

Artigo

Caracterização dos Diferentes Tipos de El Niño e seus Impactos na América do Sul a Partir de Dados Observados e Modelados

Juarez Viegas¹, Rita Valéria Andreoli² , Mary Toshie Kayano³, Luiz Antonio Candido⁴,
Rodrigo Augusto Ferreira de Souza², Denisi Holanda Hall¹, Aline Corrêa de Souza¹,
Samia Regina Garcia⁵, Gleice Guerreiro Temoteo¹, Wanda Isabella Diógenes Valentin²

¹*Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, AM, Brasil.*

²*Escola Superior de Tecnologia, Universidade do Estado da Amazonas, Manaus, AM, Brasil.*

³*Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José do Campos, SP, Brasil.*

⁴*Coordenação de Dinâmica Ambiental, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, AM, Brasil.*

⁵*Instituto de Ciência e Tecnologia, Universidade Federal de São Paulo, São José dos Campos, SP, Brasil.*

Recebido em: 18 de Dezembro de 2017 - Aceito em: 26 de Julho de 2018

Resumo

Estudos recentes têm apontado para a existência de dois tipos de eventos de El Niño (EN): EN do Pacífico oriental ou Canônico (EP, sigla em inglês) e EN do Pacífico Central ou Modoki (CP, sigla em inglês). Neste estudo, foram utilizados dados observados e de três modelos do Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) para avaliar o impacto dos dois tipos de EN na precipitação da América do Sul desde o trimestre de Junho-Agosto do ano inicial do evento até Março-Maio do ano seguinte. O modelo do Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CM5) apresentou o melhor desempenho para reproduzir os padrões anômalos observados de TSM para os tipos de EN CP e EP. O padrão anômalo da precipitação observada associado a eventos EN foi mais marcante durante o verão austral. No caso do EN EP, tal padrão caracterizou-se por precipitação acima (abaixo) da normal no sudeste (norte/noroeste) da América do Sul. Este padrão foi reproduzido pelos modelos CNRM-CM5 e Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM2-ES). O Max Plank Institute Earth System model (MPI-ESM-LR) reproduziu a redução de chuva no norte, porém não reproduziu o aumento anômalo no sudeste e redução no noroeste do continente. No caso do EN CP, o impacto observado nas chuvas da América do Sul durante o verão caracterizou-se por escassez (excesso) no norte/noroeste (sudeste). Este padrão foi reproduzido pelos modelos, entretanto, os modelos HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR mostraram índices pluviométricos no nordeste do Brasil menores do que os observados. As diferenças na representação dos padrões de teleconexões em resposta ao EN explicam as diferenças entre os padrões simulados.

Palavras-chave: tipos de El Niño, modelos climáticos, América do Sul.

Characterization of the Different El Niño Types and their Impacts in South America From Observed and Modeled Data

Abstract

Recent studies have pointed out to the existence of two El Niño (EN) types: Eastern Pacific or Canonical (EP) EN and Central Pacific or Modoki (CP) EN. In the present study, the observed and simulated data in three models of the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) were used to evaluate the impacts of two EN types on the South

American precipitation from June-August of the EN onset year to March-May of the following year. The Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CM5) model presented a better performance in reproducing the observed SST anomaly patterns for the CP and EP EN types. The observed precipitation anomaly pattern associated with the EN events was better represented during the austral summer. In the case of the EP EN, such pattern features wetness (dryness) in southeastern (northern-northwestern) South America. The CNRM-CM5 and Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM2-ES) models reproduced this pattern. The Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM-LR) model reproduced the dryness over northern, but not the rainfall increasing in southeastern and the rainfall reduction in northwestern of the continent. In the case of the CP EN, the observed impact on the South American rainfall during the austral summer featured rainfall scarcity (excess) in northern and northwestern (southeastern) South America. The models reproduced this pattern, however, the HadGEM2-ES and MPI-ESM-LR models showed lower rainfall over northeastern Brazil than the observed one. The EN teleconnection differences explain the differences of the simulated patterns.

Keywords: El Niño types, climate models, South America.

1. Introdução

El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um modo natural do sistema acoplado oceano-atmosfera na região do Pacífico Tropical, caracterizado por flutuações irregulares entre as fases quente (El Niño - EN) e a fria (La Niña -LN), de 2 a 7 anos, aproximadamente. De modo geral, o ENOS compreende o sinal climático mais intenso na escala interanual com implicações significativas na circulação atmosférica tropical, afetando os ecossistemas, a agricultura, o abastecimento de água doce, a frequência e intensidade de eventos climáticos severos como furacões em todo o mundo (Alexander *et al.*, 2002). O ENOS é o principal modo de variabilidade climática interanual que causa padrões anômalos da circulação atmosférica e em consequência na precipitação em grandes extensões do globo, incluindo os trópicos, subtropicais e extratropicais da América do Sul (Kousky *et al.*, 1984; Aceituno, 1988; Kousky e Kayano, 1994; Pisciottano *et al.*, 1994; Grimm *et al.*, 1998; Grimm *et al.*, 2000; Silva e Ambrizzi, 2006 e 2010; Silva *et al.*, 2009 e 2011). Nos trópicos, o ENOS opera através de variações nas células de Walker e Hadley (Zhou e Lau, 2001), e nos extratropicais através de trens de onda de Rossby (Nogués-Paegle *et al.*, 2002). O EN causa secas na faixa equatorial da América do Sul, que são associadas a uma célula de Walker deslocada para leste cujo ramo descendente se posiciona nas longitudes desta faixa (Hastenrath, 1976; Kousky *et al.*, 1984; Kayano *et al.*, 1988; Ropelewski e Halpert, 1987; 1989; Kiladis e Diaz, 1989; Rao e Hada, 1990). Além disso, o EN causa chuvas excessivas no sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai durante a primavera e verão, que são favorecidas por um jato subtropical anormalmente forte no sudeste da América do Sul (e.g., Grimm *et al.*, 1998; Silva *et al.*, 2009) e por um jato de baixos níveis da América do Sul intensificado (e.g., Zhou e Lau, 1998, Silva *et al.*, 2009).

Nas últimas décadas, diversos estudos têm tratado da configuração do ENOS relativo à posição longitudinal das máximas anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM), mostrando uma variabilidade inter ENOS, cujos efeitos no clima da América do Sul foram analisados

(Drumond e Ambrizzi, 2006; Hill *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2011; Silva e Ambrizzi, 2006; Silva e Ambrizzi, 2010; Taschetto *et al.*, 2014). Outros estudos têm apontado para a existência de dois tipos de eventos de EN: EN do Pacífico oriental ou Canônico (EP, sigla em inglês) e EN do Pacífico Central ou Modoki (CP, sigla em inglês) (Ashok *et al.*, 2007; Kao e Yu, 2009; Yeh *et al.*, 2009, Taschetto e England, 2009). Enquanto que o EN EP envolve uma propagação para oeste de ATSM positivas no Pacífico Equatorial Oriental a partir da costa da América do Sul (Rasmusson e Carpenter, 1982), o EN CP é caracterizado por apresentar ATSM positivas confinadas no Pacífico Equatorial Central (Kao e Yu, 2009). Tal confinamento implica em diferentes padrões de convecção e respostas atmosféricas ao aquecimento que podem produzir teleconexões climáticas diferentes em comparação ao EN EP (Larkin e Harrison, 2005; Ashok *et al.*, 2007).

Como os padrões anômalos da circulação atmosférica dependem do tipo de EN, algumas regiões do globo mostram padrões de anomalias de precipitação com sinais opostos entre os EN CP e EP (Taschetto e England, 2009; Hill *et al.*, 2011; Brito, 2011; Tedeschi *et al.*, 2013; Andreoli *et al.*, 2017). Uma destas regiões é a América do Sul. Hill *et al.* (2009; 2011) mostraram que o padrão com chuvas excessivas (reduzidas) na Bacia do Plata (norte da América do Sul) é mais acentuado para o EN EP do que para o EN CP. Tedeschi *et al.* (2013) obtiveram resultados similares e notaram a reversão dos sinais das anomalias de precipitação entre os eventos EP e CP em algumas áreas. Mais recentemente, Andreoli *et al.* (2017) analisaram os impactos dos EN na precipitação da América do Sul considerando um terceiro tipo de EN, além dos dois acima mencionados. Neste terceiro tipo, chamado de EN MIX, o padrão anômalo de TSM em sua fase inicial assemelha-se ao do EN EP, enquanto que suas fases madura e de dissipação assemelham-se ao do EN CP.

Os padrões ENOS influenciam a distribuição da precipitação em diferentes regiões da América do Sul, e a TSM representa uma importante forçante de previsibilidade climática. Os atuais modelos do sistema climático global dispõem de modelos oceânicos e, portanto,

há a necessidade de avaliar o quanto estes modelos acoplados do sistema climático reproduzem as características desses diferentes tipos de ENOS, assim como os seus impactos na distribuição global da precipitação. [Guilyardi \(2006\)](#) e [Kim e Yu \(2012\)](#) mostraram que as simulações climáticas apresentam variações na representação dos dois tipos de EN. Grande parte dos modelos climáticos geram padrões espaciais de ATSM ampliadas para oeste e desacopladas do continente sul americano na fronteira leste do oceano ([Capotondi *et al.*, 2006](#); [Yang e Giese, 2013](#)). Esse erro sistemático é encontrado tanto nos modelos do Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) ([Capotondi *et al.*, 2006](#)) como nos modelos do CMIP phase 5 (CMIP5) ([Yang e Giese, 2013](#)). Essa inabilidade é mais acentuada em alguns modelos, e geralmente limita sua capacidade de reproduzir o padrão espacial observado de ATSM associada ao EN ([Ham e Kug, 2012](#)).

Os modelos climáticos em geral simulam padrões de variabilidade relativamente simétricos entre os eventos de EN e LN ([Yang e Giese, 2013](#)) e, portanto, não simulam a variabilidade do ENOS mostrada nos dados observados e produtos de reanálise. Isso indica certa deficiência dos modelos acoplados em simular os processos não-lineares da dinâmica do ENOS. Por outro lado, alguns modelos conseguem reproduzir a diversidade do ENOS com algum realismo ([Yu e Kim, 2010](#); [Kim e Yu, 2012](#)).

Mesmo com algumas limitações, os modelos climáticos podem contribuir para complementar o conhecimento do sistema climático acoplado juntamente com os registros das observações, e fornecer subsídios para avaliar os aspectos do acoplamento oceano-atmosfera que pode levar ao entendimento das características específicas dos modos de variabilidade do ENOS. Simulações com alterações nas forçantes oceânicas juntamente com condições não-forçadas, são úteis para entender a gênese dos diferentes regimes de atividade do ENOS. Investimento em simulações de maior resolução horizontal e as parametrizações físicas mais completas têm contribuído para aprimorar os modelos acoplados e suas habilidades para representar os diferentes ENOS (EP e CP), assim como os padrões de teleconexões associados ([Guilyardi *et al.*, 2012](#)). Complementar aos estudos anteriores, como por ex. de [Taschetto *et al.* \(2014\)](#), que avaliaram o desempenho dos modelos do CMIP5 em representar os dois tipos de EN referentes à suas características espaciais; suas propriedades atmosféricas, oceânicas e sub-superficiais associadas; sua evolução e sazonalidade; e suas projeções em um cenário climático mais quente, neste estudo, são utilizados três modelos do CMIP5 para avaliar o impacto dos dois tipos de EN na precipitação da América do Sul. Segundo, [Tedeschi e Collins \(2016\)](#) o problema em simular as diferentes influências do EN na precipitação da América do Sul depende, não somente da capacidade dos modelos acoplados em representar os diferentes tipos de EN, mas também da capacidade dos mesmos em

representar os padrões de teleconexões em resposta ao EN. Assim, este estudo busca avaliar como os diferentes tipos de EN são simulados por três modelos do CMIP5 e como esses modelos representam os padrões atmosféricos em resposta ao EN que explicam em parte as mudanças na precipitação sobre a América do Sul.

2. Material e Métodos

2.1. Dados

Os dados observados e simulados utilizados nesse estudo são médias mensais de TSM, e precipitação para o período de 1901-2005. Para a TSM observada foi utilizado o conjunto de dados reconstruídos de TSM (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature - ERSST) descrito por [Smith *et al.*, 2008](#)) e disponibilizado pela “National Oceanic and Atmospheric Administration” (NOAA). Esses dados apresentam uma resolução espacial horizontal de $2^\circ \times 2^\circ$. Já a precipitação observada foi obtida a partir do “Global Precipitation Climatology Centre” (GPCC) ([Rudolf e Schneider, 2005](#); [Schneider *et al.*, 2014](#)). Este conjunto consiste do produto de reanálise global do GPCC na versão 6 e tem resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude-longitude. Os dados simulados de TSM e precipitação, Pressão ao Nível médio do Mar (PNM), componentes zonal e meridional do vento (u e v) em 850 hPa e componente zonal do vento (u) em 200 hPa são provenientes dos experimentos históricos (historical 1850-2005) do protocolo CMIP5 gerados pelos modelos do sistema terrestre do Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM2-ES), do Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CM5) e Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM-LR). As descrições detalhadas desses modelos podem ser encontradas em [Collins *et al.* \(2011\)](#), [Voldoire *et al.* \(2013\)](#) e [Stevens *et al.* \(2013\)](#), respectivamente. A escolha desses modelos se deu por serem os que apresentam um bom desempenho na representação dos dois tipos de EN ([Yu e Kim, 2010](#); [Kim e Yu, 2012](#)). Ainda, de acordo com [Yin *et al.* \(2013\)](#), dentre 11 modelos participantes do CMIP5, o modelo HadGEM2-ES foi o que melhor representou as características da Amazônia, principalmente seus padrões de circulação atmosférica e condições de superfície. Isso fornece uma confiabilidade nos resultados das projeções sujeitas aos cenários futuros ([Pokhrel *et al.*, 2014](#)). A [Tabela 1](#) apresenta de forma sumariada os tipos de dados utilizados e suas resoluções espaciais.

2.2. Métodos de análises

Inicialmente, os dados de TSM dos modelos utilizados foram interpolados para a mesma resolução espacial de 2° em latitude e longitude dos dados observados, enquanto os dados de precipitação foram interpolados para 1° em latitude e longitude e as demais variáveis

Tabela 1 - Relação das variáveis atmosféricas e oceânicas.

