO- e sem preenchimento (0) para eventos neutros.

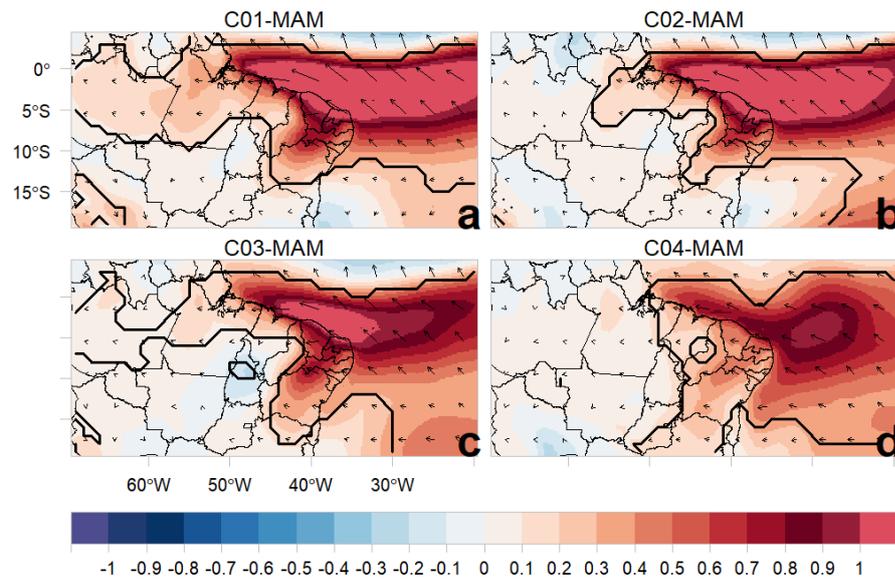


Figura 34: Composição obtida da ERA-20C de velocidade do vento a 10 metros (m/s) para os meses de outono dos anos do extremo superior (velocidade do vento anual média a 10 metros maiores que o percentil de 90%) obtida da ERA-20C entre 1900-2010.

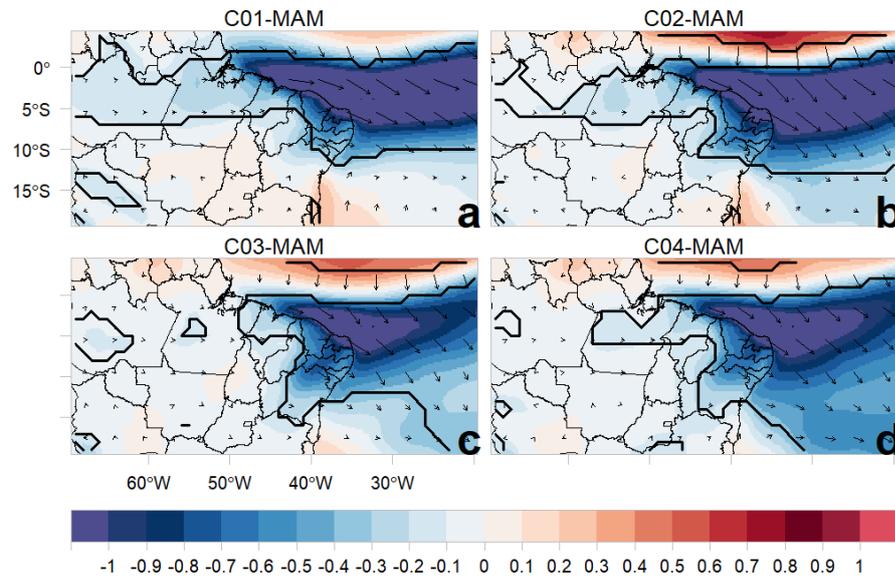


Figura 35: Composição obtida da ERA-20C de velocidade do vento a 10 metros (m/s) para os meses de outono dos anos do extremo inferior (velocidade do vento anual média a 10 metros menores que o percentil de 10%).

