

Universidade do Estado do Amazonas
Escola Superior de Tecnologia
Curso de Bacharelado em Meteorologia

Tabata Lauhanda Bastos de Macêdo

**OS DIFERENTES TIPOS DE EL NIÑO E SEUS IMPACTOS NA
PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Manaus
Março de 2023

TABATA LAUHANDA BASTOS DE MACÊDO

**OS DIFERENTES TIPOS DE EL NIÑO E SEUS IMPACTOS NA
PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Trabalho de Conclusão de curso apresentado para obtenção do grau de bacharel em Meteorologia no curso de Bacharelado em Meteorologia da Universidade do Estado do Amazonas, UEA.

Orientadora: Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza.

Manaus

Março de 2023

Tabata Lauhanda Bastos de Macêdo

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Coordenação de Meteorologia da Universidade do Estado do Amazonas, como um dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Tabata Lauhanda Bastos de Macêdo

Tabata Lauhanda Bastos de Macêdo

Data de aprovação: Manaus/AM, 28/03/2022

BANCA EXAMINADORA

Rita Valéria Andreoli de Souza

Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza

(**Orientadora** – Universidade do Estado do Amazonas)

Jaidete Monteiro de Souza

Dra. Jaidete Monteiro de Souza

(**Professora** – Universidade do Estado do Amazonas)

Rodrigo Souza

Dr. Rodrigo Augusto Ferreira de Souza

(**Professor** – Universidade do Estado do Amazonas)

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).
Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade do Estado do Amazonas.

M141o Macêdo, Tabata Lauhanda Bastos de
d Os diferentes tipos de El Niño e seus impactos na
precipitação sobre a América do Sul / Tabata Lauhanda
Bastos de Macêdo. Manaus : [s.n], 2023.
64 f.: color.; 30 cm.

TCC - Graduação em Meteorologia - Bacharelado -
Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2023.

Inclui bibliografia

Orientador: Rita Valéria Andreoli de Souza

1. El Niño. 2. América do Sul. 3. Diferentes. 4.
Precipitação. 5. Anomalia. I. Rita Valéria Andreoli de
Souza (Orient.). II. Universidade do Estado do Amazonas.
III. Os diferentes tipos de El Niño e seus impactos na
precipitação sobre a América do Sul

Elaborado por Jeane Macelino Galves - CRB-11/463

Dedico este trabalho ao meu pai, Sérgio Ricardo (in memoriam), que sempre prezou pela minha educação e hoje me acompanha de longe.

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial, à minha mãe Rejane e minha irmã Abigail. Aos grandes amores da minha vida, minhas gatinhas, Gertrudes, Bigode, Márcia, Pink, Samantha e Araci, e as cadelinhas Dolly e Yuna.

À minha grande pequena amiga Laura laura.

À professora Dra. Rita Andreoli, pela orientação, compreensão e paciência durante a produção deste trabalho.

Aos meus amigos da famosa B09 Saurah, Sarister, Djanir, Josy, Hanna (que todos os dias levava comida para todos), Mike e Marcos, pelas brincadeiras, bagunças, paciência e suporte.

Aos meus amigos do El Clássico, em especial, à Sayuri e meu brother Carlos Eduardo, por todas as palavras, conversas e apoio.

Aos meus amigos do CLIAMB, Itamara e Jean, por toda a ajuda e explicações sempre que precisei.

Aos demais professores do curso de meteorologia da UEA, em especial, Prof. Rodrigo e Profa. Jaidete, por todos os conselhos e conversas.

Por último, mas não menos importante, a todas as pessoas que direta ou indiretamente colaboraram para a conclusão do meu trabalho.

RESUMO

O presente trabalho busca caracterizar as diferenças entre os padrões de anomalia da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) associados a diversidade da fase positiva (El Niño – EN) do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS), bem como, avaliar seus impactos na precipitação sobre a América do Sul. Para isso, os anos de eventos El Niño foram selecionados dentro do período de 1950-2019, e classificados de acordo com sua intensidade (El Niño Forte), localização (El Niño Modoki e Canônico) e tempo de duração (El Niño Sucessivo). Em seguida, foram feitas as análises de composições e diferenças de composições sazonais para as anomalias de Temperatura da Superfície do Mar, precipitação, Velocidade Potencial e Função Corrente em 200 hPa, Ômega em 500 hPa e fluxo de umidade integrado verticalmente e sua divergência. Composições de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar reproduzem as características associadas ao método de seleção dos eventos, e mostram que, em relação à média de todos os eventos, os El Niño fortes apresentam uma intensificação do gradiente de Temperatura da Superfície do Mar leste-oeste sobre o Pacífico Equatorial, desde sua fase inicial até o seu decaimento, os eventos El Niño Modoki apresentam um resfriamento sobre o Pacífico leste, enquanto os El Niño Canônicos não mostraram características distintas do comportamento médio das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar sobre o Pacífico tropical e os eventos El Niño Sucessivos revelam um enfraquecimento do El Niño ao longo de sua evolução, exceto no inverno austral. As diferenças nos padrões de evolução dos El Niños influenciam diferentemente a precipitação sazonal sobre a América do Sul. Para El Niños fortes ocorre uma intensificação das anomalias positivas em resposta ao evento, enquanto sobre as regiões afetadas por uma diminuição das chuvas, mudanças na intensidade ou posicionamento dos centros de anomalias de precipitação são observados. Para El Niños Modoki maiores variações ocorrem na região tropical com o enfraquecimento da resposta típica ao El Niño, enquanto para eventos El Niño sucessivos é observado um enfraquecimento das anomalias negativas/positivas típicas em resposta ao El Niño. Essas mudanças nos padrões de anomalias de precipitação estão associadas a diferenças nos padrões de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar relacionadas aos diferentes tipos de El Niño, que afetam as intensidades da circulação de Walker e das ondas de Rossby, que modulam a circulação regional.

Palavras-chave: Diferentes tipos de El Niño, El Niño-Oscilação Sul, anomalias de precipitação, América do Sul.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de El Niño na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: NOAA/Climate.22
- Figura 2: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de La Niña na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: NOAA/Climate.23
- Figura 3: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de El Niño Canônico (esquerda) e El Niño Modoki (direita) na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: Adaptado de JAMSTEC (Japan Agency For Marine-Earth Science and Technology).....24
- Figura 4: Representação tempo versus longitude das anomalias de TSM para eventos Multianuais (a) e Anuais (b). Regiões com cores mais intensas indicam TSM de valores anômalos mais altos. Fonte: Tokinaga et al., 2019.....25
- Figura 5: Fluxograma apresentando a metodologia da monografia.30
- Figura 6: Regiões do Niño. Fonte: NOAA31
- Figura 7: Composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%. ...36
- Figura 8: Composições sazonais de anomalias de precipitação para todos os eventos. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.36
- Figura 9: Composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.38
- Figura 10: Composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos

(pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.38

Figura 11: Composições sazonais de anomalias normalizadas de Função corrente (200 hPa) para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.39

Figura 12: Composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para todos os eventos. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%. ...40

Figura 13: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como Fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.41

Figura 14: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como fortes. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.42

Figura 15: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.43

Figura 16: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ω (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.43

Figura 17: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos

(negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.44

Figura 18: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como fortes. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.45

Figura 19: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.46

Figura 20: Diferenças de composições sazonais de anomalias precipitação para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.46

Figura 21: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.48

Figura 22: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.48

Figura 23: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Modoki. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.49

Figura 24: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao

vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.50

Figura 25: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como EP ou Canônico. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.50

Figura 26: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%. ...51

Figura 27: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível e confiança de 90%.52

Figura 28: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.52

Figura 29: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Canônico. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.53

Figura 30: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.54

Figura 31: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados do verde claro

ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.54

Figura 32: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.55

Figura 33: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%. ...56

Figura 34: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%. ...56

Figura 35: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Sucessivos. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Critérios para classificação quanto à intensidade do fenômeno ENOS.....31

Tabela 2: Classificação dos eventos El Niño quanto à intensidade (Forte), posicionamento (Modoki e Canônico) e tempo de duração (Sucessivos), para o período de 1950 a 2019.34

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS – América do Sul
AT – Atlântico Tropical
ATN – Atlântico Tropical Norte
ATS – Atlântico Tropical Sul
ATSM – Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
CP – Central Pacific
DJF – Dezembro-Janeiro-Março
EN – El Niño
ENOS – El Niño-Oscilação Sul
EP – East Pacific
ERSST – Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
GPCC – Global Precipitation Climatology Centre
IOS – Índice Oscilação Sul
JJA – Junho-Julho-Agosto
MAM- Março-Abril-Maio
NCEP – National Centers of Environmental Prediction
NCAR – National Center for Atmospheric Research
NEB – Nordeste Brasileiro
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
ODP – Oscilação Decenal do Pacífico
OMA - Oscilação Multidecadal do Atlântico
OS – Oscilação Sul
ONI – Oceanic Niño Index
PNM – Pressão Média ao Nível do Mar
SON – Setembro-Outubro-Novembro
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

X – Velocidade Potencial

Ψ – Função Corrente

ω – Ômega

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	17
2. OBJETIVOS.....	19
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1. El Niño – Oscilação Sul.....	20
3.2. Efeitos do El Niño sobre precipitação da América do Sul	25
4. MATERIAIS E MÉTODOS	29
4.1. Dados.....	29
4.2. Metodologia.....	29
5. RESULTADOS	34
5.1. Composições sazonais para El Niño.....	34
5.2. Eventos Fortes	40
5.3. Eventos Modoki.....	45
5.4. Eventos Canônicos	49
5.5. Eventos Sucessivos	53
6. CONCLUSÕES.....	58
7. REFERÊNCIAS	60

1. INTRODUÇÃO

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é classificado como um fenômeno acoplado oceano-atmosfera de grande escala que ocorre no Oceano Pacífico Equatorial e que apresenta considerável importância, visto que, possui grande influência sobre a variabilidade climática da América do Sul (AS). Desde o estudo pioneiro de Gilbert Walker, em 1924, que introduziu o trabalho sobre as teleconexões atmosféricas e posteriormente, em 1939, documentou uma possível relação entre o aquecimento anômalo no Pacífico Equatorial e secas no nordeste brasileiro, muitos estudos, vêm sendo realizados na tentativa de entender os mecanismos que causam as anomalias climáticas na América do Sul, com o intuito de melhorar as previsões climáticas da anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e precipitação. Os trabalhos que abordam e revisitam os estudos acerca do ENOS, mostram que este fenômeno causa anomalias na TSM, que por sua vez, causam mudanças na circulação geral da atmosfera impactando o clima a nível global.

O ENOS é um modo natural do sistema acoplado oceano-atmosfera, que apresenta flutuações irregulares de 2 a 7 anos entre suas fases quente (El Niño) e fria (La Niña) sobre a região do Oceano Pacífico Equatorial (Kousky et al., 1984), que são acompanhadas de enfraquecimento dos ventos alísios durante anos de El Niño (EN) e fortalecimento em anos de La Niña (Philander et al., 1983). Seus maiores impactos ocorrem sobre a precipitação e temperatura do ar. Particularmente, sobre a AS, estudos anteriores mostram que, de modo geral, durante o EN a convecção é inibida sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), devido ao deslocamento da Circulação de Walker para leste, posicionando seu ramo descendente sobre essa região (Ropelewski e Halpert, 1987; Barreto, 2009; Cai et al., 2020). Ainda, o evento EN causa chuvas acima da média no sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina, favorecida por um jato subtropical anormalmente forte neste mesmo setor e por um jato de baixos níveis intensificado sobre a AS (Grimm et al., 1998; Zhou e Lau, 2001).

No entanto, estudos recentes têm documentado que as anomalias na TSM relacionadas ao ENOS podem apresentar diferentes características em relação ao posicionamento, intensidade e tempo de duração (Tedeschi et al., 2013; Andreoli et al., 2017; Cai et al., 2020). Recentemente, Cai et al. (2020) mostraram os impactos climáticos causados pela diversidade ENOS sobre a AS, considerando características

do evento que estão associadas ao posicionamento e intensidade das máximas anomalias. Em relação ao posicionamento, quando as máximas anomalias de TSM estão localizadas sobre o Pacífico Leste o evento é denominado EN do Pacífico Leste - (EP) ou EN Canônico (Bjerknes, 1969), e quando as máximas anomalias situam-se no Pacífico central o evento é denominado EN do Pacífico Central - (CP) (Kao and Yu, 2009) ou Modoki (Ashok et al., 2007). Padrões distintos de anomalias de precipitação sobre a AS estão associados a estes dois tipos de El Niño, de modo que a escassez de chuvas no norte/nordeste e excesso no sudeste é mais acentuada para o EN EP do que EN CP (Cai et al., 2020). Além disso, trabalhos recentes mostram que a duração do evento El Niño pode ser importante na avaliação do seu impacto sobre a AS (Jimenez et al., 2022).

Dessa forma, EN demonstra ter impactos diferentes sobre a precipitação na AS, que acarretam em impactos nos setores ambientais e socioeconômicos. Portanto, é de fundamental importância ter conhecimento acerca das consequências desses eventos nos regimes de precipitação. Dito isso, o presente trabalho busca avaliar as mudanças no padrão de precipitação sobre a AS em resposta ao EN, levando em consideração suas características quanto ao posicionamento, intensidade e tempo de duração.

2. OBJETIVOS

Avaliar as mudanças no padrão de precipitação sobre a AS em resposta aos diferentes tipos de EN no que se refere à sua intensidade, posicionamento e tempo de duração.

Como objetivos específicos têm-se:

- I. Identificar os eventos de EN;
- II. Classificar os EN quanto ao posicionamento, intensidade e tempo de duração;
- III. Encontrar os padrões de precipitação sobre a AS, associados ao EN;
- IV. Avaliar as diferenças nos campos de precipitação e circulação atmosférica em resposta aos diferentes tipos de EN.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. El Niño – Oscilação Sul

Em 1924, o físico-climatologista Gilbert Walker introduziu o termo Oscilação Sul, como um dos modos mais fundamentais de variabilidade interanual da atmosfera (Walker e Bliss, 1930). Em seus estudos, Walker observou acentuadas variações na pressão atmosférica entre as massas de ar nas faixas tropicais e subtropicais dos Oceanos Índico e Pacífico (Leste e Oeste). Essas variações indicavam a presença de uma alta pressão no sudeste do Oceano Pacífico, em resposta à atuação de uma baixa pressão na região da Indonésia. Com o passar do tempo, Walker notou que o enfraquecimento ou intensificação desses sistemas de alta e baixa pressão ocasionava mudanças de tempo em ambas as regiões. As mudanças na intensidade desses sistemas foram então designadas como Oscilação Sul (OS). Assim, a OS é um fenômeno de grande escala caracterizado pela diferença normalizada de pressão (equação 1) entre as regiões de Tahiti (Polinésia Francesa) e Darwin (Austrália), que definem o Índice de OS (IOS). Variações na OS, ocasionam o enfraquecimento ou fortalecimento dos ventos alísios sobre o Oceano Pacífico Equatorial refletindo, ainda, a variabilidade atmosférica das regiões mencionadas.

$$IOS = \frac{(nP_{NM}_{Tahiti} - nP_{NM}_{Darwin})}{\sigma_{mensal}} \quad (1)$$

Equação 1: Cálculo para o Índice de Oscilação Sul.

Na qual, nP_{NM}_{Tahiti} é a pressão média ao nível do mar (PNM) normalizada em Tahiti, nP_{NM}_{Darwin} é a PNM normalizada em Darwin e σ_{mensal} é o desvio padrão, dado pelas seguintes equações respectivamente:

$$nP_{NM} = \frac{(rP_{NM} - mP_{NM})}{\sigma} \quad (2)$$

Equação 2: Cálculo para a Pressão Média ao Nível do Mar normalizada.

$$\sigma = \sqrt{\sum (rP_{NM} - mP_{NM})^2 / N} \quad (3)$$

Equação 3: Cálculo para o desvio padrão.

$$\sigma_{mensal} = \sqrt{\sum(nPNM_{Tahiti} - nPNM_{Darwin})^2/N} \quad (4)$$

Equação 4: Cálculo para o desvio padrão mensal.

Sendo $rPNM$ a PNM observada, $mPNM$ a PNM média climatológica e N o número de meses.

Como resposta ao gradiente zonal de pressão atmosférica, se estabelece uma circulação zonal sobre a região equatorial conhecida como Circulação de Walker, que apresenta movimentos descendentes no Pacífico Central/Ocidental (região de alta pressão) e movimentos ascendentes sobre o Pacífico oeste e região continental marítima com ventos de leste próximos à superfície, também conhecidos por ventos alísios, e nos altos níveis, ventos com direção oeste-leste. É interessante mencionar que o termo “Circulação de Walker” foi designado pelo meteorologista Jacob Bjerknes em homenagem ao seu descobridor, Gilbert Walker.

Bjerknes (1966; 1969) entendeu que o oceano constitui o segundo maior fator que define o clima global e, que por sua vez, modula as variações no IOS. Nesse contexto, propôs que variações na TSM sobre o Pacífico tropical implicam em mudanças na circulação atmosférica, demonstrando assim o acoplamento entre a OS e variações de TSM. A esse acoplamento definiu-se o fenômeno do tipo oceano-atmosfera como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), de modo que o IOS passa a ser um indicador do estabelecimento do fenômeno ENOS (Aceituno, 1992).