Observação	Resolução espacial	
	Variável atmosférica	Variável oceânica
TSM	–	2°x 2°
Precipitação	1°x 1°	–
Modelos CMIP5	Modelo atmosférico (Precipitação, PNM, <i>u</i> e <i>v</i> em 850 hPa e <i>u</i> em 200 hPa)	Modelo oceânico <i>TSM</i>
HadGEM2-ES	1,875° x 1,25°	1,33° x 1,33° (região tropical)
CNRM-CM5	1,4° x 1,4°	1,0°x 1,0°
MPI-ESM-LR	1,9° x 1,9°	1,6°x 1,6°

Todos os dados de variáveis atmosféricas e oceânicas simulados pelos modelos foram interpolados para uma resolução horizontal de 2°x 2°. Dados de precipitação simulada foram interpolados em uma grade de 1°x 1°.

atmosféricas (PNM, *u* e *v* em 850 hPa e *u* em 200 hPa) para 2° em latitude e longitude. As ATSM e anomalias de precipitação e das demais variáveis atmosféricas foram determinadas em cada ponto de grade para os dados observados e simulados considerando o período base de 1901–2005. Daqui e diante anomalias de PNM são referidas como APNM. Para eliminar possíveis mudanças de longo prazo, as tendências lineares foram removidas de todos os conjuntos de dados. As análises de TSM (PNM, *u* em 200 hPa) foram feitas na área delimitada pelas latitudes de 30° N e 30° S (40° N e 40° S) e longitudes de 120° E e de Greenwich (global). Por outro lado, as análises de precipitação (vento em 850 hPa) foram para a área da América do Sul delimitada em 45,5° S; 15,5° N; 90° W; 30° W (45,5° S; 15,5° N; 100° W; 0° W).

Inicialmente, os anos de EN foram identificados usando o índice Niño Oceânico da NOAA (ONI, sigla em inglês). Segundo o critério da NOAA um episódio de EN é identificado quando o índice ONI, definido pela média móvel trimestral da ATSM para região do Niño 3.4, é maior ou igual a 0,5 °C por, no mínimo, cinco meses consecutivos. Em seguida, a classificação desses eventos em EN EP e EN CP é feita seguindo a metodologia proposta por [Kao e Yu \(2009\)](#). Esta metodologia segue os seguintes passos:

- Calcula-se a ATSM em cada ponto de grade da área entre 21,5° S; 21,5° N; 120° E; 0° W;
- Calcula-se a regressão linear ($y = ax + b$) entre as ATSM de cada ponto de grade e o índice de Niño 1+2 (região delimitada entre 10° S, equador, 80° W e 90° W) para remover o efeito do EN EP. Este campo assim obtido é removido do campo original de ATSM e o resultado é o campo residual 1. O cálculo é feito também entre as ATSM e o índice do Niño da região 4 (região delimitada entre 5° S, 5° N, 160° E e 150° W) para remover o efeito do EN CP. Similarmente, obtém-se o campo residual 2. Os campos residuais 1 e 2 são usados para identificar os EN CP e EP, respectivamente.
- Em seguida, aplica-se a técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) no conjunto de dados das anomalias

residuais. Os eventos são selecionados usando a componente principal do primeiro modo da análise de FOE. Assim, um ano classificado como de EN de acordo com o método da NOAA é classificado como tipo CP (EP) quando a primeira componente principal do campo residual 1 (2) no trimestre de dezembro a janeiro (fase madura do ENOS) for igual ou maior que 1.

Após a seleção dos eventos, foram realizadas as composições das anomalias da TSM e precipitação observadas e simuladas e das variáveis atmosféricas modeladas. Vale ressaltar que foram feitas composições trimestrais móveis desde o trimestre de Junho a Agosto do ano de início do evento até o de Março a Maio do ano seguinte. Assim, foram obtidas as composições dos trimestres JJA (0), JAS(0) e assim por diante até MAM(+1). Estas siglas se referem às iniciais dos meses seguidas por um índice indicativo do ano de início do evento (0) ou do ano seguinte (+1). Ressalta-se que, para as composições, nem todos os trimestres mencionados nas discussões terão suas correspondentes figuras mostradas. A significância estatística das composições é obtida aplicando o teste *t* de Student e considerando os graus de liberdade como o número de eventos da composição. Considerando-se que a variável *X* tem *n* valores, desvio padrão *S*, e uma distribuição *t* de Student, somente composições com valores absolutos excedendo $t_{\alpha, (n-1)}S/\sqrt{(n-1)}$ são estatisticamente significativas ([Panofsky e Brier, 1968](#)). O nível de confiança de 95% foi usado em todas as composições. Portanto, $t_{\alpha, (n-1)}$ é o valor da Tabela *t* de Student da probabilidade acumulada para (n-1) graus de liberdade e $\alpha = 0.05$.

3. Resultados

A [Tabela 2](#) lista os eventos EN observados e simulados durante o período de 1901 a 2005 baseando-se no índice ONI classificados como EP e CP. Dentre os 24 EN observados, 10 foram do tipo EP e 14 do tipo CP. Em relação aos EN simulados, dos 25 eventos pelo modelo CNRM-CM5, 13 foram do tipo EP e 12 do tipo CP; dos 22 eventos pelo modelo HadGEM2-ES, 8 foram do tipo EP e

Tabela 2 - Eventos de EN EP e CP classificados utilizando o método de [Kao e Yu \(2009\)](#) para os dados observados e modelados.

Tipo	Observado	CNRM-CM5	HadGEM2-ES	MPI
EP	1905-06; 1911-12; 1918-19; 1930-31; 1939-40; 1972-73; 1976-77; 1982-83; 1986-87; 1997-98.	1903-04; 1907-08; 1911-12; 1919-20; 1933-34; 1941-42; 1946-47; 1950-51; 1956-57; 1962-63; 1970-71; 1973-74; 1993-94.	1925-26; 1945-46; 1955-56; 1964-65; 1977-78; 1985-86; 1987-88; 1997-98.	1924-25; 1972-73; 1976-77; 1989-90; 1997-98; 1998-99.
CP	1902-03; 1904-05; 1914-15; 1923-24; 1940-41; 1941-42; 1957-58; 1963-64; 1965-66; 1968-69; 1991-92; 1994-95; 2002-03; 2004-05.	1909-10; 1914-15; 1921-22; 1924-25; 1925-26; 1927-28; 1935-36; 1959-60; 1989-90; 1990-91; 1996-97; 2003-04.	1901-02; 1920-21; 1921-22; 1922-23; 1923-24; 1933-34; 1947-48; 1979-80; 1980-81; 1988-89; 1989-90; 1990-91; 1998-99; 2002-03.	1909-10; 1912-13; 1913-14; 1934-35; 1941-42; 1962-63; 1979-80; 1990-91; 2002-03.

14 do tipo CP; e dos 15 eventos pelo modelo MPI-ESM-LR, 6 foram do tipo EP e 9 do tipo CP. Considerando os totais de eventos, pode-se dizer que a frequência de EN nos HadGEM2-ES foi similar a das observações, enquanto o MPI-ESM-LR subestimou o número de anos EN. Esses resultados são consistentes com os resultados de [Rocha *et al.* \(2014\)](#). Nesse mesmo contexto, [Taschetto *et al.* \(2014\)](#) mostraram que para a maioria dos modelos do CMIP5, os números de eventos de EN CP e EN EP foram comparáveis às observações. Então, pode-se dizer que os modelos representam a variabilidade associada aos eventos EN. [Taylor *et al.* \(2012\)](#), argumentaram que um modelo climático realista deve exibir uma variabilidade interna com estrutura espacial e temporal como a observada. No entanto, os períodos dos eventos climáticos individuais, associados à variabilidade interna do modelo e não forçados como é o caso de anos de EN, nas simulações históricas raramente (e apenas por acaso) coincidem com os anos de ocorrência real dos eventos, uma vez que as simulações históricas são iniciadas a partir de um ponto arbitrário de uma simulação de controle em quase-equilíbrio. Isso explica porque os anos selecionados na [Tabela 2](#) não são coincidentes nos modelos e observação.

Ainda, para avaliar a consistência do método de classificação de eventos EP e CP usado no presente estudo ([Tabela 2](#)) construiu-se a [Tabela 3](#) compilando-se diversas classificações dos eventos EN apresentadas em [Pascolini-Campbell *et al.* \(2015\)](#). Estes autores discutiram as diferenças na classificação dos anos EN CP de diversos métodos, dentre eles, PTN ([Yu e Kim, 2013](#)), NINO ([Kug *et al.*, 2009](#); [Yeh *et al.*, 2009](#)), EMI ([Ashok *et al.*, 2007](#)) e CT/WP ([Ren e Jin, 2011](#)). No método PTN, os campos residuais são construídos como descritos na seção anterior e a série da diferença das correlações entre os campos original e residual para os tipos EP e CP (EP menos CP) é

então usada para classificar os tipos de EN. No método NINO, usam-se índices de ATSM das regiões do Niño 3 e Niño 4 para representar os tipos EN EP e CP, respectivamente. No método EMI, usam-se o índice EMI que leva em conta a estrutura tri-polar das ATSM no Pacífico Tropical para identificar os EN CP e o índice do Niño 3 para identificar os tipos EN EP. O método CT/WP usa as ATSM nas regiões fria do Pacífico equatorial leste e quente do Pacífico equatorial oeste para representar os tipos EP e CP, respectivamente. Um evento é considerado um EN CT (WP) se o índice Niño-3 (Niño-4) for maior que um desvio padrão e a ATSM média na região Niño-3 (Niño-4) tiver magnitude maior que a ATSM na região do Niño-4 (Niño-3).

Dentre 24 EN da [Tabela 3](#), 6 tiveram a mesma classificação nos quatro métodos (PTN, NINO, EMI e CT/WP), e são os eventos de: 1918-19, 1968-69, 1982-83, 1997-98, 1994-95 e 2004-05. É importante ressaltar que as categorias dos demais EN, para 9 eventos coincidiram em pelo menos 3 métodos (1905-06, 1911-12, 1930-31, 1939-40, 1941-42, 1972-73, 1976-77, 1986-87 e 2002-03), para 8 eventos coincidiram em pelos 2 métodos (1904-05, 1914-15, 1923-24, 1940-41, 1957-58, 1963-64, 1965-66 e 1991-92) e para 1 evento coincidiu em um método (2002-03). Portanto, para todos os eventos selecionados as classificações encontradas pelo método adotado nesse trabalho mostraram-se coerentes com um ou mais métodos propostos na literatura ([Pascolini-Campbell *et al.*, 2015](#)). Esses resultados garantem a robustez do método de classificação usado na presente análise.

A [Fig. 1a](#) ilustra os padrões sazonais observados típicos de evolução de ATSM associados aos eventos EN EP desde JJA(0) até MAM(+1). No caso do EN EP, já em JJA(0) ocorreram ATSM positivas próximas à costa oeste da América do Sul, enquanto ATSM negativas foram

Tabela 3 - Comparação entre a classificação final dos eventos EN observados obtidas nesse estudo pelo método de Kao e Yu (2009) e as diferentes classificações apresentadas no trabalho de Pacolini-Campbell et al. (2015).

Ano	Classificação final	Pacolini-Campbell, et. al, 2015			
		PTN	NINO	EMI	CT/WP
1902-03	CP	MIX	EP	CP	EP
1904-05	CP	CP	EP	CP	EP
1905-06	EP	MIX	EP	EP	EP
1911-12	EP	MIX	EP	EP	EP
1914-15	CP	CP	EP	CP	EP
1918-19	EP	EP	EP	EP	EP
1923-24	CP	MIX	CP	CP	EP
1930-31	EP	MIX	EP	EP	EP
1939-40	EP	MIX	EP	EP	EP
1940-41	CP	CP	EP	CP	EP
1941-42	CP	CP	EP	EP	EP
1957-58	CP	CP	EP	CP	EP
1963-64	CP	CP	EP	CP	EP
1965-66	CP	CP	EP	CP	EP
1968-69	CP	CP	CP	CP	CP
1972-73	EP	EP	EP	EP	EP
1976-77	EP	MIX	EP	EP	EP
1982-83	EP	EP	EP	EP	EP
1986-87	EP	MIX	EP	EP	EP
1991-92	CP	CP	EP	CP	EP
1994-95	CP	CP	CP	CP	CP
1997-98	EP	EP	EP	EP	EP
2002-03	CP	CP	EP	CP	CP
2004-05	CP	CP	CP	CP	CP

observadas em uma área muito restrita no Pacífico Equatorial oeste, na região da Indonésia (Fig. 1a). Com o tempo, este padrão se fortaleceu de tal maneira que as ATSM positivas intensificaram-se e estenderam-se meridionalmente no Pacífico Equatorial em SON(0). Em D(0)JF(+1), estabeleceu-se a fase madura do evento EN EP com ATSM mais intensas permanecendo confinadas entre 15° N e 15° S. Este padrão espacial permaneceu até MAM(+1), mas o enfraquecimento das ATSM positivas a oeste, e o deslocamento para o Hemisfério Sul (HS) da área com as águas superficiais mais aquecidas e sua localização na porção central do Pacífico Equatorial indicaram o início da dissipação do evento. Ao mesmo tempo, nesse trimestre, observaram-se ATSM positivas no Atlântico Tropical Norte (ATN).

Os padrões sazonais de ATSM do EN EP simulados pelos modelos CNRM-CM5, HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR estão ilustrados nas Figs. 1b and 1c e 1d. Os padrões de ATSM observado e simulados mostram uma estrutura horizontal centrada no oceano Pacífico Tropical em JJA

(0). Nos dados observados, as anomalias intensas a leste de 150° W expandiram-se meridionalmente ocupando a maior parte da bacia tropical do Pacífico em SON(0). Essa característica foi simulada pelos três modelos, sendo os resultados mais satisfatórios obtidos pelo modelo CNRM-CM5 (Fig. 1b). O padrão típico de EN EP com o aquecimento mais intenso entre 15° N e 15° S na fase madura do evento, D(0)JF(+1), foi representado pelos três modelos, porém os modelos HadGEM2-ES (Fig. 1c) e MPI-ESM-LR (Fig. 1d) apresentaram ATSM positivas mais intensas desacopladas da costa oeste da América do Sul.

Para os eventos EN CP, as ATSM positivas significativas configuraram-se na porção central do Pacífico Equatorial em JJA(0) (Fig. 2a). Nos trimestres SON(0) e D(0)JF(+1), as áreas de maiores ATSM positivas expandiram-se para oeste, caracterizando um padrão de EN bem estabelecido e confinado na porção central do Pacífico Equatorial (Figs. 1f e 1g). Em SON(0), as máximas ATSM no Pacífico Tropical estenderam-se sobre uma área menor que a dos eventos do tipo EP (Fig. 1f). Em D(0)JF(+1), as máximas anomalias positivas concentraram-se na região central do Pacífico e iniciaram seu enfraquecimento em MAM(+1). O aquecimento anômalo sobre a região central do Pacífico em D(0)JF(+1) caracteriza o EN Modoki (Ashok *et al.*, 2007). Em MAM(+1), o enfraquecimento das ATSM positivas foi acompanhado pelo fortalecimento ou surgimento de ATSM positivas confinadas ao ATN, enquanto o Atlântico Tropical Sul (ATS) se manteve neutro.

