



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

EVELIN LANDIN RIBEIRO VITÓRIO

**PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL EM RESPOSTA
AOS DIFERENTES ÍNDICES CLIMÁTICOS DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO**

RECIFE

2024

EVELIN LANDIN RIBEIRO VITÓRIO

**PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL EM RESPOSTA
AOS DIFERENTES ÍNDICES CLIMÁTICOS DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO**

TCC apresentado ao Curso de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Orientador(a): Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda

Coorientador(a): Dr. Thiago Luiz do Vale Silva

RECIFE

2024

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do programa de geração automática do SIB/UFPE

Vitório, Evelin Landin Ribeiro .

Padrões de precipitação no Nordeste do Brasil em resposta aos diferentes
índices climáticos dos oceanos Pacífico e Atlântico / Evelin Landin Ribeiro
Vitório. - Recife, 2024.

3 p. : il.

Orientador(a): Doris Regina Aires Veleda

Coorientador(a): Thiago Luiz do Vale Silva

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal de
Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Oceanografia -
Bacharelado, 2024.

1. Interações Oceano-atmosfera. 2. Precipitação. 3. Nordeste do Brasil. 4.
Atlântico Tropical. 5. Pacífico Equatorial. I. Veleda, Doris Regina Aires.
(Orientação). II. Silva, Thiago Luiz do Vale . (Coorientação). IV. Título.

550 CDD (22.ed.)

EVELIN LANDIN RIBEIRO VITÓRIO

**PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO NO NORDESTE DO BRASIL EM RESPOSTA
AOS DIFERENTES ÍNDICES CLIMÁTICOS DOS OCEANOS PACÍFICO E
ATLÂNTICO**

TCC apresentado ao Curso de Oceanografia da Universidade Federal de Pernambuco, Centro Acadêmico de Recife, como requisito para a obtenção do título de Bacharel em Oceanografia.

Aprovado em: 01/03/2024.

BANCA EXAMINADORA

Profº. Dr. Doris Regina Aires Veleda (Orientadora)
Universidade Federal de Pernambuco

MSc. Isabelle Maria Vilela de Oliveira (Examinadora Interna)
Universidade Federal de Pernambuco

Dra. Edvânia Pereira dos Santos (Examinadora Externa)
Agência Pernambucana de Águas e Clima - APAC

Dedicado às pessoas que perderam casas e familiares
para as inundações e deslizamentos de terra em Recife.

AGRADECIMENTOS

À minha mãe Zenilde Manuela que sempre me apoiou em meus objetivos, com todo o amor e carinho independente das minhas escolhas, por sempre estar do meu lado em todos os momentos que precisei, por sempre me proporcionar as melhores condições de estudo e por me dar confiança para escolher este curso.

A meu pai Evan Enock Vitório por me ensinar a amar o mar, a ser curiosa e criativa em todos os sentidos da vida, por sempre me oferecer a melhor condição de vida possível e me fazer priorizar o estudo acima de qualquer coisa.

Agradeço a toda a minha família, em especial à minha vó Zenilda Landin que sempre sonhou em me ver formada, me ensinou a ser autêntica, sorrir e ter fé. Não menos importante, agradeço a minha tia Zenaide Verônica por ser um exemplo de mulher independente e por acreditar em mim desde sempre.

Ao meu namorado Gabriel Cavalcanti por ter sido o meu maior parceiro nos últimos anos, por tudo que passamos e conquistamos juntos.

Aos excelentes professores do ensino médio e superior que me fizeram ter a mentalidade multidisciplinar capaz de me tornar oceanógrafa. Em especial, agradeço a minha madrinha e pedagoga Magdale Farias, por ter me escolhido como primeira aluna de reforço particular e me alfabetizado com muito amor. Agradeço ao antigo Colégio Decisão da Imbiribeira por me dar uma bolsa de estudos integral no ensino médio.

À Doris Velela por fazer me apaixonar pela área de interação oceano-atmosfera, que sempre me auxiliou e abriu diversas portas na minha vida, pelas grandes contribuições como professora, passando os melhores direcionamentos e caminhos.

A Thiago Silva por ter sido um excelente coorientador e importantíssimo para a concretização desta pesquisa.

À professora Eliete Zanardi por ter sido minha primeira orientadora, ter me dado todo o apoio no início da graduação e pela experiência que adquiri na área da Oceanografia Química.

A todos os colegas do DOCEAN que fizeram bons momentos no dia a dia, tornando os anos da graduação mais leves me ajudando a chegar até aqui.