O evento ENOS possui episódios quentes (El Niño) e frios (La Niña) determinados quando o IOS for negativo e positivo, respectivamente. Assim, os padrões anômalos da circulação, referentes ao episódio de El Niño (EN), estarão associados ao enfraquecimento dos sistemas de alta (baixa) pressão sobre Tahiti (Darwin) e um deslocamento para leste da circulação de Walker. O movimento ascendente anômalo sobre o Pacífico Equatorial Central e leste decorre em virtude da convecção estabelecida pelo aquecimento das águas no Pacífico Leste, e o movimento descendente em outras regiões incluindo o Nordeste Brasileiro (NEB).

Ainda, durante o EN, com o enfraquecimento dos ventos alísios decorrente dos sistemas anômalos de pressão sobre o Pacífico Tropical Leste e Oeste, baixa e alta, respectivamente, ocorre o acúmulo de águas mais aquecidas sobre o Pacífico Tropical

Leste de tal modo, que, com o passar do tempo aumentam a temperatura da superfície oceânica e aprofundam a termoclina (Frumento et. al, 2014). O deslocamento para leste das águas mais aquecidas resulta em grandes mudanças na circulação atmosférica global. Além disso, durante seu desenvolvimento, o EN apresenta uma expansão do aquecimento em torno de 5°N e 5°S, aprofundando ainda mais a termoclina, e inibindo o movimento de ressurgência das águas mais frias até a superfície. Como resposta ao aquecimento, ocorre uma circulação atmosférica anômala e movimentos convectivos se estabelecem próximos à costa Peruana como apresentado na Figura 1.

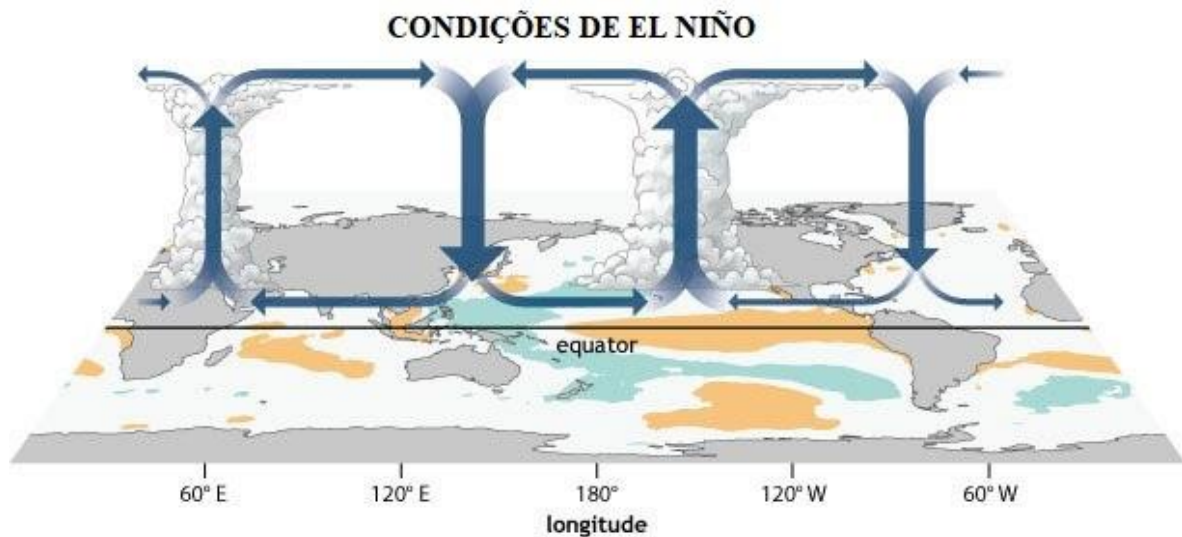


Figura 1: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de El Niño na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: NOAA/Climate.

Já a fase negativa (La Niña) do evento, ocorre devido à intensificação do sistema de alta pressão, fortalecendo os alísios sobre o Pacífico Equatorial e a subsidência de ar seco e frio das camadas superiores sobre o Oceano Pacífico Leste, de tal modo, que as águas mais aquecidas ficam retidas sobre a região do Pacífico oeste, mantendo a termoclina profunda nessa região, enquanto o afloramento das águas mais profundas (fenômeno da ressurgência) ocorre de forma intensificada na região costeira do Chile e Peru (Wu et al., 2019). O acúmulo das águas mais aquecidas no Pacífico Oeste gera evaporação e conseqüentemente movimentos ascendentes nessa região, que por sua vez geram nuvens de chuva. Nessas condições, a Circulação de Walker torna-se mais intensa (Figura 2). Para ambas as fases do evento (quente e fria), as condições dinâmicas da atmosfera podem durar de

10 a 18 meses e dependem do posicionamento, bem como da intensidade e tempo de duração do evento (Wang et al., 2019).

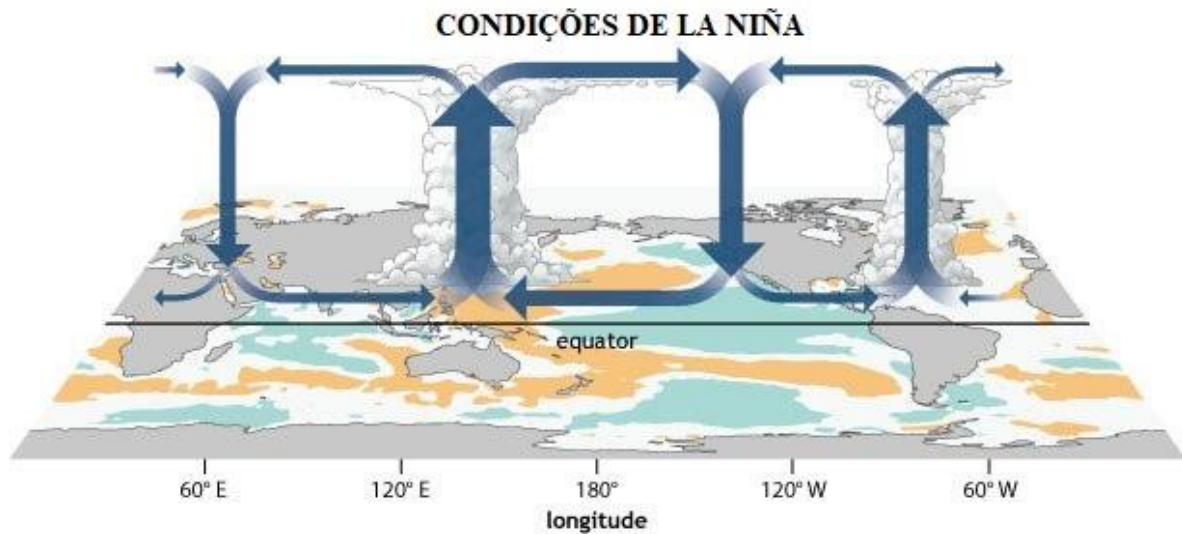


Figura 2: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de La Niña na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: NOAA/Climate.

No início dos anos 2000, começaram a surgir estudos que reconheciam a existência de dois tipos distintos de EN, em que as localizações das anomalias positivas de TSM sobre o Pacífico Equatorial apresentavam diferenças entre si (Wang e Weisberg, 2000). Para o aquecimento da TSM concentrado nas regiões de águas mais frias no Pacífico Leste, definiu-se um EN Leste ou Canônico, com características similares às descritas anteriormente, enquanto para o aquecimento máximo sobre o Pacífico Equatorial Central, definiu-se o evento como EN Central ou Modoki, que no japonês significa “similar, porém diferente”. Ashok et al., (2007) caracterizaram o EN Canônico como aquele em que as anomalias positivas de TSM se estendem do Pacífico Equatorial central até o leste em direção à costa oeste da AS, e que são associados a movimentos ascendentes e ventos de baixos níveis enfraquecidos na faixa Equatorial entre 150° E e 85° W. Por outro lado, EN Modoki foi descrito como sendo o resfriamento anômalo nas porções leste e oeste da bacia do Pacífico, o que gera uma Circulação dupla de Walker com seu ramo ascendente anômalo posicionado sobre o Pacífico Central e ramos descendentes sobre o oeste e leste do Pacífico Equatorial. Na Figura 3, são apresentados os padrões esquemáticos dos eventos caracterizados como Canônico e Modoki, respectivamente.

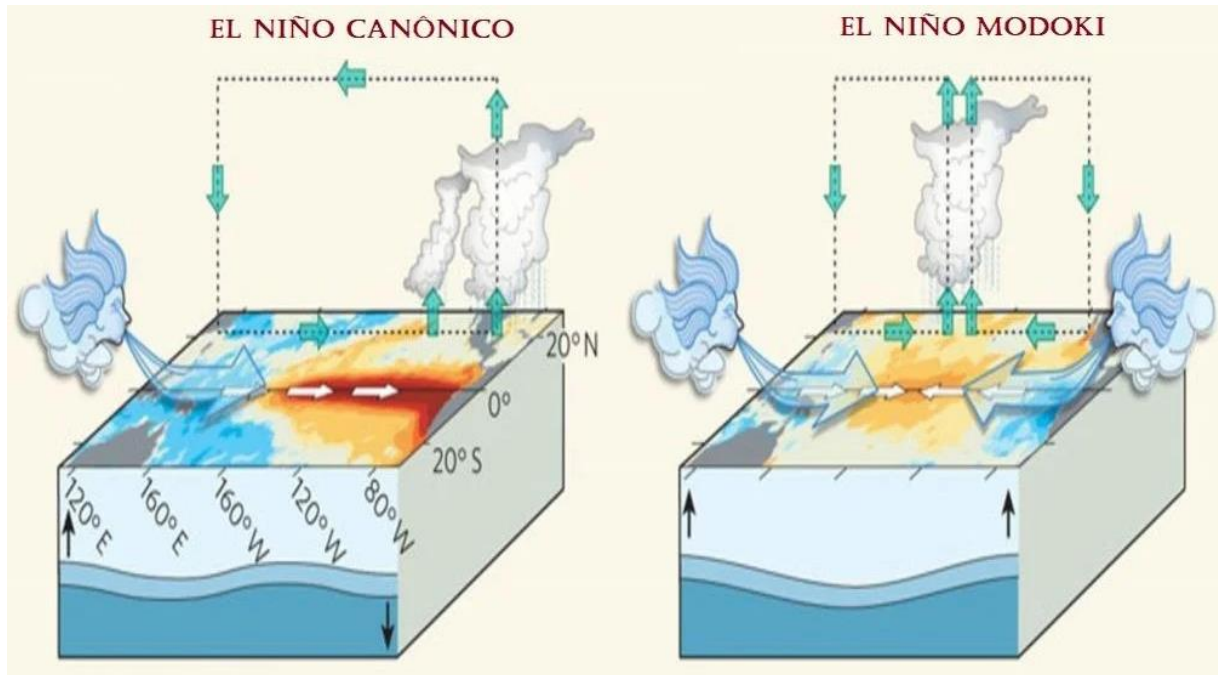


Figura 3: Representação esquemática da Circulação de Walker em condições de El Niño Canônico (esquerda) e El Niño Modoki (direita) na região do Oceano Pacífico Equatorial. Fonte: Adaptado de JAMSTEC (Japan Agency For Marine-Earth Science and Technology).

Além de diferenças no posicionamento, o EN possui diferentes intensidades sendo os eventos classificados em Fracos, Moderados, Fortes e Muito Fortes. A divisão de Centro de Previsão do Clima do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) define que os eventos com anomalias de TSM entre 0,5 a 0,9 são caracterizados como Fracos, entre 1,0 a 1,4 eventos Moderados, 1,5 a 1,9 eventos Fortes e igual ou superior a 2,0 eventos Muito Fortes. Wang et al., (2019) discutem as características dos El Niños Fortes, que se distinguem por sua intensidade, e mostram que para esses eventos o aquecimento começa no Pacífico leste, além de distribuições do aquecimento da superfície do mar mais amplas durante a estação de primavera e atingindo sua amplitude máxima em dezembro em torno de 120°W. Ainda, eventos fortes possuem ventos anômalos de oeste com intensidade máxima em 160°E e são acoplados com anomalias de TSM positivas próximos à linha de data, de modo que estes ventos são caracterizados por um aquecimento onipresente em toda a bacia.

Ademais, estudos recentes (por exemplo, Wang et al., 2019), mostram que, além as características já mencionadas os eventos EN ainda podem ser distinguidos ou classificados de acordo com seu tempo de duração. Quando esses eventos

possuem duração de um único ano, são definidos como Anuais, e quando possuem duração prolongada são classificados como eventos Multianuais. Enquanto EN anuais decaem de forma rápida após seu pico no inverno, eventos Multianuais conseguem sustentar seu acoplamento oceano-atmosfera sobre o oeste equatorial mesmo no outono e inverno austral devido aos gradientes zonais anômalos de TSM entre o Pacífico e Atlântico. Este gradiente TSM é acoplado a uma circulação anômala de Walker e convecção atmosférica profunda através do feedback de Bjerknes, no qual processos físicos se reforçam (feedback positivo), e aqui tratamos do feedback entre os ventos tropicais da superfície do Pacífico e a TSM, o que essencialmente significa que os processos no oceano e na atmosfera estimulam um ao outro para provocar e manter o EN durante a estação de primavera (Tokinaga et al., 2019). Na Figura 4, são exemplificadas as evoluções temporais de anomalias de TSM para eventos Multianuais e Anuais de EN, respectivamente.

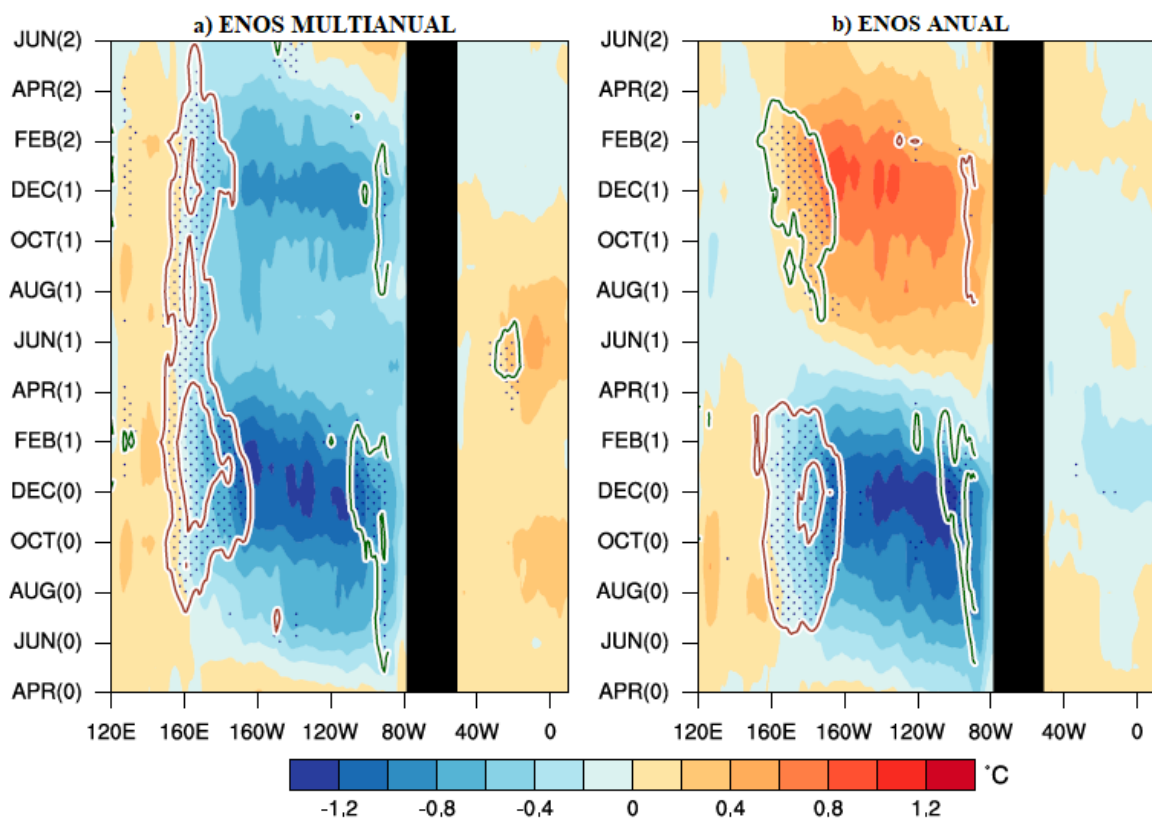


Figura 4: Representação tempo versus longitude das anomalias de TSM para eventos Multianuais (a) e Anuais (b). Regiões com cores mais intensas indicam TSM de valores anômalos mais altos. Fonte: Tokinaga et al., 2019.