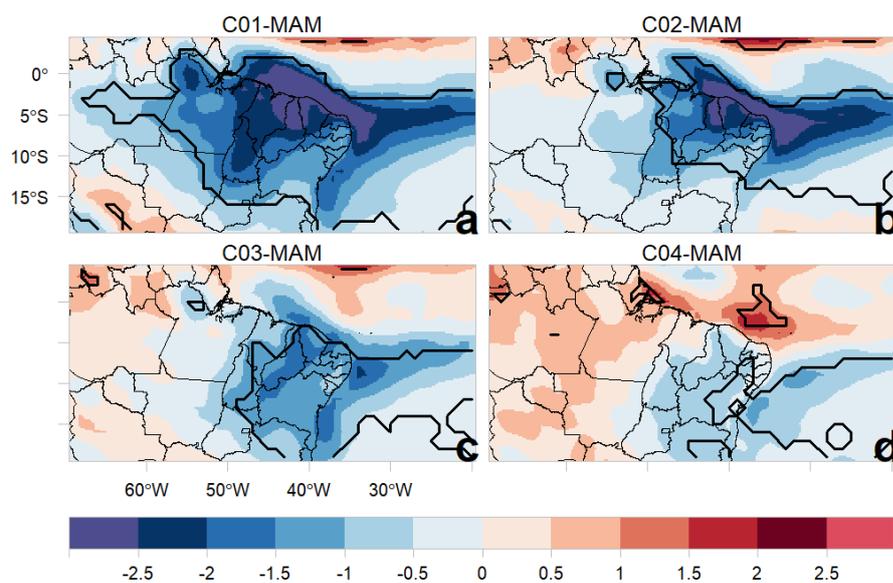


Figura 36: Composição obtida da ERA-20C de precipitação (mm/dia) para os meses de outono dos anos do extremo superior (velocidade do vento anual média a 10 metros maiores que o percentil de 90%).

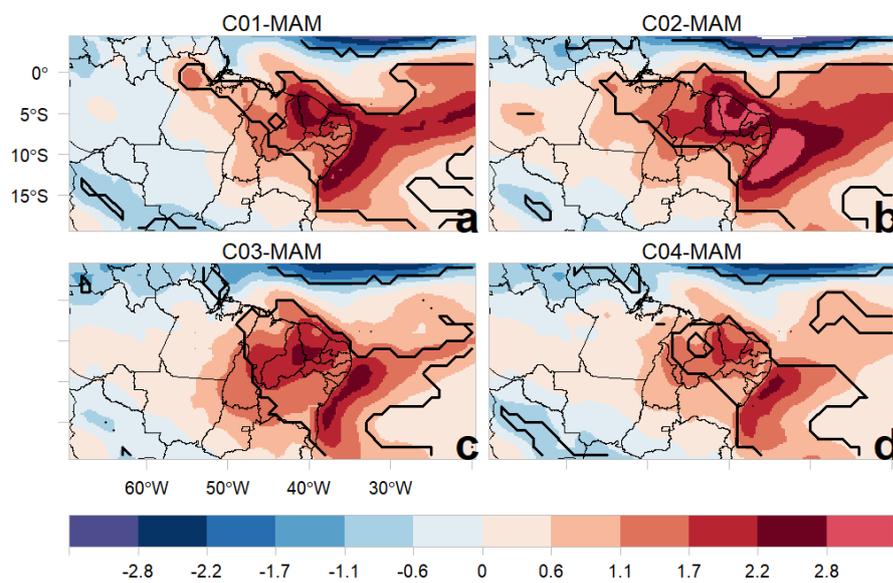


Figura 37: Composição obtida da ERA-20C de precipitação (mm/dia) para os meses de outono dos anos do extremo inferior (velocidade do vento anual média a 10 metros menores que o percentil de 10%).

4. Conclusões

4.1 Conclusões

Este trabalho apresentou uma análise dos padrões da circulação atmosférica nos últimos 110 anos sobre o Nordeste do Brasil com foco no vento próximo à superfície (10 m de altura) utilizando a reanálise ERA-20C. O principal objetivo foi utilizar uma longa série de dados, contendo a estrutura tri-dimensional da atmosfera, para investigar padrões de variabilidade e extremos do vento no NEB, região onde a produção de energia eólica vem crescendo ao longo da última década.