Para os eventos CP (Figs. 2b and 2c e 2d), as ATSM positivas mais intensas simuladas na porção central do Pacífico Equatorial em D(0)JF(+1) foram consistentes com os padrões observados, sendo o CNRM-CM5 (Fig. 2b) o modelo que melhor reproduziu os padrões observados. O modelo HadGEM2-ES apresentou ATSM positivas com maior abrangência tanto meridional (entre 20° N e 20° S) como zonal (entre 160° E e 80° W), de modo que na fase madura do evento em D(0)JF(+1), o núcleo de anomalias positivas ampliou-se horizontalmente na direção leste e concentrou-se na parte central (Fig. 2c). Acerca do modelo MPI-ESM-LR, notaram-se ATSM positivas em toda a extensão da bacia do Pacífico Tropical desde JJA(0) até MAM(+1), porém com máximos valores centrados em torno de 160° W (Fig. 2d).

No geral, tanto para os eventos EP como CP, os modelos representaram os padrões observados de evolução de ATSM. A Fig. 3 mostra valores das correlações entre os padrões de composições trimestrais de ATSM observadas e simuladas. Dentre os modelos, CNRM-CM5 representou com maior acurácia os padrões de evolução de EN EP, com correlações acima de 0,8 em quase todos os trimestres. Este modelo simulou a expansão meridional das ATSM positivas a partir SON(0) até D(0)JF(+1), representou com destreza o padrão típico de EN EP em sua fase madura, D(0)JF(+1), reproduziu alguns centros positivos

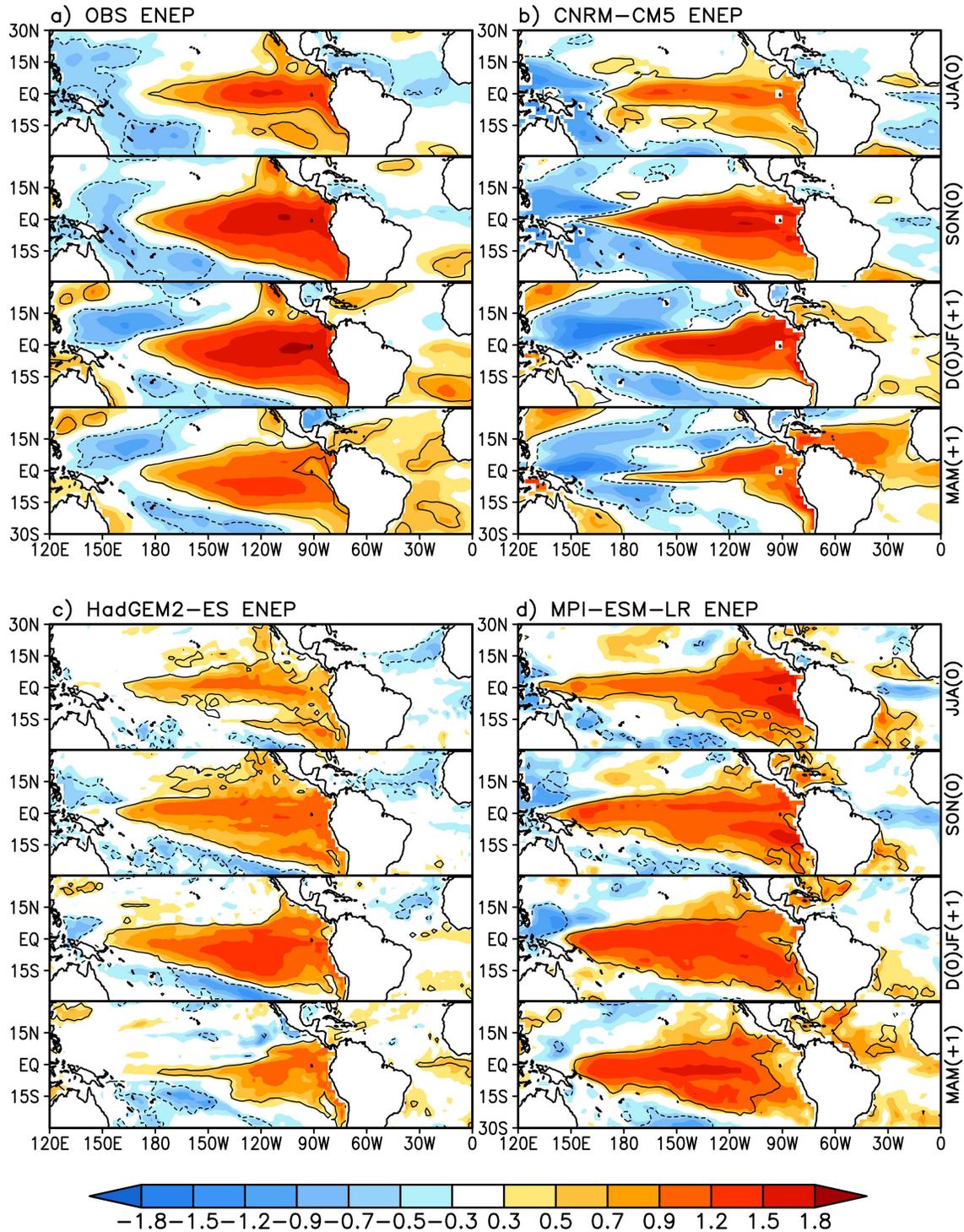


Figura 1 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM de JJA(0) a MAM(+1) para os eventos de EN EP: a) Observação; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) definem as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

de ATSM do Atlântico e anomalias negativas no Pacífico Tropical oeste, e simulou o aquecimento no ATN em MAM(+1). Em relação ao EN CP, o modelo CNRM-CM5 representou de forma razoável a evolução das ATSM

característica desse tipo de evento (correlações em torno de 0,7 a 0,8 para os trimestres de SON(0) a FMA(+1)), além de simular os padrões de ATSM na região do Atlântico Tropical. O modelo HadGEM2-ES também

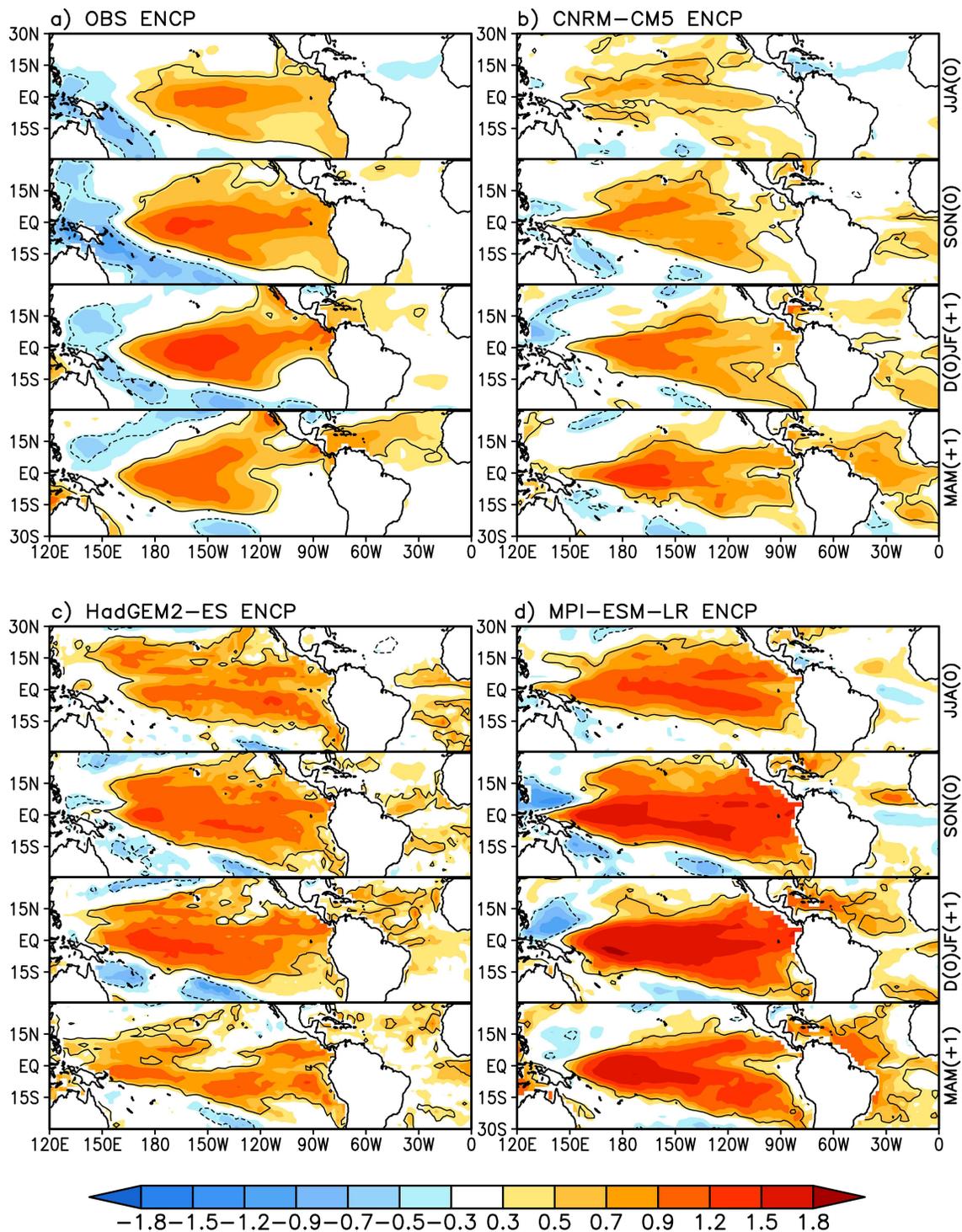


Figura 2 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM de JJA(0) a MAM(+1) para os eventos de EN CP: a) Observação; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. A convenção gráfica é a mesma da Figura 1.

reproduziu a evolução de ATSM para os dois tipos de EN. Como o CNRM-CM5, o modelo HadGEM2-ES simulou satisfatoriamente a evolução de ATSM para o EN EP durante suas fases inicial e madura (correlações entre o observado e simulado variando de 0,7 a 0,8 para quase todos os

trimestres), porém para o EN CP o modelo reproduziu bem apenas a fase madura desse evento, quando as ATSM positivas são encontradas sobre a região do Niño 4. Dentre os modelos, o MPI-ESM-LR apresentou os maiores valores de correlação com o observado durante as fases de

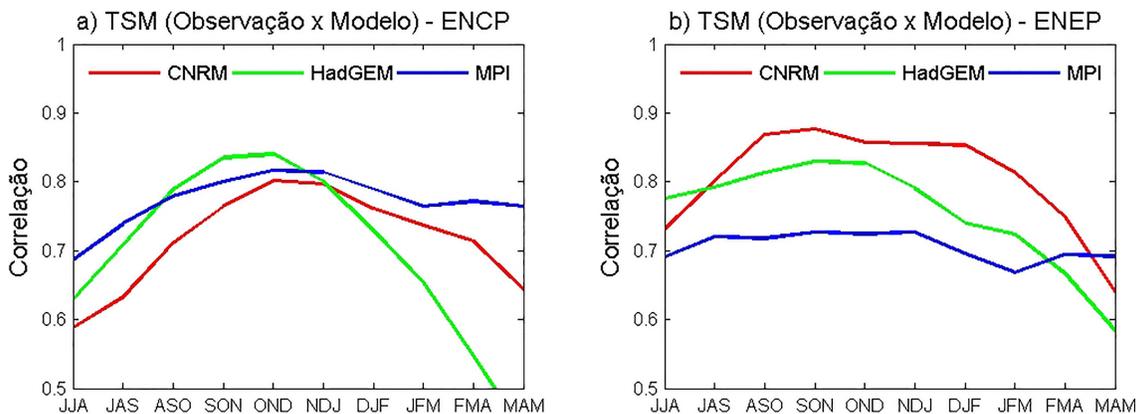


Figura 3 - Correlações espaciais sazonais entre os padrões de anomalias de TSM observados e simulados para os eventos EN CP e EN EP.

início e decaimento dos eventos EN EP, mas as menores correlações com a observação nos eventos EN CP (correlações em torno de 0,7 para todos os trimestres).

A Fig. 4 mostra as sequência de composições trimestrais de anomalias de precipitação observada desde JJA(0) até MAM(+1) para EN EP (Fig. 4a). O padrão de anomalias da precipitação observada para EN EP mostrou valores negativos no setor norte central da América do Sul e costa leste do nordeste do Brasil (NEB), e positivos nas regiões central, sudeste e sul do Brasil em JJA(0). Estas anomalias negativas persistiram desde JJA(0) até ASO(0), exceto pelo seu enfraquecimento gradual na costa leste do NEB até desaparecerem em ASO(0) (Figura não mostrada). A partir de SON(0), o padrão de anomalias negativas sobre o setor central norte do continente diminuiu e restringiu-se sobre a Guiana Francesa, Guiana, Suriname e Brasil (Amapá e fronteira norte do Pará com o Amapá), como também diminuiu na região da Colômbia concentrando-se em seu setor costeiro leste. As anomalias positivas concentraram-se, sobretudo, no Brasil Central e leste. Em D(0)JF(+1), fortes anomalias negativas (positivas) concentraram-se na parte central do norte e noroeste (sudeste) da América do Sul. A estrutura de anomalias negativas permaneceu em JFM(+1) (Figura não mostrada), porém a de anomalias positivas ficou apenas com um pequeno núcleo na sudeste da América do Sul e outros mais fracos na região dos estados de Minas Gerais, Espírito Santo e Rio de Janeiro. Essas anomalias positivas e negativas de precipitação permaneceram sobre a América do Sul em FMA(+1) e se enfraqueceram em MAM(+1).

As Figs. 4b and 4c e 4d apresentam os padrões de anomalias de precipitação do EN EP na América do Sul gerados pelos modelos CNRM-CM5, HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR. Durante JJA(0), o modelo CNRM-CM5 simulou anomalias positivas em quase todo o continente, exceto no extremo norte, onde o modelo simulou anomalias negativas que se estenderam sobre a Venezuela e noroeste da Colômbia, mas em uma área menor do que a observada (Fig. 4b). O modelo HadGEM2-ES simulou em

JJA(0) o padrão de anomalias positivas no centro-oeste da América do Sul e reproduziu uma redução de precipitação no NEB, porém, não foi capaz de reproduzir as anomalias positivas de precipitação sobre o sudeste Brasileiro e, na porção norte da América do Sul o modelo apresentou uma reduzida área de anomalias negativas (Fig. 4c). Em JJA(0), o modelo MPI-ESM-LR simulou a redução de precipitação no extremo norte da América do Sul, e intensas anomalias negativas sobre o oeste do NEB (Fig. 4d). Dentre os modelos em estudo, o MPI-ESM-LR apresentou habilidades em representar o aumento de precipitação sobre o centro e sudeste Brasileiro em JJA(0).

