



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS
ESCOLA SUPERIOR DE TECNOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Djanir Sales de Moraes

Relação entre o modo meridional de TSM no Pacífico e o ENOS e seus efeitos sobre a precipitação na Amazônia

Manaus
2019

Djanir Sales de Moraes

Relação entre o modo meridional de TSM no Pacífico e o ENOS e seus efeitos sobre a precipitação na Amazônia

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à Coordenação do curso de Bacharelado em Meteorologia da Universidade do Estado do Amazonas como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de bacharel em Meteorologia.

Orientador: Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza

Manaus
2019

DJANIR SALES DE MORAES

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.

Djanir Sales de Moraes

Djanir Sales de Moraes

Data de aprovação: Manaus/AM, 06 / 12 / 2019.

BANCA EXAMINADORA

Rita Valéria Andreoli de Souza

Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza

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

Jamile Dehaini

Dra. Jamile Dehaini

(Universidade do Estado do Amazonas)

Maria Bethânia Leal de Oliveira

Dra. Maria Bethânia Leal de Oliveira

(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.

D623r de Moraes, Djanir Sales
Relação entre o modo meridional de TSM no Pacífico e o
ENOS e seus efeitos sobre a precipitação na Amazônia /
Djanir Sales de Moraes. Manaus : [s.n], 2019.
42 f.: color.; 31 cm.

TCC - Graduação em Meteorologia - Bacharelado -
Universidade do Estado do Amazonas, Manaus, 2019.
Inclui bibliografia
Orientador: Rita Valéria Andreoli de Souza

1. TSM. 2. Amazônia. 3. Pacífico. 4. Variabilidade.
I. Rita Valéria Andreoli de Souza (Orient.). II.
Universidade do Estado do Amazonas. III. Relação entre o
modo meridional de TSM no Pacífico e o ENOS e seus
efeitos sobre a precipitação na Amazônia

Elaborado por Jeane Macelino Galves - CRB-11/463

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Maria do Perpetuo e Djalma Barros pelo apoio incondicional durante a graduação e a todos os familiares que torceram e me deram apoio durante esta jornada.

À minha namorada Josyanne Santos pelo apoio que tem me dado durante a graduação, o companheirismo durante a vida e por sempre torcer pelo meu progresso.

À Profa. Rita Andreoli pelos anos de orientação na iniciação científica e confiança durante meu desenvolvimento acadêmico.

Aos amigos que fiz durante a graduação e amigos que estes me proporcionaram a honra de conhecer, Bethinha, Amariles, André Leturiondo, Max Tempesfúria, Silas, Willy Hagi, Crazy, Wanda Isabella, Adriano, Karoline, Lourdes, Rany, Mike, Guilherme Figliuolo, Luan, Jean Antunes, Francisco Alciney, Vini Pataxó, Frank Menezes, Wesley Gomes, Leo Vergasta, Adriane Brito, Paulo Mauricio, Nikolado, Sérgio, Lemoel, Barbosa, Rildo, Gusthavo, Erilane, Itamara, Franci, Sarah, Tábata, Ferna Cassiano, Thalita, Laura, Mira, Japa Girl e Matheus Richard.

Aos amigos que conquistei durante a vida Collor, Marcelo, Vince, Débora Massulo, Alê, Alinne, Lipe D'Ávila, Juan, Zé Maria, Duff.

Agradeço aos meus animais de estimação por alegrarem a casa e a vida, Éris e Lizzy.

À todos que torceram por mim e foram omitidos, muito obrigado.

RESUMO

Este estudo buscou caracterizar o modo meridional de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Pacífico (MMP) e sua relação com o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e com a precipitação na Amazônia durante o período de 1901 a 2014. A metodologia do estudo é baseada no método de Funções Ortogonais Empíricas Combinada (FOEC) e Estendida (FOEE) para identificar os padrões espaciais e temporais do MMP. Análises de composições e correlações lineares foram usadas para buscar as relações entre o MMP, o ENOS e a precipitação. Os resultados mostram que o padrão espacial do MMP apresenta uma escala de variabilidade em torno de 8 anos e é melhor definido no período de Junho a Agosto (JJA). Correlações entre a série temporal associada ao MMP e a precipitação mostram uma dependência temporal, com uma mudança de padrão a partir da década de 1980. Efeitos combinados do ENOS com o MMP na precipitação da América do Sul tropical também foram avaliados. Nesse caso, os resultados sugerem que, a ocorrência do MMP positivo ou negativo durante a fase inicial de eventos ENOS pode atuar no sentido de configurar o posicionamento dos centros de máximas anomalias associadas ao ENOS e como consequência alterar o padrão de precipitação sobre a Amazônia. Por outro lado, o ENOS em sua fase de decaimento não aparenta interferir no desenvolvimento do MMP e na relação com a precipitação.

Palavras-chave: TSM, Amazônia, Pacífico, variabilidade.

ABSTRACT

In this study we aim to characterize the Pacific Meridional Mode (PMM) of Sea Surface Temperature (SST) and its relationship with El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the rainfall in the Amazonic region during 1901 to 2010. The methodology of this study is based on the method of Combined and Extended Empirical Orthogonal Function (CEOF and EEOF respectively) to identify the spatial and temporal patterns of the PMM. Composite analyses and linear correlation tools are used to search for the relations between the PMM, ENSO and precipitation. The results show that the spatial pattern of PMM presents a variability of 8 years and is best defined in the months of June through August (JJA). Correlations between the timeseries associated with PMM and precipitation show a temporal dependency, with a change of pattern after the 1980s. The effects combined of ENSO and PMM on the precipitation over Tropical South America were also investigated. In this case, the results suggest that the occurrence of positive or negative PMM patterns during the initial phase of ENSO events can act in the sense of configuring the positioning of the maximum anomaly centers associated with ENSO and as a consequence alter the pattern of precipitation over the Amazon. On the other hand, ENSO in its decaying phase doesn't seem to interfere in the development of PMM and its relation with rainfall.

Key words: SST, Amazon, Pacific, variability.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Correlação entre os padrões de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e a precipitação na Amazônia (contorno cinza) durante o a) período chuvoso (Dezembro a Abril; DJFA) e b) período seco (Julho a Outubro; JASO), regiões pontilhadas apresentam significância estatística com um grau de confiança de 95%, a precipitação utiliza o período 1979 a 2006. Fonte: Yoon e Zeng, 2010.	14
Figura 2 – a) Propriedades espaciais do MMP. b) Propriedades espaciais do gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico. Fonte: Chiang e Vimont 2004.	16
Figura 3 – Variância do vento e TSM sobre os oceanos a) Pacífico e b) Atlântico e série temporal associada aos modos sobre os oceanos c) Pacífico e d) Atlântico. Fonte: Chiang e Vimont 2004.	17
Figura 4 – a) Correlação entre o MMP e a precipitação na Amazônia (contorno azul) em JJA; Correlação parcial entre o MMP e a precipitação na Amazônia em JJA com os b) Nino 3.4 e c) Nino 4 como variáveis de controle, os pontilhados representam significância estatística com um grau de confiança de 95%. Fonte: Zhang et al. 2017.	18
Figura 5 – Localização de Darwin e Taiti, locais de onde são calculadas as diferenças nas anomalias de pressão para elaboração do SOI. Fonte: NOAA.	19
Figura 6 – Circulação de Walker idealizada em condições neutras de. Fonte: NOAA Climate.	20
Figura 7 – Circulação de Walker idealizada durante um evento de El Niño sobre um mapa de ATSM, aquecimento anômalo é representado por tons de vermelho e resfriamento anômalo por tons de azul. Fonte: NOAA Climate.	20
Figura 8 – Circulação de Walker idealizada durante um evento de La Niña sobre um mapa de ATSM, aquecimento anômalo é representado por tons de vermelho e resfriamento anômalo por tons de azul. Fonte: NOAA Climate.	21
Figura 9 – Modo combinado de TSM e componentes do vento no Pacífico tropical leste considerando o período total do estudo, 1901 a 2014.	26
Figura 10 – Série temporal associada ao modo combinado de TSM e componentes do vento.	27
Figura 11 – Evolução do modo combinado de TSM e componentes do vento a cada 12 meses.	27
Figura 12 – Modo combinado de TSM e componentes do vento (MMP) considerando sua fase madura (JJA) para o período total do estudo (1901-2014) e períodos de 30 anos a partir de 1901-1930 até 1981-2010.	28

Figura 13 – Padrões de precipitação em resposta ao MMP considerando o período total do estudo (1901-2014) e períodos de 30 anos a partir de 1901-1930 a 1981-2010.	29
Figura 14 – Composição de TSM em eventos de El Niño que foram precedidos por MMP- e MMP+. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.	31
Figura 15 – Composição de TSM em eventos de La Niña que foram precedidos por MMP- e MMP+. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.	32
Figura 16 – Composição da precipitação durante eventos de El Niño que foram precedidos por MMP- e MMP+. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.	33
Figura 17 – Composição da precipitação durante eventos de La Niña que foram precedidos por MMP- e MMP+. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.	34
Figura 18 – Composição de TSM em eventos de MMP negativo e positivo que ocorreram durante a fase final do El Niño. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.	35
Figura 19 – Composição da precipitação em eventos de MMP negativos que ocorreram durante a fase final da La Niña. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.	36

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS – América do Sul

AT – Atlântico Tropical ATSM – Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar

FOE – Funções Ortogonais Empíricas

FOEC – Funções Ortogonais Empíricas Composta

FOEE – Funções Ortogonais Empíricas Estendida

CP – Componentes Principais

DJF – Dezembro-Janeiro-Fevereiro

ENOS – El Niño - Oscilação Sul

IOS – Índice de Oscilação Sul

JJA – Junho-Julho-Agosto

MMP – Modo Meridional do Pacífico

NAO – Oscilação do Atlântico Norte

NPO – Oscilação do Pacífico Norte

OS – Oscilação Sul

PNM – Pressão ao Nível médio do Mar

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Anos de ENOS que ocorreram durante os eventos de MMP- e MMP+. 30

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Objetivos	13
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1	Oceano Atlântico	15
2.2	Oceano Pacífico	16
2.2.1	Modo Meridional do Pacífico	16
2.2.2	El Niño - Oscilação Sul	18
2.2.3	Relação entre o ENOS e MMP e seus efeitos na precipitação na Amazônia	21
3	DADOS E METODOLOGIA	23
3.1	Dados	23
3.2	Metodologia	23
4	RESULTADOS	26
4.1	Padrões de TSM no Pacífico tropical e subtropical	26
4.2	Influência do padrão do MMP sobre a chuva na Amazônia durante JJA	28
4.3	Efeito combinado do ENOS e MMP na precipitação da AS	29
5	CONCLUSÕES	37
	REFERÊNCIAS	39

1 INTRODUÇÃO

A precipitação é o elementos climáticos mais importantes a ser analisado na região tropical, pois induz características e comportamentos a outras variáveis como temperatura, umidade e ventos. A região Amazônica possui precipitação média aproximada de 2.300 mm/ano embora algumas regiões, principalmente ao noroeste da bacia cheguem a 3.500 mm/ano (Figueroa e Nobre, 1990). O período de chuvas ou forte atividade convectiva na região é compreendido entre Novembro e Março com o pico da precipitação ocorrendo entre o trimestre de Dezembro a Fevereiro (DJF) e o período de seca (ou período sem grande atividade convectiva) ocorre entre meses de Maio e Setembro com o pico da seca ocorrendo entre o trimestre de Junho a Agosto (JJA) quando o centro de máxima precipitação estaria mais deslocado para o Norte, sobre a América Central. Entre estes períodos ocorre a transição entre os regimes de intensa e baixa atividade convectiva, resultados apresentados por Fisch et al. (1998) e que estão de acordo com aqueles obtidos por Horel et al. (1989) a partir de análises de radiação de onda longa na região Amazônica.

Salati et al. (1979) apresentaram, em seus resultados que a maior parte da precipitação na Amazônia seria uma composição da evapotranspiração local e o fluxo de umidade proveniente do Oceano Atlântico e que o Oceano Pacífico teria pouca contribuição sobre a precipitação. Por outro lado, no contexto da dinâmica climática tropical, sabe-se que a variabilidade interanual e sazonal da estação chuvosa da Amazônia é modulada diretamente pelos padrões oceano-atmosfera de grande escala e associados ao fenômeno do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico e as fases do gradiente meridional interhemisférico de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical (AT) (Souza et al., 2000; Yoon e Zeng, 2010).