Uma primeira análise procurou validar a ERA-20C através de comparações com as reanálises mais modernas no período em comum 1980-2010. Os campos médios sazonais (verão, outono, inverno e primavera) da ERA-20C de vento a 10 m e em 250 hPa, precipitação e pressão ao nível do mar foram comparados com as reanálises MERRA2 e CFSR, que assimilam dados em diferentes níveis da atmosfera, e o GPCP que é uma análise global de chuva que utiliza observações de pluviômetros e produtos de satélite. Tanto a ERA-20C como as outras reanálises tendem a superestimar a precipitação comparadas ao GPCP, principalmente na região da ZCIT. No entanto os padrões espaciais da precipitação das reanálises são similares aos registrados pelo GPCP. Em altos níveis, mesmo não assimilando qualquer dado acima do nível da superfície, a ERA-20C reproduziu circulação atmosférica bastante similar à das outras reanálises, inclusive a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste corrente abaixo, que representam os principais sistemas atuando em altos níveis durante o verão na América do Sul. A maior diferença entre as reanálises em altos níveis ocorre em relação à posição do jato subtropical na ERA-20C que está 5° deslocado para norte no Hemisfério Sul comparado com as outras reanálises.

Analisando subdomínios específicos no NEB, a ERA-20C subestima o vento a 10 metros no interior do Nordeste (Subdomínio C03) em relação as outras reanálises. Isto indica que a ERA-20C mostra maior dificuldade de reproduzir a circulação próximo à superfície em uma região serrana e distante da costa. Em todos os subdomínios, a ERA-20C apresentou distâncias interquartis maiores do que as outras reanálises, indicando maior variabilidade no vento em superfície na ERA-20C do que no CFSR e MERRA2. Em relação à precipitação, a ERA-20C apresenta desempenho bastante

similar a estas reanálises na comparação com o GPCP em cada subdomínio, tanto quando se considera a correlação temporal como em relação ao erro quadrático médio, inclusive notou-se um desempenho superior da ERA-20C no subdomínio C01.

A variabilidade do vento próximo à superfície no NEB nos últimos 110 anos foi investigada considerando a influência de dois fenômenos de baixa frequência principais identificados no campo de anomalia de TSM da ERA-20C: o ENSO, na bacia do Pacífico tropical, e o Gradiente Meridional de Temperatura, entre as bacias norte e sul do Atlântico tropical (GRADM). Neste caso, focou-se nos meses de outono (Março, Abril e Maio) por apresentar maior variabilidade da intensidade do vento em todos os subdomínios do NEB, além de ser a época do ano de maior influência do ENSO na circulação atmosférica do NEB. As composições GRADM+ (GRADM-) apresentaram padrões de anomalia positiva (negativa) de precipitação sobre o NEB, resultado esperado devido ao impacto da anomalia de TSM do Atlântico na posição média da ZCIT quando águas mais quentes (frias) ocupam o Atlântico tropical norte (sul). No caso do GRADM+, apenas na presença de El Niño (ENSO+) são observadas anomalias negativas de precipitação (de intensidade forte-moderada) no NEB. Para casos de GRADM- as anomalias positivas sobre o NEB ocorrem mesmo na ausência de La Niña, indicando que anomalias positivas de TSM no Atlântico Sul impactam mais a circulação sobre o NEB do que um Atlântico Norte mais aquecido. A anomalia do vento em superfície apresenta sinal oposto ao da anomalia de precipitação. Em anos de GRADM+ (GRADM-) o vento a 10 metros é mais intenso (mais fraco) do que a média na maior parte do NEB. Uma explicação possível do fortalecimento (enfraquecimento) do vento em superfície na presença de anomalia negativa (positiva) de precipitação estaria associada ao deslocamento da ZCIT mais para norte (sul) da sua posição climatológica. O posicionamento da ZCIT afasta (aproxima) a região de confluência dos alísios e favorece a atuação de alísios mais fortalecidos do NEB. Sinais iguais no Pacífico (ENSO) e no Atlântico (GRADM) resultaram em anomalias de vento em superfície mais intensas sobre o NEB (GRADM+ENSO+ e GRADM-ENSO-), enquanto que na presença de sinais opostos (GRADM+ENSO- e GRADM-ENSO+) nota-se uma descaracterização dos padrões esperados, resultado este também encontrado para a chuva por SOUZA et al., (2006) e KAYANO; ANDREOLI (2006). Estes autores sugeriram que na presença de sinais opostos ocorre um