Agradeço ao CNPq por ter financiado as bolsas de estudos que recebi.

*"Os problemas são problemas demais
se não correr atrás da maneira certa de
solucionar"*

(Chico Science, 1996)

RESUMO

A climatologia de chuvas do Nordeste do Brasil (NEB) apresenta alta variabilidade espaço-temporal, resultante de diversas forçantes. As principais causas dessa alta variabilidade climática se dão pelas teleconexões causadas por anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) dos oceanos Pacífico equatorial, Atlântico Tropical e ambos simultaneamente. O monitoramento das condições oceânicas são um dos pilares fundamentais na previsão climática e de eventos extremos de chuva (seca). Este trabalho teve como objetivo descrever e associar os padrões de precipitação do NEB de acordo com a variabilidade dos índices oceânicos, do Atlântico e Pacífico. Foram analisados 75 anos de dados de reanálises mensais de TSM e precipitação, entre 1948 e 2022. As bases de dados de TSM foram utilizadas para o cálculo dos índices climáticos do Pacífico e Atlântico. Os índices climáticos foram utilizados para realizar uma análise composta com os dados de precipitação no NEB. Foram identificados os índices climáticos que influenciam em cada sub-região do NEB. Verificou-se que as áreas de monitoramento oceânico não possuem fases simétricas no Sul do NEB e Leste do NEB, ou seja, índices positivos não terão necessariamente influência oposta na precipitação, quando negativos. As anomalias positivas (negativas) de precipitação no Norte do NEB respondem principalmente a fase negativa (positiva) do índice *Atlantic Meridional Mode* (AMM). O Sul do NEB apresentou maiores intensidades de anomalias positivas (negativas) de chuva em resposta a fase positiva (negativa) do índice *Tropical North Atlantic* (TNA). O Leste do NEB apresentou excessos de chuva principalmente durante a fase negativa do índice *El Niño 4* (EN4), e déficit de chuva com maior intensidade na fase negativa do índice *South Western Atlantic Warm Pool* (SAWP). Portanto, o estudo apresentou uma importante fonte de informação sobre as relações oceânicas do Atlântico e Pacífico nas chuvas que ocorrem no NEB.

Palavras-chave: interações oceano-atmosfera; precipitação; Nordeste do Brasil; Atlântico Tropical; Pacífico Equatorial.

ABSTRACT

The rainfall climatology of Northeast Brazil (NEB) presents high spatio-temporal variability, resulting from several forcings. The main causes of this high climate variability are due to teleconnections caused by sea surface temperature (SST) anomalies in the equatorial Pacific, Tropical Atlantic and both oceans simultaneously. Monitoring ocean conditions is one of the fundamental pillars in forecasting climate and extreme rainfall (drought) events. This work aimed to describe and associate NEB precipitation patterns according to the variability of oceanic, Atlantic and Pacific indices. 75 years of monthly SST and precipitation reanalysis data were analyzed, between 1948 and 2022. The SST databases were used to calculate the Pacific and Atlantic climate indices. The climate indices were used to perform a composite analysis with precipitation data in the NEB. The climatic indices that influence each sub-region of the NEB were identified. It was found that the ocean monitoring areas do not have symmetrical phases in the South of the NEB and East of the NEB, that is, positive indices will not necessarily have the opposite influence on precipitation, when negative. The positive (negative) precipitation anomalies in the North of the NEB respond mainly to the negative (positive) phase of the Atlantic Meridional Mode (AMM) index. The South of the NEB presented greater intensities of positive (negative) rainfall anomalies in response to the positive (negative) phase of the Tropical North Atlantic (TNA) index. The East of the NEB presented excess rainfall mainly during the negative phase of the El Niño 4 (EN4) index, and rainfall deficit with greater intensity in the negative phase of the South Western Atlantic Warm Pool (SAWP) index. Therefore, the study presented an important source of information about Atlantic and Pacific oceanic relationships in rainfall occurring in the NEB.