O ENOS é tido como um dos principais fatores que influenciam a precipitação na Bacia Amazônica (Andreoli et al., 2012; Andreoli et al., 2017), estudos observacionais realizados por Marengo e Hastenrath (1993) mostram que, quando há aquecimento anômalo das águas do Pacífico Equatorial Central (El Niño), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) tende a situar-se mais ao norte do que sua posição média sobre o AT diminuindo a umidade que penetra na região Amazônica a partir do oceano. Por outro lado, um modo climático fortemente ligado ao ENOS, mas que não tem recebido muita atenção em relação à precipitação sobre esta região é o Modo Meridional do Pacífico (MMP) definido por Chiang e Vimont (2004). Esse modo representa o primeiro modo combinado de variabilidade da TSM e das componentes zonal e meridional dos campos de vento de 10m e está fortemente relacionado ao desenvolvimento do ENOS e às mudanças na circulação em larga escala (Chang et al., 2007; Zhang et al., 2009). O MMP, sendo um modo climático

típico no Pacífico subtropical e tropical, que afeta a circulação em larga escala, pode, portanto, influenciar a variabilidade da precipitação na região amazônica. Nesse sentido, [Zhang et al. \(2017\)](#) mostram através de um estudo observacional e de modelagem que o MMP positivo (negativo) pode levar ao excesso (déficit) de precipitação nessa região. Seus resultados mostram que os impactos da MMP sobre a precipitação da Amazônia ocorrem durante o trimestre JJA e são induzidos pelo forçamento de anomalias de TSM (ATSM) associadas com o MMP. Nesse sentido, busca-se poder avançar nosso entendimento sobre a influência dos modos de variabilidade de TSM no Pacífico sobre a precipitação da região da Bacia Amazônica.

1.1 Objetivos

Objetivo Geral

Este estudo tem como objetivo avaliar o impacto do MMP na variabilidade da precipitação sobre a AS tropical, assim como o impacto dos eventos de ENOS que são ou não precedidos pelo MMP buscando uma melhor compreensão da variabilidade da precipitação

Objetivos Específicos

- Identificar o padrão sazonal de variabilidade de TSM que define o MMP.
- Avaliar o impacto do MMP na precipitação sobre a Bacia Amazônica.
- Identificar os eventos ENOS no Pacífico, que são precedidos ou não pelo MMP.
- Avaliar o impacto do ENOS na precipitação da bacia Amazônia, considerando separadamente eventos ENOS que são precedidos ou não pelo MMP.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O interesse sobre o clima e a Amazônia vem crescendo nos últimos tempos e os impactos sociais, econômicos e ao ecossistema, trazidos pelas mudanças climáticas tem sido o objetivo de uma parcela considerável da comunidade científica que se dedica às ciências atmosféricas e oceânicas. No contexto da dinâmica climática tropical estudos tem mostrado que a variabilidade da precipitação na região Amazônica é grande, não sendo raros episódios de secas ou cheias na bacia Amazônica. Estes eventos são modulados diretamente pelas oscilações nos oceanos Pacífico, este com ênfase particular no ENOS (Marengo, 1992) e Atlântico por meio de mudanças nos padrões (aquecimento, resfriamento e gradiente) de TSM que influenciam na convergência de umidade, movimento vertical e posição da ZCIT (Kousky et al., 1984). A figura 1 apresenta um mapa de correlação entre a precipitação na bacia Amazônica e a TSM em torno da América do Sul (AS) onde duas regiões com altos valores são notados, o Pacífico tropical (durante a estação chuvosa; 1a) e o Atlântico Norte (durante a estação seca; 1b), porém pouca atenção tem sido dada para a região do Pacífico Leste durante a estação seca até então.

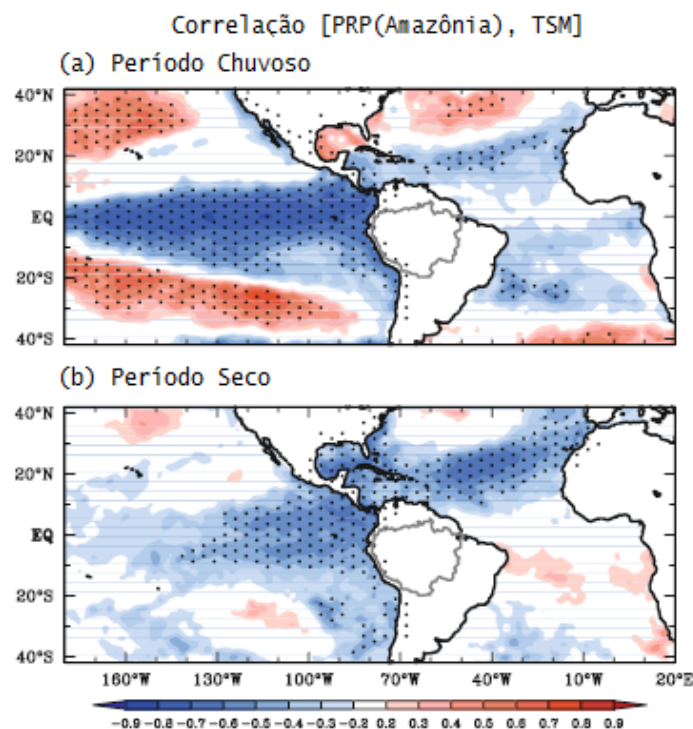


Figura 1 – Correlação entre os padrões de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e a precipitação na Amazônia (contorno cinza) durante o a) período chuvoso (Dezembro a Abril; DJFA) e b) período seco (Julho a Outubro; JASO), regiões pontilhadas apresentam significância estatística com um grau de confiança de 95%, a precipitação utiliza o período 1979 a 2006. Fonte: Yoon e Zeng, 2010.

Recentemente Zhang et al. (2017) examinaram, a partir de um estudo observacional e

de modelagem os efeitos do MMP na precipitação sobre a Amazônia durante o trimestre de JJA, chegando a conclusão que a fase positiva (negativa) do MMP contribui para o excesso (déficit) de precipitação durante JJA. A escolha do trimestre deve-se ao fato da correlação entre a precipitação na Amazônia e o sinal do MMP apresentarem valores muito baixos durante outros trimestres. A seguir são apresentadas discussões mais detalhadas sobre os padrões de variabilidade oceânica que ocorrem nos oceanos Atlântico e Pacífico tropical e que afetam a precipitação na Amazônia.

2.1 Oceano Atlântico

A TSM no AT apresenta um modo de variabilidade de larga escala dominante durante o outono austral, caracterizado por ATSMs com sinais opostos nas regiões norte e sul do AT, comumente chamado de gradiente inter-hemisférico de TSM ou Modo Meridional do Atlântico (figura 2b). A migração norte-sul da precipitação na região Amazônica pode ser explicada, em parte, por este efeito do gradiente meridional de TSM no AT (Yoon e Zeng, 2010). Maiores (menores) valores de precipitação estão associados com ATSMs mais frias (quentes) no AT sul e mais quentes (frias) no AT norte já que este induz um deslocamento norte-sul da ZCIT e da convecção associada ao longo do ano (Hastenrath e Heller, 1977).

Duas explicações são propostas para o funcionamento deste gradiente meridional de TSM, conhecido popularmente por “dipolo” do Atlântico. Nobre e Shukla (1996), a partir de análises observacionais, mostraram que variações nos ventos alísios no AT norte antecedem ATSMs em toda a região do AT resultando no gradiente de TSM entre a latitude média da ZCIT, implicando que o modo sofre influências externas, mais expressivamente do ENOS e das Oscilações do Atlântico Norte (NAO), estes resultados foram confirmados posteriormente por Xie e Tanimoto (1998) e Giannini et al. (2000).

Chang et al. (1997) sugeriu uma explicação diferente, destacando o papel da retroalimentação vento-evaporação-TSM entre a região média da ZCIT, responsável por reduzir a força dos ventos alísios no hemisfério com TSMs mais quentes e intensificar os alísios no hemisfério com TSMs mais frias. Com os ventos alísios de nordeste enfraquecidos há um aumento na TSM, fortalecendo o gradiente inter-hemisférico. Trabalhos subsequentes (Xie, 1999; Chiang et al., 2002) mostraram que o mecanismo de retroalimentação vento-evaporação-TSM é capaz de reproduzir o comportamento observado porém não apresenta intensidade suficiente para se auto sustentar, salientando a necessidade de forçantes externas conforme sugerido anteriormente por Nobre e Shukla (1996).

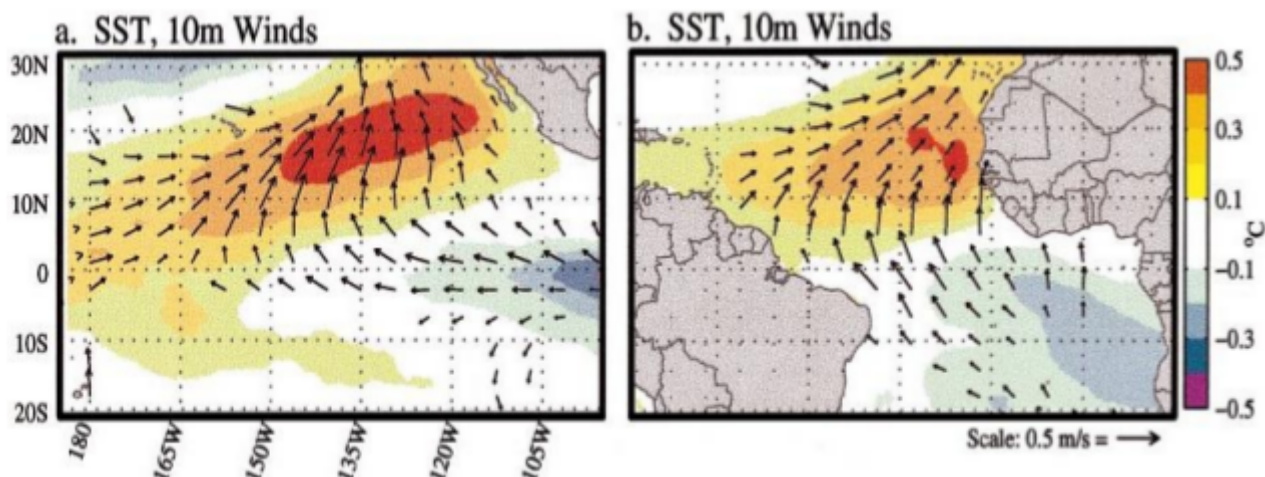


Figura 2 – a) Propriedades espaciais do MMP. b) Propriedades espaciais do gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico. Fonte: Chiang e Vimont 2004.

2.2 Oceano Pacífico

2.2.1 Modo Meridional do Pacífico

Um modo similar ao discutido anteriormente para o oceano Atlântico também foi encontrado no Pacífico por Chiang e Vimont (2004). Dentre as características que levaram esses autores a buscar por um modo de variabilidade similar ao do Atlântico no Pacífico está o fato de ambos os oceanos possuírem variabilidade climática similar na região de atuação média da ZCIT e em latitudes médias, como as Oscilações do Atlântico e Pacífico Norte (NAO e NPO respectivamente) durante o período de inverno. Então considerando as similaridades encontradas em ambas as bacias foi possível mostrar que o modo dominante no Pacífico tropical após remoção do sinal de variabilidade do ENOS apresenta características espaciais e temporais semelhantes aquelas apresentadas no modo meridional do AT.

O MMP se desenvolve a partir de interações oceano-atmosfera diferentes daquelas que dão origem ao fenômeno ENOS, enquanto este conta com as interações entre a superfície e sub-superfície no Pacífico Equatorial, o MMP se desenvolve a partir da interação entre os ventos e a evaporação na superfície do mar a partir de um mecanismo de retroalimentação vento-evaporação-TSM. Similar ao modo meridional no Atlântico, o padrão no Pacífico tem as mesmas características espaciais (figura 2a), apresentando TSMs anormalmente quentes (frias) no Pacífico tropical norte (sul) e fluxo do vento ocorrendo a partir dos pontos onde as anomalias se mostram mais intensas.