Em SON(0), o modelo CNRM-CM5 mostrou predominância de anomalias negativas nas regiões central, sudeste e norte-nordeste do Brasil e numa porção no extremo noroeste da América do Sul, e anomalias positivas em pequenas áreas isoladas ao longo do Peru, Chile e Sul do Brasil. Em relação ao campo observado, o modelo reduziu a área de atuação de anomalias positivas no sudeste da América do Sul. No modelo HadGEM2-ES, o padrão espacial em SON(0) foi dominado por anomalias positivas significativas, abrangendo as regiões Centro-oeste e sudeste da América do Sul, e pequenas áreas de fracas anomalias positivas no NEB, Venezuela e norte da Amazônia. Neste caso, o HadGEM2-ES simulou um padrão anômalo oposto ao observado no norte da América do Sul (Fig. 4a). Para a simulação com o modelo MPI-ESM-LR, a área que se estende do norte da América do Sul, NEB e regiões central e sudeste do Brasil foi caracterizada por anomalias negativas de precipitação, enquanto o extremo oeste da América do Sul, sul do Brasil e Uruguai foram marcados por anomalias positivas em SON(0). Os modelos CNRM-CM5 e MPI-ESM-LR definiram em SON(0) a redução de precipitação no norte da América do Sul em conformidade com a observação, porém, expandiram a região de atuação de anomalias negativas para quase todo o território Brasileiro, com exceção do sudeste da América do Sul.

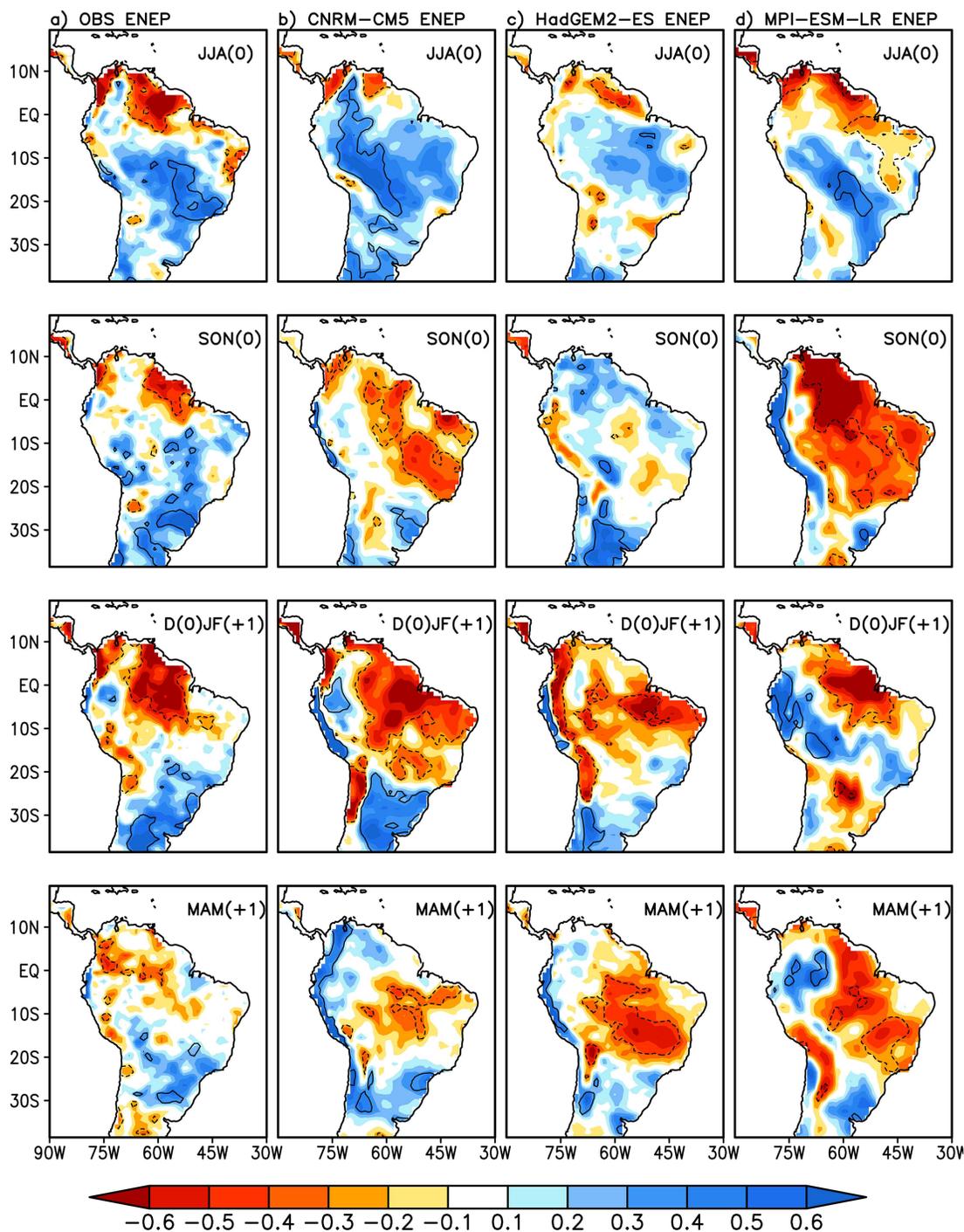


Figura 4 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de precipitação de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN EP: a) Observação; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores negativos (positivos). Contornos contínuos (pontilhados) definem as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

Em D(0)JF(+1), o modelo CNRM-CM5 apresentou anomalias negativas significativas nas regiões norte, noroeste e nordeste da América do Sul, centro-oeste do Brasil e na porção do Chile entre 20° S e 30° S, e um aumento significativo de precipitação no sudeste da América do Sul e na costa do Peru e Equador. Neste mesmo trimestre, o

HadGEM2-ES apresentou uma redução significativa na precipitação sobre a Amazônia central, NEB e numa faixa quase meridional próxima à costa oeste da América do Sul, e um aumento da precipitação na costa do Peru e Equador, enquanto o MPI-ESM-LR simulou a redução de precipitação sobre a região norte-central da América do

Sul e num núcleo no Paraguai e entre estas duas regiões um corredor de anomalias positivas que se estendeu desde a porção oeste equatorial da América do Sul até o sudeste Brasileiro. Em relação à observação (Fig. 4), o modelo CNRM-CM5 demonstrou habilidade para reproduzir anomalias negativas na Colômbia, porção do Chile e no norte da América do Sul e, representou com destreza as anomalias positivas significativas no sudeste do continente. O modelo HadGEM2-ES reproduziu as anomalias negativas na região da Amazônia central e o MPI-ESM-LR simulou de forma satisfatória o padrão anômalo de precipitação da parte norte da América do Sul, porém apresentou sérios problemas em representar o padrão na porção sudeste deste continente.

No trimestre de MAM(+1), evidenciaram-se um enfraquecimento das anomalias negativas no modelo CNRM-CM5 que prevaleceram apenas no Brasil Central e NEB e um aumento significativo da precipitação no extremo norte, toda costa-oeste e no sudeste da América do Sul. O modelo HadGEM2-ES simulou anomalias positivas no sudoeste e costa-oeste da América do Sul e sul do Brasil, e anomalias negativas significativas que se estenderam do sudeste da Amazônia para o centro-oeste do Brasil. O modelo MPI-ESM-LR intensificou as anomalias negativas e positivas tanto espacialmente quanto em magnitude em toda a região de estudo. Neste trimestre, os dados observados mostraram aumentos significativos de precipitação em pequenas áreas do leste, sudoeste e sul do Brasil e redução em pequenos núcleos espalhados no norte da América do Sul, incluindo o centro-oeste da Amazônia e Colômbia. Todos os modelos falharam em reproduzir estes núcleos de anomalias negativas no norte da América do Sul, e simularam a área com déficit de precipitação deslocada para o centro-oeste do Brasil. O modelo CNRM-CM5 apresentou uma redução menos acentuada de precipitação no centro-oeste do Brasil o que sugere resultados aceitáveis em relação aos demais modelos.

Para o caso de EN CP observado, anomalias negativas apresentaram-se sobre o extremo norte da América do Sul no período de JJA(0) a ASO(0) e estenderam-se para região central e nordeste do continente desde SON(0) a NDJ(+1) (Fig. 5a). Anomalias positivas significativas persistiram no sudeste da América do Sul desde JJA(0) até D(0)JF(+1), enfraquecendo-se em MAM(+1). Em D(0)JF(+1), intensas anomalias negativas concentraram-se na região central e norte da América do Sul e as positivas sobre o sul do Brasil e Uruguai. Em MAM(+1), as anomalias negativas significativas restringiram-se ao norte da América do Sul e valores positivos não significativos ocuparam a parte central e sudeste do continente.

Os padrões de precipitações sobre a América do Sul para o EN CP gerados pelos três modelos apresentaram uma intensificação das anomalias positivas em JJA(0) em relação às observadas neste trimestre. O modelo HadGEM2-ES mostrou valores positivos maiores e

significantes nas regiões norte e centro-oeste da América do Sul e em parte do NEB, o CNRM-CM5 mostrou um aumento de precipitação no norte da América do Sul e norte da Amazônia, enquanto que o modelo MPI-ESM-LR simulou núcleos positivos mais concentrados nas regiões oeste e sudeste do Brasil e em partes do Peru e Chile. Anomalias negativas significativas foram detectadas no extremo norte e noroeste da América do Sul pelo modelo MPI-ESM-LR, em núcleos dispersos sobre Argentina, Chile e Bolívia pelo modelo HadGEM2-ES e apenas na região do Uruguai pelo modelo CNRM-CM5.

Em SON(0), os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES, apresentaram anomalias positivas, em geral não significativas, distribuídas em quase todo território da América do Sul. O HadGEM2-ES simulou em SON(0) anomalias negativas ao longo da área costeira que se estende desde o estado do Pará até o Rio Grande do Norte. Por outro lado, para este trimestre, o modelo MPI-ESM-LR intensificou as anomalias negativas com valores significativos em toda região norte e oeste da América do Sul, incluindo toda a Amazônia. Os modelos em estudo demonstraram habilidade para representar as anomalias positivas no sudeste da América do Sul, em conformidade com o padrão observado em SON(0) (Fig. 5a). Por outro lado, o modelo MPI-ESM-LR representou melhor o déficit da precipitação observada em SON(0) na parte central e norte da América do Sul enquanto que o modelo HadGEM2-ES reproduziu a redução de precipitação ao longo da faixa costeira entre os estados do Pará e Rio Grande do Norte.

Na fase madura do evento EN, D(0)JF(+1), os três modelos conseguiram simular o padrão de dipolo característico dos eventos na América do Sul com diminuição (aumento) de precipitação no norte (sudeste) do continente. O modelo MPI-ESM-LR apresentou um centro de anomalias negativas bem definido e deslocado para o NEB e centro-oeste do Brasil e parte do norte da América do Sul. No caso do HadGEM2-ES, esse padrão foi evidenciado com o centro negativo representado por núcleos dispersos nos setores norte, nordeste e noroeste do continente. Por outro lado, o modelo CNRM-CM5, apresentou um padrão mais enfraquecido, indicado por pequenos núcleos de anomalias negativas significativas dispersos no centro da Amazônia. Os três modelos em estudo representaram o aumento de precipitação no sudeste da América do Sul corroborando os dados observacionais (Fig. 5a), porém apenas o modelo HadGEM2-ES demonstrou maior habilidade em representar a intensidade da anomalia positiva nesta região.

No trimestre de MAM(+1), o modelo CNRM-CM5 apresentou déficit de precipitação na região centro-oeste e sudeste do Brasil e na parte costeira do Chile, e um aumento de precipitação no norte e sudeste da América do Sul. Um padrão similar foi reproduzido pelo modelo MPI-ESM-LR, porém com um núcleo de anomalias negativas bem definido na região norte da América do Sul. O

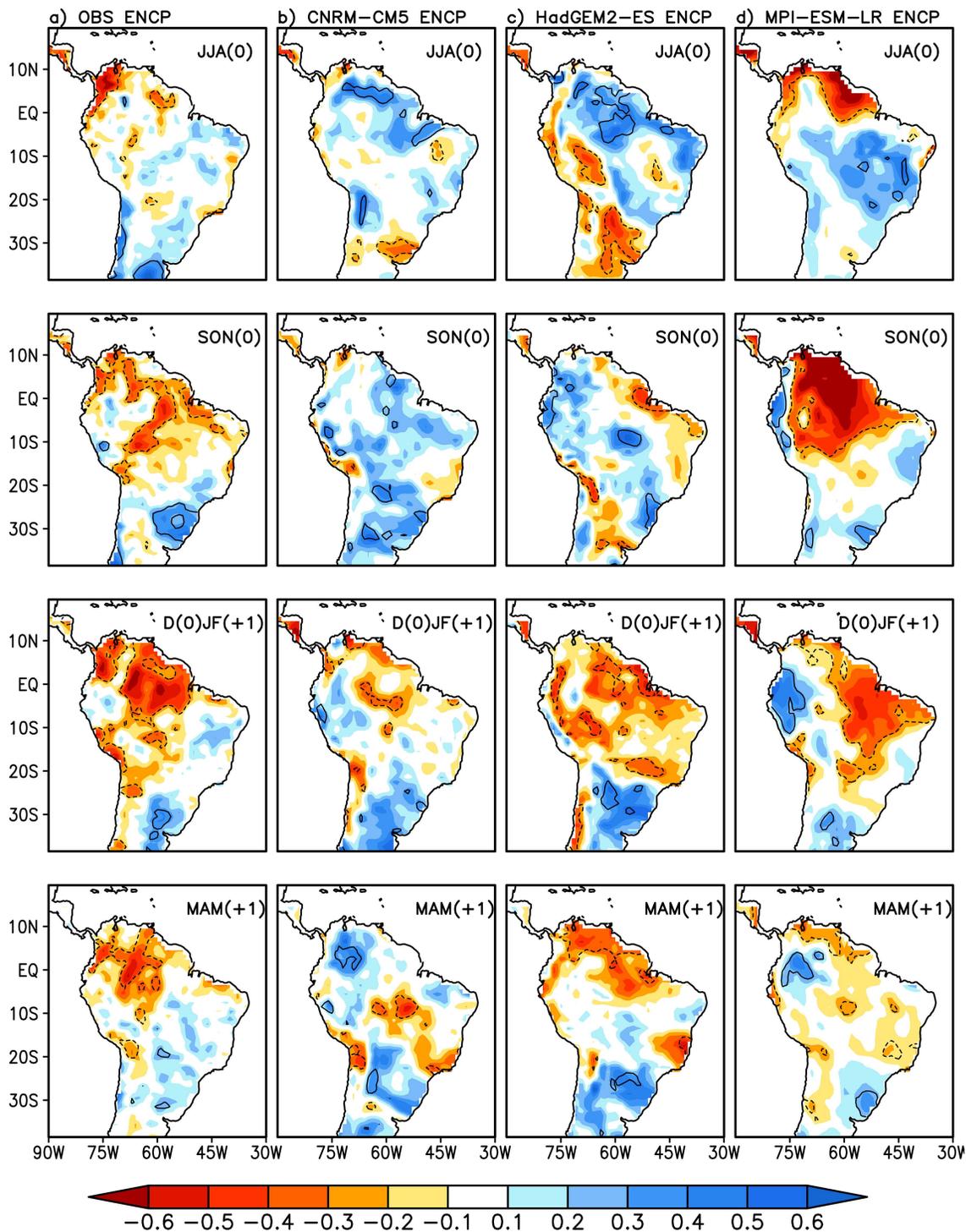


Figura 5 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de precipitação de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN CP: a) Observação; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. A convenção gráfica é a mesma da Figura 4.