Keywords: air-sea interactions; precipitation; Northeast of Brazil; Tropical Atlantic; Equatorial Pacific.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Principais Regimes de Precipitação do Nordeste do Brasil	17
Figura 2 – Área de Estudo: limites geográficos das bases de dados de PREC e TSM	21
Figura 3 – Média da TSM + Setores dos Índices Climáticos	23
Figura 4 – Mapas climatológicos mensais de TSM (CTSM) (°C) e PREC (CPREC) (mm dia-1)	24
Figura 5 – Índice EN12; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	28
Figura 6 – Índice EN3; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	29
Figura 7 – Índice EN34; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	30
Figura 8 – Índice EN4; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	31
Figura 9 – Índice AMM; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	32
Figura 10 – Índice ATL3; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	33
Figura 11 – Índice ATLD; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	34
Figura 12 – Índice SAOD; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	36
Figura 13 – Índice SASD; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	37
Figura 14 – Índice SAWP; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	38
Figura 15 – Índice TNA; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	39
Figura 16 – Índice TSA; Distribuição temporal da ATSM e <i>Composites</i> de ATSM e APR das fases positiva e negativa	40

LISTA DE ABREVIATURAS

AMM	<i>Atlantic Meridional Mode</i>
APR	Anomalia de Precipitação
ATL3	<i>Atlantic Niño</i>
ATLD	<i>Atlantic Dipole</i>
ATSM	Anomalia de Temperatura da Superfície do Mar
CAMS	<i>Climate Anomaly Monitoring System</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
CPREC	Climatologia de Precipitação
CTSM	Climatologia de Temperatura da Superfície do Mar
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EN12	<i>El Niño 1+2</i>
EN3	<i>El Niño 3</i>
EN34	<i>El Niño 3.4</i>
EN4	<i>El Niño 4</i>
ENEB	Leste do Nordeste do Brasil
ENSO	<i>El Niño/ Southern Oscillation</i>
GHCN	<i>Global Historical Climatology Network</i>
NEB	Nordeste do Brasil
NCDC	<i>National Climatic Data Center</i>
NNEB	Norte do Nordeste do Brasil

NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PREC	Precipitação
SAOD	<i>South Atlantic Ocean Dipole</i>
SASD	<i>South Atlantic Subtropical Dipole</i>
SAWP	<i>South Western Atlantic Warm Pool</i>
SNEB	Sul do Nordeste do Brasil
TNA	<i>Tropical North Atlantic</i>
TSA	<i>Tropical South Atlantic</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Índices Climáticos do Pacífico	14
1.2 Índices Climáticos do Atlântico	15
1.3 Precipitação no Nordeste do Brasil	17
2 OBJETIVOS.....	20
2.1 Objetivo Geral.....	20
2.2 Objetivos Específicos	20
3 METODOLOGIA	21
3.1 Área de Estudo	21
3.2 Bases de Dados.....	21
3.3 Estimativa dos índices climáticos e análises compostas	22
3.4 Análises estatísticas	25
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
4.1 Climatologia das bases de dados.....	26
4.2 Índices Climáticos do Pacífico	27
4.3 Índices Climáticos do Atlântico	31
5 CONCLUSÃO	42
REFERÊNCIAS.....	45

1 INTRODUÇÃO

A climatologia de chuvas do Nordeste do Brasil (NEB) apresenta alta variabilidade espaço-temporal, resultante de diversas forçantes (ALVARES *et al.*, 2013; CORREIA FILHO *et al.*, 2019; HASTENRATH, 2012). As principais causas dessa alta variabilidade climática se dão pelas anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Pacífico equatorial, durante os eventos de *El Niño/La Niña* (ANDREOLI; KAYANO, 2006; HASTENRATH, 2012), Atlântico Tropical (MOURA.; SHUKLA, 1981; MOURA *et al.*, 2009) e ambos simultaneamente (ANDREOLI; KAYANO, 2006).

Os processos oceano-atmosfera regem o clima global, portanto, as variabilidades de TSM influenciam as variabilidades climáticas ao redor do planeta por meio dos processos de trocas de energia. Um dos eventos mais conhecidos de grande escala é o *El Niño* Oscilação Sul (ENSO, abreviando do inglês). *El Niño* é um evento de aquecimento oceânico em grande escala no Oceano Pacífico tropical que ocorre periodicamente. A Oscilação Sul é caracterizada por uma oscilação interanual na pressão tropical ao nível do mar entre o Pacífico ocidental e oriental, consistindo num enfraquecimento e fortalecimento dos ventos alísios de leste sobre o Pacífico tropical. Bjerknes (1969) reconheceu que existe uma estreita ligação entre o *El Niño* e a Oscilação Sul como dois aspectos diferentes do mesmo fenômeno, onde as variabilidades da circulação atmosférica e da TSM estão interligadas (WANG *et al.*, 2017).