As características temporais dos modos também são similares. Em ambas as bacias a variância dos ventos precede a TSM (figs. 3a e 3b), sendo a do vento ocorrendo durante

o verão austral e a da TSM ocorrendo durante o trimestre seguinte. As Componentes Principais (CPs) associadas aos modos meridionais nos Oceanos Pacífico e Atlântico (figs. 3c e 3d) apresentam o mesmo comportamento durante o período utilizado pelo autor, isto é, uma variabilidade interanual sobreposta a variações decenais (Chiang e Vimont 2004).

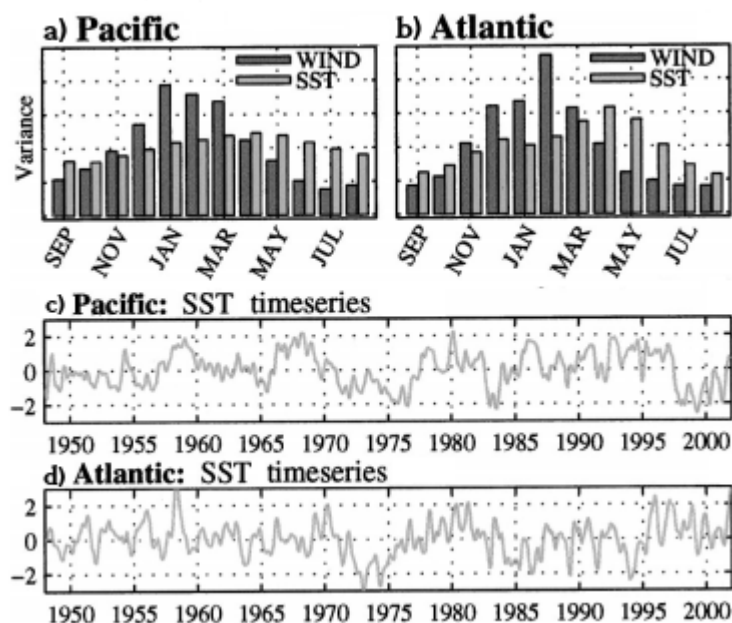


Figura 3 – Variância do vento e TSM sobre os oceanos a) Pacífico e b) Atlântico e série temporal associada aos modos sobre os oceanos c) Pacífico e d) Atlântico. Fonte: Chiang e Vimont 2004.

Chang et al. (2007) mostraram que o MMP está fortemente ligado ao desenvolvimento do ENOS, além disso, Murakami et al. (2017) mostraram que o modo também ajuda a modular a ocorrência de ciclones tropicais nas partes oeste e leste do Pacífico Norte além de afetar a precipitação no leste da Ásia. Dados estes resultados Zhang et al. (2017) investigaram os efeitos do MMP sobre a precipitação na Amazônia já que este modo tem ligação tanto com o ENOS quanto com a circulação de larga escala. Examinando os impactos do MMP na precipitação sobre a Amazônia, os autores mostraram que o modo positivo (negativo) pode levar ao excesso (déficit) de precipitação sobre a região (figura 4a).

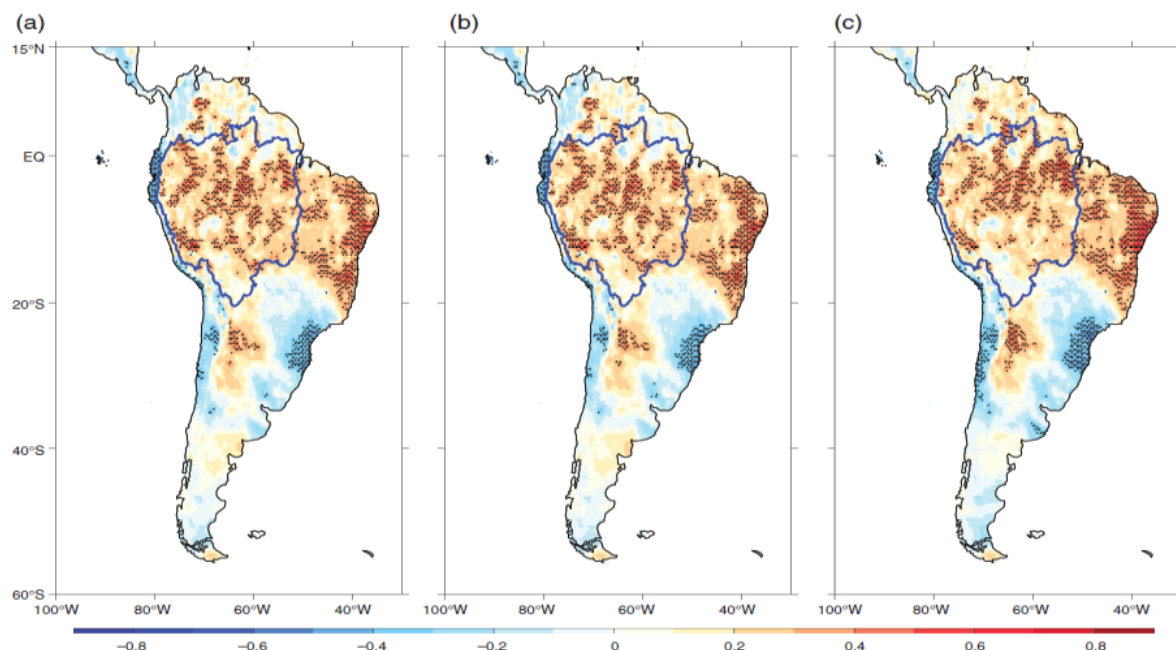


Figura 4 – a) Correlação entre o MMP e a precipitação na Amazônia (contorno azul) em JJA; Correlação parcial entre o MMP e a precipitação na Amazônia em JJA com os b) Nino 3.4 e c) Nino 4 como variáveis de controle, os pontilhados representam significância estatística com um grau de confiança de 95%. Fonte: Zhang et al. 2017.

Valores positivos de correlação também são observados no Nordeste Brasileiro. Chang et al. (2007) e Larson e Kirtman (2014) mostram que o padrão do MMP costuma anteceder o ENOS no Pacífico tropical, por isso as figuras 4b e 4c representam a correlação parcial entre o MMP e a precipitação sobre a AS com os sinais do Nino 3.4 e 4 (central e leste do pacífico) como variáveis de controle de forma a isolar ainda mais os impactos do ENOS. As correlações parciais mostram poucas diferenças quando comparadas com o que foi obtido anteriormente (figura 4a), sugerindo que a associação entre o MMP e a precipitação sobre a Amazônia sofre pouca influência do ENOS durante o trimestre JJA.

2.2.2 El Niño - Oscilação Sul

O ENOS é um padrão climático recorrente que envolve mudanças na TSM do Pacífico tropical e nos padrões de pressão entre o Pacífico tropical Central e Oeste. O El Niño e La Niña representam o aquecimento e resfriamento das águas superficiais do Pacífico tropical, respectivamente. O fenômeno ENOS acarreta em consideráveis variações na precipitação, intensidade dos ventos alísios, secas na Índia e até mesmo variações de temperatura média sobre o Hemisfério Norte (Philander, 1983). Devido a seus extensos efeitos sobre diferentes regiões o ENOS é um dos fenômenos de escala interanual mais estudados.

Além dos efeitos nas regiões tropicais o ENOS tem potencial de afetar as condições de tempo e clima em diversas regiões (An, 2009; Wang et al., 2012) por isso, o Índice de

Oscilação Sul (SOI, sigla em inglês) é utilizado para monitorar e caracterizar os eventos ENOS a partir de sua componente atmosférica além das ATSM que acompanham as fases opostas do fenômeno. O índice é calculado a partir da diferença das anomalias de pressão ao nível médio do mar (PNM) medidas em duas estações, em Darwin, na Austrália e no Taiti, localizado no Pacífico tropical central (Trenberth, 1984) (figura 5). SOI negativo (positivo) indica que a PNM em Darwin (Taiti) está maior que a média e a PNM no Taiti (Darwin) está menor que a média, resultando em condições de El Niño (La Niña).

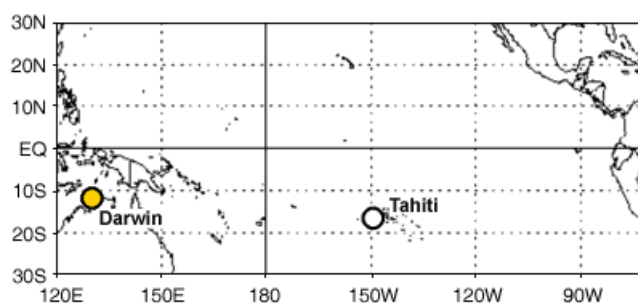


Figura 5 – Localização de Darwin e Taiti, locais de onde são calculadas as diferenças nas anomalias de pressão para elaboração do SOI. Fonte: NOAA.

Os primeiros estudos realizados por Walker e Bliss (1930) não foram capazes de identificar os processos físicos responsáveis pelo efeito que era causado pela Oscilação Sul (OS) durante as estações seguintes, foi apenas durante as décadas seguintes que Bjerknes (1966) relacionou a ligação entre a componente atmosférica (OS) a variações na TSM nas regiões do Pacífico tropical Central e Oeste pois o oceano tende a responder de forma muito mais lenta que a atmosfera as variações e devido a isto seria de central importância para a OS.

A figura 6 mostra de forma simplificada como o fluxo associado a circulação de Walker atua normalmente durante o verão austral (DJF), período no qual os eventos ENOS estão na sua fase madura. Durante a fase neutra os ventos alísios de Nordeste e Sudeste sobre o Pacífico, fazem com que as águas superficiais mais quentes se mantenham na porção oeste e a ressurgência traz águas mais frias para o leste do Pacífico causando um gradiente de TSM entre estas regiões, formando a circulação de Walker. Em condições neutras do ENOS a ascendência ocorre sobre parte da África, AS e Pacífico oeste, estes ramos coincidem com as máximas climatológicas de precipitação sobre essas regiões.

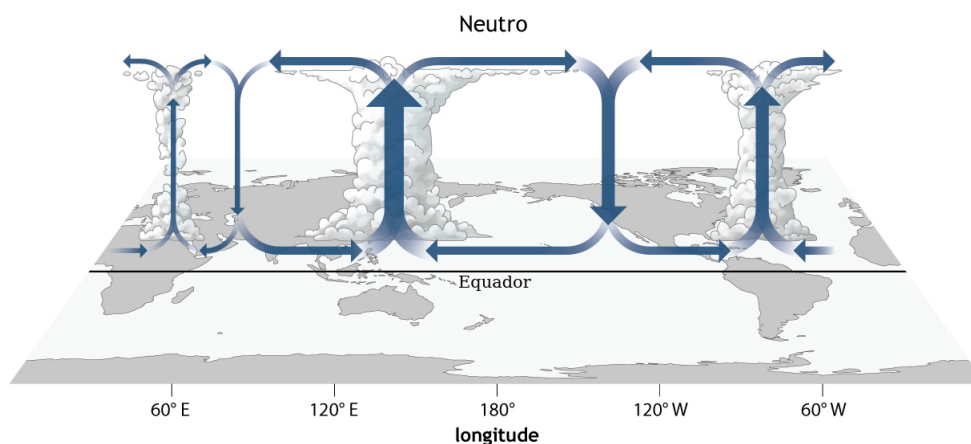


Figura 6 – Circulação de Walker idealizada em condições neutras de. Fonte: NOAA Climate.

Em condições de El Niño (figura 7) há mudanças na circulação de Walker associadas ao enfraquecimento dos alísios, sob essas condições o Pacífico Central fica mais aquecido gerando evaporação nesta região e bipartindo a célula de Walker fazendo com que os movimentos ascendentes ocorram sobre o Pacífico Central e movimentos subsidentes ocorram sobre parte da África, Índonesia e AS, inibindo a precipitação durante este período do ano.