3.2. Efeitos do El Niño sobre precipitação da América do Sul

Diversos trabalhos têm mostrado os efeitos do ENOS sobre a precipitação da América do Sul, desde meados da década de 70 até os dias mais atuais (exemplo

Hastenrath, 1976; Cai et al., 2020). As influências do ENOS sobre a área tropical se dá no sentido Leste-Oeste por mudanças na Circulação de Walker, localmente pela Célula de Hadley e de forma remota, através da propagação de trens de onda de Rossby na região extratropical. (Hastenrath, (1976); Kousky et al., (1984) e demais pesquisadores mostraram que o EN causa secas na faixa equatorial da AS associados à célula de Walker com movimento descendente deslocado para leste e posicionado sobre esta região. Ainda, o EN é capaz de proporcionar o aumento de chuvas sobre o sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai durante a primavera e verão austrais, sendo este favorecido pelo jato subtropical anormalmente forte. (Grimm et al. 1998). Apesar de a fase negativa (La Niña) mostrar maior variabilidade em relação ao EN, que possui variações mais consistentes, de modo geral, esta apresenta um padrão inverso com relação ao regime de precipitação sobre a AS (Marengo et al., 1998).

Como os processos de acoplamento oceano-atmosfera relacionados ao EN dependem especificamente das características do evento, algumas regiões apresentam padrões de anomalias de precipitação com sinais opostos entre os eventos Canônicos e Modoki (Tedeschi et al., 2013). O EN Canônico mostra anomalias positivas significativas de TSM sobre o Pacífico tropical a leste de 150°W em que os valores mais intensos permanecem equatorialmente “confinados”, ou seja, restritos a essa região, e movimentos descentes consideráveis sobre a América do Sul ocasionam secas em sua faixa Norte-Noroeste. Os fluxos conhecidos de leste/nordeste (alísios) transportam umidade do Oceano Atlântico Equatorial para a Bacia Amazônica que, por sua vez, desviam devido à topografia dos Andes formando os Jatos de Baixos Níveis e transportam umidade para o Sudeste da AS. Em anos de EN Canônico, os padrões de circulação de níveis superiores deslocam-se ligeiramente para leste e apresentam um anticiclone anômalo sobre a Alta da Bolívia e circulação ciclônica sobre o Sudeste da AS, como consequência, ambos os sistemas (Alta da Bolívia e Jatos de Baixos Níveis) são intensificados e contribuem para as condições anormalmente úmidas no setor sul do continente, com valores positivos de anomalias de precipitação (Andreoli et al., 2017). Em contrapartida, os EN Modoki com suas anomalias positivas de TSM mais localizadas sobre o Pacífico Tropical Central e movimentos descendentes entre 65°W e 50°W explicam as secas anômalas sobre noroeste e norte da AS. Além disso, durante esses eventos, a dupla célula de Walker que possui um ramo ascendente (descendente) no Pacífico Equatorial Central (Leste

e Oeste) faz com que as áreas secas sobre a AS apresentem configuração mais zonal em resposta aos movimentos anômalos da célula, de modo que, à medida que a dupla circulação se desfaz com o decaimento do evento, também são desfeitas as anomalias zonais de precipitação (Andreoli et al., 2017).

Por outro lado, estudos mostram que dependendo da intensidade do evento as anomalias de precipitação podem apresentar variações. Macêdo (2019) mostrou que eventos classificados como fortes em sua fase inicial (Junho-Julho-Agosto, JJA) apresentam anomalias de precipitação positivas do sul até a região central da AS contrastando com eventos fracos e moderados que na mesma fase não apresentam anomalias no mesmo nível que durante a fase madura (Dezembro-Janeiro-Fevereiro, DJF) as anomalias conhecidas são muito bem definidas e muito mais intensas em eventos classificados como fortes. Durante a fase de decaimento (Março-Abril-Maio, MAM) apenas os eventos fortes ainda apresentam um padrão bem configurado de anomalias negativas sobre o norte e nordeste da AS com anomalias positivas sobre sul, sudeste e região central. Esses padrões são sustentados por variações nas células de Walker e Hadley e por modificações dos trens de onda de Rossby nas regiões dos extratropicais (Zhou e Lau, 2001; Nogués-Paegle et al., 2002).

O tempo de duração do evento também pode ter implicações importantes no contexto de variabilidade da precipitação. Anguelova (2022) analisou o evento multianual de 1986/1988 que apresentou duas fases de maturação sendo a primeira durante o verão austral de 1986/1987 e a segunda durante o outono de 1987, e mostrou que as anomalias de precipitação durante a primeira fase madura do evento, as anomalias positivas predominaram sobre a AS Tropical com exceção da Amazônia Legal, enquanto durante a segunda fase, as mesmas anomalias apresentaram menor intensidade. Vale ressaltar que os resultados obtidos pela autora, leva em consideração eventos isolados de EN, que por ventura, podem vir a não caracterizar os efeitos sobre o padrão de precipitação quando analisados no contexto climatológico. Em outro estudo, Jimenez (2022), mostra que em relação aos eventos anuais, que reproduzem bem o padrão dipolar norte-sul das anomalias da precipitação na AS, os eventos multianuais mostram diferenças na intensidade e posicionamento dessas anomalias. Anomalias de precipitação sobre o norte da AS durante todas as estações mostram, exceto por diferenças nas magnitudes, uma diminuição da precipitação para eventos EN anuais e multianuais. Por outro lado, sobre o sul e

sudeste das AS, diferenças no posicionamento das anomalias são mais evidentes. Condições úmidas nessas regiões no verão dos eventos anuais são enfraquecidas e deslocadas para sul durante o primeiro e segundo ano dos eventos multianuais.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Dados

Neste estudo foram utilizados dados mensais de TSM proveniente do NOAA Extended Reconstructed SST V5 (ERSST), com resolução de 2° em latitude por 2° em longitude, com período de dados de janeiro de 1854 a novembro de 2022 e disponível em <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaaglobaltemp.html>, descritos por [Huang et al., \(2017\)](#).

Os dados de precipitação oriundos do Global Precipitation Climatology Center (GPCC, 2020), com uma resolução 1° em latitude por 1° em longitude, com período de dados de janeiro de 1891 a dezembro de 2019 e disponível em <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.gpcc.html>, descritos por [Schneider et al., \(2016\)](#).

Os dados de variáveis atmosféricas como Velocidade Potencial (χ) e Função Corrente (Ψ) disponíveis em cinco níveis sigma, Ômega (ω) em 500 hPa, componentes zonal e meridional do vento e umidade específica em oito níveis de pressão, disponíveis em <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> e descritos por [\(Kalnay et al., 1996\)](#). Esses dados possuem resolução horizontal de 2.5° em latitude por 2.5° em longitude, e são oriundos da Reanálise do NCEP-NCAR (Reanalysis 1). Para consistência entre o conjunto de dados, o período de estudo foi definido de janeiro de 1950 a dezembro de 2019.

4.2. Metodologia

Na Figura 5 é apresentado o fluxograma com a metodologia utilizada para o desenvolvimento desta monografia. Primeiramente foram adquiridos os dados mensais de TSM para seleção dos eventos de EN e classificação de acordo com intensidade (eventos fortes), posicionamento (eventos EN Modoki e EN Canônico), e tempo de duração (Sucessivos). Feita a seleção dos eventos, o passo seguinte foi definir campos espaciais médios sazonais (composições) que representam as variações de TSM, circulação atmosférica e precipitação para todos os eventos de EN selecionados e para os eventos selecionados por categoria. Em seguida, foram calculadas diferenças de composições, considerando sempre a diferença entre as

composições de uma determinada categoria e a composição que inclui todos os eventos. Com isso, foi possível assim, identificar o padrão anômalo de chuvas formado sobre a América do Sul em resposta aos eventos EN e inferir possíveis mecanismos de circulações atmosféricas associadas à mudança na precipitação.

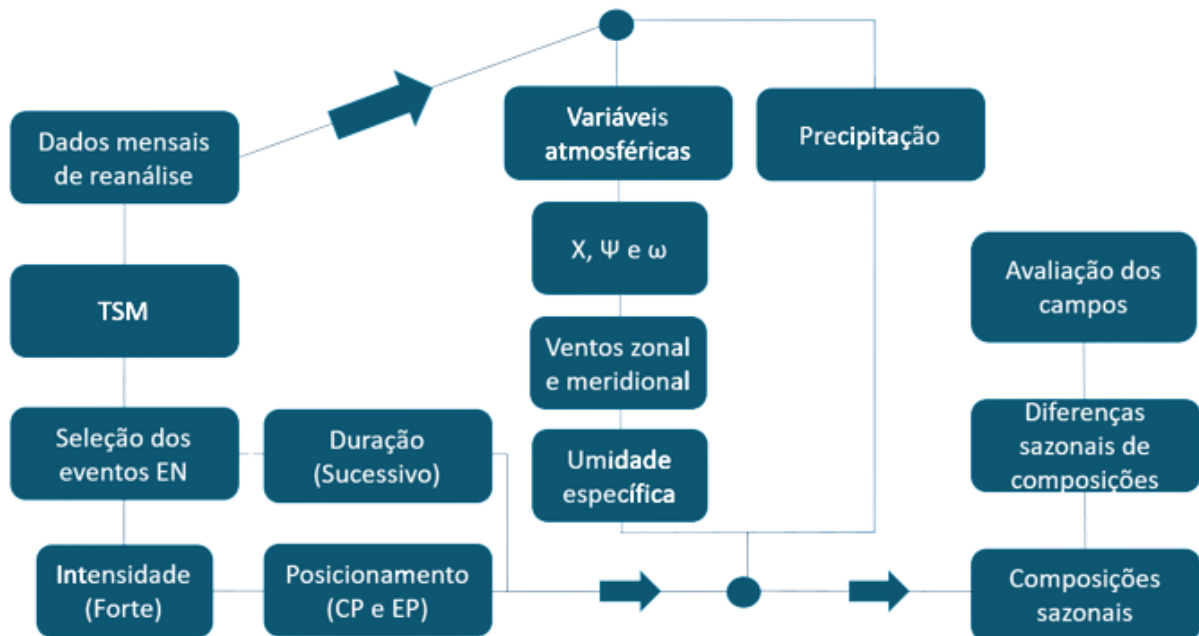


Figura 5: Fluxograma apresentando a metodologia da monografia.

A seleção dos eventos de EN seguiu o critério estabelecido pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e descritos por Trenberth (1997). Nesse critério, o episódio de EN é identificado quando o índice Oceânico do Niño (ONI), definido pela média móvel trimestral das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (ATSM) para a região no Niño 3.4, é igual ou maior a 0,5 °C por, no mínimo cinco meses consecutivos. Uma vez identificados os eventos de EN, sua classificação quanto à intensidade, foi feita considerando que, um evento é definido como Fraco quando o ONI possuir anomalia de TSM entre 0,5 a 0,9, Moderado de 1,0 a 1,4, Forte de 1,5 a 1,9 e Muito Forte $\geq 2,0$ (Tabela 1). Para que um evento seja classificado de acordo com sua intensidade o limiar da anomalia de TSM deve possuir valor igual ou superior ao mês anterior por no mínimo três meses consecutivos a partir de outubro.

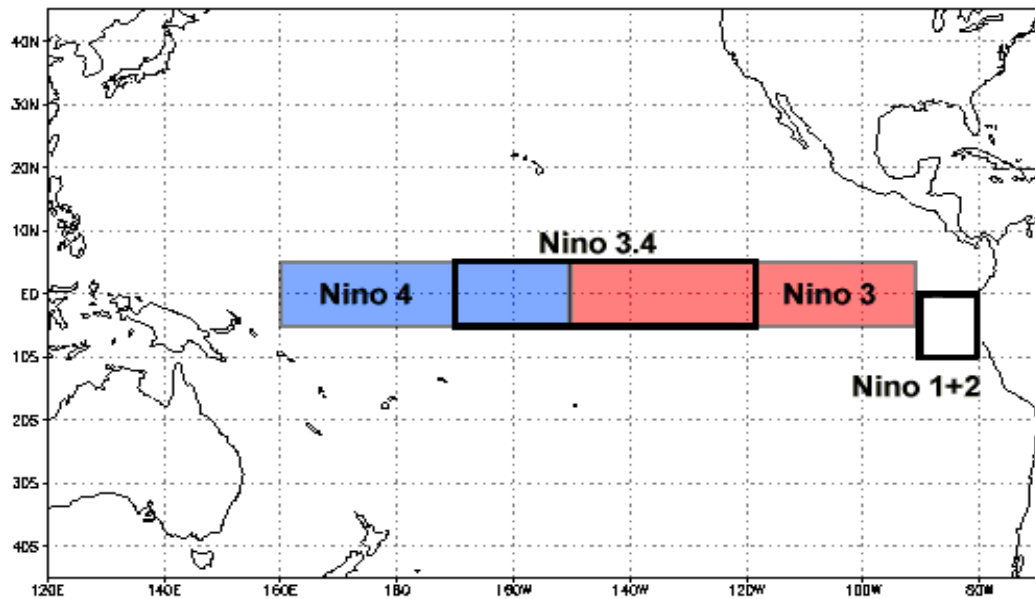


Figura 6: Regiões do Niño. Fonte: NOAA

Tabela 1. Critérios para classificação quanto à intensidade do fenômeno ENOS.

Evento	Índice Niño Oceânico	Intensidade
El Niño	0,5 a 0,9	Fraco
	1,0 a 1,4	Moderado
	1,5 a 1,9	Forte
	$\geq 2,0$	Muito Forte

Fonte: Adaptado do Golden Gate Weather Services (2022).

Em contrapartida, a classificação quanto o posicionamento de máxima anomalia foi baseado na metodologia descrita por Tedeschi et al. (2016) que consiste em também utilizar o método de Trenberth (1997) para selecionar os eventos de ENOS que ocorrem nas regiões do Pacífico Leste e Central. De início os índices das anomalias de TSM foram calculadas para as regiões do Pacífico Central (CP) e Pacífico Leste (EP), que correspondem as regiões do El Niño4 (160°-150°W e 5°S – 5°N) e El Niño3 (150°-90°W e 5°S – 5°N), respectivamente. Em seguida para cada índice de TSM, para cada evento de EN foi feito o cálculo das médias móveis a cada cinco meses das anomalias de TSM. Dessa forma, os valores de índices superiores a 0,5 °C que persistem por seis meses consecutivos ou mais, incluindo o período de outubro do ano de início a janeiro do ano seguinte sobre a região do Pacífico Central (Leste) é classificado com EN Modoki (Canônico).

Para a classificação dos eventos quanto ao tempo de duração o método proposto por Tokenaga et al., 2019 foi utilizado, no entanto, utilizou-se aqui a região do Niño 3.4 para as devidas análises, pois as anomalias da área mencionada são consideradas representantes da parte equatorial. Um evento EN multianual é identificado quando o índice Niño 3.4 estiver acima de +0,75 desvios padrão independente do mês entre Outubro do ano de início do evento a Março do ano seguinte (+1), permanecendo positivo durante Abril (+1)-Setembro (+1) e acima de +0,5 desvios padrão em algum mês durante Outubro (+1)-Março (+2). Os símbolos (0), (+1) e (+2) referem-se ao ano de início do evento e aos dois anos seguintes.

A partir das seleções dos eventos EN, os padrões de TSM e precipitação foram determinados usando o método de composição. Essa técnica permite encontrar os padrões médios de uma determinada variável a partir de um conjunto de eventos anteriormente definidos, que neste caso, foram os eventos EN separados por sua intensidade forte, posicionamento central ou leste e tempo de duração. Ainda, foram feitas as diferenças de composições entre cada categoria, que neste caso foram às três características mencionadas anteriormente, e o conjunto total de EN. A técnica de diferenças permite saber o quanto determinada variável se encontra acima ou abaixo do padrão médio, que, como a técnica anterior, é feita a partir de um conjunto pré-definido de dados.

Todas as composições e diferenças de composições foram feitas considerando os trimestres de Junho a Agosto do ano de início do evento até Março a Maio do ano seguinte. Assim foram obtidas as composições dos trimestres JJA(0), SON(0), DJF(+1) e MAM (+1). Estas siglas se referem às iniciais dos meses seguidas por um índice indicativo do ano de início do evento (0) e ano seguinte (+1). Significância estatística das composições foi obtida aplicando o teste t de Student (equação 5) (Panofsky e Brier, 1968) e considerando os graus de liberdade como o número de eventos EN da composição.

$$t_{\alpha(n-1)S/\sqrt{(n-1)}} \quad (5)$$

Equação 5: Teste t de Student para médias.

No caso da significância para as diferenças de composições, para duas variáveis X_1 e X_2 com n_1 e n_2 valores, S_1 e desvio padrão, as composições foram indicadas por

\bar{X}_1 e \bar{X}_2 respectivamente, em que consideramos a diferença entre $\bar{X}_1 - \bar{X}_2$, como tendo distribuição t de Student (equação 6) (Wilks, 2011). O nível de confiança utilizado foi de 90% para ambos os testes.

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\alpha(n_1+n_2-2)\sqrt{(n_1-1)S_1^2+(n_2-1)S_2^2}} \sqrt{\frac{n_1+n_2}{n_1n_2(n_1+n_2-2)}} \quad (6)$$

Equação 6: Teste t de Student para diferença entre médias.

5. RESULTADOS

A Tabela 2 apresenta os anos de EN selecionados para o período de 1950 a 2019. Do total de 25 anos de EN, quatro correspondem a cada categoria forte e sucessivo, enquanto nove e oito eventos correspondem aos eventos El Niño do tipo Modoki e Canônico, respectivamente.

Tabela 2: Classificação dos eventos El Niño quanto à intensidade (Forte), posicionamento (Modoki e Canônico) e tempo de duração (Sucessivos), para o período de 1950 a 2019.