desacoplamento oceano-atmosfera que explicaria a ausência da maioria dos padrões observados nas outras composições. No entanto, é importante destacar que casos de sinais opostos representaram um baixo percentual do total de casos, o que dificulta uma conclusão mais precisa. Outro padrão de destaque é o posicionamento mais ao norte (sul) e fortalecimento (enfraquecimento) do Anticiclone do Atlântico Sul apenas na presença de GRADM+ (GRADM-), sistema este associado à posição da ZCIT pela circulação da célula de Hadley. Esta pode uma das explicações para a presença de ventos próximo à superfície mais fortes (fracos) quando as águas do Atlântico Sul estão anormalmente mais frias (quentes), uma vez que o vento sudeste que atinge o NEB está associado ao giro anticiclônico do vento no Atlântico Sul.

Em relação aos extremos, foram separados extremo superior (anos com média anual de vento maior que o percentil de 90%) e extremo inferior (anos com média anual de vento menor que o percentil de 10%) de vento a 10 m. No outono, os padrões espaciais associados ao extremo superior (inferior) se assemelham àqueles observados nas composições de GRADM+ e GRADM+ENSO+ (GRADM- e GRADM-ENSO-). Além disso, um número grande de eventos GRADM+ (GRADM-) é registrado em anos de extremo superior (inferior) nos quatro subdomínios (92% em C01 e C02, 83% em C03 e 79% em C04). O mesmo não ocorre para o ENSO cuja presença de neutralidade é bastante alta nos anos de extremo superior (El Niño em 67% dos anos em C01, 42% em C03 e 25% em C04) e inferior (La Niña em 58% dos anos em C01, 42% em C02 e 25% em C03 e C04). Desta forma, conclui-se que o estabelecimento do ENSO possui um impacto menor nos subdomínios C03 (interior da BA) e C04 (leste do NEB) e sua influência é maior em C01 (costa norte do NEB) e C02 (costa nordeste do NEB) na ocorrência extremos de vento em superfície. Por outro, lado a presença do GRADM positivo (negativo) é predominante para ocorrência de extremo superior (inferior) do vento a 10 m em todos os subdomínios.

4.2 Sugestões de trabalhos futuros

Com o objetivo de complementar os resultados encontrados neste trabalho e aprofundar a investigação do vento no Nordeste brasileiro, sugere-se para trabalhos futuros:

- Investigar a influência de fenômenos na escala multidecadal (PDO – Pacific Decadal Oscillation e AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation)

sobre o NEB, em especial para verificar o padrão observado na distribuição dos extremos superiores e inferiores do vento a 10 metros que tendem a se concentrar em períodos específicos conforme discutido em 3.3.

- O impacto da Oscilação de Madden-Julian (MJO), principalmente como possível explicação em anos que mesmo com configurações favoráveis (desfavoráveis) para anomalias positivas (negativas) de vento sobre o NEB observa-se o oposto.
- Utilizar um modelo regional para aumentar a resolução da ERA-20C, buscando desta forma reconstruir o clima melhorando a representação do vento próximo à superfície no setor continental (no interior do NEB), especialmente nas áreas serranas.

5. Referências Bibliográficas

ABEEÓLICA. Boletim Anual de Geração Eólica. **Associação Brasileira de Energia Eólica**, 2015.

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.

ADLER, R. F. 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, 1 dez. 2003.

AMARANTE, O. A.; BROWER, M.; ZACK, J. Atlas do potencial eólico brasileiro. **Atlas do potencial eólico brasileiro**, v. Ministerio, 2001.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Tropical Pacific and South Atlantic Effects on Rainfall Variability over Northeast Brazil. **INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY**, v. 1912, n. May, p. 1895–1912, 2006.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A IMPORTÂNCIA RELATIVA DO ATLÂNTICO TROPICAL SUL E PACÍFICO LESTE NA VARIABILIDADE DE PRECIPITAÇÃO DO NORDESTE DO BRASIL Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais , Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos . Avenida dos Astronautas , 1758 , CEP : **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 63–74, 2007.

ANEEL. **ANEEL – Banco de Informações de Geração**. Disponível em: <www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.cfm>. Acesso em: 8 fev. 2016.

BENGTSSON, L.; HAGEMANN, S.; HODGES, K. I. . Can climate trends be calculated from reanalysis data? **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D11, p. D11111, 16 jun. 2004.