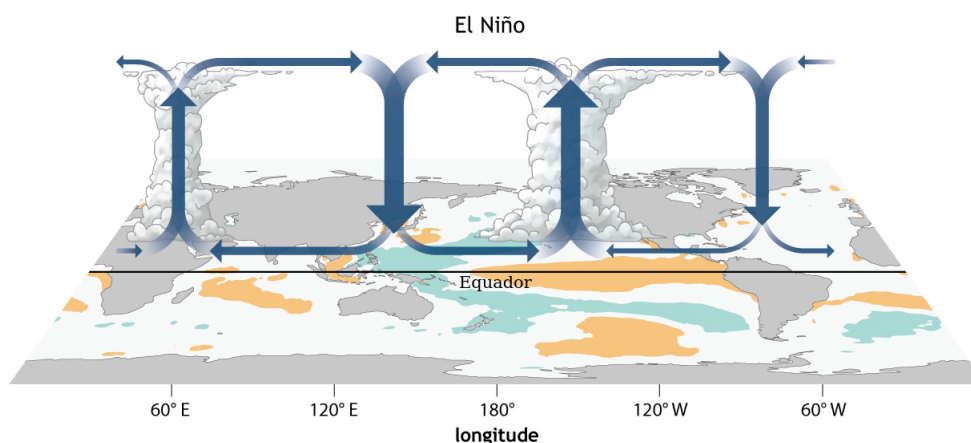


Figura 7 – Circulação de Walker idealizada durante um evento de El Niño sobre um mapa de ATSM, aquecimento anômalo é representado por tons de vermelho e resfriamento anômalo por tons de azul. Fonte: NOAA Climate.

Durante condições associadas a La Niña (figura 8) o gradiente de temperatura associado a condições neutras se mostra mais elevado devido a maior intensidade dos ventos alísios (Philander, 1985) que mantém as águas mais quentes do Pacífico na região oeste e com isso há uma intensificação da ressurgência a leste. Durante eventos de La Niña a célula de Walker fica mais alongada na região do Índico onde a subsidência age no sentido de diminuir os já baixos níveis de precipitação sobre a costa leste da África enquanto nas

regiões onde há movimentos ascendentes, estes agem no sentido de aumentar a convecção.

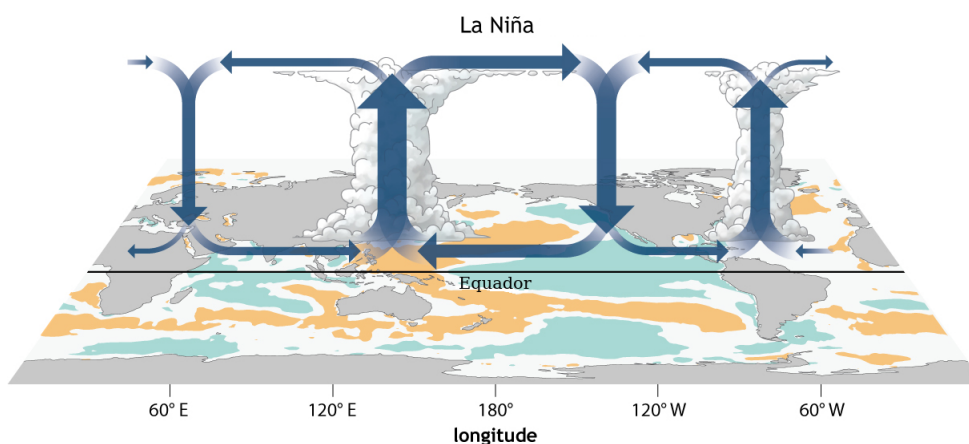


Figura 8 – Circulação de Walker idealizada durante um evento de La Niña sobre um mapa de ATSM, aquecimento anômalo é representado por tons de vermelho e resfriamento anômalo por tons de azul. Fonte: NOAA Climate.

2.2.3 Relação entre o ENOS e MMP e seus efeitos na precipitação na Amazônia

A influência do fenômeno ENOS sobre o clima vem sendo investigada extensivamente durante as últimas décadas com a finalidade principal de melhorar a previsão deste fenômeno. Mais recentemente [Chang et al. \(2007\)](#) mostrou que grande parte dos El Niños ocorridos nas últimas quatro décadas foram precedidos por eventos do MMP negativo (MMP-), argumentando que este modo pode ter um efeito sobre a intensidade do El Niño. Estes resultados foram posteriormente confirmados por [Thomas e Vimont \(2016\)](#), que demonstraram que o efeito do MMP sobre o ENOS é não linear, isto é, eventos de El Niño são mais facilmente afetados pelo MMP do que eventos de La Niña. Em outro trabalho recente [Lorenzo et al. \(2015\)](#) mostraram que o ENOS e o MMP são capazes de induzir variabilidade decenal no Pacífico.

Apesar das evidências que apontam para uma relação entre o MMP e o ENOS os mecanismos específicos que ligam os dois modos de variabilidade no Pacífico ainda não são claros, de forma que os estudos apresentam duas possíveis explicações para esta relação. Análises observacionais ([Vimont et al., 2003](#)) e a partir de modelos ([Alexander et al., 2010](#)) mostraram que as variações atmosféricas associadas com a NPO geram ATSMs na região onde a estrutura espacial do MMP- se projeta, essas ATSMs levam ao enfraquecimento dos ventos alísios e um aprofundamento da termoclina, afetando a circulação e levando ao desenvolvimento do ENOS durante os meses seguintes.

Outro mecanismo proposto por [Anderson et al. \(2013\)](#) tem o mesmo início, isto é, variações atmosféricas associadas a NPO, porém seus resultados sugerem que a quantidade de calor transportada pelos ventos alísios do Pacífico Norte para a região Equatorial aumenta, auxiliando o desenvolvimento do ENOS no Pacífico Equatorial. Identificar especificamente a forma como o MMP pode auxiliar no desenvolvimento do ENOS requer análises adicionais dos mecanismos descritos já que os trabalhos mostram que o MMP pode influenciar não só a intensidade como também a posição das ATSMs associadas ao ENOS ([Stuecker, 2018](#); [Larson e Kirtman, 2014](#)).

Entender a relação exata entre o MMP e o ENOS também pode nos ajudar a caracterizar melhor a variabilidade de precipitação na região Amazônica já que os impactos dos dois modos que ocorrem no Pacífico apresentam efeitos diferentes sobre a precipitação nesta região. O MMP apresenta forte influência apenas durante o trimestre JJA ([Zhang et al., 2017](#)) enquanto o ENOS exerce um efeito durante todo o ano com um pico durante o trimestre DJF (fase madura), além disso o efeito deste é mais confinado ao Nordeste e Oeste da Amazônia ([Aceituno, 1988](#)) enquanto os impactos do MMP ocorrem sobre toda a região Amazônica. Além disto, tendo em vista que o MMP pode ser um possível modulador da intensidade e posição das ATSMs associadas ao ENOS, analisá-lo pode nos ajudar a prever possíveis efeitos do ENOS na precipitação sobre a AS.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados utilizados nesse trabalho consistem de campos globais mensais de TSM, com uma resolução de 2° em latitude por 2° em longitude, disponível em http://www.jisao.washington.edu/data_sets/ersst/index2.html#data e descritos por Smith et al. 2008. Os dados mensais de precipitação são oriundos do Global Precipitation Climatology Project (GPCP), disponível em <http://gpcc.dwd.de>. As componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em 10 m são oriundos do Projeto de Reanálise e disponíveis em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html> também com uma resolução de $2^\circ \times 2^\circ$. O índice do ENOS utilizado é disponibilizado pelo Climate Prediction Center (CPC-NOAA) e está disponível em https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php. Todas as variáveis estão disponíveis para o período de estudo que abrange 1901 a 2014.

3.2 Metodologia

Em uma primeira etapa foram calculadas as anomalias mensais da TSM e componentes do vento (u e v) considerando a climatologia do período total do trabalho, 1901 a 2014. Em seguida foram removidas as tendências lineares de longo prazo. Ainda para as variáveis de TSM, u e v também foram removidas as componentes associadas ao ENOS, subtraindo das séries de dados o ajuste linear de mínimos quadrados associados ao índice dos Niños 3 e 4, definido como as anomalias de TSM médias entre 6°S - 6°N e 180° - 90°W . A componente associada ao ENOS tem seus impactos removidos pois este modo domina a variabilidade sobre o Pacífico (Wallace et al., 1998).

O próximo passo consiste na aplicação da técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) Compostas e Estendidas (FOEC e FOEE respectivamente). O resultado destas técnicas são os principais padrões de variabilidade temporal e espacial de um conjunto de dados em forma de modos estatísticos. Seu resultado é dado na forma de autovalores e autovetores, onde os autovalores explicam a variância dos autovetores de forma que o primeiro modo representa sempre a maior variância, o segundo representa a maior fração restante e assim por diante. O índice de variabilidade temporal é representado pelo coeficiente de expansão (Componentes Principais ou CPs) extraídos da análises. Estas técnicas são aplicadas sobre as anomalias de TSM e vento e tem a finalidade de analisar a

variabilidade espacial e temporal dos modos (Venegas, 2001).

As variações da técnica de FOE (FOEC e FOEE) foram utilizadas pois a finalidade de cada uma possui objetivos diferentes. A FOEC é utilizada quando o objetivo é analisar a variabilidade conjunta de duas ou mais séries de dados ao mesmo tempo. Neste caso, o objetivo foi de analisar a variabilidade conjunta de TSM e componentes do vento, ambas para a região do Pacífico entre 32°N-21°S e 175°E-95°W e para o período total do estudo (1901-2014) com a finalidade de obter o modo de variabilidade acoplado de TSM e componentes do vento característico do MMP.

A FOEE é utilizada quando o objetivo é capturar os padrões de evolução do modo. É uma abordagem especialmente útil quando queremos analisar a oscilação do modo ao longo do tempo, porém requer conhecimento prévio da escala dominante já que a escolha da defasagem utilizada para capturar a evolução de um padrão é subjetiva a este. No caso do presente trabalho a escala de tempo utilizada na defasagem foi de 12 meses pois o modo de interesse apresenta variabilidade interanual. O padrão espacial do modo para as diferentes análises de FOE foram obtidos através da regressão dos campos de TSM e vento na região de interesse.

A relação entre o padrão do MMP e a precipitação foi obtida a partir da correlação entre a CP e as anomalias de precipitação sobre a região de interesse em cada ponto de grade, a correlação é utilizada para nos dar uma medida de associação entre as duas variáveis. Os campos de correlação foram elaborados considerando os efeitos do MMP apenas durante o trimestre JJA tanto para o período total (1901-2014) quanto para períodos de 30 anos considerando médias móveis a cada 10 anos, ou seja, 1901-1930, 1911-1940 e assim por diante.

Ainda para se analisar a relação entre o MMP e o ENOS, a partir das CPs obtidas da análise de FOEC durante o trimestre JJA foram selecionados os eventos de MMP+ e MMP- quando os valores das CPs fossem maiores que 1 e menores que -1 respectivamente. Em seguida os eventos ENOS definidos pela NOAA no período de estudo foram estratificados de acordo com a presença ou não dos eventos de MMP+ e MMP- definidos em sua fase inicial e/ou final, isto é, quando o MMP precede ou sucede a fase madura do ENOS (trimestre DJF). Baseando-se nessa seleção de eventos, foram feitas composições de TSM e precipitação com o objetivo de analisar o comportamento do ENOS associado a eventos de MMP e sua relação com a precipitação. Vale frisar que nesta etapa do trabalho a versão utilizada dos dados de TSM contém o sinal referente ao ENOS.

A significância das composições foi calculada com base no teste t de student para

médias (Wilks, 2011). Por exemplo, um nível de significância 0,05 indica que existe uma probabilidade de 5% que a hipótese nula seja falsa ou 95% de chance que este resultado tenha consistência.