EL NIÑO (25 eventos)			
INTENSIDADE	POSICIONAMENTO		TEMPO DE DURAÇÃO
FORTES (4)	CP (9)	EP (8)	SUCESSIVOS (4)
<u>1972/73</u>	<u>1953/54</u>	<u>1951/52</u>	<u>1957/1958/1959</u>
<u>1982/83</u>	<u>1965/66</u>	<u>1957/58</u>	<u>1968/1969/1970</u>
<u>1997/98</u>	<u>1986/87</u>	<u>1963/64</u>	<u>1976/1977/1968</u>
<u>2015/16</u>	<u>1994/95</u>	<u>1968/69</u>	<u>1986/1987/1988</u>
	<u>2002/03</u>	<u>1976/77</u>	
	<u>2004/05</u>	<u>1979/80</u>	
	<u>2006/07</u>	<u>1991/92</u>	
	<u>2009/10</u>	<u>2018/19</u>	
	<u>2014/15</u>		

5.1. Composições sazonais para El Niño

A Figura 7 apresenta as composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM sobre o globo terrestre entre 60°S-60°N. Em todos os trimestres analisados, anomalias positivas estão concentradas no Pacífico Equatorial central e leste, enquanto anomalias negativas estão situadas sobre a região da Indonésia estendendo-se em direção aos subtropicais no Pacífico norte e sul, definindo o evento de EN. Durante o início do desenvolvimento do EN, em JJA(0) notamos ainda, anomalias negativas (positivas) de TSM que se estendem em direção ao oceano Índico (parte oeste), caracterizando o estabelecimento do modo de dipolo no oceano Índico. Em SON(0) o modo de dipolo no Índico se intensifica acompanhando a intensificação do EN, enquanto anomalias positivas significativas surgem sobre o Atlântico Tropical Norte (ATN) e Sul (ATS). Em DJF(+1), o EN atinge sua fase madura,

além de ser observado um padrão de anomalias positivas sobre toda a região do Índico tropical, oeste do ATN e Atlântico Equatorial. O EN enfraquece em MAM(+1), e as máximas positivas se localizam sobre o Pacífico central. No ATN, anomalias positivas se fortalecem abrangendo toda a região entre equador e 20°N. O aquecimento do ATN e do Índico tropical é uma resposta ao aquecimento no Pacífico Equatorial (Enfield e Mayer, 1997; Kayano et al., 2011).

Em resposta às variações na TSM, a Figura 8 representa o padrão de composições sazonais do campo de anomalia de precipitação. De modo geral, um padrão de dipolo na precipitação entre o norte e sul da AS caracteriza o padrão em resposta ao EN, com anomalias positivas (negativas) de precipitação localizadas ao sul/sudeste (norte) da AS. Em JJA, considerando valores climatológicos, grande parte da AS está no período seco, ou seja, os menores índices pluviométricos ocorrem durante esse trimestre. No entanto, em anos de EN, o trimestre está associado ao padrão de anomalias negativas de precipitação sobre a Colômbia, Guiana, Suriname, Guiana Francesa com anomalias positivas ao longo da costa oeste de sul da AS. Durante o período de SON, os valores negativos de anomalias de precipitação estendem-se por toda a costa norte da AS e Colômbia, enquanto anomalias positivas concentram-se ao sudeste/sul da AS, regiões do Chile e sul da Argentina. Em DJF, estação chuvosa em boa parte do Brasil, se observa a configuração do dipolo na precipitação sobre a AS associado ao EN. Além disso, anomalias negativas de precipitação são observadas sobre o centro-norte e noroeste da AS. Durante MAM, as anomalias negativas concentram-se sobre o NEB e as positivas no nordeste da Argentina. Os padrões de ATSM e precipitação encontrados nas Figuras 6 e 7, para todos os trimestres são consistentes com estudos anteriores (Tedeschi e Colins, 2016; Cai et al., 2020).

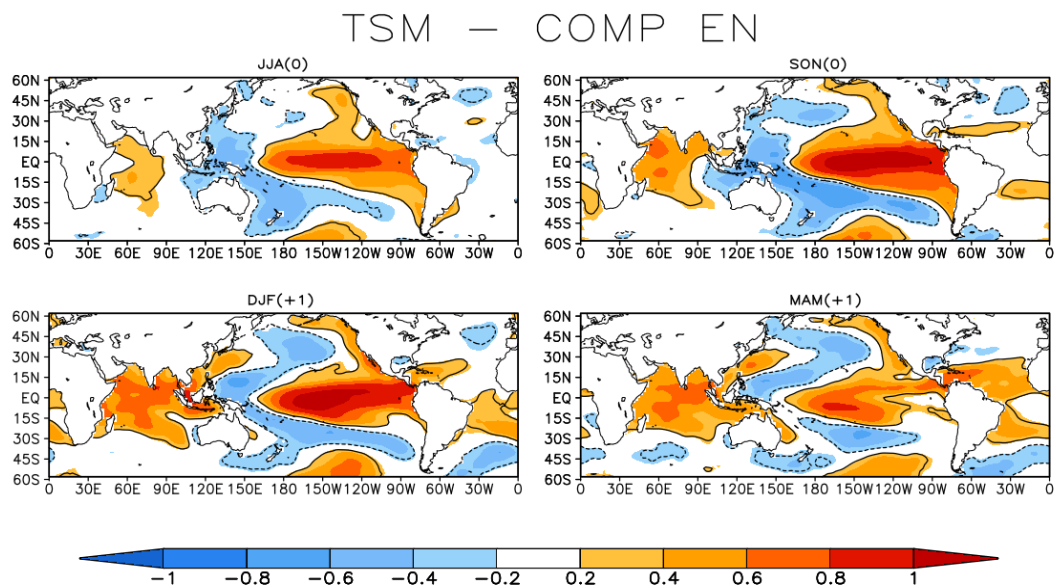


Figura 7: Composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

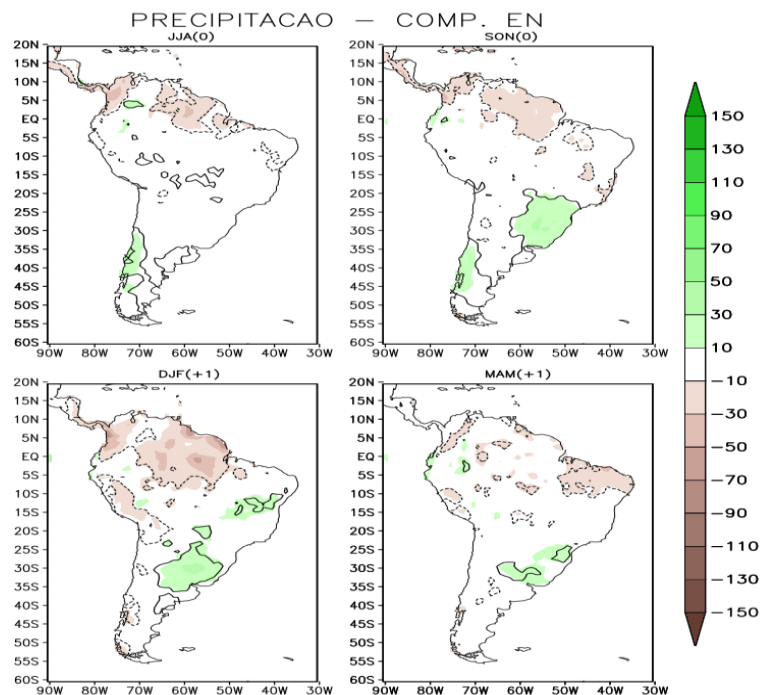


Figura 8: Composições sazonais de anomalias de precipitação para todos os eventos. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Durante eventos EN, o aquecimento anormal das águas do Pacífico tropical central e leste levam a mudanças na circulação atmosférica em todo o mundo. A Figura 9 representa os padrões de composições sazonais de anomalias de χ em 200

hPa. Durante o trimestre de JJA, de acordo com a climatologia, o Pacífico Equatorial está mais aquecido em sua região oeste do que leste, criando assim uma diferença de pressão sobre as duas regiões. No entanto, em anos de EN o aquecimento localizado próximo a costa oeste da AS induz a circulação de Walker anômala, a divergência (convergência) em altos níveis, associadas às anomalias negativas (positivas) sobre o Pacífico central e leste (oeste e oceano Índico). Consistente com o campo de anomalias de χ em 200 hPa, os padrões sazonais de anomalias de ω em 500 hPa (Figura 10), apresentam anomalias negativas (movimentos ascendentes) sobre o Pacífico Equatorial central e leste em resposta às anomalias positivas de TSM. As anomalias positivas (movimentos descendentes) são observadas sobre o Pacífico oeste. Além disso, movimentos descendentes são observados sobre o norte da AS. Esses padrões de anomalias persistem em SON, no entanto, notamos que a divergência se estende para o extremo norte do Atlântico Norte e Atlântico Sul, enquanto os movimentos convergentes em altos níveis (anomalias positivas) continuam confinados sobre o Pacífico oeste. Consistentemente, movimentos ascendentes são observados sobre o Pacífico desde a costa da AS até 180°, enquanto movimentos descendentes ocorrem sobre a AS ao longo da costa norte/nordeste (sul/sudeste), consistente com anomalias negativas (positivas) de precipitação nessa região. Na fase madura do evento, DJF, a configuração de convergência em altos níveis é acompanhada por movimentos descendentes (Figuras 9 e 10) sobre o norte da AS, região em que a chuva é suprimida devido a atuação do EN. No trimestre de MAM, o padrão da circulação de Walker anômalo sobre o Pacífico é enfraquecido, enquanto anomalias negativas (positivas) de χ em 200 hPa cobrem todo o Atlântico Equatorial leste. No geral, o padrão de circulação de Walker e Hadley sustentam os campos médios de anomalias de precipitação observada em anos de EN, principalmente durante o trimestre de DJF com subsidência sobre a região norte da AS.

VELOCIDADE POTENCIAL — COMP EN

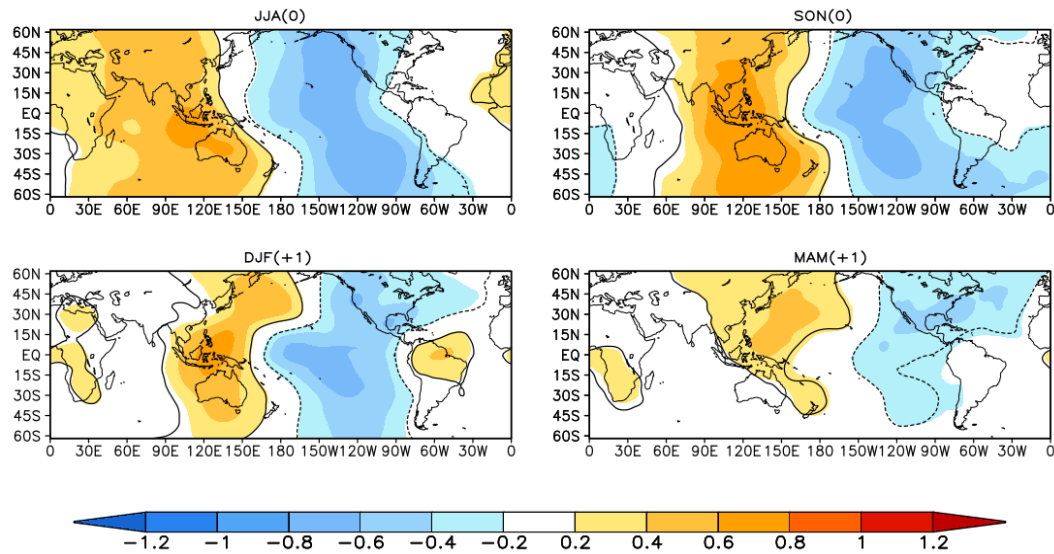


Figura 9: Composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

OMEGA — COMP EN

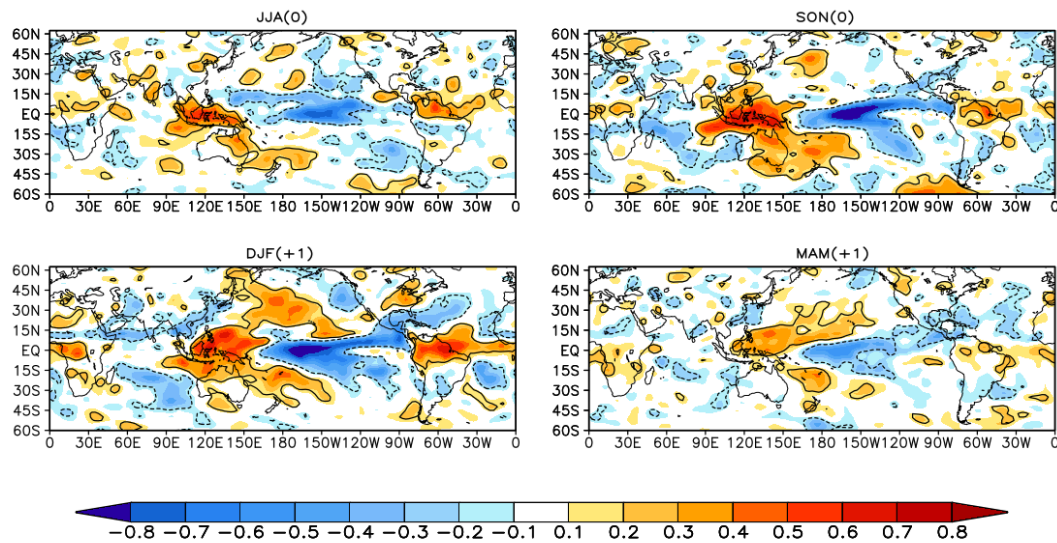


Figura 10: Composições sazonais de anomalias normalizadas de $\hat{\Omega}$ (P/s) em 500 hPa para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

A Figura 11 apresenta os compostos sazonais de anomalias de Ψ em 200 hPa. De modo geral, em resposta ao EN são observados os pares de anticiclones (ciclones) anômalos no Pacífico central (América do Sul/Atlântico tropical) localizados ao norte e ao sul do equador, respectivamente. Os anticiclones no Pacífico central e oeste observados em JJA gradualmente movem-se para o leste, localizando-se entre

180°W–100°W em DJF, onde permanecem quase estacionários e enfraquecidos em MAM. Por outro lado, o par de ciclones notado sobre a região tropical das Américas em JJA se enfraquece ligeiramente e se restringe à região oceânica do Atlântico tropical em MAM. Paralelamente sobre o oceano Índico, o par de ciclones é estabelecido em SON e se mantém sobre a região continental marítima em MAM, porém menos intenso. Além disso, o padrão de trem de ondas de Rossby associado ao aquecimento anômalo no Pacífico tropical é mais evidente durante SON. Nesta estação, o padrão com origem na região do Pacífico oeste/Indonésia se estende em direção ao Pacífico sul, AS e Atlântico adjacente (Figura 11).

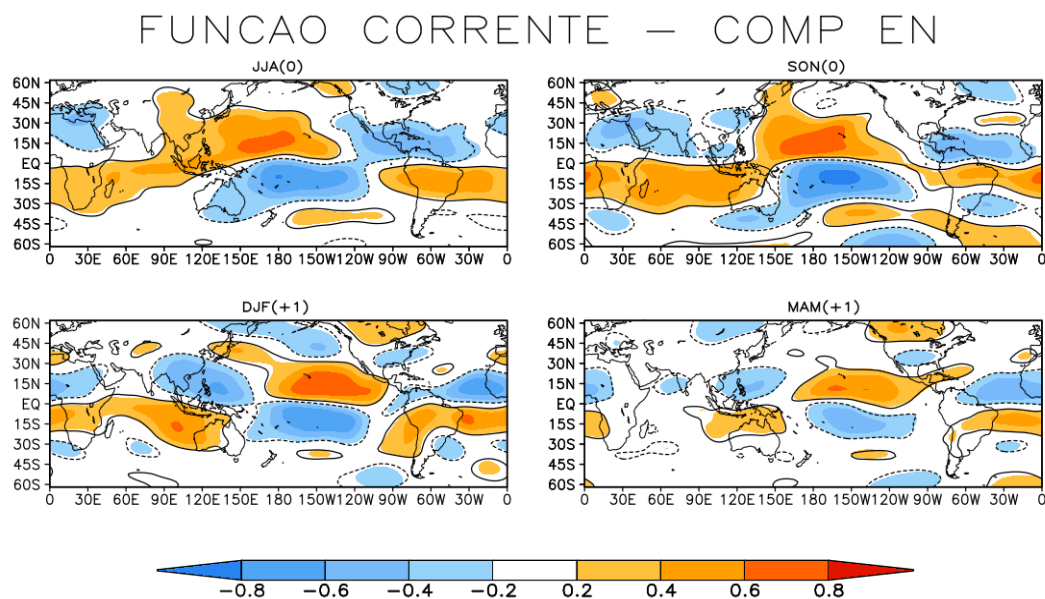


Figura 11: Composições sazonais de anomalias normalizadas de Função corrente (200 hPa) para todos os eventos EN. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Em associação às alterações da precipitação, a Figura 12, apresenta as anomalias sazonais nos campos de divergência e fluxo de umidade integrado verticalmente. Durante JJA, as anomalias positivas associadas à divergência de umidade estão localizadas sobre a costa norte da AS, mesma região com anomalias negativas de precipitação apresentadas na Figura 7. É possível notar, a existência de transportes de umidade oriundos do ATN que sofrem deflexão para a região central do continente sul americano, bem como transportes de umidade do Pacífico leste que seguem em direção ao sul da AS. Em SON, a divergência de umidade ainda é persistente sobre a costa norte da AS, bem como os transportes de umidade oriundos

do ATN e Pacífico leste, que adentram o continente e fortalecem a precipitação sobre o sul e sudeste. DJF é marcado por um fortalecimento na divergência do fluxo de umidade sobre a costa norte da AS, alcançando Colômbia, Peru e Equador no setor oeste do continente. O transporte de umidade do ATN também é intensificado, e sua deflexão estrutura a precipitação sobre o sul do Brasil, Bolívia e Paraguai. Por fim, em MAM, a divergência está mais concentrada sobre a região central da Amazônia, bem como, oeste da AS de modo que ainda é persistente o transporte de umidade no sentido centro-sudeste. As anomalias de precipitação na AS são explicadas são explicadas por meio das anomalias de circulação e transporte de umidade em todas as estações do ano (Grimm, 2003, 2009).