A associação entre a variabilidade de TSM e a variabilidade climática em algum ponto remoto do planeta é conhecida como teleconexão pela literatura meteorológica. Teleconexões atmosféricas são ligações que correlacionam condições meteorológicas de regiões diferentes que não estão ligadas fisicamente (DESER *et al.*, 2010). De acordo com Liu e Alexander (2007) as teleconexões permitem que a atmosfera atue como uma “ponte” entre diferentes partes do oceano e permite que o oceano atue como um “túnel” ligando diferentes regiões atmosféricas. A identificação e a análise das teleconexões na estrutura horizontal da circulação atmosférica pode ser útil para a compreensão da ocorrência de eventos anômalos em várias regiões do globo. Os primeiros estudos de teleconexões aconteceram analisando dados de pressão ao nível do mar, quando Walker e Bliss (1932) encontraram correlações negativas entre as regiões do Oceano Pacífico Sul e da Austrália/Oceano Índico.

1.1 Índices Climáticos do Pacífico

Historicamente o fenômeno *El Niño* recebeu esse nome pelos pescadores peruanos ao observarem que em alguns anos as águas do Pacífico eram mais quentes na costa do Peru. Normalmente as águas tendem a ser frias e ricas em nutrientes devido à corrente de Humboldt, mas nos anos em que esse aquecimento ocorre, acontece no final do ano, momento em que os eventos de *El Niño* se intensificam, relacionando o evento com o dia do nascimento de Jesus Cristo (conhecido como *El Niño Jesus* em espanhol) (COSTA, [s. d.]). Os eventos de *La Niña* são reconhecidos como a fase fria do ENSO, como evento contrário ao *El Niño*, com temperaturas menores que a média nas mesmas regiões do Pacífico Sul Equatorial (TUREKIAN; STEELE; THORPE, 2010). Essas flutuações de temperatura na superfície do oceano acontecem como efeito do enfraquecimento (na fase quente) ou intensificação (na fase fria) dos ventos alísios, que sopram de leste a oeste na região equatorial, a partir do gradiente de pressão atmosférico (ASHOK; YAMAGATA, 2009).

A teleconexão entre os eventos de ENSO no Pacífico Tropical e as variações de precipitação (PREC) do NEB ocorre a partir das mudanças na circulação atmosférica. Sob as condições de *El Niño*, por exemplo, a circulação de Walker é deslocada para leste, com seu ramo ascendente localizado no Pacífico Equatorial Leste, onde a convecção é intensificada, e seu ramo descendente situado sobre o NEB e Atlântico Tropical adjacente, onde a convecção é inibida (ANDREOLI; KAYANO, 2006; MOURA, Geber B. de A. et al., 2009; SARAVANAN; CHANG, 2000). Essa teleconexão atmosférica interfere no deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atlântica mais para norte ou para sul dependendo do tipo de ENSO (GIANNINI, Alessandra et al., 2001).

Os diferentes tipos de ENSO são baseados no local onde as anomalias de TSM do Pacífico Tropical são mais intensas. No Pacífico, temos diferentes tipos, como: *El Niño* do Pacífico Leste e *El Niño* do Pacífico Central (ASHOK et al., 2007; L'HEUREUX et al., 2014). Entretanto, estudos mostram que os tipos de *El Niño* podem se originar de combinações, pois mesmo durante um único evento a localização das anomalias de TSM pode mudar e assumir diferentes padrões (KARNAUSKAS, 2013). Além disso, os *El Niños* mais fracos tendem a estar mais próximos dos tipos do Pacífico

Central e os mais fortes tendem a estar mais próximos dos tipos do Pacífico Leste (REN *et al.*, 2018), porém essa relação não se aplica aos eventos de *La Niña*.

1.2 Índices Climáticos do Atlântico

A existência do “*Atlantic Niño*” (ATL3) foi descrita pela primeira vez há 30 anos (ZEBIAK, 1993) como um importante modo climático de oscilação da TSM no leste do Oceano Atlântico equatorial e ao longo da costa sudoeste africana. Este evento tem impactos nos padrões de PREC em todo o mundo (DEPPENMEIER, 2022) e, quando ocorre, se desenvolve nos meses de junho a agosto (NNAMCHI *et al.*, 2015). Segundo Lübbecke *et al.* (2018) os eventos quentes estão associados à redução das chuvas no Sahel e ao aumento das chuvas na costa da Guiné, bem como, por influência da ZCIT, no NEB.