HadGEM2-ES apresentou redução de precipitação na região norte da América do Sul e sudeste do Brasil e anomalias positivas no sudeste da América do Sul. O déficit de precipitação observado na região norte da América do Sul em D(0)JF(+1), foi reproduzido pelos modelos

HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR, e na parte sudeste da América do Sul, os três modelos conseguiram representar as anomalias positivas.

A relação entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas pelos três modelos é apresentada na

Fig. 6. Como discutido anteriormente, o CNRM-CM5 foi o modelo que melhor representou o padrão de precipitação durante a fase madura dos eventos EN CP e EP (coeficiente de correlação (r) em torno de 0,6). Por outro lado, o modelo MPI-ESM-LR foi o que melhor representou a variabilidade da precipitação durante a fase inicial dos eventos EN CP ($r = 0,6$). Estudos anteriores mostraram que na América do Sul condições secas nos trópicos associadas ao EN são afetadas por variações na circulação de Walker, enquanto que condições mais úmidas nos extratropicais são afetadas por mudanças no posicionamento do jato subtropical em altos níveis, nas circulações locais associadas ao transporte de umidade para essa região e variações nos padrões de trem de onda com origem no Pacífico equatorial (Kousky et al., 1984; Rodrigues et al., 2011; Tedeschi et al., 2013, 2015; Andreoli et al., 2017). A fim de investigar as diferenças nos campos de precipitação simulados a seguir são apresentadas as análises do campo de APNM, vento horizontal em 850 hPa e vento zonal em 200 hPa.

3.1. Anomalias simuladas de Pressão ao Nível do Mar (PNM), vento em 850 hPa e vento zonal em 200 hPa durante eventos de EN

Os padrões atmosféricos, obtidos a partir das composições para os casos de EN EP e EN CP para os modelos CNRM-CM5, HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR são apresentados nas Figs. 7 e 8, respectivamente. Para o EN EP, todos os modelos simularam APNM negativas significativas sobre o Oceano Pacífico central e leste, e as APNM positivas na região do Pacífico Tropical oeste e Oceano Índico. No entanto, o padrão de APNM negativas foi mais zonal e se estendeu em quase todo o Pacífico equatorial no MPI-ESM-LR, em particular durante JJA(0) e SON(0). Em JJA(0), as APNM negativas significativas estenderam-se também sobre a América do Sul em seus setores leste e sul no CNRM-CM5 (Fig. 7a) e extremo noroeste e sul, no MPI-ESM-LR (Fig. 7c); e as APNM positivas, na maior

parte do Índico/Indonésia e no Atlântico num centro entre 30° S - 40° S e 10° W - 0° W no CNRM-CM5, no Índico equatorial nos outros dois modelos, e na costa oeste tropical da África no MPI-ESM-LR. Em SON(0), os três modelos intensificaram as APNM negativas significativas na região equatorial do Pacífico central e leste, enquanto que anomalias positivas foram simuladas sobre a região do Índico, Indonésia pelo CNRM-CM5 (Fig. 7a), por toda a região do Índico e Indonésia e ATN pelo HadGEM2-ES (Fig. 7b) e no leste da Ásia e região da Indonésia pelo MPI-ESM-LR (Fig. 7c). No caso do HadGEM2-ES, as anomalias positivas de PNM no ATN surgiram em resposta às ATSM negativas nessa região. Sobre a América do Sul, APNM negativas significativas foram simuladas num centro no noroeste do continente pelo MPI-ESM-LR, e em quase todo o continente pelo CNRM-CM5. Na fase madura do EN EP, D(0)FJ(+1), APNM negativas significativas foram simuladas na porção mais leste do Pacífico Tropical e se estenderam em direção a região subtropical sul pelos modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES, enquanto um centro mais zonal de anomalias negativas cobrindo toda a porção equatorial do Pacífico foi simulado pelo MPI-ESM-LR. Além disso, os modelos CNRM-CM5 e MPI-ESM-LR simularam APNM negativas no norte da América do Sul e positivas na parte oeste-central do continente, sudeste do Brasil e no NEB e Atlântico adjacente entre 0° e 15° S, onde foram mais intensas.

Em MAM(+1), APNM negativas significativas restringiram-se ao ATN, norte da América do Sul, Pacífico próximo à costa oeste da América do Sul e Índico, enquanto as APNM positivas abrangeram grande porção do Pacífico oeste para o CNRM-CM5. Para o HadGEM2-ES, o padrão dipolar com APNM negativas (positivas) no Pacífico leste (oeste) se manteve porém menos intenso, enquanto que para o MPI-ESM-LR o centro de APNM negativas foi deslocado para oeste, em relação ao do HadGEM2-ES, em resposta às ATSM notadas no Pacífico central. Os três modelos simularam um pequeno centro positivo nas imediações do Peru e Chile, e os modelos

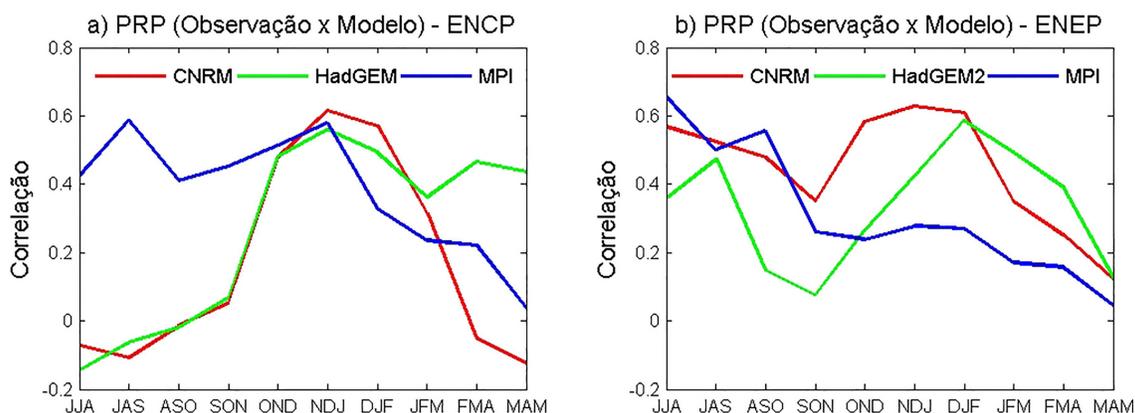


Figura 6 - Correlações espaciais sazonais entre os padrões de anomalias de precipitação observados e simulados para os eventos EN CP e EN EP.

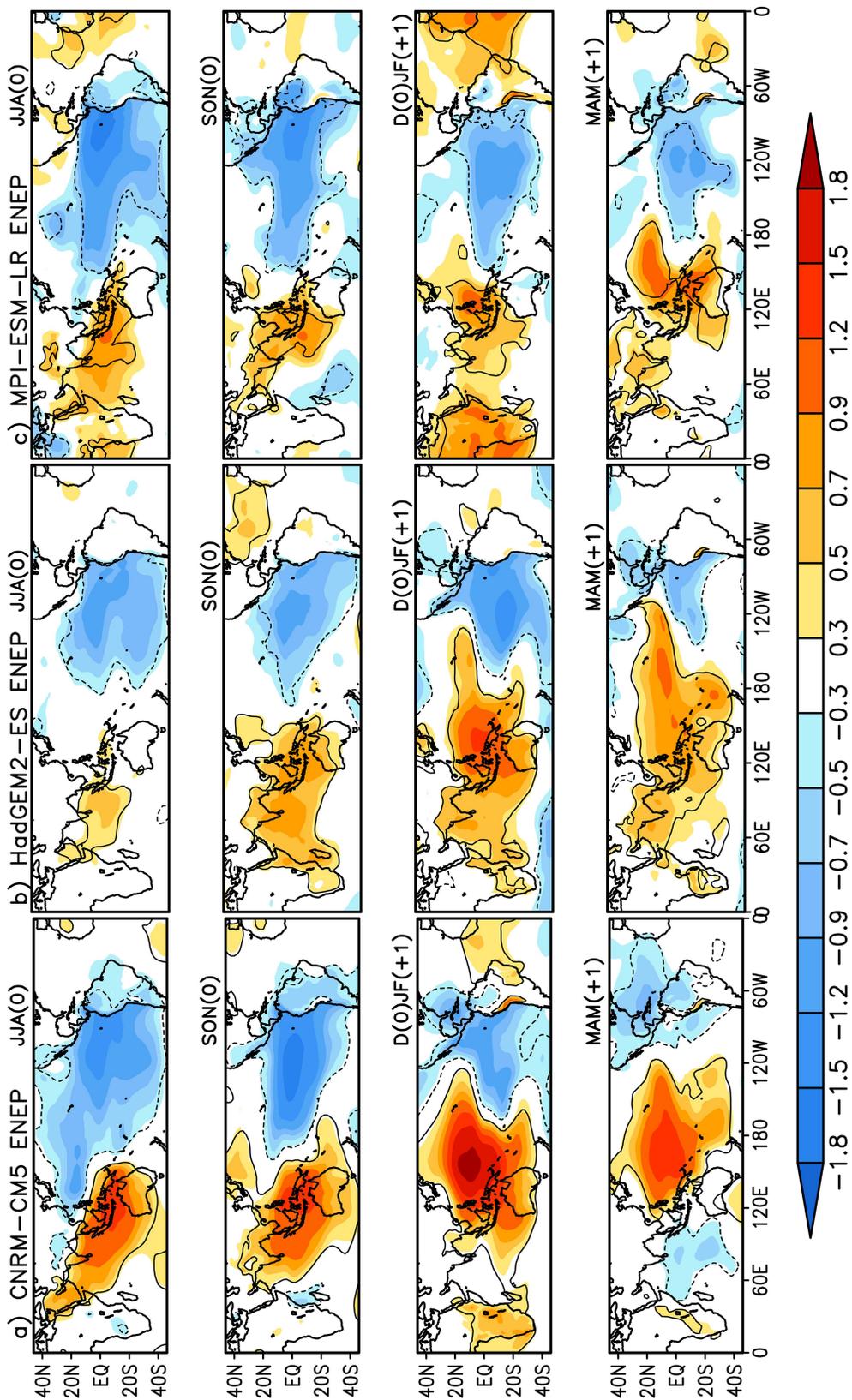


Figura 7 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de PNM de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN EP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) definem as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

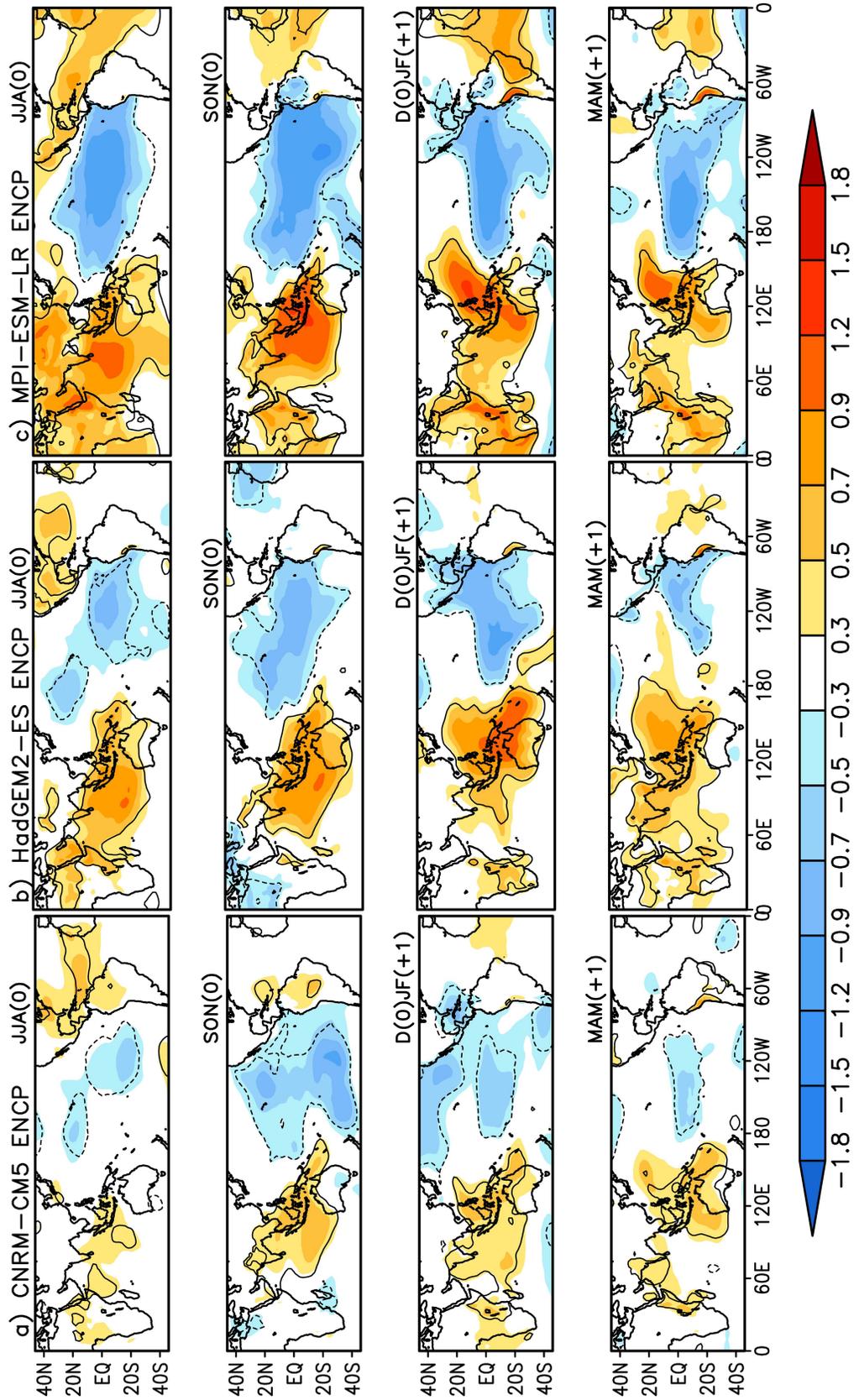


Figura 8 - Composições sazonais de anomalias normalizadas de PNM de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN CP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. A convenção gráfica é a mesma da Figura 7.

CNRM-CM5 e MPI-ESM-LR simularam um centro negativo no norte da América do Sul.