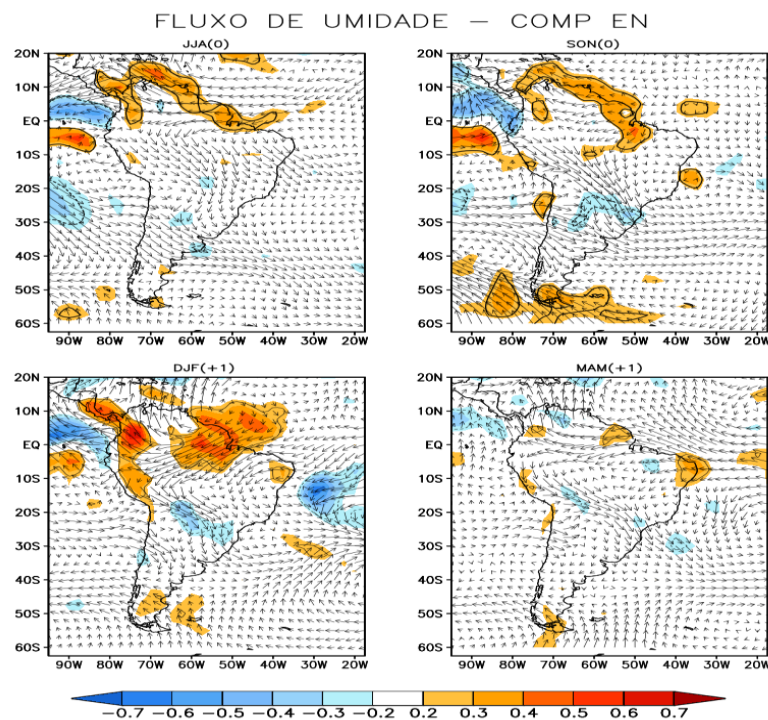


Figura 12: Composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para todos os eventos. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

5.2. Eventos Fortes

As Figuras 13 e 14 apresentam os padrões de diferenças de composições entre EN fortes e o total de eventos para ATSM e anomalias de precipitação, respectivamente. Os eventos fortes apresentam, de modo geral, um maior aquecimento (resfriamento) por toda a região Equatorial do Pacífico central e leste

(oeste) em relação aos demais eventos (apresentados na Figura 6). Além da intensificação do gradiente zonal de TSM anômalo no Pacífico, em JJA, um resfriamento (aquecimento) em relação à média de todos os eventos é observado sobre o oceano Atlântico Equatorial (Índico tropical oeste). Esses resultados indicam que o estabelecimento do gradiente de inter-bacias do Pacífico e Atlântico no inverno austral (JJA) ocorre preferencialmente associado a eventos EN fortes e acompanhados do aquecimento no oceano Índico tropical oeste. Nos trimestres seguintes, em resposta aos eventos fortes, anomalias positivas no oceano Índico se estendem por toda a bacia, enquanto anomalias negativas sobre o Atlântico Equatorial enfraquecem e são substituídas por anomalias positivas em DJF.

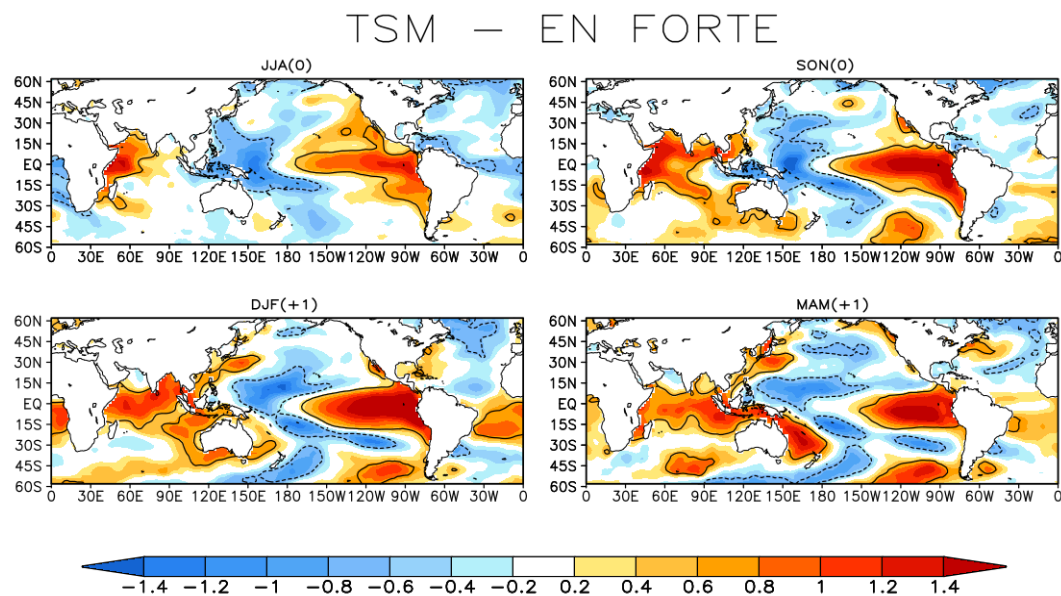


Figura 13: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como Fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Tais características de ATSM configuram uma resposta bem demarcada sobre a precipitação da AS, principalmente nas regiões em que ocorrem um aumento da precipitação (sul/sudeste da AS). De maneira geral, em todos os trimestres existe uma intensificação das anomalias positivas em decorrência dos eventos fortes. Por outro lado, em relação às regiões afetadas por uma diminuição das chuvas, mudanças na intensidade ou posicionamento dos centros são observados. Em JJA, o padrão de anomalias negativas se intensifica, enquanto nos outros trimestres, além da

intensificação das anomalias negativas ocorre a mudança no posicionamento dos valores máximos.

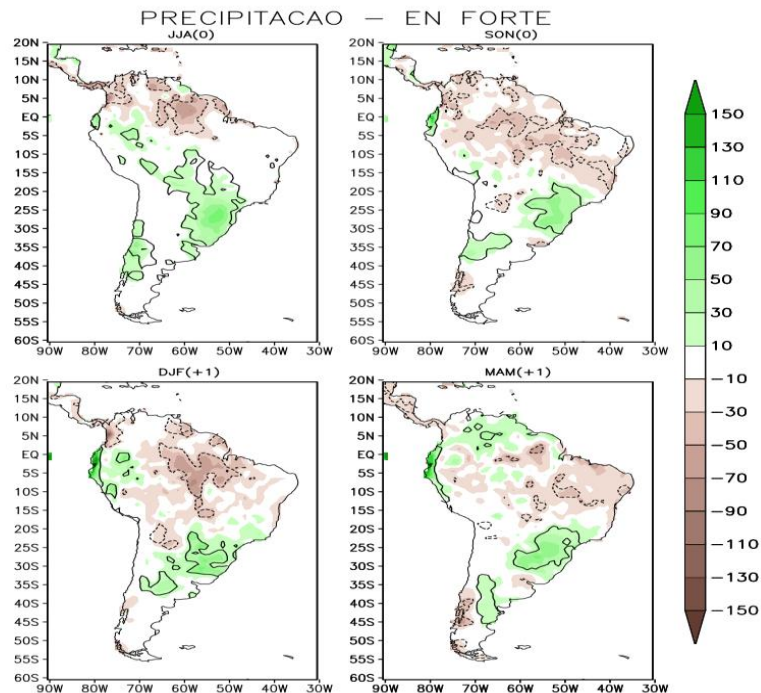


Figura 14: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como fortes. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

A intensificação das anomalias negativas de precipitação durante eventos EN fortes sobre as regiões norte/nordeste da AS estão associadas à intensificação do ramo descendente da Célula de Walker sobre a AS. De fato, os campos de diferença de composição das anomalias de χ em 200 hPa (Figura 15), mostram uma intensificação significativa divergência em altos níveis sobre a região do Pacífico Leste (anomalias negativas) e convergência sobre o Pacífico oeste e Oceano Índico (anomalias positivas) indicando a intensificação da circulação de Walker anômala sobre o Pacífico. A intensificação dessa circulação mantém subsidência sobre a AS como observado no campo de anomalias de ω em 500 hPa. O campo de diferença de composições para o ω 500 hPa (Figura 16). O campo de diferença de composições para ω 500 hPa mostra em todos os trimestres a forte subsidência sobre o Pacífico Equatorial oeste e AS. No entanto, o trimestre de MAM, movimentos ascendentes (descendentes) anômalos sobre o ATN (NEB) estão associados à variações na célula de Hadley, configurando o posicionamento mais ao norte da Zona de Convergência

Intertropical (ZCIT) que explica a subsidência e diminuição da precipitação sobre o NEB.

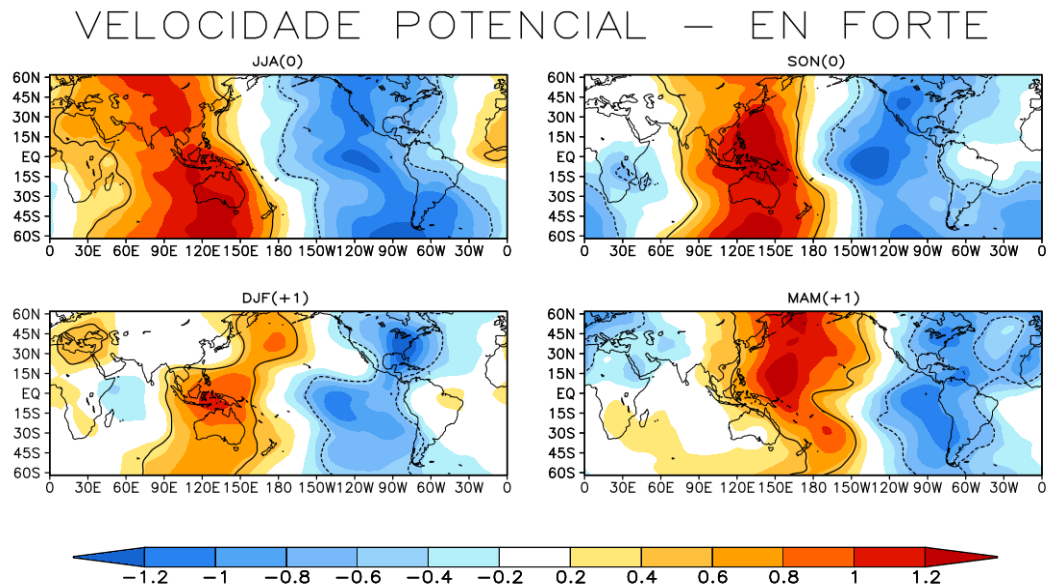


Figura 15: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

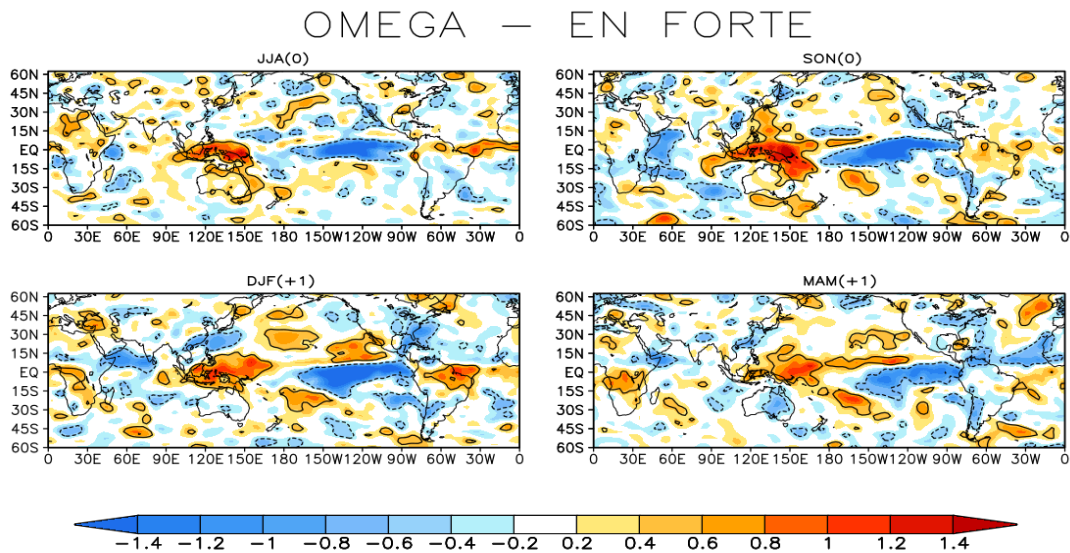


Figura 16: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de $\hat{\Omega}$ (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Em relação à circulação em altos níveis, as diferenças de composições para Ψ em 200 hPa, apresentadas na Figura 17, mostram apenas para o trimestre de SON um padrão do tipo trem de onda de Rossby bem configurado que se estende desde o

oceano Índico, Pacífico e Atlântico. Os pares de anticiclones (ciclones) sobre o Pacífico Tropical (Atlântico) apresentam um estabelecimento mais intenso durante o trimestre de DJF, nota-se ainda, que em relação às composições sazonais apresentadas na Figura 9, eventos fortes de EN estabelecem pares de anticiclones e ciclones mais proeminentes mesmo ainda durante a fase de decaimento, em MAM.

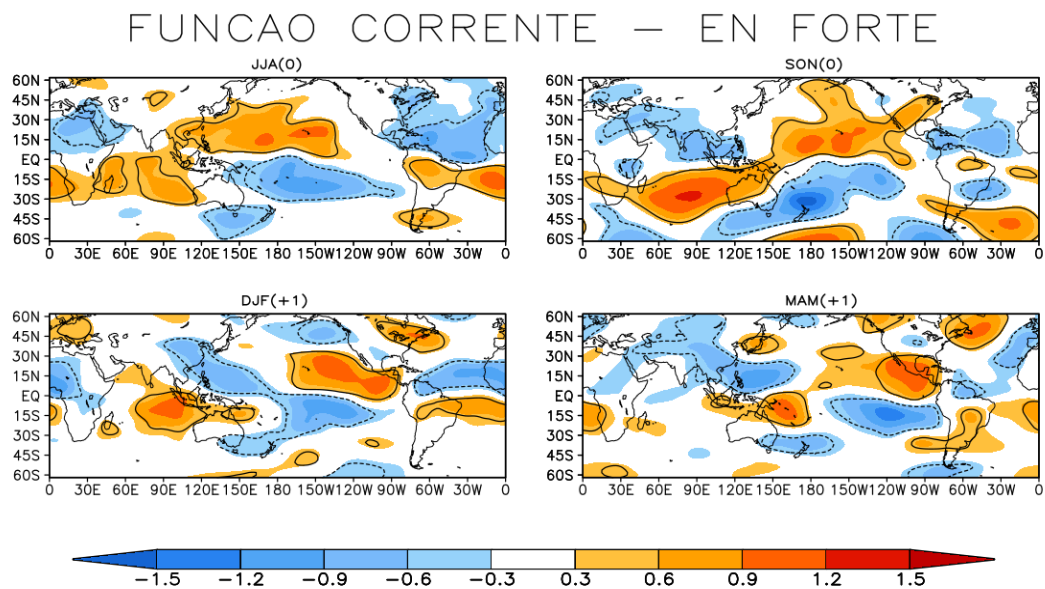


Figura 17: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como fortes. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

A Figura 18 apresenta as diferenças de composições das anomalias sazonais nos campos de divergência e fluxo de umidade integrado verticalmente. Em JJA, é perceptível uma intensa divergência de umidade sobre o Atlântico Equatorial e NEB que alinhados ao transporte de umidade oriundo dessa região adentram pela costa norte da AS onde adquirem uma curvatura anticiclônica e são direcionados para a região central da AS fortalecendo a precipitação nessa região, enquanto o norte e nordeste experimentam condições mais secas. Em SON, o giro anti-ciclônico sobre a região central do continente, que favorece o transporte de umidade para o sudeste da AS permanece, enquanto a divergência de umidade se estendem por toda a costa norte/nordeste e faixa oeste da AS. Em DJF, nota-se que as anomalias positivas da divergência do fluxo de umidade estão concentradas principalmente sobre o NEB, com convergência de umidade alinhada ao extremo noroeste do continente sul americano. Por outro lado, o padrão de divergência/convergência de umidade sobre

a costa tropical oeste mantém a configuração de dipolo de precipitação ao longo da costa entre 10°N-10°S apresentada na Figura 14. Em MAM, há um contraste entre a convergência de umidade sobre a costa norte da AS e a costa do nordeste. Da mesma forma, um padrão de dipolo entre a convergência e divergência de umidade é observado sobre o ATS.