BETT, P. E.; THORNTON, H. E.; CLARK, R. T. Using the Twentieth Century Reanalysis to assess climate variability for the European wind industry. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 127, p. 61–80, 2017.

BJERKNES, J. ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1 mar. 1969.

BOISSÉSON, E. DE et al. How robust is the recent strengthening of the Tropical Pacific trade winds ? **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 12, p. 4398–4405, 2014.

BRAHMANANDA RAO, V. et al. Seasonal and Interannual Variations of Rainfall over Eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754–1763, 1 set. 1993.

BRITO, S. S. B. et al. Frequency, duration and severity of drought in the Semiarid Northeast Brazil region. **International Journal of Climatology**, 2017.

CARVALHO, L. M. V. et al. 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, 1 jan. 2004.

CAVALCANTI, I. F. A. **Tempo e Clima no Brasil**. [s.l.] São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHEN, T.-C. et al. Suppressing Impacts of the Amazonian Deforestation by the Global Circulation Change. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 10, p. 2209–2216, 1 out. 2001.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, p. 185–197, 2002.

COMPO, G. P. et al. The Twentieth Century Reanalysis Project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 654, p. 1–28, 1 jan. 2011.

COMPO, G. P.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D. Feasibility of a 100-year reanalysis using only surface pressure data. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 2, p. 175–190, 1 fev. 2006.

D 'AGOSTINO, R.; LIONELLO, P. Evidence of global warming impact on the

evolution of the Hadley Circulation in ECMWF centennial reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 48, p. 3047–3060, 2017.

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, 1 abr. 2011.

DEE, D. P. et al. TOWARD A CONSISTENT REANALYSIS OF THE CLIMATE SYSTEM. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 8, p. 1235–1248, 2014.

GELARO, R. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5419–5454, 20 jul. 2017.

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, p. 839–855, 2004.

GOMES, H. B. et al. Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1–20, 9 jun. 2015.

GONZALEZ, R. A. et al. A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 4, p. 469–480, 2013.

GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: **Past Climate Variability in South America and Surround Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene**. [s.l.] Springer, 2009. p. 159–191.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, 2009.

HASTENRATH, S. Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 893–904, 1 ago. 1990.

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, 1 jan. 1977.

HOLT, E.; WANG, J. Trends in Wind speed at wind turbine height of 90 m over the contiguous United States using the north American Regional Reanalysis (NARR). **Applied Meteorology Climatology**, v. 51, p. 2188–2202, 2012.

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 6, p. 1179–1196, 1 jun. 1981.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1 mar. 1996.

KANE, R. P. Prediction of Droughts in North-East Brazil: Role of ENSO and Use of Periodicities. **International Journal of Climatology**, v. 17, n. 6, p. 655–665, 1 maio 1997.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D13, p. D13101, 16 jul. 2006.

KINTER, J. L. et al. An Evaluation of the Apparent Interdecadal Shift in the Tropical Divergent Circulation in the NCEP–NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, v. 17, n. 2, p. 349–361, 15 jan. 2004.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, 1 set. 1979.

KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Fluctuations in Annual Rainfall for Northeast Brazil. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 56, n. 5, p. 457–465, 1978.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538–551, 1981.

KUCHARSKI, F.; POLZIN, D.; HASTENRATH, S. Teleconnection mechanisms of northeast Brazil droughts: modeling and empirical evidence. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 2, p. 115–125, jun. 2008.

MÉLICE, J.-L.; SERVAIN, J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI , NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 447–464, 2003.

MOURA, A. D.; KAGANO, M. T. A DISTRIBUIÇÃO D A PRECIPITAÇÃO PARA OS ANOS EXTREMOS DO NORDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 1–9, 1986.

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.

NOAA. **Cold & Warm Episodes by Season**. Disponível em: <http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>. Acesso em: 15 mar. 2017.

NOGUEIRA, M. Exploring the links in monthly to decadal variability of the atmospheric water balance over the wettest regions in ERA-20C. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 20, 2017.

OLIVEIRA, J. L.; COSTA, A. A. Estudo de variabilidade do vento em escala sazonal sobre o nordeste brasileiro utilizando o RAMS: os casos de 1973-1974 e 1982-1983. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 1, p. 53–66, mar. 2011.

PENG, G. et al. Evaluation of Various Surface Wind Products with OceanSITES Buoy Measurements. **Weather and Forecasting**, v. 28, p. 1281–1303, 2013.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. 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, p. 205–212, 2001.