4 RESULTADOS

4.1 Padrões de TSM no Pacífico tropical e subtropical

Em uma primeira fase as análises de FOE foram realizadas a fim de identificar o MMP. A figura 9 representa o modo combinado de variabilidade da TSM e vento em superfície sobre a região do Pacífico tropical considerando o período total do estudo (1901 a 2010). Na figura 9 podemos ver que a região do Pacífico apresenta anomalias positivas na parte central em direção a costa oeste da América central e norte e anomalias negativas no Pacífico equatorial leste. Estes centros definem o padrão gradiente meridional de TSM no Pacífico. A CP associada (figura 10) apresenta uma variabilidade interanual com picos negativos (positivos) mais acentuados em anos em que a El Niños (La Niñas) fortes ocorreram ao mesmo tempo que o MMP- (MMP+). Chiang e Vimont (2004), mostram que removendo o sinal destes eventos não traz grandes mudanças ao modo sobre o Pacífico, indicando que o MMP não depende do ENOS para sua existência. A CP associada também indica que os eventos de MMP+ ocorreram em uma maior quantidade de meses que os MMP-, isto é, um centro com anomalias positivas de TSM no Pacífico Norte e anomalias negativas de TSM no Pacífico Sul.

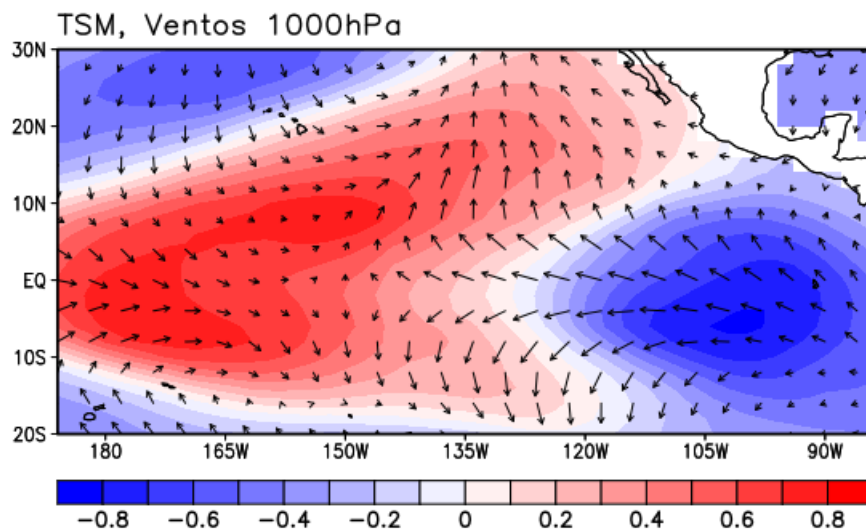


Figura 9 – Modo combinado de TSM e componentes do vento no Pacífico tropical leste considerando o período total do estudo, 1901 a 2014.

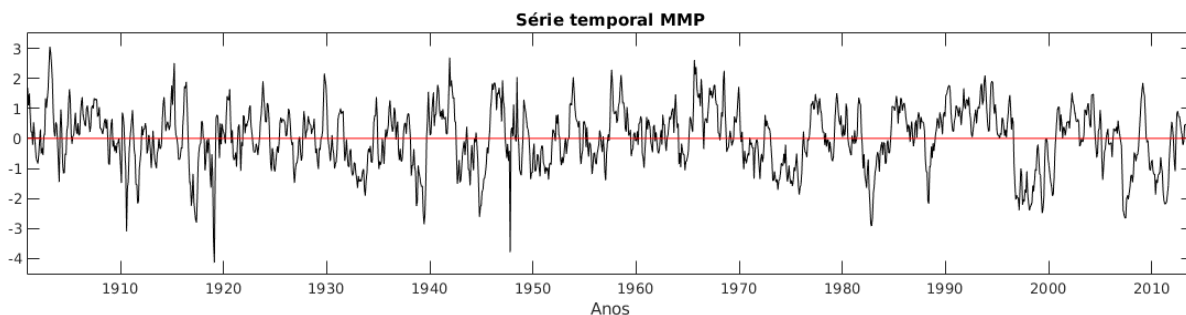


Figura 10 – Série temporal associada ao modo combinado de TSM e componentes do vento.

Em uma segunda etapa, análises de FOEE foram realizadas a fim de analisar a evolução temporal do MMP e se o mesmo poderia evoluir ou não para um modo de variabilidade semelhante ao ENOS. A figura 11 representa a evolução do modo para defasagens de até 60 meses com intervalos de 12 meses. Os resultados mostram que o modo 1 da FOEE para ATSM sobre a região do Pacífico define o MMP. Os padrões para $t=0$ e $t+48m$ são aproximadamente opostos, indicando uma oscilação com períodos de aproximadamente 8 anos. No tempo $t=0$, o MMP positivo está configurado, e nos tempos seguintes este padrão enfraquece até a mudança de sinal, quando o padrão negativo é definido no tempo de 48 meses. Durante a evolução é possível verificar que não há a configuração do padrão ENOS, consistente com os estudos anteriores que caracterizam o MMP como um padrão independente do ENOS.

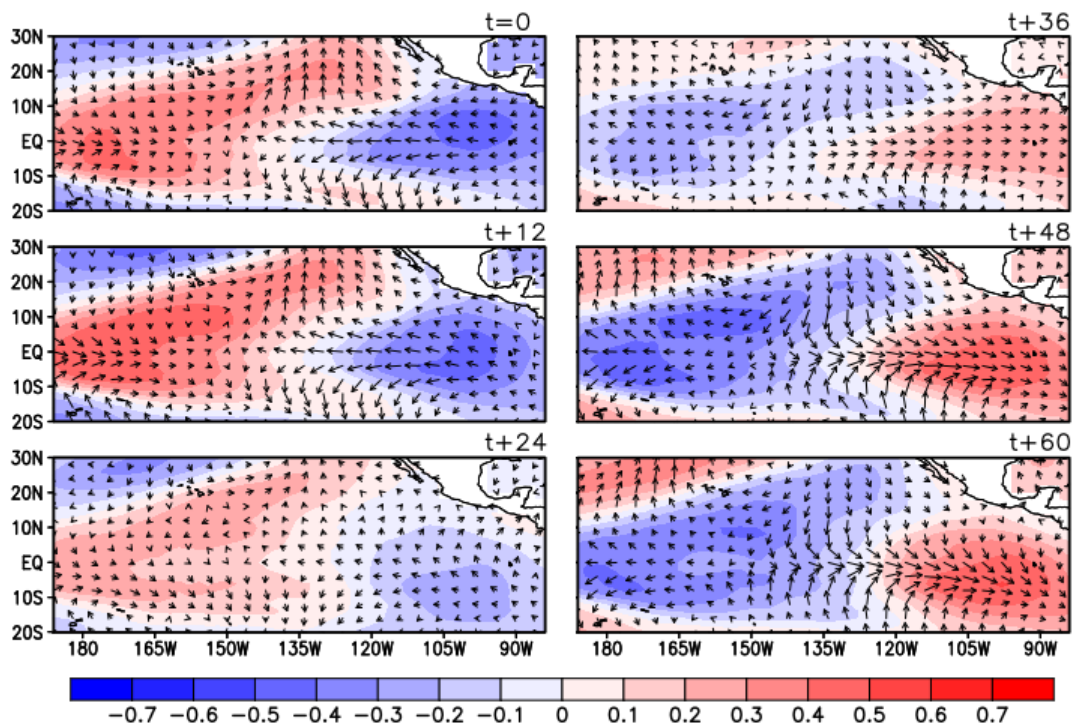


Figura 11 – Evolução do modo combinado de TSM e componentes do vento a cada 12 meses.

4.2 Influência do padrão do MMP sobre a chuva na Amazônia durante JJA

Nesta etapa do trabalho foram elaborados mapas do MMP considerando apenas sua fase madura (JJA) para o período total (1901-2014) e períodos de 30 anos considerando médias móveis a cada 10 anos, ou seja, 1901-1930, 1911-1940 e assim por diante, tanto para a TSM quanto para a precipitação associada a estes padrões, mostradas nas figuras 12 e 13.

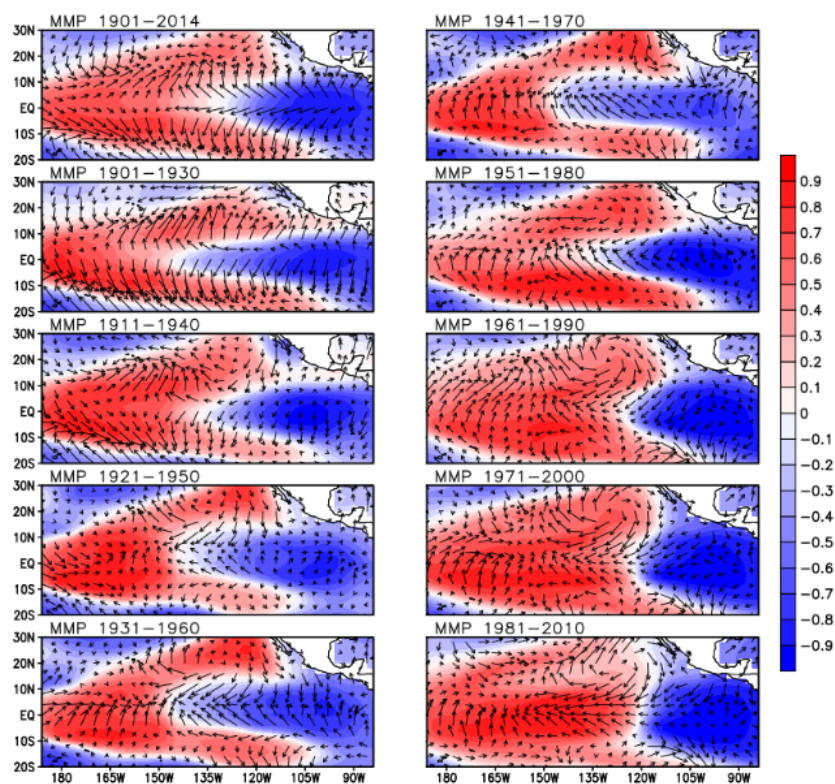


Figura 12 – Modo combinado de TSM e componentes do vento (MMP) considerando sua fase madura (JJA) para o período total do estudo (1901-2014) e períodos de 30 anos a partir de 1901-1930 até 1981-2010.

Um efeito que podemos ver na figura 12 é que de 1901-1930 a 1941-1970 o resfriamento se estende da região leste em direção ao Pacífico central enquanto que, períodos seguintes o padrão de resfriamento se mantém confinado na região leste do Pacífico enquanto o aquecimento se estende sobre a região do Pacífico central.

O padrão de precipitação para JJA (fig. 13) considerando o período total do estudo apresenta anomalias negativas não significativas sobre a região da bacia Amazônica quando se considera o período de 1901 a 2014. Para os períodos a cada 30 anos a correlação negativa se estende sobre toda região Amazônica e valores positivos se concentram sobre o noroeste e sudeste da AS. Este padrão persiste nos períodos que abrangem a primeira metade do

século 20 e a partir de então, correlações positivas entre as CPs correspondentes aos modos de TSM e a precipitação sugerem que há uma mudança nos padrões de precipitação em resposta ao MMP. Para o período de 1981 a 2010 são encontradas correlações positivas em toda a região Amazônica, indicando um aumento de precipitação em JJA em resposta ao padrão do MMP nos últimos 30 anos, [Zhang et al. \(2017\)](#) argumentou que durante este período o fluxo de umidade associado ao MMP apresenta correlações positivas com a região Amazônica.

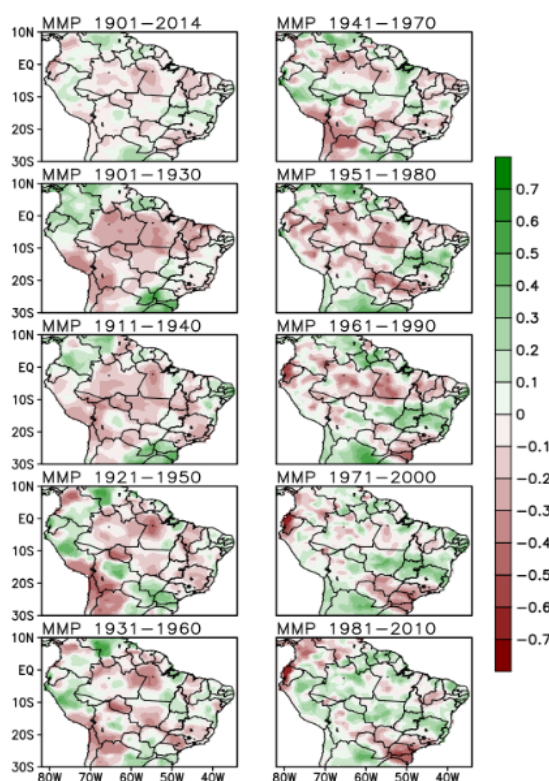


Figura 13 – Padrões de precipitação em resposta ao MMP considerando o período total do estudo (1901-2014) e períodos de 30 anos a partir de 1901-1930 a 1981-2010.