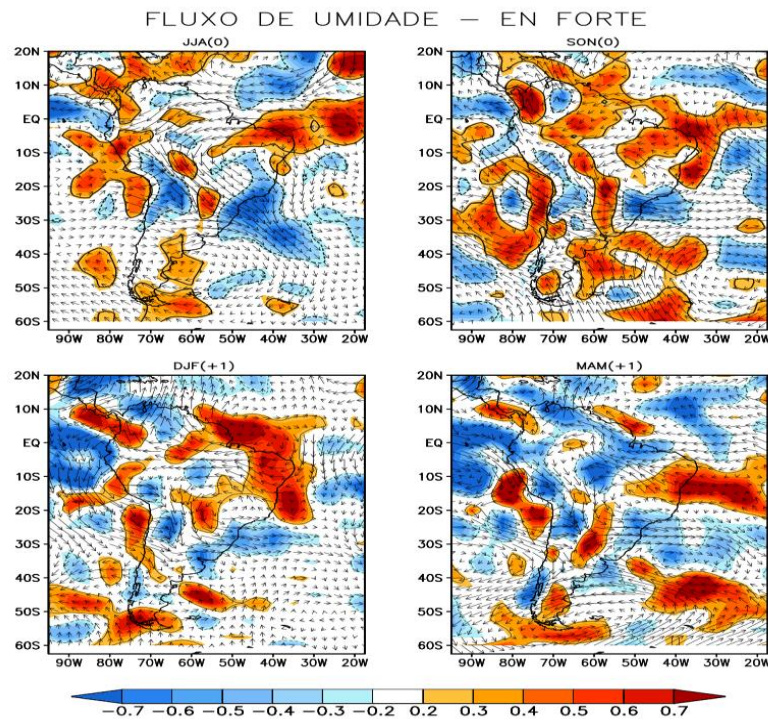


Figura 18: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como fortes. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

5.3. Eventos Modoki

A Figura 19 apresenta os padrões de diferenças de composições para EN Modoki e a composição total de eventos. Como esperado, para eventos Modoki, um resfriamento significativo em relação à média de todos os eventos é observado no Pacífico tropical leste para todos os trimestres, uma vez que esses eventos são caracterizados por máximas anomalias na porção central do Pacífico. Diferenças significativas de resfriamento também são observadas no oceano Índico. Esse resfriamento sobre o Pacífico leste está associado ao enfraquecimento das anomalias negativas de precipitação em resposta ao EN. A Figura 20 mostra diferenças positivas em regiões que, em média estão associadas com a diminuição de precipitação

durante eventos EN, indicando um enfraquecimento da resposta típica do EN. Por outro lado, em regiões do sul e sudeste da AS, que normalmente são associadas ao aumento da chuva durante anos de EN, não há uma diferença significativa em relação aos eventos Modoki e o comportamento médio de todos os eventos.

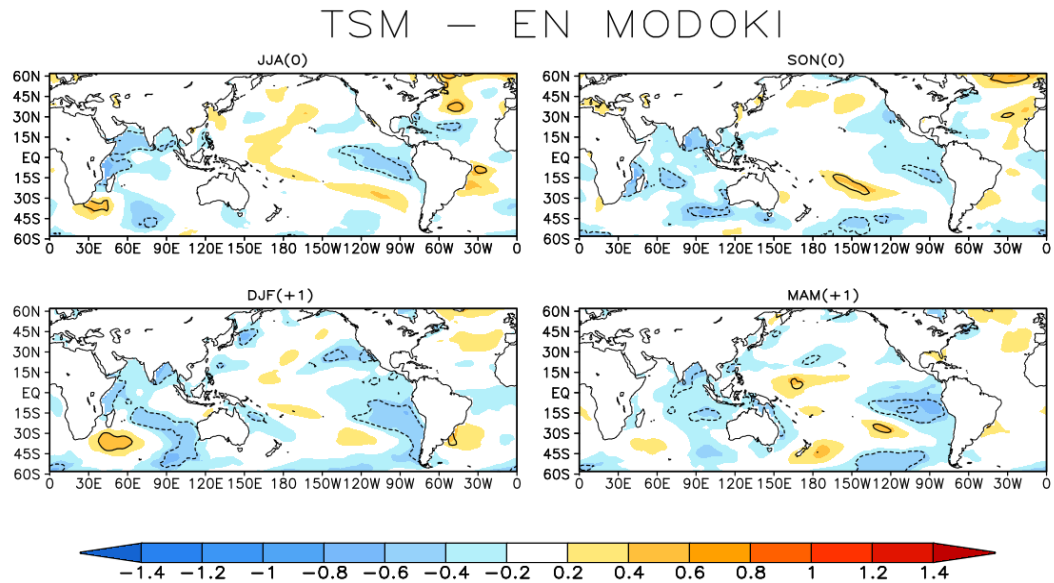


Figura 19: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

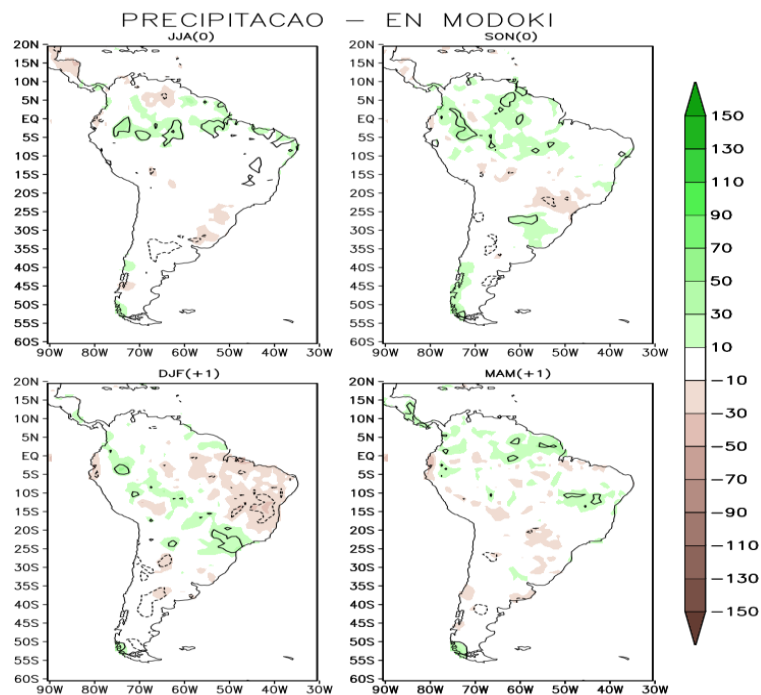


Figura 20: Diferenças de composições sazonais de anomalias precipitação para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos

(negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Devido ao maior resfriamento sobre a região do Pacífico Equatorial leste temos uma Circulação de Walker entrando em condições normais, ou até mesmo mudança de fase para uma circulação característica de eventos negativos do ENOS (La Niña). Essas características são vistas na Figura 21, que apresenta as diferenças de composições para χ em 200 hPa. Em JJA, são observados movimentos divergentes em altos níveis (anomalias negativas) sobre o Pacífico oeste com movimentos convergentes (anomalias positivas) sobre o Atlântico, este mesmo comportamento é sustentado durante os trimestres de SON a DJF, de modo que durante o trimestre de DJF, a convergência é intensificada sobre o Pacífico leste e Atlântico. Essa mudanças ocorrem devido a inversão dos padrões de circulação, que são persistentes para todos os trimestres ainda que não sejam tão significativos, fazendo com que o padrão de precipitação também seja diferente, com chuvas mais significativas sobre o norte da AS. De modo geral, os padrões de onda em resposta ao EN não mostram diferenças significativas em relação à composição total, e por isso não são apresentados.

Ainda, nota-se que sobre a região de forte resfriamento da TSM (Pacífico Equatorial leste), os padrões de diferenças de composições do ω em 500 hPa, apresentados na Figura 22, mostram intensa subsidência com forte ascendência sobre o norte da AS, com exceção dos trimestres de SON e DJF, em que a ascendência não está tão bem configurada sobre o norte do continente sul americano. Em MAM, como resposta ao gradiente inter-bacias de ATSM no Pacífico e Atlântico, movimentos subsidentes ainda são observados sobre o ATN mesmo que em menor intensidade.

As diferenças de composições das anomalias para divergência do fluxo e fluxo de umidade integrado verticalmente são apresentadas na Figura 23. Em JJA, são observadas convergências de umidade sobre a costa norte da AS e NEB, bem como divergência de umidade sobre a Bolívia, Peru e Equador. Durante SON e DJF, transportes de umidade oriundos do ATN e Pacífico leste são observados adentrando o continente sul americano. Ainda, em DJF a divergência de umidade sobre o nordeste da AS concorda com as anomalias negativas de precipitação apresentadas para o mesmo trimestre na Figura 20. Finalmente, em MAM, a divergência de umidade ainda

persiste sobre o norte do nordeste do Brasil e sobre a região centro-leste da AS nota-se um giro ciclônico transportando umidade para o sul do nordeste brasileiro. Por outro lado, o transporte de umidade oriundo do Pacífico leste em direção a Amazônia central e costa norte da AS ajuda a sustentar as pequenas regiões de convergência de umidade sobre essa região.

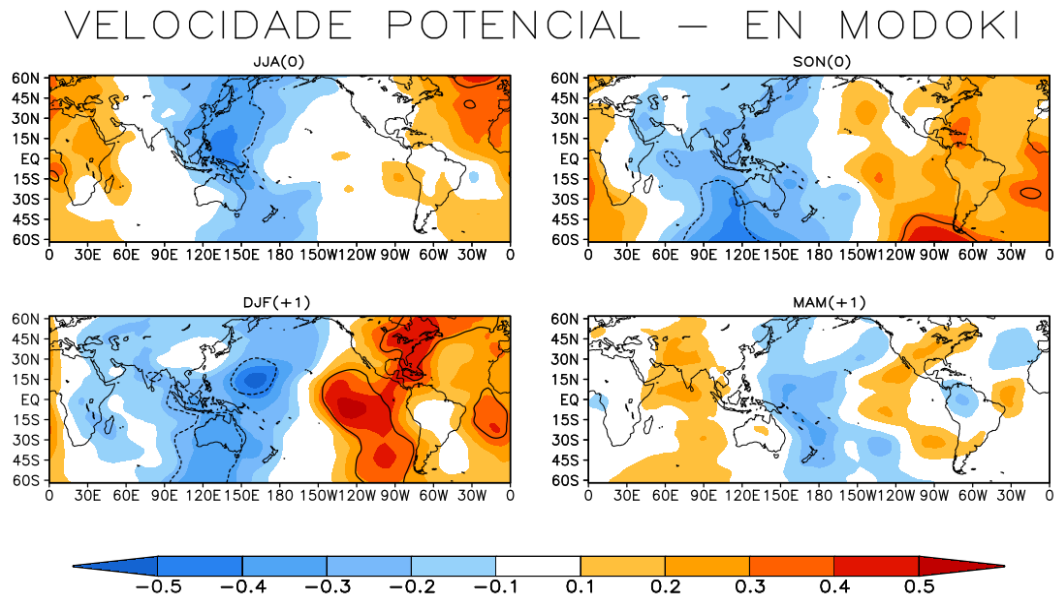


Figura 21: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

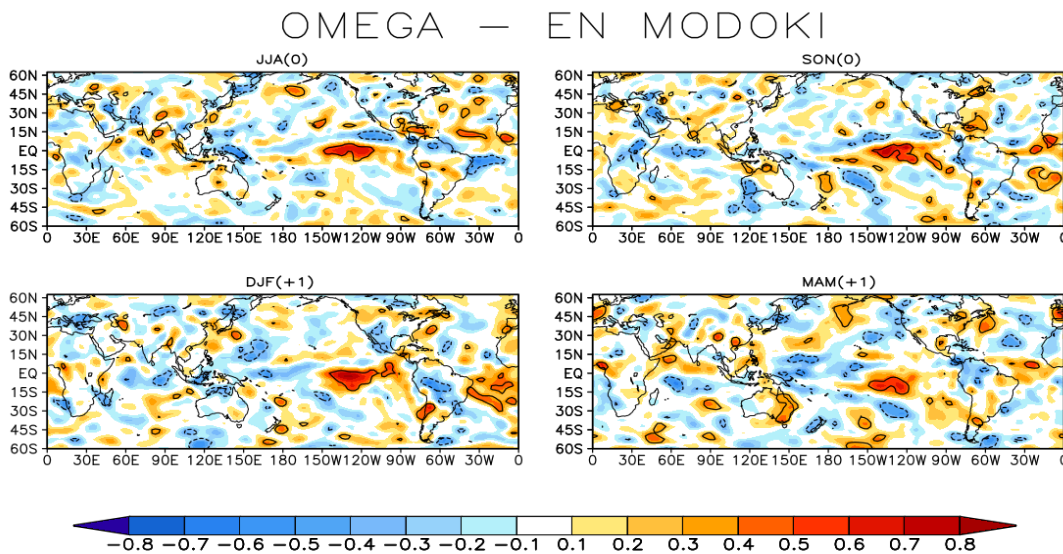


Figura 22: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como CP ou Modoki. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

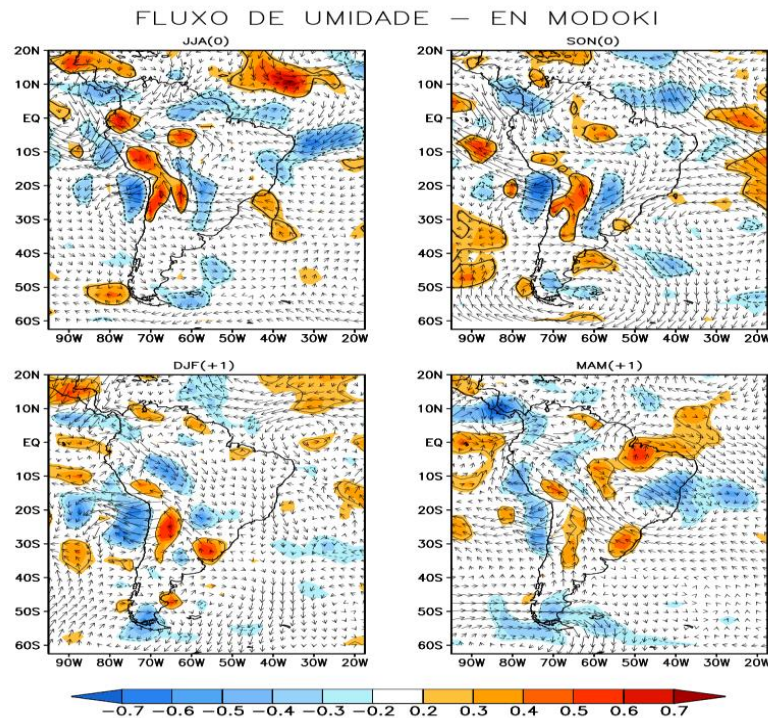


Figura 23: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Modoki. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

5.4. Eventos Canônicos

Os padrões de diferenças das composições trimestrais de entre eventos Canônicos e compostos totais de ATSM são apresentados na Figura 24. Notamos nessa figura, que de modo geral, o comportamento dos eventos Canônicos são melhor reproduzidos na média de todos os eventos (Figura 7), uma vez que as diferenças não são significativas sobre o Pacífico tropical. Diferenças significativas nos campos de TSM são observadas sobre o Atlântico tropical de JJA a SON, e sobre o oceano Índico e Atlântico sudoeste em DJF. Essas diferenças nos oceanos Índico e Atlântico podem ser responsáveis pelas mudanças nos padrões de precipitação, observados na Figura 25. De fato, um enfraquecimento das anomalias negativas de precipitação em resposta às anomalias no Atlântico tropical é observada sobre o norte da AS em JJA, enquanto o fortalecimento das anomalias negativas é observado sobre a faixa zonal entre equador e 10°S. Em SON, com o enfraquecimento das ATSM no Atlântico tropical, esse padrão de anomalias de precipitação enfraquece. Durante DJF, o

resfriamento ao longo da costa leste da AS, pode ser responsável pelo aumento (diminuição) das chuvas sobre o NEB (sudeste) da AS.