POLI, P. et al. ERA-20C : An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. **Journal of Climate**, v. 29, n. 11, p. 4083–4097, 2016.

REBOITA, M. S. et al. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL : UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2. **Journal of**

Climate, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 13 mar. 2014.

SILVA, B. F. P. DA. Contribuição dos Distúrbios Ondulatórios de Leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil: evolução sinótica média e simulações numéricas. p. 123, 2011.

SILVA DOS SANTOS, A. T. et al. Assessment of wind resources in two parts of Northeast Brazil with the use of numerical models. **Meteorological Applications**, v. 23, n. 4, p. 563–573, 1 out. 2016.

SOUZA, E. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonian Rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305–318, 2006.

SOUZA, E.; AMBRIZZI, T. ENSO impacts on the South American rainfall during 1980s: Hadley and Walker circulation. **Atmósfera**, v. 15, p. 105–120, 2002.

STICKLER, A. et al. Upper-air observations from the German Atlantic Expedition (1925 – 27) and comparison with the Twentieth Century and. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 24, n. 5, p. 525–544, 2015.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 16 abr. 2001.

TORRES SILVA DOS SANTOS, A.; MOISÉS SANTOS E SILVA, C. Seasonality, interannual variability, and linear tendency of wind speeds in the northeast Brazil from 1986 to 2011. **TheScientificWorldJournal**, v. 2013, p. 490857, 22 out. 2013.

TRENBERTH, K. E. The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771–2777, 1997.

UVO, C. B. et al. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551–562, 1 abr. 1998.

UVO, C. B.; 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. 4.07, p. 34–40, 1989.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162–2174, 1 nov. 1993.

WALKER, G. T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. **Beitr. Phys. d. Frein. Atmosph**, v. 14, p. 88–93, 1928.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition**. Amsterdam: Academic Press, 2006.

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.

6. Apêndice

6.1 Diagrama de Taylor

O diagrama de Taylor (TAYLOR, 2001) é uma forma prática de visualização da relação estatística entre diferentes variáveis. O diagrama permite visualizar o desvio padrão, o coeficiente de correlação e o erro quadrático médio entre uma série de referência e uma série alvo. É bastante utilizado para avaliar a performance de modelos meteorológicos a partir de uma observação de referência. Quanto mais próximo o ponto relativo a um modelo estiver do ponto de referência, melhor será o desempenho deste modelo em representar o comportamento observado na série do ponto de referência. Para o diagrama de Taylor, o cálculo do coeficiente de correlação entre série de referência (f) e série alvo (r), onde \bar{f} e \bar{r} são as respectivas médias e σ_f e σ_r os respectivos desvios padrão.

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (1)$$

O erro quadrático médio é obtido da equação:

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

A Figura 6.1 mostra um exemplo do diagrama de Taylor com destaque para os valores de referência e a série alvo identificada como *test*.