No Atlântico Sul observa-se o “*South Atlantic Ocean Dipole*” (SAOD), caracterizado por anomalias opostas de TSM no leste equatorial e subtropical sudoeste Atlântico, definido por Nnamchi; Li e Anyadike (2011). Um episódio típico desse índice climático tem um ciclo de vida de cerca de oito meses, com a fase ativa na qual os gradientes de TSM estão fortemente ligados à circulação atmosférica e aos campos de PREC. Ocorre no inverno austral, de maio a agosto (NNAMCHI; LI; ANYADIKE, 2011). A sua fase positiva está relacionada com o aumento da PREC sobre a costa da Guiné (NNAMCHI; LI, 2011), porém não há estudos que relacionem a PREC no NEB com o SAOD. Este modo é muito semelhante ao “*South Atlantic Subtropical Dipole*” (SASD), que ocorre no verão austral, e a questão de saber se eles são independentes um do outro ainda é debatida (NNAMCHI *et al.*, 2017). Também não há estudos que relacionem a PREC no NEB com o SASD.

No Atlântico tropical o “*Atlantic Meridional Mode*” (AMM) é o modo acoplado inter-hemisférico dominante entre a TSM e as anomalias do vento, em uma escala de tempo interanual, que apresenta reversão norte-sul das anomalias de TSM (ATSM). O AMM é mais pronunciado na primavera boreal e pode persistir no verão seguinte (MOURA, A. D.; SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; SERVAIN *et al.*, 1999; XIE; CARTON, 2004). A fase negativa (positiva) do AMM está associada a fortes chuvas (seca) no Norte do NEB (NNEB) durante o período de novembro-dezembro a março-abril (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015).

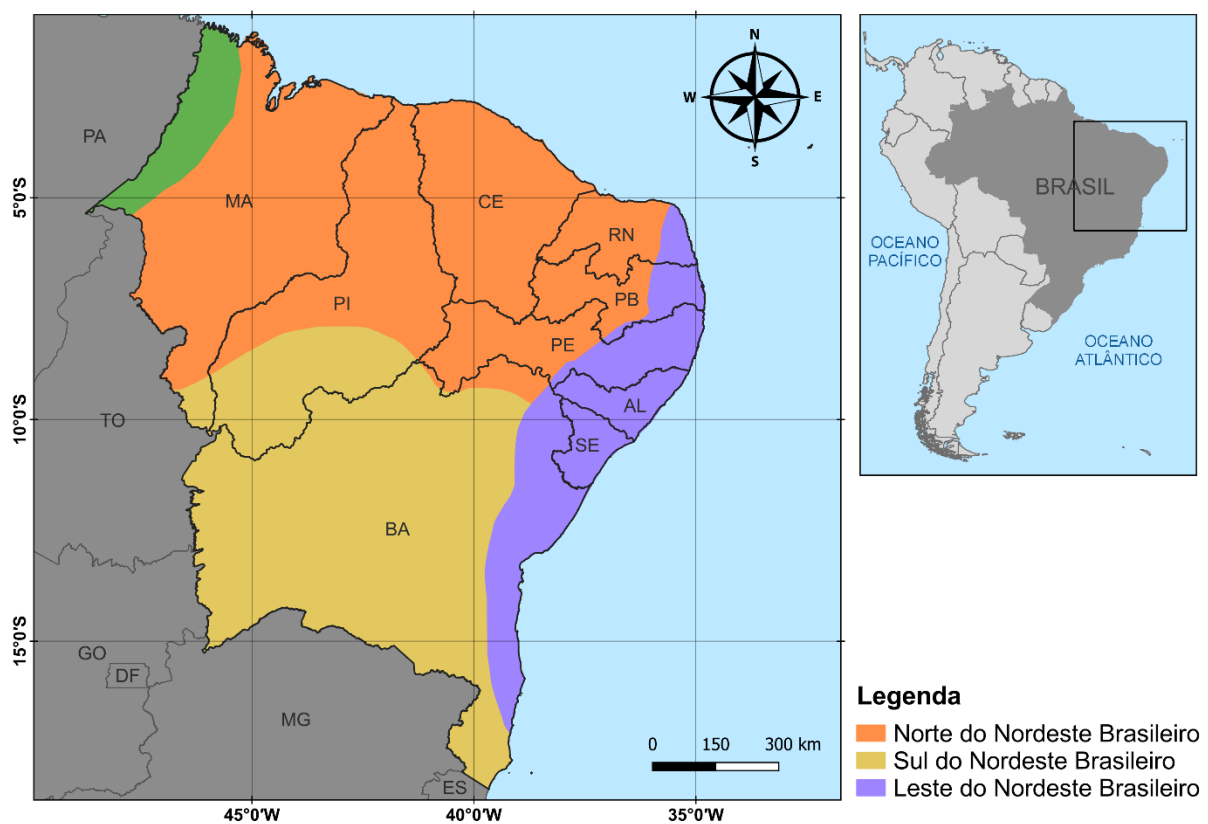
No Atlântico equatorial oeste observa-se o “*South Western Atlantic Warm Pool*” (SAWP) é uma região de fraca variabilidade sazonal a interanual de TSM, caracterizada por temperaturas acima de 28,5°C e desempenha um papel importante na intensificação dos sistemas meteorológicos que causam chuvas extremas no Leste do NEB (ENEB) (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015; SILVA *et al.*, 2018; WANG; ENFIELD, 2003). A fase positiva da SAWP, quando acontece, tem seu maior pico entre março e maio (CINTRA *et al.*, 2015).