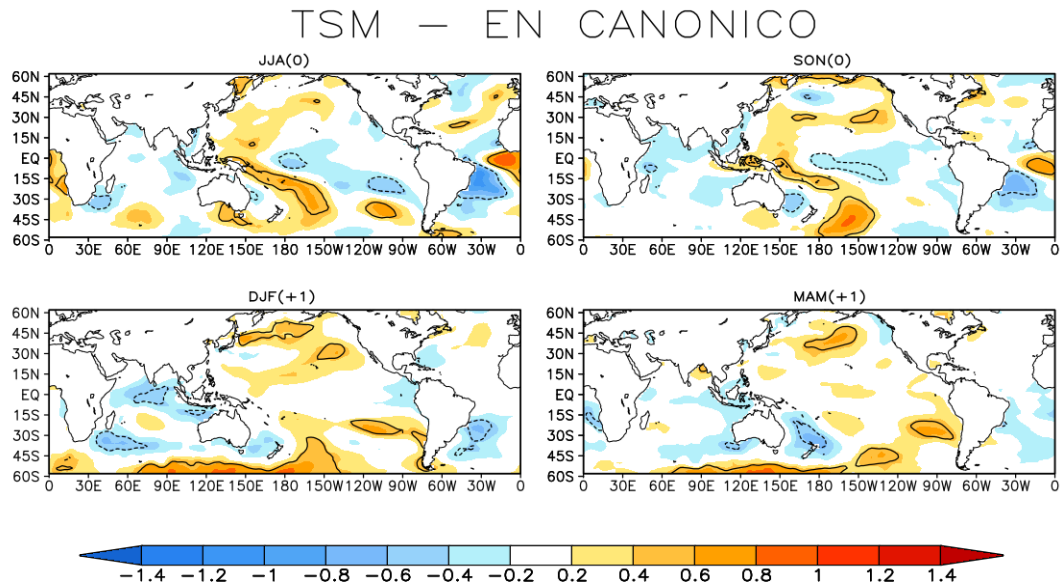


Figura 24: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

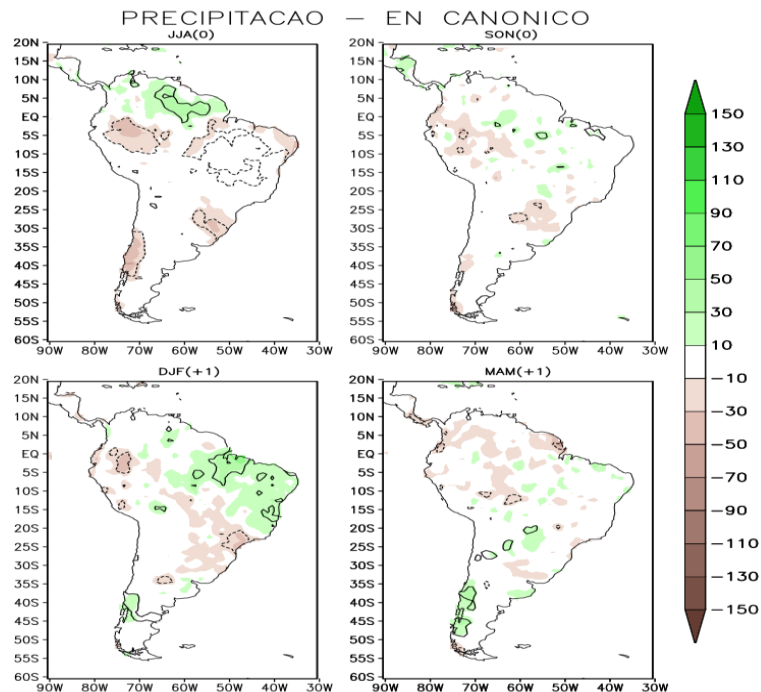


Figura 25: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como EP ou Canônico. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

É perceptível que as diferenças de composições para o χ em 200 hPa, representados pela Figura 26, não caracterizam uma Circulação de Walker bem definida, principalmente para o trimestre de DJF em que quase não conseguimos notar qualquer circulação. Essas características são reforçadas pelas diferenças de composições para o Ψ em 200 hPa (Figura 27), que com exceção novamente do trimestre de SON, os pares de ciclones e anticiclones sobre a região dos oceanos Índico-Pacífico-Atlântico não definem os padrões de onda. Desse modo, os padrões de diferença de precipitação aparentam ser modulados mais pelo deslocamento norte-sul da ZCIT do que pelas características distintas do EN Canônico. O posicionamento da ZCIT é melhor observado nas diferenças de composições de ω em 500 hPa (Figura 28) em que durante o trimestre de JJA (DJF) temos uma ZCIT posicionada mais ao norte (sul) causando uma diminuição (aumento) significativo das chuvas sobre o NEB.

A partir das diferenças de composições para divergência do fluxo e fluxo de umidade integrado verticalmente representados pela Figura 29, pode-se observar uma concordância com os padrões de precipitação encontrados na Figura 25, principalmente nos trimestres de JJA, em que a divergência de umidade caracteriza as anomalias negativas sobre o NEB, e DJF em que a convergência de umidade sobre a costa nordeste da AS explica as anomalias positivas de precipitação sobre essa região.

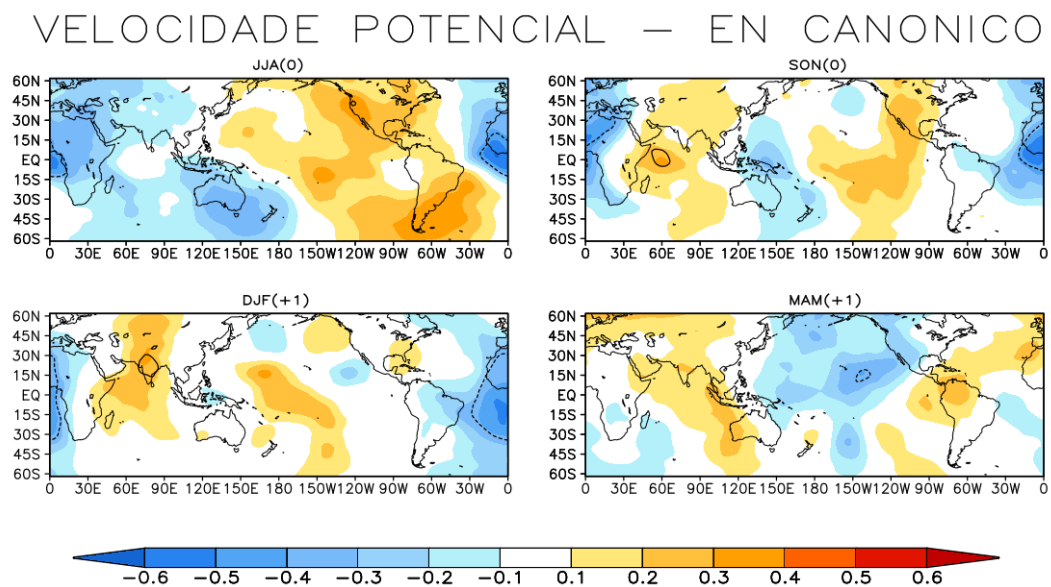


Figura 26: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

FUNCAO CORRENTE – EN CANONICO

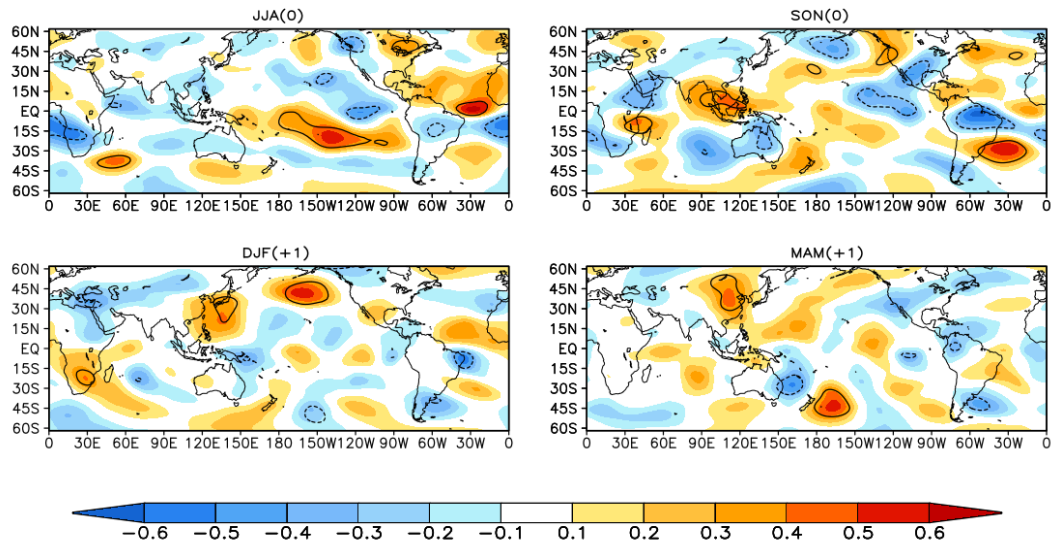


Figura 27: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível e confiança de 90%.

OMEGA – EN CANONICO

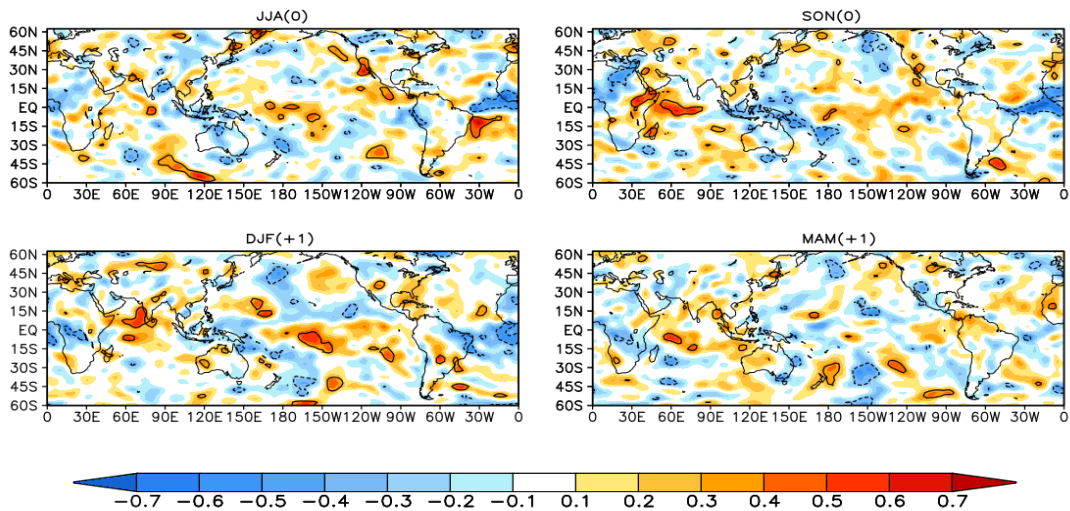


Figura 28: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como EP ou Canônicos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

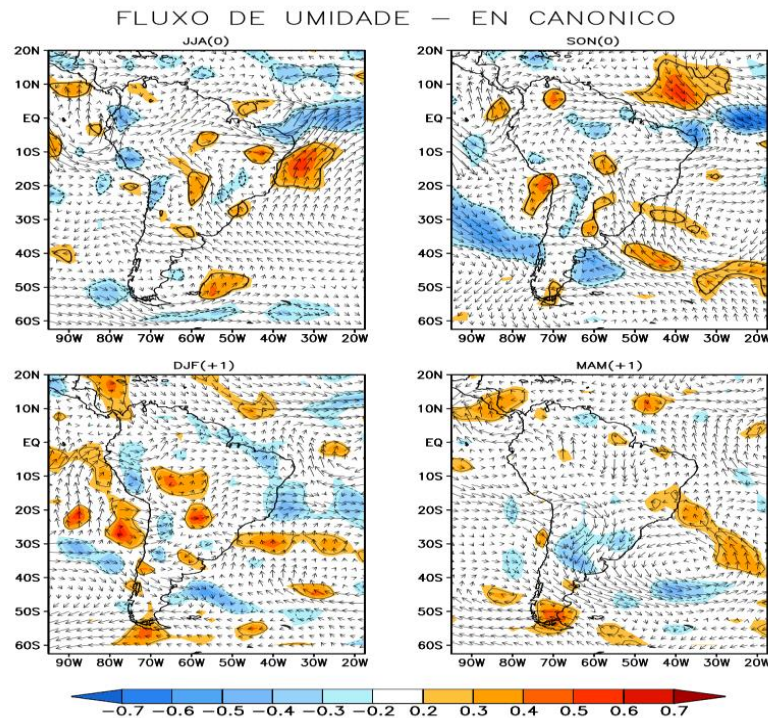


Figura 29: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Canônico. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

5.5. Eventos Sucessivos

A Figura 30 apresenta os padrões de diferenças das composições trimestrais entre eventos Sucessivos e compostos totais de ATSM. De maneira geral, estes últimos padrões mostram-se menos intensos em relação à média total de eventos, uma vez que diferenças negativas significativas são observadas sobre o Pacífico central e leste em DJF e MAM. Por outro lado, ATSM positivas são observadas sobre o Atlântico tropical em JJA, em resposta ao EN do ano anterior, que se mantém nos trimestres seguintes, porém mais enfraquecidos. Tais padrões de TSM causam na precipitação, um enfraquecimento das anomalias negativas/positivas típicas em resposta ao EN (Figura 31).

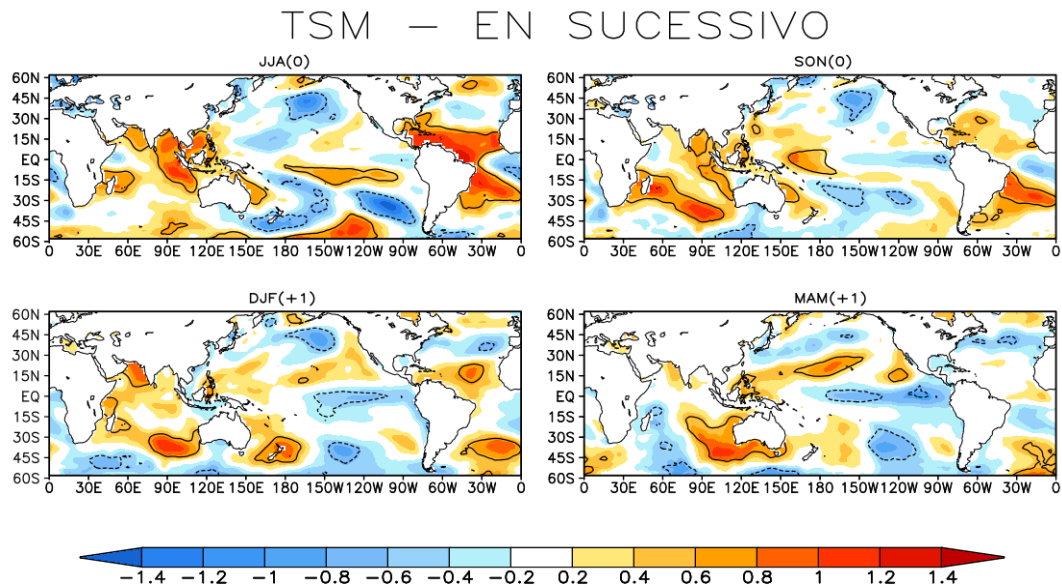


Figura 30: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de TSM para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

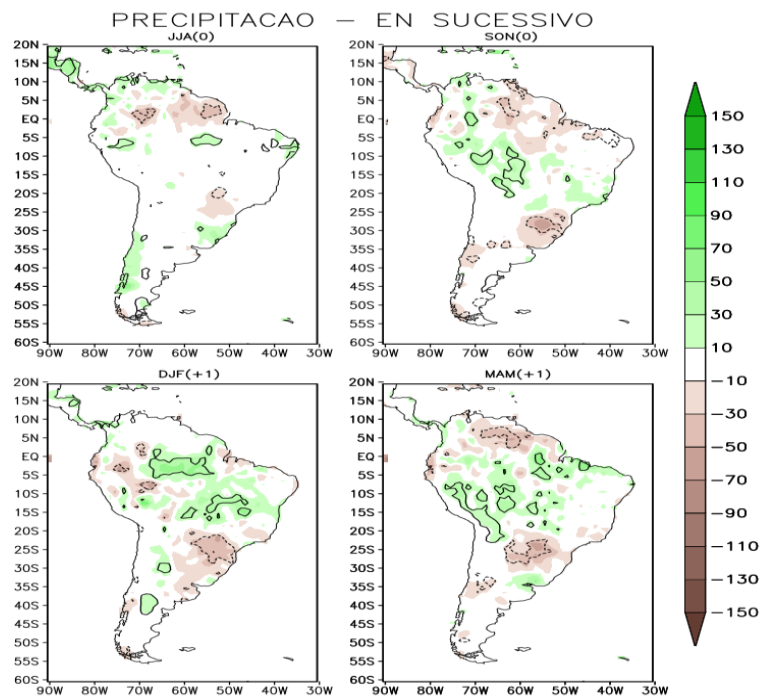


Figura 31: Diferenças de composições sazonais de anomalias de precipitação para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados do verde claro ao escuro (marrom claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Em relação à circulação atmosférica, nota-se também um enfraquecimento da Circulação de Walker anômala em todos os trimestres analisados (Figura 32), e dos

padrões do tipo trem de onda de Rossby, típicos em resposta ao EN, de tal modo, que as diferenças de composições para Ψ em 500 hPa não são significativas e nem configuram esses padrões atmosféricos (Figura 33). Por outro lado, as diferenças de composições ω em 500 hPa (Figura 34) mostram anomalias positivas significativas em MAM sobre o norte da AS, associadas à subsidência sobre essa região, estas características estão mais relacionadas ao deslocamento climatológico da ZCIT, do que de fato, à mudanças nas características do EN.

Sendo assim, as diferenças nos padrões de precipitação sobre a AS são melhor explicados por circulações locais do que por circulações de grade escala.