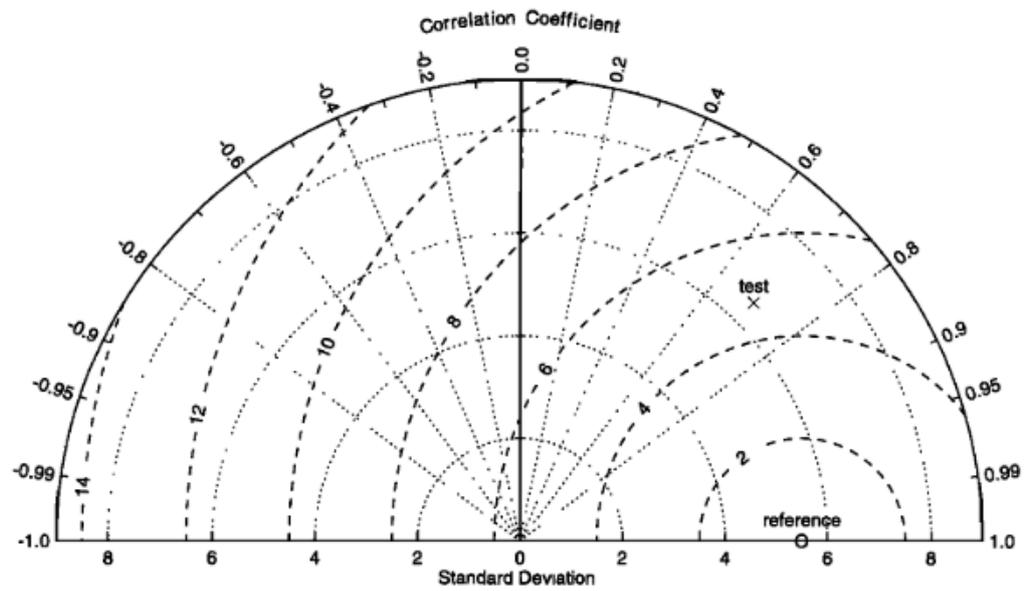


Figura 6.1: Diagrama de Taylor, a distância radial a partir do centro (pontilhado) representa o desvio padrão da série, a distância radial a partir do ponto de referência (tracejado) representa o erro quadrático médio entre o teste e a referência e a distância radial representa o coeficiente de correlação entre o teste e a referência. Adaptado de (TAYLOR, 2001).

6.2 Boxplot

O Boxplot (também conhecido como diagrama de caixa) é uma ferramenta gráfica que apresenta de forma simples diferentes estatísticas de uma série. Em uma caixa do Boxplot (Figura 6.2), a barra no meio da caixa representa a mediana da série, o limite inferior da caixa representa o quartil de 25% e o limite superior o quartil de 75%. A reta vertical inferior representa o quartil de 25% menos 1,5 vezes a distância interquartil (IQR) e a reta vertical superior representa o quartil de 75% mais 1,5 vezes a IQR, valores fora desse intervalo são chamados de “outliers” e são representados por ponto.

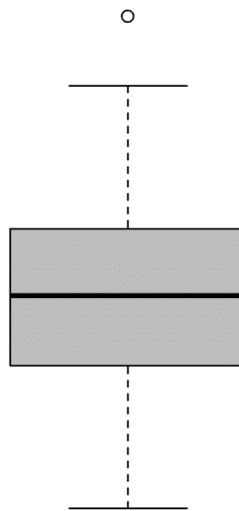


Figura 6.2: Boxplot criado utilizando o software R de uma série aleatória.

O Boxplot permite uma interpretação rápida a respeito da distribuição e variabilidade de uma série. Quanto mais simétrica for a caixa, mais próxima da distribuição normal será a série analisada. O comprimento da caixa permite avaliar a variabilidade da série, quanto mais comprida for a caixa, maior é a medida da IQR e maior será sua variabilidade. O IQR é calculado como a diferença entre quartil de 75% (Q_3) e o quartil de 25% (Q_1), ou seja:

$$IQR = Q_3 - Q_1 \quad (3)$$

6.3 Teste t de Student

O teste t de Student (ou apenas teste t) é um teste de hipóteses bastante utilizado em estatística para verificar se existe diferença significativa entre uma amostra e uma população. O principal objetivo do teste t é descartar a hipótese nula, a partir do resultado do teste é possível estimar o intervalo de confiança em que a hipótese nula é descartada. O valor do teste t é calculado como:.

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{\frac{s}{\sqrt{n}}} \quad (3)$$

Onde \bar{x} é a média da amostra, μ_0 é a média da população, s é o desvio padrão da amostra e n é o número de dados da amostra. O valor do teste t e o grau de liberdade da série ($n-1$) permitem verificar a partir da curva da distribuição de t de student se a hipótese nula pode ser descartada dentro do intervalo de confiança desejado.

Por exemplo, supondo que em uma localidade o valor do vento a 10 metros seja de 8 m/s e pretende-se verificar se nos anos de El Niño existe uma diferença significativa nessa média com intervalo de confiança de 95%, ou seja pretende-se descartar a hipótese nula em que $\bar{x} = \mu_0$. Supondo que seja criada uma composição de 20 anos de El Niño com média 9 m/s e desvio padrão de 1 m/s, aplicando a Onde obtém-se $t = 4,47$ com 19 graus de liberdade. Consultando a distribuição t de student para 19 graus de liberdade encontra-se que para o intervalo de 95% de confiança $t \geq 1,729$, ou seja podemos afirmar com 95% de confiança que em anos de El Niño a média do vento a 10 metros é maior do que a média esperada para a localidade.