Os índices “*Tropical North Atlantic*” (TNA) e “*Tropical South Atlantic*” (TSA) foram definidos por Enfield *et al.* (1999) como a média das ATSM do Atlântico com a tentativa de identificar uma relação dipolo entre as áreas meridionais adjacentes a ZCIT. O índice Dipolo do Atlântico (ATLD) é caracterizado por anomalias opostas de TSM entre TNA e TSA. Quando esses índices são desenvolvidos, acontecem geralmente durante o verão-outono austral (ENFIELD *et al.*, 1999). As regiões do TSA próximos à costa leste do Nordeste do Brasil são responsáveis pelo fornecimento de vapor d’água que é transportado pelos ventos alísios de sudeste para o continente (CAVALCANTI; GANDU; AZEVEDO, 2002). Por isso, existe uma relação positiva na região ENEB entre as anomalias de precipitação e as ATSM do TSA (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015). As anomalias quentes (frias) da TSM do TNA modulam o campo de pressão, produzindo alterações na circulação de baixo nível, diminuindo (aumentando) os ventos de leste devido ao aquecimento (esfriamento) a oeste da costa africana, favorecendo condições mais úmidas (mais secas) na América Central (MALDONADO *et al.*, 2017). A fase negativa do TNA e positiva do TSA estão relacionados com o deslocamento para sul da ZCIT e Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão austral, entre dezembro e fevereiro (CÓRDOVA; CÉLLERI; VAN DELDEN, 2022). O deslocamento da ZCIT para sul pode influenciar em anomalias positivas de PREC no NNEB (MOLION; BERNARDO, 2002), enquanto o deslocamento da ZCAS para sul influencia em APR no Sul do NEB (SNEB) (ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Quando o ATLD apresenta características de ATSM quentes na região do TNA e frias no TSA é relacionado com secas sobre o NEB (KAYANO *et al.*, 2018; MOURA, A. D.; SHUKLA, 1981).

1.3 Precipitação no Nordeste do Brasil

A precipitação pode ser considerada a principal variável meteorológica presente no NEB, com um regime de chuvas não uniforme e variação interanual e sazonal. De acordo com Kousky (1979) o NEB conta com três principais regimes de precipitação: Norte do NEB (NNEB), Sul do NEB (SNEB) e Leste do NEB (ENEB) (Figura 1).

Figura 1 – Principais Regimes de Precipitação do Nordeste do Brasil



Fonte: A autora (2024), adaptado do IBGE.

No primeiro regime que ocorre no NNEB (Figura 1), composto pelos estados do Ceará, oeste do Rio Grande do Norte, interior da Paraíba e Pernambuco, o período mais chuvoso ocorre durante os meses de fevereiro a maio, com maior acumulado de precipitação em março. Os índices pluviométricos variam de 400 mm ano⁻¹ no interior a mais de 2000 mm ano⁻¹ no litoral. O principal mecanismo de indução de chuvas do NNEB é, por consenso, a ZCIT (HASTENRATH, 2012; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017; MOLION; BERNARDO, 2002). Os excessos de precipitação no NNEB são correlacionados com eventos da fase fria do ENSO (ANDREOLI; KAYANO, 2006) e

com a fase de ATSM quentes do Atlântico Sul Tropical (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015; KOUADIO *et al.*, 2012; MOURA, A. D.; SHUKLA, 1981).