Para os eventos EN CP e em JJA(0), os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES simularam dois centros de APNM negativas, uma sobre o Pacífico Norte e outra sobre o Pacífico equatorial leste, e MPI-ESM-LR simulou uma redução de PNM em toda a extensão tropical do Pacífico. Ainda neste trimestre, os três modelos apresentaram anomalias positivas sobre o Atlântico, sendo entre 0-15° N e se estendendo sobre o norte da América do Sul para o CNRM-CM5, nas imediações de 30° N para o HadGEM2-ES e numa vasta área deste Atlântico Tropical Sul (ATS) até ATN para o MPI-ESM-LR, e em pequenas áreas do Índico no CNRM-CM5, no Índico/Indonésia no HadGEM2-ES e em toda a porção que inclui o Índico, Indonésia, África e Ásia no MPI-ESM-LR. Em SON(0), todos os modelos simularam uma intensificação das APNM negativas no Pacífico leste e das APNM positiva a oeste, com as maiores anomalias negativas centralizadas sobre o Pacífico Tropical leste. No caso do MPI-ESM-LR, as anomalias positivas foram reduzidas sobre a Ásia e a África, mas intensificadas no Índico. Ainda em SON(0), as anomalias positivas intensificaram-se na parte central da América do Sul e persistiram num núcleo no oeste do ATN no CNRM-CM5 e sobre Atlântico entre 15° N e 15° S no MPI-ESM-LR; e as APNM negativas foram simuladas sobre o norte do continente pelo MPI-ESM-LR e no nordeste do ATN próximo à costa da África no HadGEM2-ES. Em D(0)JF(+1), o CNRM-CM5 simulou três centros negativos de APNM no oceano Pacífico, um no Pacífico equatorial central e leste flanqueado por outros dois um a sudeste e outro ao norte. Para os modelos HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR, o padrão de APNM do Índico/Pacífico se manteve, porém ligeiramente mais intensificado em relação a SON(0) no HadGEM2-ES. Ao mesmo tempo, as APNM positivas intensificaram na área entre 15° N-15° S do oceano Atlântico para o modelo MPI-ESM-LR. Ainda, destacam-se as APNM negativas no norte da América do Sul e positivas no nordeste e costa oeste entre 10° S e 30° S do continente no modelo MPI-ESM-LR.

Em MAM(+1), as APNM negativas se enfraqueceram nos centros localizados nas porções sul e norte do Pacífico, enquanto o centro no Pacífico equatorial central e leste continuou significativo para o CNRM-CM5. O modelo HadGEM2-ES simulou um padrão de APNM similar ao descrito para o EN EP, com APNM negativas restritas a região do Pacífico Tropical desde 120° W até a costa oeste da América do Sul. Para o MPI-ESM-LR, as APNM negativas ocuparam quase toda a extensão tropical do Pacífico, e as positivas estenderam-se deste o Atlântico até a Indonésia.

Com base nesses resultados, pode-se inferir que se estabelecem em associação ao padrão anômalo de PNM uma circulação de Walker anômala no Oceano Pacífico e um fraco gradiente inter-hemisférico negativo de APNM,

por sua vez modulado pelo padrão de ATSM no Atlântico Tropical. Assim, nossos resultados mostram que durante eventos EN EP a redução de precipitação no norte e/ou nordeste da América do Sul está associada a variações na circulação de Walker, e são consistentes com estudos anteriores (Andreoli *et al.*, 2017; Tedeschi *et al.*, 2013). Ainda, para o evento EN CP o gradiente zonal inter-bacias de APNM favoreceu a diminuição de precipitação na porção nordeste da América do Sul em D(0)JF(+1).

A Fig. 9 apresenta anomalias dos ventos em 850 hPa durante os eventos de EN EP. O modelo CNRM-CM5 simulou em JJA(0) intensos ventos de leste nas proximidades do equador que adentraram o continente sul americano e se canalizaram no corredor meridional a leste dos Andes, formando o jato de baixos níveis da América do Sul, e um pequeno centro anticiclônico nas imediações do estado do Rio de Janeiro que favoreceu diretamente a confluência anômala de vento no sul do Brasil (Fig. 9a). No modelo HadGEM2-ES, os ventos de nordeste adentraram os setores norte e nordeste da América do Sul e convergiram no sul do NEB e Brasil central com os ventos de sudeste associados ao anticiclone centrado em 25° S, 45° W em JJA(0) (Fig. 9b). Neste mesmo trimestre no MPI-ESM-LR, intensos ventos de leste na faixa equatorial curvaram-se anticlonicamente sobre a América do Sul e direcionaram-se para a parte central do continente gerando convergência nas regiões sul e sudeste do Brasil juntamente com os ventos de norte associados a um anticiclone no Atlântico Sul subtropical. Em SON(0), todos os modelos simularam um anticiclone centrado na costa leste da América do Sul ligeiramente melhor definido do que no trimestre anterior, cujos ventos periféricos associados conjuntamente com os ventos de leste equatoriais ocasionaram confluência (difluência) nas porções sudeste e extremo oeste (norte, central e nordeste) da América do Sul que foi bem evidente nos modelos CNRM-CM5 e MPI-ESM-LR. Em D(0)JF(+1), os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES (MPI-ESM-LR) simularam ventos de sudeste (nordeste) na maior parte da Amazônia. Neste trimestre, todos os modelos simularam uma circulação ciclônica sobre o Atlântico Sul subtropical. Tal centro ciclônico se enfraqueceu em MAM(+1) para os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES, e foi substituído por um centro anticiclônico intenso que se estendeu do Atlântico sul subtropical até a costa leste da América do Sul para o modelo MPI-ESM-LR (Fig. 9c).

Em relação ao EN EP para o EN CP (Fig. 10), a circulação em baixos níveis sobre a América do Sul simulada pelos modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES em JJA(0) e SON(0) foi mais fraca entre 10° S e 10° N e revertida ao sul de 10° S, enquanto que o modelo MPI-ESM-LR simulou um padrão muito similar em JJA(0), e também em SON(0), mas neste trimestre mais fraco ao sul de 10° S em SON(0). Em D(0)JF(+1), os três modelos simularam confluência (difluência) dos ventos no sudeste (em núcleos do

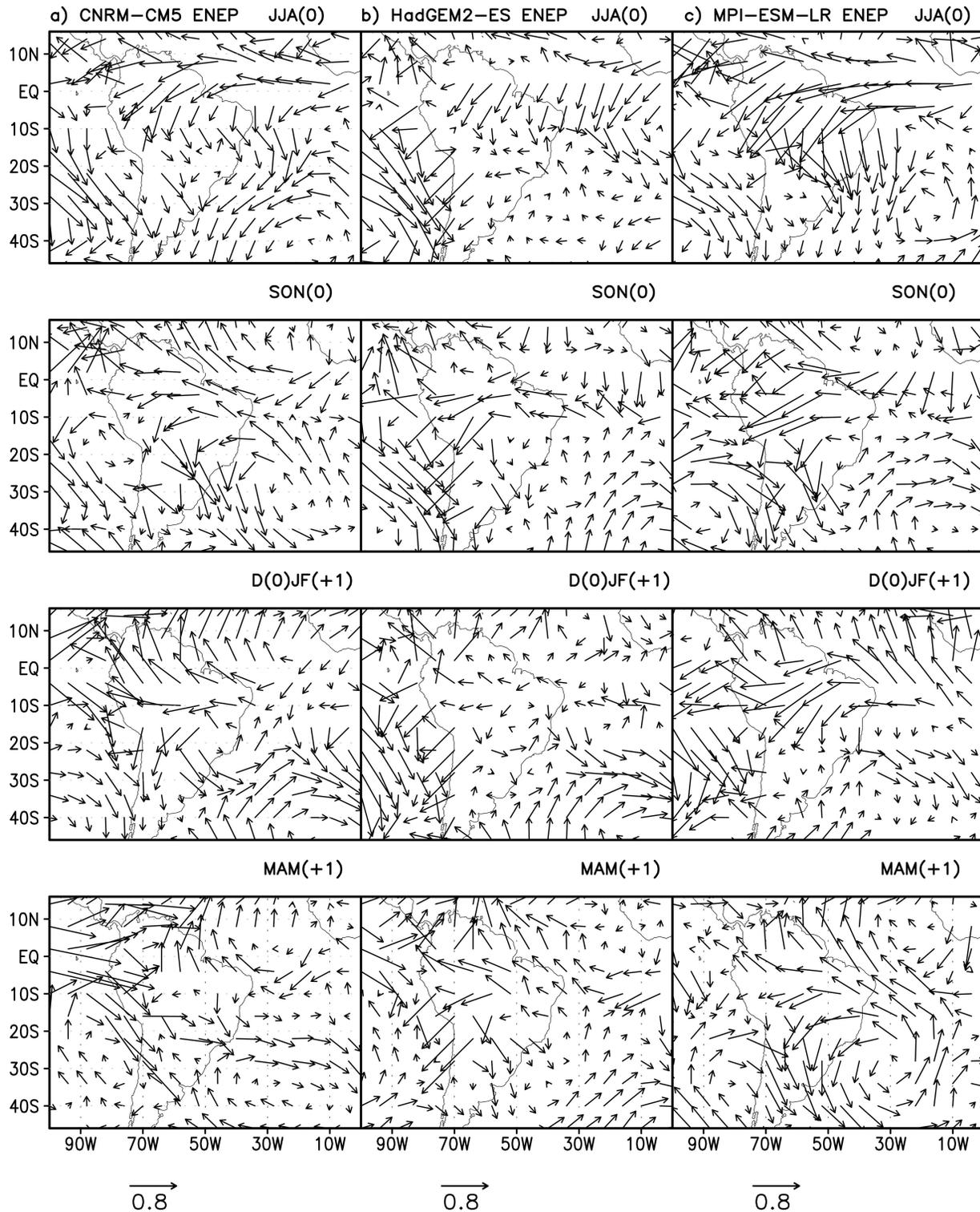


Figura 9 - Composições sazonais de anomalias do vento em 850 hPa de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN EP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo HadGEM2-ES; c) modelo MPI-ESM-LR.

nordeste, centro e norte) da América do Sul. Em MAM (+1), os modelos HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR simularam uma circulação anticiclônica sobre a costa leste da

América do Sul e Atlântico adjacente, e o modelo CNRM-CM5 simulou uma circulação ciclônica no Atlântico Sul subtropical. Assim, as diferenças entre os modelos nos

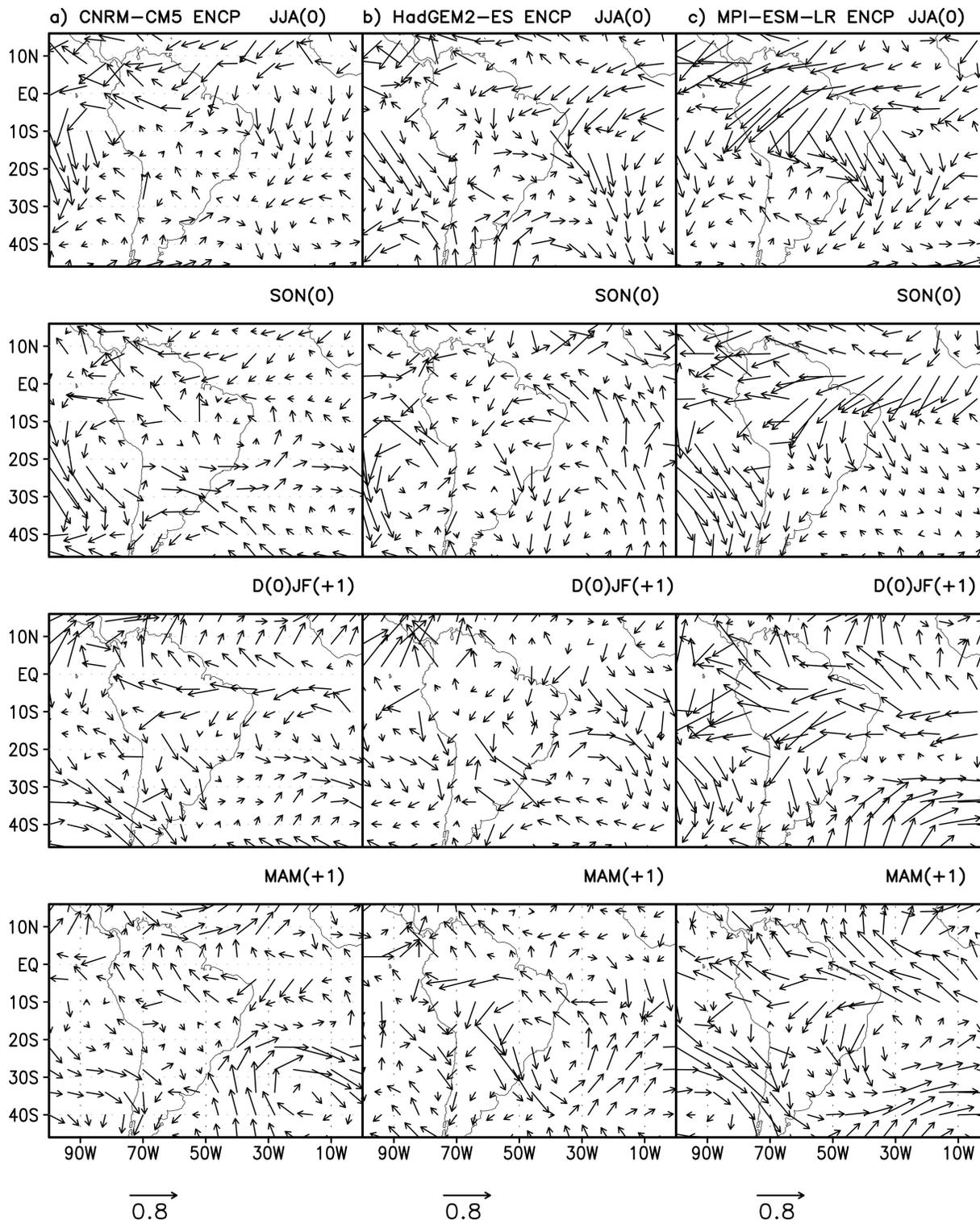


Figura 10 - Composições sazonais de anomalias do vento em 850 hPa de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN CP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR.

padrões de precipitação no sudeste da América do Sul podem estar associadas à mencionada diferença na circulação de baixos níveis. O padrão de composição do vento

zonal em 200 hPa para os eventos EN EP dos três modelos apresenta valores significativos em grande parte da área de estudo (Fig. 11). A evolução sazonal das anomalias de

ventos em altos níveis foi similar nos três modelos, porém mais fortes para o CNRM-CM5 do que nos demais modelos. Assim a descrição que se segue refere-se ao modelo CNRM-CM5. O modelo simulou ventos anômalos de oeste sobre Pacífico subtropical central sul, e sobre a área desde o Pacífico Tropical norte e leste até Atlântico entre 20°N e 20°S ; e ventos anômalos de leste numa área que se estende para sudeste desde o Pacífico Tropical oeste em direção a América do Sul, e então zonalmente na faixa entre 20°S e 40°S até a Austrália durante JJA(0). Entre as áreas de máximas anomalias negativas no lado equatorial e positivas no lado polar pode-se inferir que ocorreu uma circulação anticiclônica nos subtrópicos de ambos os hemisférios no Pacífico Oeste, com ventos de leste na região de anomalias negativas e ventos de oeste nas regiões de anomalias positivas. Em SON(0), esse padrão de ventos anômalos persistiu, porém com os centros de máximas anomalias positivas e negativas ligeiramente deslocados para leste. Ao mesmo tempo, valores positivos intensos estendendo-se do Pacífico Subtropical sul até o Atlântico Sul ilustram o fortalecimento anômalo da corrente de jato subtropical no Pacífico Central e sul e América do Sul em anos de EN, como descrito por Bjerknes (1969) e comprovado por Arkin (1982). O fortalecimento do jato ocorre devido ao forte aquecimento na região do Pacífico central e leste, que provoca um aumento do gradiente de temperatura norte-sul e também um transporte de momentum em altos níveis, da região de liberação de calor latente tropical, para a região dos ventos de oeste. A intensificação do jato subtropical no HS, de acordo com Horel *et al.* (1986), pode ser um fator essencial para o aumento de precipitação no sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina durante eventos de EN. Em D(0)JF(+1), o modelo CNRM-CM5 simulou um padrão com uma circulação anticiclônica nos subtrópicos de ambos os hemisférios no Pacífico Central ainda mais forte do que no trimestre anterior e fortes ventos de oeste anômalos em 200 hPa, sobre o Atlântico Equatorial o que reflete características observadas durante episódios quentes no Pacífico (Arkin, 1982; Kousky e Kayano, 1994). Em MAM(+1), as anomalias dos ventos em altos níveis se enfraqueceram.