VELOCIDADE POTENCIAL – EN SUCESSIVO

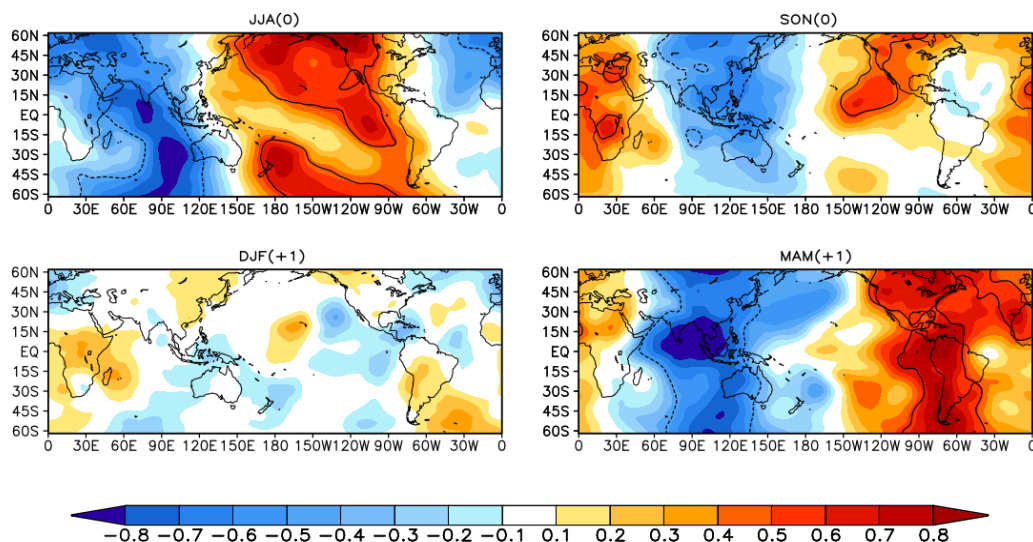


Figura 32: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Velocidade Potencial (m/s^2) em 200 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

FUNCAO CORRENTE – EN SUCESSIVO

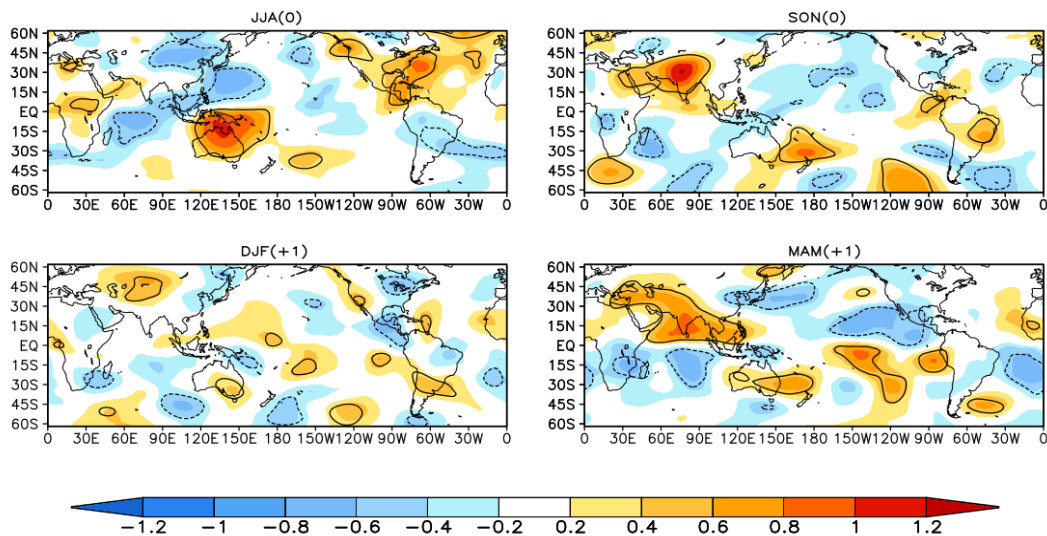


Figura 33: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Função Corrente em 200 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

OMEGA – EN SUCESSIVO

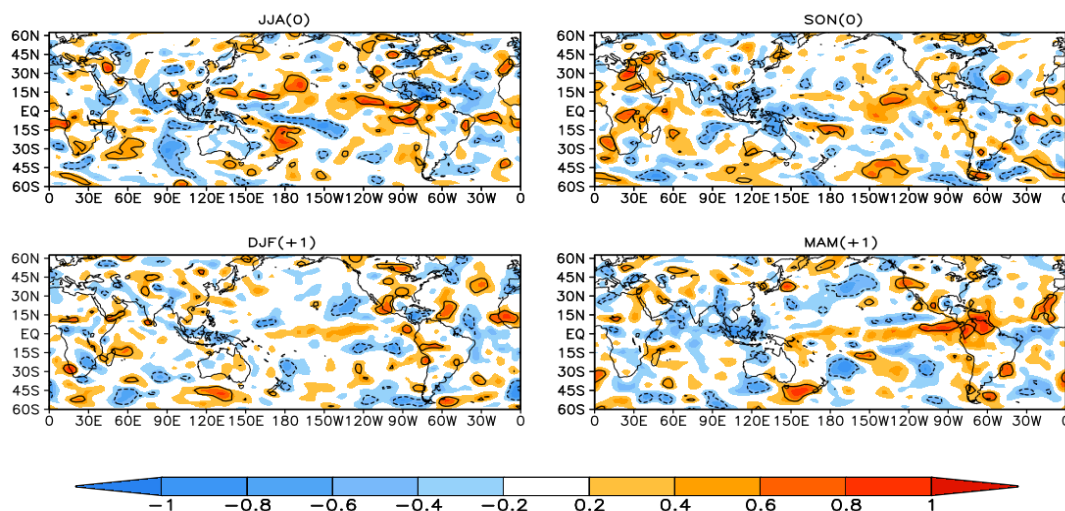


Figura 34: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de Ômega (P/s) em 500 hPa para os eventos classificados como Multianuais ou Sucessivos. Sombreados amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

Na Figura 35 são apresentadas as diferenças de divergência do fluxo e fluxo de umidade integrado verticalmente. Em JJA, nota-se intensas regiões de divergência de umidade localizadas ao norte da AS para fora do continente, sobre o nordeste da AS em direção ao Atlântico equatorial e centro-sul da AS e, uma região de intensa convergência de umidade que se estende da América Andina em direção ao norte e

nordeste do Brasil. Durante DJF, os fluxos indicam convergência (divergência) de umidade sobre a região central e nordeste (oeste e sudeste) da AS, regiões em que as anomalias de precipitação positivas (negativas) estão acima (abaixo) da média. Finalmente, em MAM, sobre o noroeste (nordeste) da AS são observadas intensas áreas de divergência (convergência) de umidade, que refletem as principais áreas com anomalias negativas (positivas) de precipitação.

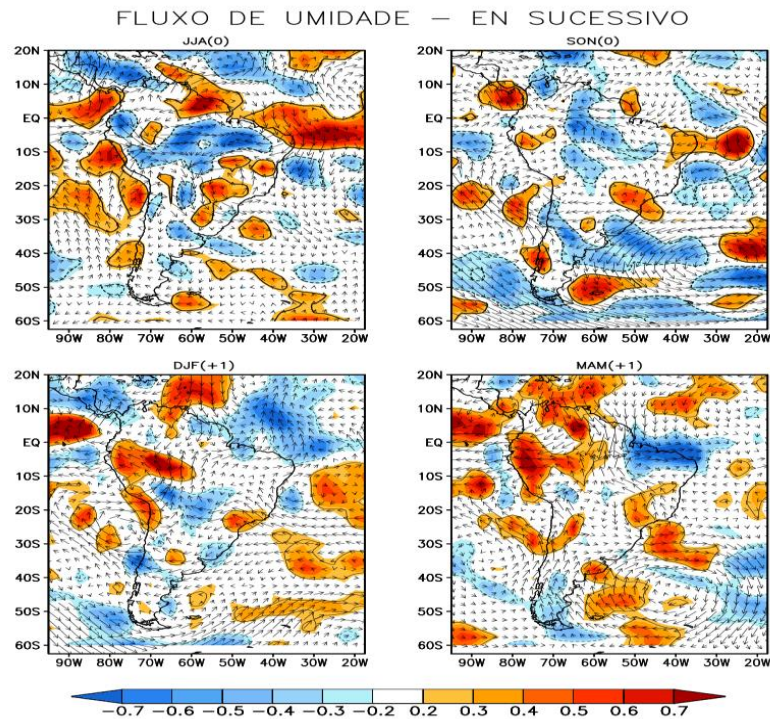


Figura 35: Diferenças de composições sazonais de anomalias normalizadas de divergência do fluxo (sombreado) e do fluxo de umidade integrado verticalmente (setas) para os eventos classificados como Sucessivos. Sombreados do amarelo claro ao vermelho (azul claro ao escuro) correspondem aos valores positivos (negativos). Contornos contínuos (pontilhados) representam regiões com significância estatística no nível de confiança de 90%.

6. CONCLUSÕES

Este estudo abordou o impacto do El Niño na precipitação sobre a América do Sul, durante o período de 1950-2019, levando-se em conta seus diferentes tipos, caracterizados pelo posicionamento, intensidade e duração das anomalias de TSM. As análises de diferenças de composições revelam que os eventos EN apresentam características distintas em relação aos padrões de ATSM, que seguem os critérios de classificação estabelecidos. Durante eventos fortes do ENOS, é observada uma intensificação do gradiente de TSM inter-bacias desde o trimestre de JJA (0) até MAM (+1) sobre o Pacífico Equatorial, com um decaimento mais lento, quando comparado com o comportamento médio de todos os eventos. Em contraste, os eventos Modoki apresentam um resfriamento sobre o Pacífico leste, enquanto os eventos Canônicos não mostram características distintas do comportamento médio das anomalias sobre o Pacífico tropical. Por outro lado, mudanças significativas no campo de diferença de ATSM ocorrem sobre os oceanos Índico e Atlântico. Por fim, os eventos Sucessivos revelam um enfraquecimento do EN ao longo dos trimestres, com exceção de JJA, ou seja, o evento do ano seguinte é ligeiramente mais fraco que o dos anos anteriores.

As diferenças nas características de intensidade, posição e duração dos eventos do EN influenciam de maneiras diferentes a precipitação sazonal na América do Sul. Eventos EN fortes configuram regiões de anomalias negativas (positivas) de precipitação bem demarcada sobre o norte/nordeste (sul/sudeste) da América do Sul, com destaque para as Guianas, Colômbia, Venezuela e Amazônia Legal, onde as anomalias negativas foram mais intensas. Os eventos Modoki, por sua vez, mostram uma característica zonal de anomalias positivas, com inversão dos padrões característicos de precipitação sobre a América do Sul, demonstrando chuvas acima da média de todos os eventos para a região amazônica. Devido à sua similaridade com o comportamento médio dos eventos EN, durante os eventos Canônicos, as diferenças encontradas nos padrões de precipitação e circulação atmosférica estão relacionadas às variações que ocorrem no Atlântico tropical, que por sua vez, modula o posicionamento da ZCIT. Já os eventos Sucessivos mostram um enfraquecimento nos padrões de chuvas em resposta ao enfraquecimento do próprio evento, com anomalias positivas localizadas sobre a região central da América do Sul. Além disso, teleconexões em resposta ao EN do ano anterior modulam a TSM no Atlântico tropical,

de tal maneira que influenciam no posicionamento da ZCIT e na precipitação sobre o norte e nordeste da AS.

A circulação de Walker apresenta rápida resposta às mudanças da TSM, sendo capaz de explicar quase que em sua totalidade as alterações nos padrões de precipitação sobre a AS equatorial. Devido à variação na distribuição das ATSM entre os eventos, regiões de subsidência e ascendência, bem como os padrões de ondas atmosféricas também se alteram, causando diferentes impactos na espacialização das chuvas sobre a AS. Nos casos em que os padrões de grande escala não são capazes de responder, é possível relacioná-los a transportes regionais de umidade. Por exemplo, nos anos dos eventos Sucessivos, as anomalias de precipitação foram melhor explicadas por mudanças na circulação regional que conduzem os fluxos de umidade.

Esses resultados indicam que os impactos do EN na precipitação da AS são dependentes do tipo de EN, que definem diferentes teleconexões associadas principalmente as suas características de evolução, sejam elas associadas à sua intensidade ou posicionamento das anomalias de TSM. Para trabalhos futuros, sugere-se avaliar como as diferentes oscilações de baixa-frequência (por exemplo, a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) ou Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) afetam a diversidade do EL Niño.

7. REFERÊNCIAS

ACEITUNO, P. El Niño, the Southern Oscillation, and ENSO: Confusing names for a complex ocean–atmosphere interaction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 73, n. 4, p. 483-485, 1992.

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.

ANGUELOVA, M. A. **Diferenças entre as evoluções temporais dos ENOS Multianuais e de único ano: Impactos na precipitação da América do Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação). Curso de Meteorologia, Escola Superior de Tecnologia, Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, p. 48. 2022. Disponível em: <http://repositorioinstitucional.uea.edu.br/handle/riuea/4002>. Acesso em: 09 ago. 2022.

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

BARRETO, N.J.C. **Relação entre Oscilação Decadal do Pacífico, El Niño Oscilação-Sul e a circulação atmosférica de verão na América do Sul**. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia e Processos da Superfície da Terra/ Instituto de Ciências Atmosféricas/ Universidade Federal de Alagoas, p.80. 2009.

BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly weather review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

CAI, Wenju et al. Climate impacts of the El Niño–southern oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p. 215-231, 2020.

ENFIELD, D.B.; MAYER, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 102, n. C1, p. 929-945, 1997.

FRUMENTO, O.A.; BARROS, V.R. Tropospheric Circulation Variability over Central and Southern South America. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 4, n. 05, p. 956, 2014.

GOLDEN GATE WEATHER SERVICES. Services. **El Niño and La Niña years and Intensities – Based on Oceanic Niño Index (ONI)**. Disponível em: <<https://ggweather.com/enso/oni.htm>>. Acesso em 21 set. 2022.

GRIMM, A.M. 2003. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate** 16(2): 263–280. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2.

GRIMM, A.M. 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 353–382.

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.

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.

HUANG, B. et al. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. **Journal of Climate**, v. 30, n. 20, p. 8179-8205, 2017.

JIMENEZ, L. C. M. et al. Impactos dos eventos anuais e multianuais do ENOS na precipitação da América do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA*, XXII., 2022, Bauru. **Anais [...]**. Bauru: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2022. v. 22, p. 577-586. Disponível em: https://cbmet.com.br/files/anais_cbmet22_texto.pdf. Acesso em: 21 mar. 2023.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-472, 1996.

KAYANO, M.T. ; ANDREOLI, R.V.; FERREIRA, R.A.F. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 8, p. 1119-1134, 2011.

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.

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 A**, v. 36, n. 5, p. 490-504, 1984.

MACÊDO, T. L. B. Variabilidade da precipitação sobre a América do Sul em resposta aos eventos El Niño fracos, moderados e fortes. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA* , VIII., 2019, Belém. **Anais [...]**. Belém: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2019. v. 8, p. 1305-1312. Disponível em: https://www.academia.edu/44854895/ANAIS_DO_VIII_SIMP%C3%93SIO_INTERNA_CIONAL_DE_CLIMATOLOGIA. Acesso em: 29 jan. 2023.

MARENGO, J.A.; OLIVEIRA, G.S. Impactos do fenômeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/1999. *In: Congresso brasileiro de meteorologia*, vol. 10, 1998.

NOGUÉS-PAEGLE, J. et al. Progress in Pan American CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, n. 12, p. 1-30, 2002.

PANOFSKY, H.A.; BRIER, G. W. **Some applications of Statistics to Meteorology**. 1st. ed. Florida: University Park, 1968. 224p.

PHILANDER, S. George H. El Nino southern oscillation phenomena. **Nature**, v. 302, n. 5906, p. 295-301, 1983.

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.

SCHNEIDER, U. et al. GPCP full data reanalysis, version 7.0: Monthly land-surface precipitation from rain gauges built on GTS based and historic data. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. **GPCP Data Report**, 2016.

TEDESCHI, R.G.; 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 precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 15, p. 4797-4814, 2016.

TOKINAGA, H.; RICHTER, I.; KOSAKA, Y. ENSO influence on the Atlantic Niño, revisited: Multi-year versus single-year ENSO events. **Journal of Climate**, v. 32, n. 14, p. 4585-4600, 2019.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2778, 1997.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. Memoirs of the Royal Meteorological Society: World Weather V. **Royal Meteorological Society**, Reino Unido: Royal Meteorological Society, ed. 36, ano 1930, n. 5, p. 53-84, 31 dez. 1930. Disponível em: <https://www.rmets.org/sites/default/files/papers/ww5.pdf>. Acesso em: 29 jan. 2023.

WANG, B.; LUO, X.; YANG, Y.M.; LIU, J. Historical change of El Niño properties sheds light on future changes of extreme El Niño. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 116, n. 45, p. 22512-22517, 2019.

WANG, C.; WEISBERG, R.H. The 1997–98 El Niño evolution relative to previous El Niño events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 2, p. 488-501, 2000.

WILKS, D. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic press**, 2011.

WU, X.; OKUMURA, Y.M.; DINEZIO, P.N. What controls the duration of El Niño and La Niña events?. **Journal of Climate**, v. 32, n. 18, p. 5941-5965, 2019.

ZHOU, J.; LAU, K.M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 21, n. 13, p. 1623-1644, 2001.