O regime de precipitação que atua na região SNEB (Figura 1), compreendida pela Bahia, norte de Minas Gerais, noroeste do Espírito Santo, as partes sul do Maranhão e Piauí e extremo sudoeste de Pernambuco, apresenta índices pluviométricos que variam de 600 mm ano⁻¹ no interior a mais de 3000 mm ano⁻¹ no litoral (KOUSKY, 1979; MOLION; BERNARDO, 2002). Seu período mais chuvoso é compreendido entre os meses de novembro a fevereiro (PAEGLE; MO, 2002) e tem como principal mecanismo de precipitação a ZCAS (CHAVES; CAVALCANTI, 2001), caracterizada pela convecção de massas de ar que geralmente se estendem da Amazônia ao Oceano Atlântico Sul, de noroeste a sudeste (ROBERTSON; MECHOSO, 2000).

A faixa costeira do ENEB (Figura 1), área que compreende todo o litoral desde o Rio Grande do Norte até o Estado da Bahia, apresenta um regime de precipitação com totais pluviométricos anuais que variam de 600 a 3000 mm, com período mais chuvoso de abril a julho, com picos de chuva em maio (MOLION; BERNARDO, 2002). O regime de precipitação é modulado principalmente pelos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), que são perturbações que se movem para oeste com os ventos alísios. Quando os DOL interagem com as circulações locais, a convergência de baixo nível pode ser aumentada, resultando por vezes no aumento da precipitação no ENEB (GOMES *et al.*, 2015; KOUADIO *et al.*, 2012). A região do TSA e SAWP próxima a costa do NEB é responsável pelo fornecimento de vapor d'água, que é transportado pelos alísios de sudeste para o continente (CAVALCANTI; GANDU; AZEVEDO, 2002). Dessa forma, o ENEB apresenta uma correlação positiva entre as APR e ATSM do TSA e SAWP (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015).

Nos últimos anos, foram registrados eventos extremos de precipitação no ENEB entre os estados da Paraíba e Alagoas, e partes dos estados do Rio Grande do Norte e Sergipe. Por exemplo, em maio de 2022, esses eventos desencadearam deslizamentos de terra e inundações generalizadas, resultando em mais de 130 mortos, 60 mil desabrigados e 180 mil desalojados, somando 3,1 bilhões de reais em prejuízos, afetando principalmente os moradores de bairros de baixa renda próximos às encostas. A Região Metropolitana do Recife no Estado de Pernambuco foi fortemente atingida, sendo este um dos piores eventos extremos de chuva de sua história. O principal fenômeno de indução das anomalias de chuvas deste evento foi

os DOL, somando-se ao período de La Niña e associando-se a um clima tropical quente no Atlântico Sul (CNN, 2022; SILVA *et al.*, 2023; ZACHARIAH *et al.*, 2022), principalmente na região da SAWP. Além disso, sabe-se que os impactos causados pelas fortes chuvas nestas áreas, especialmente as inundações, são exacerbados quando as chuvas coincidem com altas marés astronômicas, tempestades e marés altas, e também influenciadas pelo aumento do nível do mar associado às mudanças climáticas (COSTA, *et al.*, 2010).

Secas extremas são registradas no NEB desde o século XVI, sendo considerada como um desastre natural pois sua ocorrência compromete a segurança hídrica e energética e a agricultura de subsistência em regiões como o NNEB, podendo impactar na biodiversidade e a população ao aumentar o risco de incêndios florestais (MARENGO; TORRES; ALVES, 2017). Isto se deve principalmente à dependência da estação chuvosa das condições oceânicas e atmosféricas nos oceanos Pacífico tropical e Atlântico. Estudos anteriores utilizando modelagem dinâmica e estatística demonstraram que a relação entre as condições oceânicas e atmosféricas no Pacífico equatorial e Atlântico tropical e as chuvas sazonais no NNEB permite que grandes eventos climáticos sejam previstos com um tempo de espera de alguns meses (GIANNINI, A.; SARAVANAN; CHANG, 2004; HASTENRATH, 2012, 1990; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993; HOUNSOU-GBO *et al.*, 2016; MARENGO *et al.*, 2013; NOBRE, P. *et al.*, 2006; RODRIGUES *et al.*, 2011; RODRIGUES; MCPHADEN, 2014, entre outros).