Em relação ao EN EP, as anomalias do vento zonal em 200 hPa para eventos EN CP foram menos (mais) intensas no modelo CNRM-CM5 (MPI-ESM-LR) (Figs. 12a e 12c). Os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES simularam anomalias negativas restritas ao Pacífico equatorial central e as positivas no leste (oeste) do Pacífico subtropical norte (sul) e no Atlântico e América do Sul tropical entre 20°N e 20°S em JJA(0). As anomalias na região do Pacífico foram intensificadas até D(0)JF(+1), ao mesmo tempo, as anomalias positivas na região da América do Sul e Atlântico foram enfraquecidas. Por outro lado, para o modelo MPI-ESM-LR, em JJA(0) anomalias positivas significativas sobre o Pacífico Tropical Norte

estenderam-se até o Atlântico equatorial onde foram flanqueadas ao norte e sul por anomalias negativas. Esse padrão persistiu no trimestre seguinte, e em D(0)JF(+1) anomalias negativas estenderam-se desde o Pacífico equatorial oeste até a América Central e ATN sendo flanqueadas ao norte e sul por anomalias positivas por toda a extensão. Para os três modelos, as anomalias de vento zonal enfraqueceram-se em MAM(+1) em relação a D(0)JF(+1).

4. Discussão e Conclusão

Os resultados desse trabalho corroboraram a existência de dois tipos distintos de EN que diferem entre si quanto ao posicionamento longitudinal das ATSM positivas no Pacífico, e sua propagação longitudinal. Para o tipo EP, as ATSM positivas estenderam-se ao longo do equador desde a costa oeste da América do Sul até a parte central do Pacífico, e para o tipo CP tais anomalias foram localizadas na região central do Pacífico equatorial entre 160°E e 120°W e estenderam-se para as regiões subtropicais de ambos os hemisférios. Consistente com os resultados de Kao e Yu (2009), as análises dos dados observados mostraram que no caso do evento do tipo EP ocorreu uma propagação para oeste das ATSM até a fase madura quando estas permaneceram confinadas nas partes, central e leste do Pacífico. Para os eventos EN CP, as ATSM mais intensas ocorreram no Pacífico equatorial central no início do evento, propagaram-se para leste até SON(0), e a partir de OND(0), retraíram-se novamente para o setor central do Pacífico, em consonância com os resultados de Ashok *et al.* (2007).

Dentre os modelos considerados no presente trabalho, os mesmos foram capazes de reproduzir algumas características observadas dos dois tipos de EN, como o posicionamento das máximas ATSM positivas e frequência dos eventos. Consistente com os resultados de Rocha *et al.* (2014), considerando-se o número de eventos, pode-se dizer que a frequência de EN nos HadGEM2-ES e CNRM-CM5 é similar às observações, enquanto o MPI-ESM-LR subestimou o número de anos EN. Ainda, os modelos simularam com mais acurácia as características espaciais do EN EP do que as do tipo CP (Fig. 3). Este aspecto é consistente com os resultados de Kim e Yu (2012) que consideraram diversos modelos do CMIP3 e CMIP5 e encontraram coeficientes de correlações espaciais médios para os modelos do CMIP5 de 0,82 e 0,71, e para os modelos do CMIP3 de 0,75 e 0,62 para os tipos EP e CP, respectivamente. Quando consideramos os modelos individualmente, similar aos resultados encontrados por Kim e Yu (2012), o modelo CNRM-CM5 foi o que mostrou a maior correlação entre os padrões de evolução espaço-temporal das ATSM observados e simulados para os eventos EN EP, seguido pelo modelo HadGEM2-ES. Kim e Yu (2012) encontraram que dentre os modelos do CMIP5, o

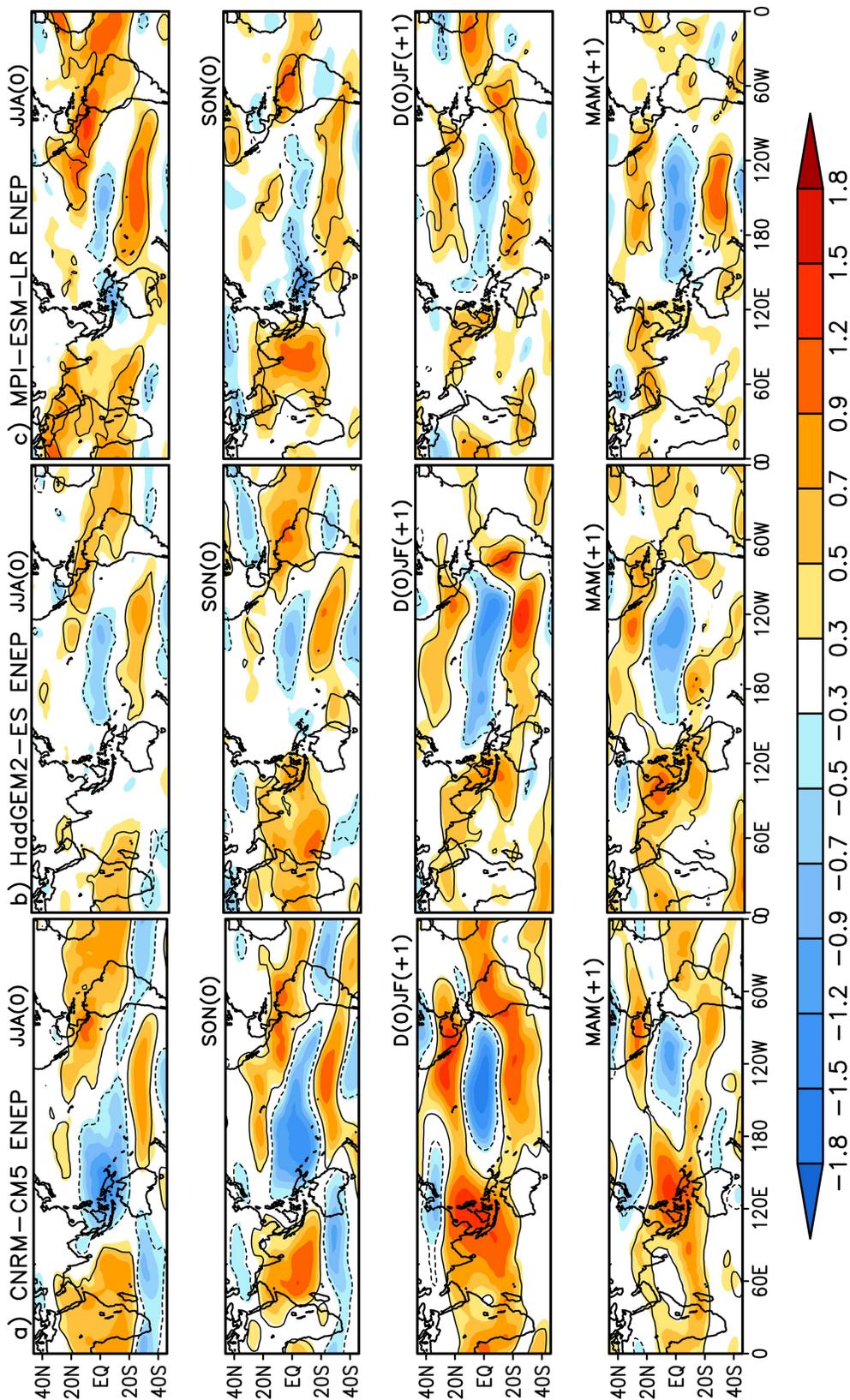


Figura 11 - Composições sazonais de anomalias normalizadas do vento zonal em 200 hPa de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN EP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo HadGEM2-ES; c) modelo MPI-ESM-LR. Sombreados em vermelho (azul) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) definem as regiões com valores positivos (negativos) significativos ao nível de confiança de 95%.

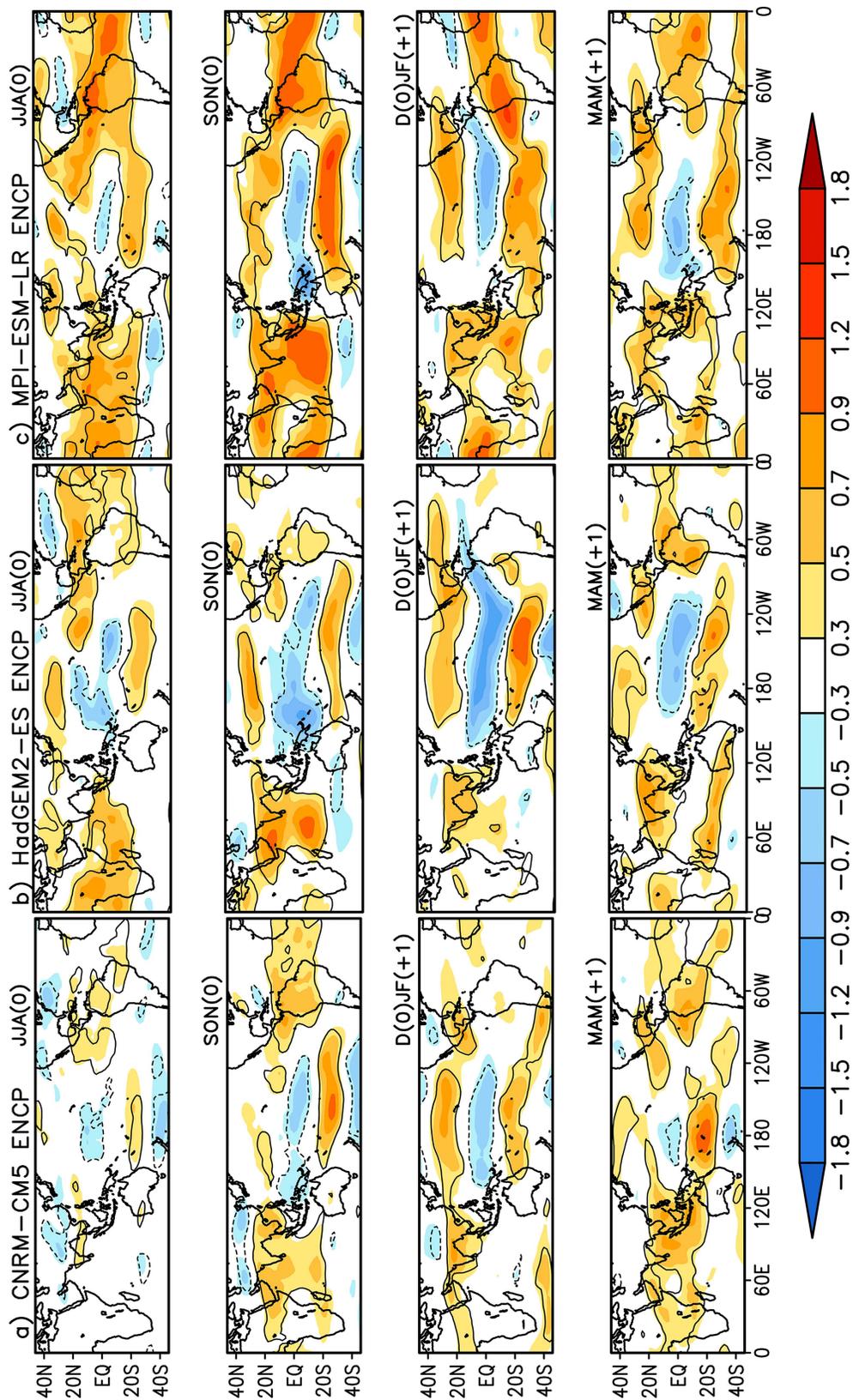


Figura 12 - Composições sazonais de anomalias normalizadas do vento zonal em 200 hPa de JJA (0) a MAM (+1) para os eventos de EN CP: a) modelo CNRM-CM5; b) modelo CNRM-CM5; c) modelo HadGEM2-ES; d) modelo MPI-ESM-LR. A convenção gráfica é a mesma da Figura 11.

CNRM-CM5 foi o que melhor representou os padrões espaciais para cada tipo de EN, com coeficientes de correlações espaciais de 0,9 para o tipo EP e 0,78 para o tipo CP.

Em relação aos impactos na precipitação da América do Sul, pode-se dizer que durante os anos de EN EP o padrão de anomalias foi similar ao esperado para anos de EN canônico, com precipitação acima da normal no sudeste/sul e abaixo da normal em grande parte do norte/nordeste durante D(0)JF(+1). Esses resultados são consistentes com estudos anteriores sobre o impacto do EN canônico na precipitação deste continente (Ropelewski e Halpert, 1987; Grimm, 2003). Ropelewski e Halpert (1987) encontraram um padrão dipolar de precipitação sobre a América do Sul durante um EN canônico com um decréscimo de precipitação sobre o nordeste de julho (ano 0) até março (ano +1) e um aumento sobre o sudeste de novembro (ano 0) até fevereiro (ano +1). Grimm (2003) notou um aumento da precipitação no sul do Brasil e uma diminuição no norte do País durante o verão austral. Consistente com esses resultados, Coelho *et al.* (2002), analisando a correlação entre a precipitação e a ATSM do Pacífico Tropical, encontraram maiores valores entre dezembro (ano 0) e maio (ano +1), sendo negativos sobre o NEB, extremo noroeste do Brasil e na Bolívia e positivos sobre o norte do Peru, centro e sul do Brasil e norte da Argentina. Por outro lado, a precipitação abaixo da média no NEB para o EN EP durante o outono austral é resposta ao gradiente anômalo inter-hemisférico no Atlântico Tropical, responsável pelos movimentos subsidentes sobre essa região. Esses movimentos resultam do acoplamento local oceano-atmosfera associado ao gradiente de TSM anômalo responsável pelo posicionamento também anômalo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), considerado por muitos autores (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981) como o principal modulador de precipitação sobre o NEB. Os eventos EN causam uma redução da precipitação em quase toda a América do Sul tropical durante o verão (DJF), mas diferem em intensidade entre os EN EP e CP. Os compostos de CP e EP durante essa estação mostram configurações similares às obtidas por Tedeschi *et al.* (2013), que ilustraram um (a) maior aumento (diminuição) de precipitação no sudeste (norte) da América do Sul durante o EN EP do que no EN CP. Durante o outono (MAM) de anos CP, ocorreu uma pequena, mas significativa, redução da precipitação no norte da região Amazônica. Um aumento da precipitação (não significativo) ocorreu na parte central e leste da América do Sul, que pode estar associado com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no início do outono, enquanto que anomalias negativas no norte do nordeste e norte da América do Sul podem estar associadas a ZCIT, que pode afetar o norte do NEB.