4.3 Efeito combinado do ENOS e MMP na precipitação da AS

Estudos recentes sugerem que o ENOS é fortemente precedido pelo MMP no Pacífico tropical ([Zhang et al., 2009](#); [Zhang et al., 2014](#)). A tabela 1 apresenta os eventos de MMP+ (tabela 1 à esquerda) e MMP- (tabela 1 à direita) selecionados a partir das CPs obtidas das análises de FOE durante o trimestre JJA e que ocorrem durante a fase inicial ou final do ENOS, ou seja, aqueles que precedem ou sucedem a fase madura do ENOS (DJF). A partir das tabelas foram feitas composições dos anos de ENOS que foram precedidos (sucedidos) pelo MMP (positivos e negativos). Consistente com o trabalho de [Chang et al. \(2007\)](#) a tabela 1 mostra que cerca de 70% dos eventos históricos do ENOS (13 de 17),

entre os anos 1960 e 2007, foram precedidos por eventos do MMP.

MMP+	Fase Inicial	Fase Final	MMP-	Fase Inicial	Fase Final
1906			1904	El Niño	El Niño
1907	La Niña		1911		El Niño
1916	La Niña		1917		La Niña
1919		El Niño	1918	El Niño	
1920			1933	La Niña	
1926		El Niño	1939		La Niña
1931		El Niño	1945		
1941	El Niño	El Niño	1951	El Niño	
1942	La Niña	El Niño	1956		La Niña
1946			1957	El Niño	
1947			1972	El Niño	
1966		El Niño	1974	La Niña	La Niña
1970	La Niña		1975	La Niña	La Niña
1978			1976	El Niño	La Niña
1986	El Niño		1983	La Niña	El Niño
1992		El Niño	1997	El Niño	
1994	El Niño		1998	La Niña	El Niño
1995	La Niña	El Niño	1999	La Niña	La Niña
2004	El Niño		2008	La Niña	La Niña
2013			2011	La Niña	La Niña
			2012		La Niña

Tabela 1 – Anos de ENOS que ocorreram durante os eventos de MMP- e MMP+.

A figura 14 representa as composições de TSM dos eventos de El Niño que foram precedidos por eventos MMP- (fig. 14 à esquerda) e MMP+ (fig. 14 à direita). No caso dos eventos de El Niño que foram precedidos pelo MMP- (MMP+) o aquecimento ocorre na região do Pacífico leste (central) e se apresenta mais (menos) intenso. Estes resultados indicam que a fase madura do El Niño (DJF), quando precedida pelo MMP- é mais intensa em relação aos eventos precedidos por MMP+. Para os eventos de La Niña (Figura 15) o MMP- age de forma a mover o centro de anomalias negativas para a parte central do Pacífico enquanto o MMP+ mantém o centro de anomalias negativas a leste do Pacífico. Em ambos os casos o padrão de resfriamento se mantém bem configurado, porém se mostra mais intenso quando o MMP+ ocorre na fase inicial da La Niña.

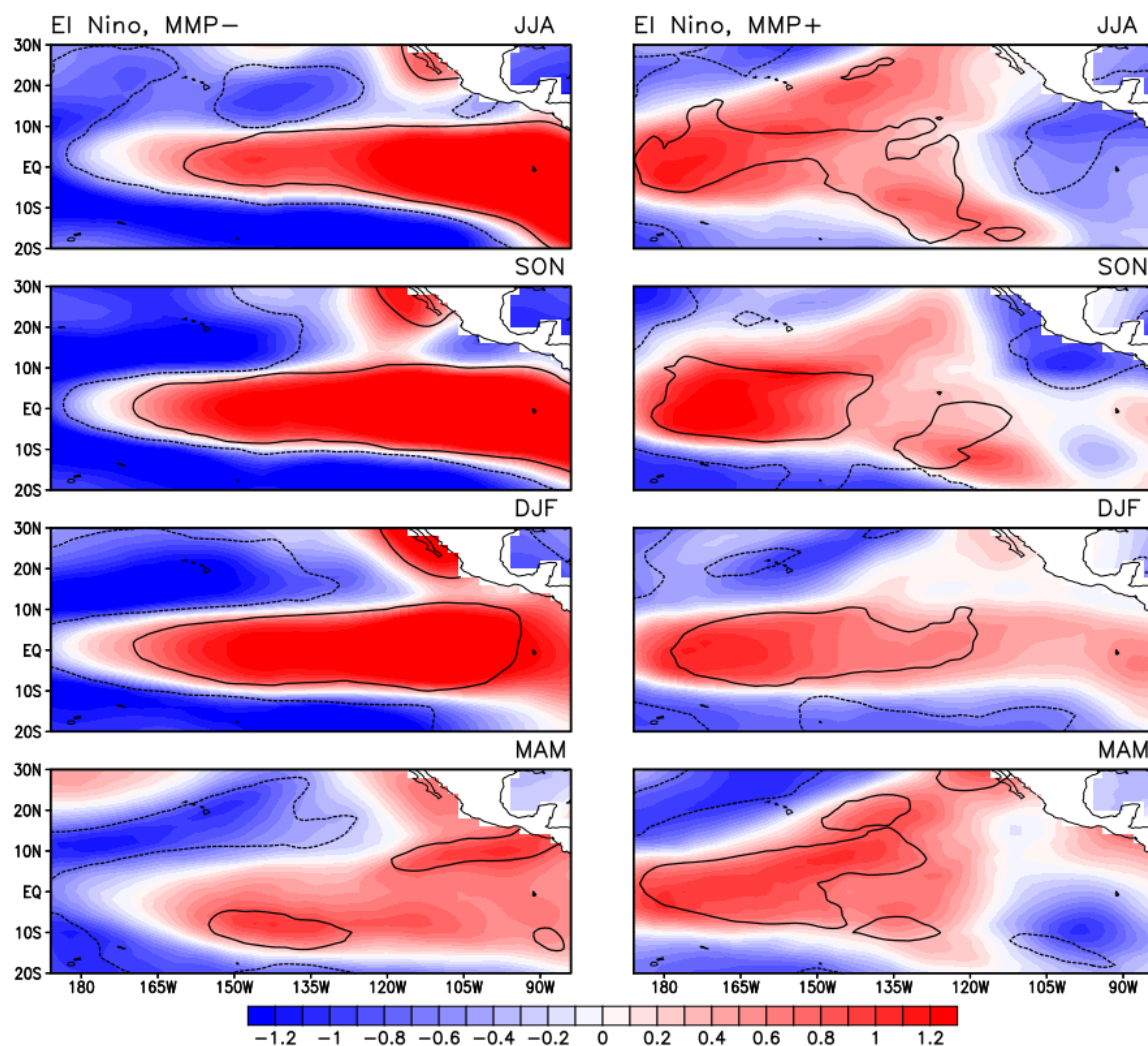


Figura 14 – Composição de TSM em eventos de El Niño que foram precedidos por MMP- e MMP+. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

A composição referente a precipitação durante os eventos de El Niño que foram precedidos pelo MMP- e MMP+ (fig. 16) apresenta um déficit (excesso) de precipitação em grande parte da região Amazônica em JJA que permanece durante o trimestre de Setembro a Novembro (SON). Os padrões de El Niño (fig. 14) apresentam efeitos condizentes com o esperado sobre a chuva, porém, as anomalias de precipitação negativas se mostram mais intensas quando associadas ao padrão de aquecimento mais deslocado em direção a região do Pacífico central, na transição entre o trimestre que representa as fases maduras do MMP e do ENOS (SON) o efeito do aquecimento mais intenso permanece quando o El Niño é precedido pelo MMP-, o efeito disto na precipitação é de que, apesar de as anomalias de precipitação se mostrarem mais intensas quando associadas ao padrão mais central o efeito não permanece durante o trimestre seguinte.

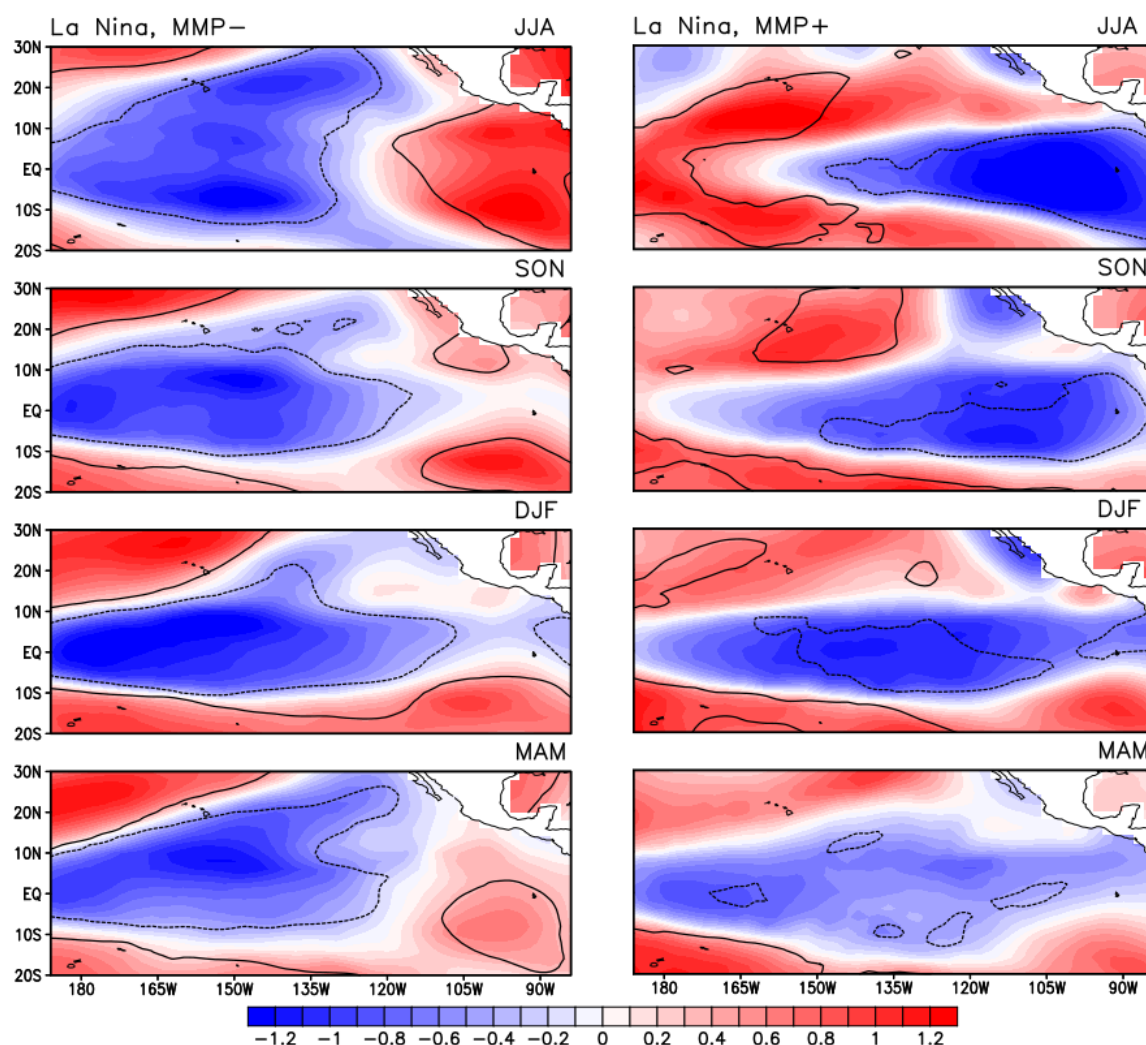


Figura 15 – Composição de TSM em eventos de La Niña que foram precedidos por MMP- e MMP+. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

O padrão de precipitação referente a composição de eventos de La Niña precedidos pelo MMP- (MMP+) apresenta anomalias negativas menos (mais) intensas sobre a região Amazônica durante os trimestres JJA e SON (fig. 17 JJA e SON). Em DJF o efeito sobre a precipitação associado a La Niña precedida pelo MMP- ocorre sobre a Amazônia central enquanto que o efeito deste mesmo período associado ao MMP+ apresenta valores negativos de correlação nesta região (fig. 17 DJF). Comparando o excesso na precipitação visto durante DJF para o El Niño (fig. 16 DJF) e o déficit visto em DJF na figura 17, quando o MMP auxilia na formação de eventos ENOS com o centro de ATSMs mais deslocado para a região central o efeito esperado do padrão é mais bem caracterizado sobre a bacia Amazônica.

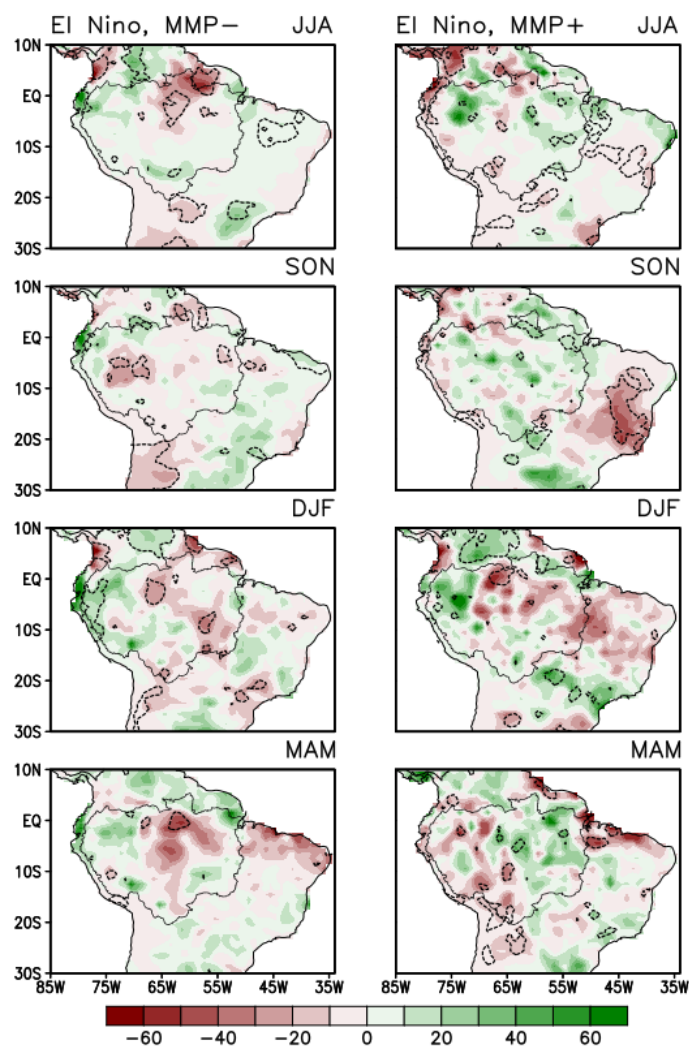


Figura 16 – Composição da precipitação durante eventos de El Niño que foram precedidos por MMP- e MMP+. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.

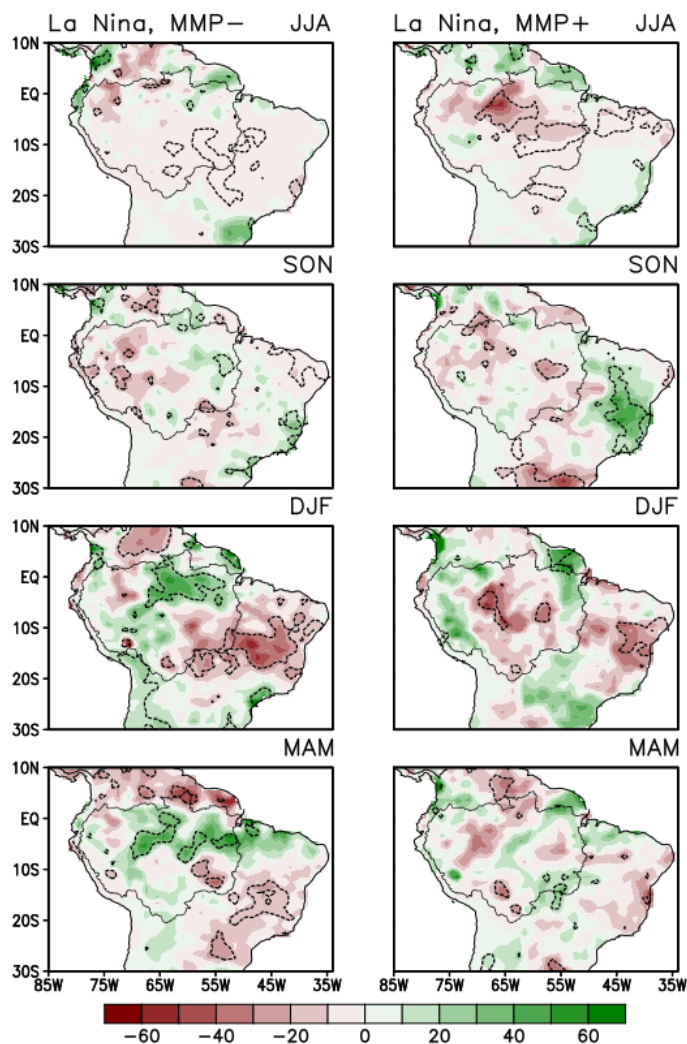


Figura 17 – Composição da precipitação durante eventos de La Niña que foram precedidos por MMP- e MMP+. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.

A figura 18 (à esq.) apresenta os padrões de composição baseada nas tabelas para eventos de MMP+ (MMP-) que ocorreram durante a fase final do El Niño (La Niña). Nesses casos, o decaimento dos eventos El Niño (La Niña) a partir de DJF evoluem para o MMP+ (MMP-) em JJA. Então o impacto na precipitação durante JJA restringe-se somente ao MMP (fig. 19). Assim, durante MMP+ (MMP-), o padrão de composição está associado a anomalias negativas (positivas) na parte central da bacia.

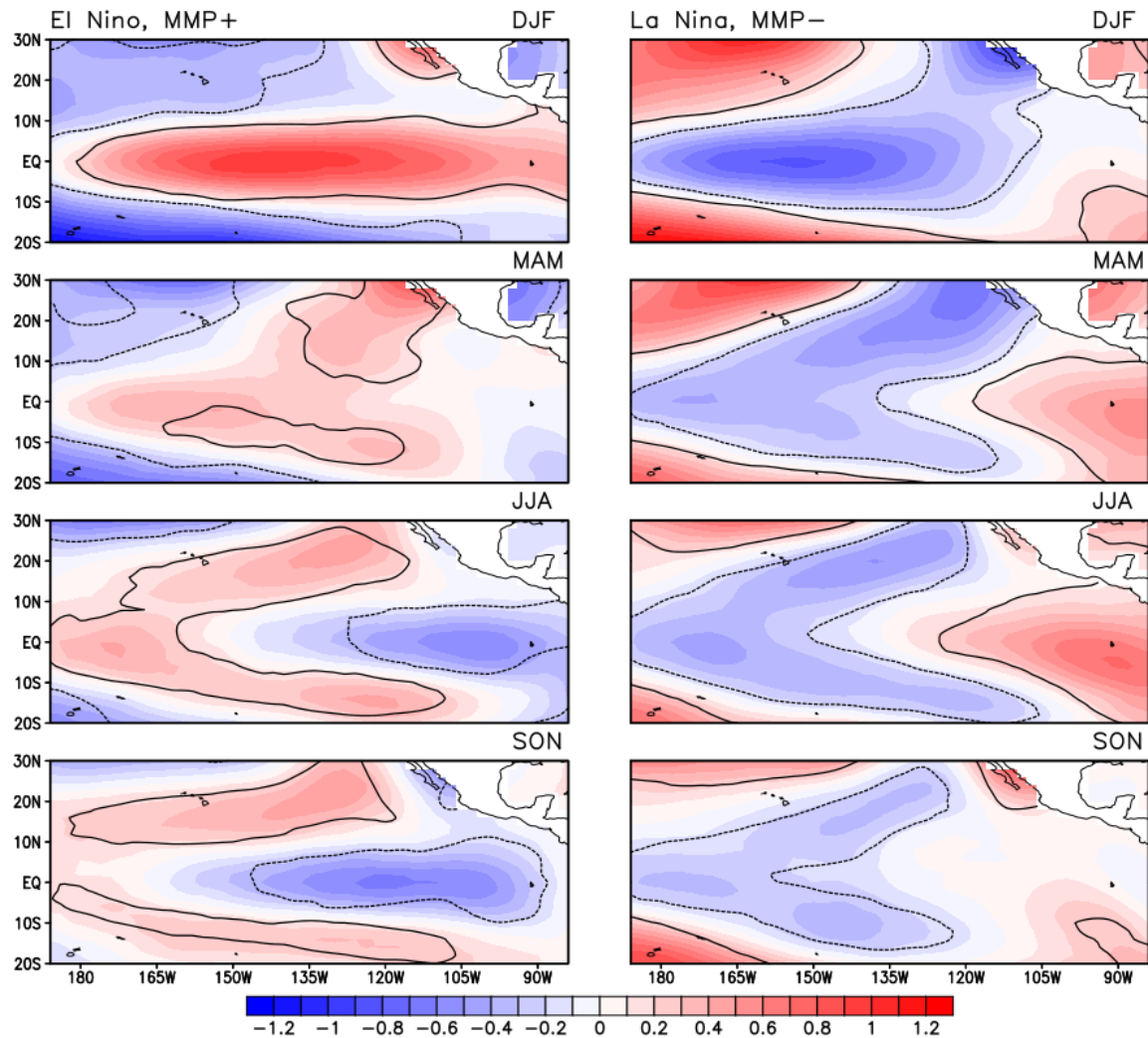


Figura 18 – Composição de TSM em eventos de MMP negativo e positivo que ocorreram durante a fase final do El Niño. Os contornos delimitam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

Em contraste com a figura 17 (DJF), onde a existência do modo durante a fase inicial da La Niña colabora para os efeitos esperados da La Niña sobre a precipitação, na figura 18 (JJA) a existência do MMP- durante a fase final da La Niña mostra um padrão oposto ao esperado sobre a precipitação (fig. 19 JJA). A composição da precipitação para as mesmas condições citadas anteriormente para o El Niño (fig. 19 à esq.) também não apresenta efeitos condizentes com o esperado para um MMP-, colaborando com os resultados apresentados anteriormente por Chang et al. (2007) de que, o MMP pode desempenhar um papel vital no comportamento sazonal do ENOS ao mesmo tempo em que o mesmo não sofre influências significativas deste.

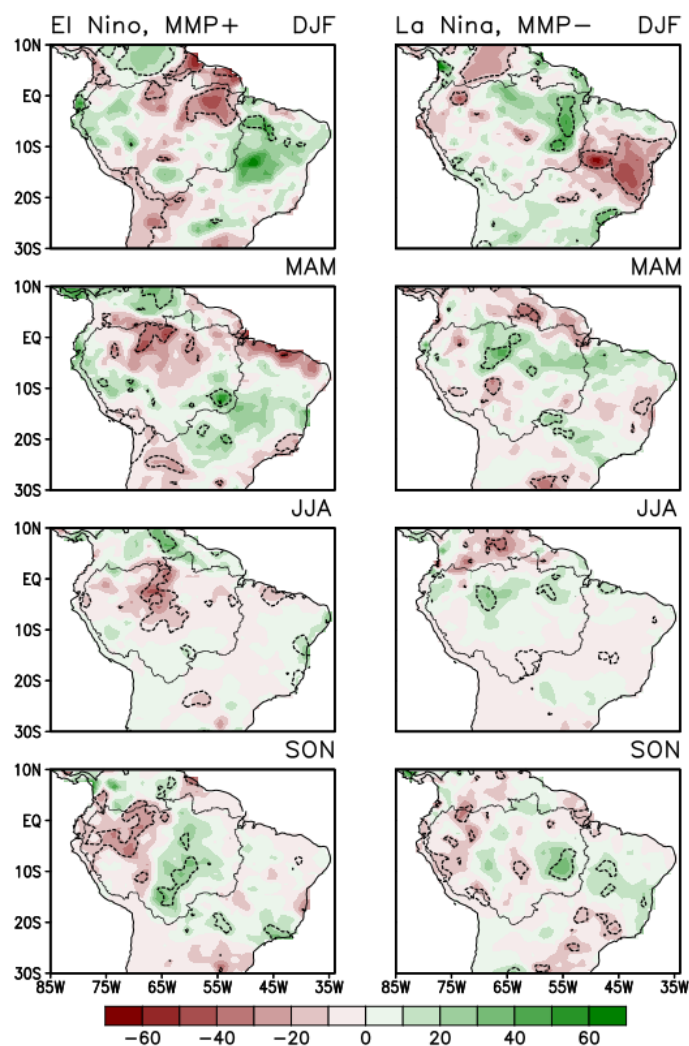


Figura 19 – Composição da precipitação em eventos de MMP negativos que ocorreram durante a fase final da La Niña. O contorno contínuo delimita a região da Amazônia legal e os contornos tracejados delimitam a significância estatística ao nível de 95%.