De modo geral, na fase madura do ENEP [D(0)JF(+1)], os modelos CNRM-CM5 e HadGEM2-ES

simularam o regime de dipolo para a precipitação na América do Sul com anomalias positivas (negativas) de chuva sobre as porções sul e sudeste (norte e noroeste). Entretanto, ambos reduziram consideravelmente a precipitação sobre o NEB. O modelo MPI-ESM-LR representou a redução de chuva sobre a porção norte, porém não simulou o (a) aumento (diminuição) de chuva no sul e sudeste (noroeste) da América do Sul. Para esse modelo, o posicionamento do jato subtropical em altos níveis mais ao norte favoreceu os máximos de precipitação na porção central-oeste do continente. Em relação ao EN CP para esse mesmo trimestre, os três modelos representaram o aumento (redução) de precipitação no sul e sudeste (norte) da América do Sul. Entretanto, os modelos HadGEM2-ES e MPI-ESM-LR, contrário ao observado, reduziram o índice pluviométrico sobre o NEB. Tal redução das chuvas está associada ao aumento da TSM no ATN. Consistente com estudos anteriores, a combinação de ATSM positivas no Pacífico com a ocorrência de ATSM positivas sobre o ATN, reforça o efeito de reduzir a precipitação sobre o NEB, uma vez que a ZCIT fica posicionada mais ao norte nestas condições.

Os resultados da presente análise indicaram que os três modelos considerados do CMIP5 conseguiram simular as principais diferenças entre os padrões de evolução da TSM dos dois tipos de EN. Ressaltando-se que o modelo CNRM-CM5 foi o que melhor representou tais diferenças. Por outro lado, o impacto na precipitação sobre a América do Sul, foi melhor representado durante a fase madura do evento. Assim, apesar dos modelos representarem a frequência e evolução espaço-temporal dos dois tipos de EN, seus impactos na precipitação da América do Sul não são bem simulados. Tedeschi e Collins (2016) concluíram que, o problema em simular as diferentes influências na precipitação da América do Sul associadas a diferentes tipos de EN, não ocorre apenas porque modelos acoplados têm dificuldade em simular diferentes tipos de EN (Ham e Kug, 2012; Kug *et al.*, 2012; Xu *et al.*, 2014), mas também pelos erros na representação dos padrões de teleconexões em resposta ao EN. Estudos anteriores mostraram que a precipitação na América do Sul é afetada nos trópicos por variações na circulação de Walker associadas aos diferentes tipos de EN (Rodrigues *et al.*, 2011; Tedeschi *et al.*, 2013; 2015; Andreoli *et al.*, 2017) e nos extratropicais por modificações nos trens de ondas no Pacífico equatorial e nas variações da intensidade do fluxo de umidade sobre o continente (Tedeschi *et al.*, 2013; 2014; Andreoli *et al.*, 2017). Aqui as diferenças entre os padrões de precipitação simulados na região equatorial da América do Sul são explicadas por mudanças na circulação de Walker sobre o continente, discutidas através dos campos de PNM. Ainda, nos trópicos, variações na intensidade dos jatos em baixos níveis, que estão associadas com um maior transporte de umidade para a região sul e sudeste da América do Sul favorecendo o aumento da

precipitação nessa região e as variações no posicionamento do jato subtropical em altos níveis explicam em parte as mudanças nos padrões de precipitação entre os modelos estudados.

Agradecimentos

Os autores agradecem os dois revisores pelas sugestões e comentários que contribuíram para o aprimoramento do artigo. O primeiro autor agradece o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudo recebida. Os segundo e terceiro autores agradecem o CNPq pelo apoio financeiro recebido através dos processos números 305942/2015-8 e 302322/2017-5, respectivamente.

Referências

- 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.
- ALEXANDER, M.; BLADE, I.; NEWMAN, M.; LANZANTE, J.; LAU, N.; SCOTT, J. The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. **Journal of Climate**, v. 15, n.16, p. 2205-2229, 2002.
- ANDREOLI, R.V.; OLIVEIRA, S.S.; KAYANO, M.T.; VIEGAS, J.; SOUZA, R.A.F.; CANDIDO, L.A. The influence of different El Niño types on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 37, n.3, p. 1374-1390, 2017.
- ARKIN, P. A. The relationship between interannual variability in the 200 mb tropical wind field and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 110, n.10, p. 1393-1404, 1982.
- ASHOK, K.; BEHERA, S.K.; RAO, S.A.; WENG, H.; YAMAGATA, T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. C11, p. C11007, 2007.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 2, p. 163-172, 1969.
- BRITO, A.S. **El Niño and El Niño Modoki impacts on South American rainfall**. MSc Dissertation, The University of New South Wales, Sydney, Australia. 2011.
- CAPOTONDI, A.; WITTENBERG, A.; MASINA, S. Spatial and temporal structure of Tropical Pacific interannual variability in 20th century climate simulations. **Ocean Modeling**, v. 15, n. 3-4, p. 274-298, 2006.
- 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, n. 3, p. 185-197, 2002.
- COLLINS, W.J.; BELLOUIN, N.; DOUTRIAUX-BOUCHER, M.; GEDNEY, N.; HALLORAN, P.; HINTON, T.; ET AL. Development and Evaluation of an Earth System Model HadGEM2. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 4, p. 1051-1075, 2011.
- DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. Inter ENSO variability and its influence over the South American Monsoon System. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 167-171, 2006.
- GUILYARDI, E. El Niño-mean sate-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. **Climate Dynamics**, v. 26, n. 4, p. 329-348, 2006.
- GUILYARDI, E.; BELLENGER, H.; COLLINS, M.; FERRETT, S.; CAI, W.; WITTENBERG, A. A first look at ENSO in CMIP5. **CLIVAR Exchanges**, v. 17, n. 58, p. 29-32, 2012.
- GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.
- GRIMM, A.M.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.13, n. 1, p. 35-58, 2000.
- GRIMM, A.M.; FERRAZ, S.E.T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880. 1998.
- HAM, Y.G; KUG, J.S. How well do current climate models simulate two types of El Niño? **Climate Dynamics**, v. 39, n. 1-2, p. 383-398, 2012.
- HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the Tropical Americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202-215, 1976.
- HASTENRATH, S.; HELLER L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 435, p.77-92, 1977.
- HILL, K.J.; TASCHETTO, A.S.; ENGLAND, M.H. South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 19, p. L19702, 2009.
- HILL, K.J.; TASCHETTO, A.S.; ENGLAND, M.H. Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 1, p. L01701, 2011.
- HOREL, J.D., KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. Atmospheric conditions in the Atlantic sector during 1983 and 1984. **Nature**, v.322, p. 248-251, 1986.
- KAO, H.Y.; YU, J.Y. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. **Journal of Climate**, v. 22, n.3, p. 615-632, 2009.
- KAYANO, M.T.; RAO, V.B.; MOURA, A.D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v.8, n. 5, p. 477-488, 1988.
- KILADIS, G.; DIAZ, H.F. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 9, p. 1069-1090, 1989.
- KIM, S.T.; YU, J.Y. The Two Types of ENSO in CMIP5 Models. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 11, p. L11704, 2012. doi:10.1029/2012GL052006.
- KOUSKY, V.E., KAYANO, M.T., CAVALCANTI, I.F.A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, n. 5, p. 490-504, 1984.

- KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1143. 1994.
- KUG, J.S.; SOORAJ, K.P.; KIM, D.; KANG, I.S.; JIN, F.F.; TAKAYABU, Y.N. et al. Simulation of state-dependent high frequency atmospheric variability associated with ENSO. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 5, p. 635-648. 2009.
- KUG, J.S.; HAM, Y.G.; LEE, J.Y.; JIN, F.F. Improved simulation of two types of El Niño in CMIP5 models. **Environmental Research Letters**, v. 7, n. 3, p. 034002, 2012.
- LARKIN, N.K.; HARRISON, D.E. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 13, p. L13705, 2005.
- 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.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C.R.; FU, R.; BERBERY, E.H.; CHAO, W.C.; CHEN, T.-C.; COOK, K.; DIAZ, A.F. G.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A.M.; KOUSKY, V.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J.D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A.W.; SETH, A.; VERA, C.S.; ZHOU, J. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American Monsoon. **Meteorologica**, v. 27, p. 3-30. 2002.
- PANOFSKY, H.A.; BRIER, G. W. **Some applications of Statistics to Meteorology**. 1st. ed. Florida: University Park, 1968, 224 p.
- PASCOLINI-CAMPBELL, M.; ZANCHETTIN, O.; BOTHE, O.; TIMMRECK, C.; MATEI, D.; JUNGCLAUS, J.H.; GRAF, H.F. Toward a record of central Pacific El Niño Events since 1880. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 119, n. 1-2, p. 379-389. 2015.
- PISCIOTTANO, G.J.; DIAZ, A.F.; CAZES, G.; MECHOSO, C. R. El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. **Journal of Climate**, v. 7, n. 8, p. 1286-1302, 1994.
- POKHREL, Y. N.; FAN, Y.; MIGUEZ-MACHO G. Potential Hydrologic Changes in the Amazon by the end of 21st Century and the Groundwater Buffer. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 8, p. 084004, 2014.
- RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-90, 1990.
- RASMUSSEN, E.M.; CARPENTER, T.H. Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354-384, 1982.
- REN, H.L.; JIN, F.F. Niño indices for two types of ENSO. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, p. L04704, 2011.
- ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S.; DUTRA, L.M.M.; LLOPART, M.P.; COPPOLA, E. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of Reg CM4 for South America-CORDEX domain. **Climate Change**, v. 125, n. 1, p. 95-109, 2014.
- RODRIGUES, R.R.; HAARSMA, R.J.; CAMPOS, E.J.D.; AMBRIZZI, T. The impacts of Inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p.3401-3422, 2011.
- ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El-Niño Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626. 1987.
- ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the high index phase of Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 3, p. 268-284. 1989.
- RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. **Proceedings of the Second Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG**, Monterey, October 2004, EUMETSAT, ISBN 92-9110-070-6, ISSN 1727-432X, 231-247. 2005.
- SCHNEIDER, U.; BECKER, A.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; ZIESE, M.; RUDOLF, B. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 115, n. 1-2, p. 15-40, 2014.
- SILVA, G.A.M.; AMBRIZZI, T. Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer - two case studies. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 283-287, 2006.
- SILVA, G.A.M.; AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over Southeastern South America and extratropical cyclones behavior during inter-El Niño events. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 3-4, p. 303-310, 2010.
- SILVA, G.A.M.; AMBRIZZI, T; MARENGO, J.A. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 2, p. 645-657, 2009.
- SILVA, G.A.M.; DRUMOND, A ; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 106, n. 3, p. 307-319, 2011.
- SMITH, T.M.; REYNOLDS, R.W.; PETERSON, T.C.; LAW-RIMORE, J. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p.2283-2296. 2008.
- STEVENS, B.; GIORGETTA, M.; ESCH, M.; MAURITSEN, T.; CRUEGER, T.; RAST, S.; et al. Atmospheric component of the MPI-M Earth system model: ECHAM6, **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 5, n. 2, p. 146-172, 2013.
- TASCHETTO, A.S.; ENGLAND, M.H. El Niño Modoki impacts on Australian Rainfall. **Journal of Climate**, v. 22, n. 11, p. 3167-3174. 2009.
- TASCHETTO, A.S.; SEN GUPTA, A.; JOURDAIN, N.C.; AGUS-SANTOSO, A.; UMMENHOFER, C.C.; ENGLAND, M.H. Cold tongue and warm pool ENSO events in CMIP5: mean state and future projections. **Journal of Climate**, v. 27, n. 8, p. 2861-2885, 2014.

- TAYLOR, K.E.; STOUFFER, R.J.; MEEHL, G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 4, p. 485-498, 2012.
- TEDESCHI, R.; CAVALCANTI, I.F.A.; GRIMM, A.M. Influences of two types of ENSO on South American Precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 6, p. 1382-1400, 2013.
- TEDESCHI, R.G.; COLLINS, M. The influence of ENSO on South American precipitation during austral summer and autumn in observations and models. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 2, p. 618-635, 2016.
- TEDESCHI, R.G.; GRIMM, A.M.; CAVALCANTI, I.F.A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2045-2064, 2015.
- VOLDOIRE, A.; SANCHEZ-GOMEZ, E.; SALAS Y MELIA, D.; DECHARME, B.; CASSOU, C.; SENESI, S.; et al. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 9, p. 2091-2121, 2013.
- XU, K.; SU, J.Z.; ZHU, C.W. The natural oscillation of two types of ENSO events based on analyses of CMIP5 model control runs. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 4, p. 801-813, 2014.
- YANG, C.; GIESE, B.S. El Niño Southern Oscillation in an ensemble ocean reanalysis and coupled climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, n. 9, 4052-4071, 2013.
- YEH, S.W.; KUG, J.S.; DEWITTE, B.; KWON, M.H.; KIRTMAN, B.P.; JIN, F.F. El Niño in a changing climate. **Nature**, v. 461, p. 511-514, 2009.
- YIN, L.; FU, R.; SHEVILAKOVA, E.; DICKINSON, R.E. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 3127-3143, 2013.
- YU, J.Y.; KIM, S.T. Identification of central-Pacific and eastern-Pacific types of ENSO in CMIP3 models. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n.15, p. L15705, 2010.
- YU J.Y.; KIM S.T. Identifying the types of major El Niño events since 1870. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2105-2112, 2013.
- ZHOU, J.; LAU, K.M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020-1040, 1998.
- ZHOU, J.; LAU, K.M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 13, p. 1623-1644, 2001.

Endereços de Internet

- Extended Reconstructed Sea Surface Temperature data set. Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v4.html>.
- GPCC Precipitation data set. Disponível em: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>
- CMPI5 data set: <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.