5 CONCLUSÕES

Neste estudo foi identificado o padrão de variabilidade de TSM no Pacífico Tropical independente do ENOS, e definido como Modo Meridional do Pacífico. Esse modo é caracterizado em sua fase positiva (negativa) por anomalias positivas (negativas) na região central em direção à costa oeste das Américas central e norte e anomalias negativas (positivas) no Pacífico equatorial leste. Análises sazonais mostram ainda que, o padrão MMP possui forte sazonalidade, sendo é melhor caracterizado no trimestre JJA. [Chang et al. \(2007\)](#), demonstraram em seus resultados que uma possível explicação para a definição do MMP ser melhor vista durante este período é a que durante estes meses o MMP está em sua fase madura enquanto o ENOS está no seu período de início ou decaimento.

Em relação à sua evolução, as análises de FOEE fornecem uma representação espacial da evolução do MMP mostrando que seu desenvolvimento apresenta uma variabilidade na escala aproximadamente 8 anos e que durante o período de evolução do padrão não há configuração dos padrões do ENOS sugerindo então que os modos são independentes. Esses resultados são, consistentes com estudos que caracterizam o MMP como um padrão independente do ENOS ([Larson e Kirtman, 2014](#); [Yu et al., 2015](#)).

A relação entre o MMP e a precipitação sobre a América do Sul tropical mostra uma dependência temporal. Os campos de correlação entre as CPs do MMP e a precipitação apresentam valores não significativos quando analisamos o período total de estudo. Por outro lado para períodos a cada 30 anos considerando médias móveis a cada 10 anos a correlação móvel entre a TSM e a precipitação indicam uma mudança nos padrões de correlação relacionados ao modo que ocorrem a partir de 1980. A partir da década de 80 as correlações entre a CP associada ao modo e a precipitação indicam que a presença do modo pode levar a um excesso de precipitação em JJA, consistente com o resultado apresentado por [Zhang et al. \(2017\)](#). O efeito do MMP sobre a precipitação durante os períodos referentes a primeira metade do século 20 apresentam anomalias opostas ao efeito do modo durante os períodos seguintes, efeito que pode estar associado a tendências decenais do MMP conforme apresentadas por [Chiang e Vimont \(2004\)](#).

Efeitos combinados do ENOS com o MMP na precipitação da América do Sul tropical também foram avaliadas. Nesses casos, as composições para eventos de ENOS precedidos pelo padrão do MMP (negativo e positivo) mostram que a ocorrência do MMP- durante a fase inicial do El Niño conduz a intensificação do evento durante suas fases maduras enquanto que, a ocorrência do MMP+ durante a fase madura do El Niño está associada a eventos mais fracos e com máximas anomalias na parte central do Pacífico. No caso da La

Niña, a ocorrência dos MMP negativo (positivo) durante seu desenvolvimento agem no sentido de configurar o centro de anomalias mais para a região central (leste) do Pacífico. Esses resultados sugerem que durante a fase inicial do evento ENOS o MMP pode atuar no sentido de configurar o posicionamento dos centros de máximas anomalias associadas ao ENOS. Por outro lado, o ENOS não aparenta auxiliar no desenvolvimento do MMP, consistente com os resultados de [Chang et al. \(2007\)](#), [Zhang et al. \(2009\)](#) e [Stuecker \(2018\)](#).

Os resultados apresentados neste trabalho buscaram complementar estudos anteriores sobre o MMP assim como destacar a importância de se analisar e discutir padrões de TSM que tem efeito sobre o clima na região Amazônica. Como sugestão para trabalhos futuros considera-se importante estudar os mecanismos físicos associados a relação entre o MMP e o ENOS assim como o efeito destes sobre a variabilidade espacial e temporal da precipitação na região Amazônica.

REFERÊNCIAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: Surface climate. *Monthly Weather Review*, v. 116, n. 3, p. 505–524, 1988. [22](#)
- ALEXANDER, M. A. et al. The impact of extratropical atmospheric variability on enso: Testing the seasonal footprinting mechanism using coupled model experiments. *Journal of Climate*, v. 23, n. 11, p. 2885–2901, 2010. [21](#)
- AN, S.-I. A review of interdecadal changes in the nonlinearity of the el nino-southern oscillation. *Theoretical and applied climatology*, Springer, v. 97, n. 1-2, p. 29–40, 2009. [18](#)
- ANDERSON, B. T.; PEREZ, R. C.; KARSPECK, A. Triggering of el niño onset through trade wind-induced charging of the equatorial pacific. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 40, n. 6, p. 1212–1216, 2013. [22](#)
- ANDREOLI, R. V. et al. The influence of different el niño types on the south american rainfall. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 37, n. 3, p. 1374–1390, 2017. [12](#)
- ANDREOLI, R. V. et al. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 32, n. 8, p. 1193–1205, 2012. [12](#)
- BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, Taylor & Francis, v. 18, n. 4, p. 820–829, 1966. [19](#)
- CHANG, P.; JI, L.; LI, H. A decadal climate variation in the tropical atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 385, n. 6616, p. 516, 1997. [15](#)
- CHANG, P. et al. Pacific meridional mode and el niño—southern oscillation. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 34, n. 16, 2007. [12](#), [17](#), [18](#), [21](#), [29](#), [35](#), [37](#), [38](#)
- CHIANG, J. C.; KUSHNIR, Y.; GIANNINI, A. Deconstructing atlantic intertropical convergence zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial pacific. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 107, n. D1, 2002. [15](#)
- CHIANG, J. C.; VIMONT, D. J. Analogous pacific and atlantic meridional modes of tropical atmosphere–ocean variability. *Journal of Climate*, v. 17, n. 21, p. 4143–4158, 2004. [7](#), [12](#), [16](#), [17](#), [26](#), [37](#)
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical south america. *Climanálise*, v. 5, n. 6, p. 36–45, 1990. [12](#)
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da amazônia. *Acta amazônica*, SciELO Brasil, v. 28, n. 2, p. 101–101, 1998. [12](#)
- GIANNINI, A.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A. Interannual variability of caribbean rainfall, enso, and the atlantic ocean. *Journal of Climate*, v. 13, n. 2, p. 297–311, 2000. [15](#)

- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 103, n. 435, p. 77–92, 1977. [15](#)
- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical americas. *Journal of Climate*, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989. [12](#)
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus A*, Wiley Online Library, v. 36, n. 5, p. 490–504, 1984. [14](#)
- LARSON, S. M.; KIRTMAN, B. P. The pacific meridional mode as an enso precursor and predictor in the north american multimodel ensemble. *Journal of Climate*, v. 27, n. 18, p. 7018–7032, 2014. [18](#), [22](#), [37](#)
- LORENZO, E. D. et al. Enso and meridional modes: A null hypothesis for pacific climate variability. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 42, n. 21, p. 9440–9448, 2015. [21](#)
- MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the amazon basin. *International Journal of Climatology*, Wiley Online Library, v. 12, n. 8, p. 853–863, 1992. [14](#)
- MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. *Journal of Climate*, v. 6, n. 4, p. 617–627, 1993. [12](#)
- MURAKAMI, H. et al. Dominant role of subtropical pacific warming in extreme eastern pacific hurricane seasons: 2015 and the future. *Journal of Climate*, v. 30, n. 1, p. 243–264, 2017. [17](#)
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical atlantic and south america. *Journal of climate*, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996. [15](#)
- PHILANDER, S. El niño and la niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 42, n. 23, p. 2652–2662, 1985. [20](#)
- PHILANDER, S. G. H. El nino southern oscillation phenomena. *Nature*, Nature Publishing Group, v. 302, n. 5906, p. 295, 1983. [18](#)
- SALATI, E. et al. Recycling of water in the amazon basin: an isotopic study. *Water resources research*, Wiley Online Library, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979. [12](#)
- SMITH, T. M. et al. Improvements to noaa’s historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, v. 21, n. 10, p. 2283–2296, 2008. [23](#)
- SOUZA, E. B. de et al. On the influences of the el niño, la niña and atlantic dipole paterni on the amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazonica*, SciELO Brasil, v. 30, n. 2, p. 305–318, 2000. [12](#)
- STUECKER, M. F. Revisiting the pacific meridional mode. *Scientific reports*, Nature Publishing Group, v. 8, n. 1, p. 3216, 2018. [22](#), [38](#)

- THOMAS, E. E.; VIMONT, D. J. Modeling the mechanisms of linear and nonlinear enso responses to the pacific meridional mode. *Journal of Climate*, v. 29, n. 24, p. 8745–8761, 2016. [21](#)
- TRENBERTH, K. E. Signal versus noise in the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 112, n. 2, p. 326–332, 1984. [19](#)
- VENEGAS, S. A. Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Rep*, v. 2, p. 96, 2001. [24](#)
- VIMONT, D. J.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. The seasonal footprinting mechanism in the pacific: Implications for enso. *Journal of Climate*, v. 16, n. 16, p. 2668–2675, 2003. [21](#)
- WALKER, G.; BLISS, E. World weather, iv. memo. r. *Meteorol. Soc*, v. 3, n. 24, p. 81–95, 1930. [19](#)
- WALLACE, J. et al. On the structure and evolution of enso-related climate variability in the tropical pacific: Lessons from toga. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, Wiley Online Library, v. 103, n. C7, p. 14241–14259, 1998. [23](#)
- WANG, C. et al. El nino and southern oscillation (enso): a review. *Coral reefs of the Eastern Pacific*, Springer Science, v. 319, 2012. [18](#)
- WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. [S.l.]: Academic press, 2011. v. 100. [25](#)
- XIE, S.-P. A dynamic ocean–atmosphere model of the tropical atlantic decadal variability. *Journal of Climate*, v. 12, n. 1, p. 64–70, 1999. [15](#)
- XIE, S.-P.; TANIMOTO, Y. A pan-atlantic decadal climate oscillation. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 25, n. 12, p. 2185–2188, 1998. [15](#)
- YOON, J.; ZENG, N. An atlantic influence on amazon precipitation. *Climate Dynamics*, v. 34, n. 2, p. e3, 2010. [7](#), [12](#), [14](#), [15](#)
- YU, J.-Y. et al. Linking emergence of the central pacific el niño to the atlantic multidecadal oscillation. *Journal of Climate*, v. 28, n. 2, p. 651–662, 2015. [37](#)
- ZHANG, H.; CLEMENT, A.; NEZIO, P. D. The south pacific meridional mode: A mechanism for enso-like variability. *Journal of Climate*, v. 27, n. 2, p. 769–783, 2014. [29](#)
- ZHANG, L.; CHANG, P.; JI, L. Linking the pacific meridional mode to enso: Coupled model analysis. *Journal of Climate*, v. 22, n. 12, p. 3488–3505, 2009. [12](#), [29](#), [38](#)
- ZHANG, W.; VILLARINI, G.; VECCHI, G. A. Impacts of the pacific meridional mode on june–august precipitation in the amazon river basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Wiley Online Library, v. 143, n. 705, p. 1936–1945, 2017. [7](#), [13](#), [14](#), [17](#), [18](#), [22](#), [37](#)