Devido aos sistemas meteorológicos da região sofrerem influência direta dos padrões de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico, identificar as localidades de maior influência nas precipitações do Nordeste são imprescindíveis para resguardar a população nordestina dos eventos extremos. Portanto, o monitoramento das condições oceânicas são um dos pilares fundamentais na previsão climática e para a previsão dos eventos extremos de chuva (seca).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Este trabalho tem como objetivo descrever e associar os padrões de chuva do NEB de acordo com as diferentes variabilidades dos índices oceânicos, observando a temperatura da superfície do mar do Atlântico e Pacífico.

2.2 Objetivos Específicos

- Identificar os índices climáticos de ATSM que podem influenciar anomalias de PREC (APR) no NEB;
- Analisar a climatologia da base de dados de TSM da região equatorial dos oceanos Atlântico e Pacífico e de PREC no NEB;
- Identificar padrões espaciais de APR em resposta a fase positiva e negativa de cada índice climático;
- Identificar os índices climáticos que tem maior importância para os eventos extremos de precipitação nas diferentes sub-regiões do NEB.

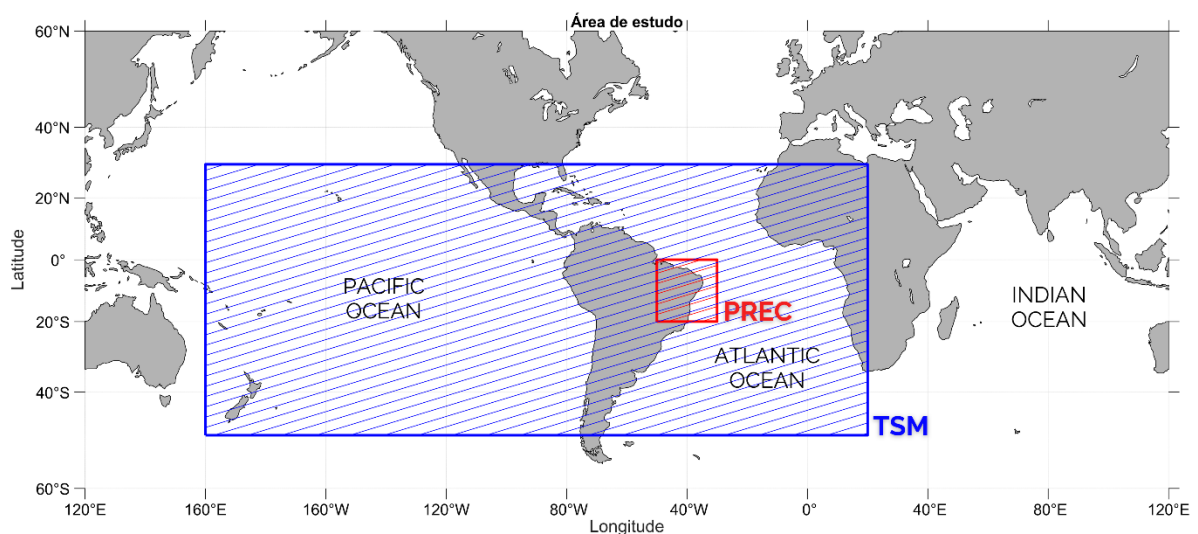
3 METODOLOGIA

3.1 Área de Estudo

Para a análise de PREC foi selecionado a região do NEB (Figura 1), uma das cinco regiões do Brasil, localizada entre os paralelos de 01° 02' 30" e 18° 20' 07" de latitude Sul e entre os meridianos de 34° 47' 30" e 48° 45' 24" de longitude Oeste.

Os *composites* de TSM foram incluídos entre os paralelos 50°S e 30°N e os meridianos 160°E e 20°E, e os *composites* de PREC entre os paralelos 20°S e 0° e os meridianos 50°W e 30°W, cobrindo a região do NEB (Figura 2). A escolha dos limites geográficos da TSM teve como critério englobar as áreas dos índices climáticos dos oceanos Atlântico e Pacífico que podem ter influência na precipitação no NEB.

Figura 2 – Área de Estudo: limites geográficos das bases de dados de PREC e TSM



Fonte: A autora (2024)

3.2 Bases de Dados

O conjunto de dados global mensal de TSM que foi utilizado são dados de reanálise ERA5 do “*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*” com uma resolução de 0,25° x 0,25° entre os anos de 1948 e 2022 (C3S, 2017).

A base de dados de precipitação foi a versão 1.0 da análise mensal de precipitação global da terra do “*Climate Prediction Center (CPC)*” construído em uma

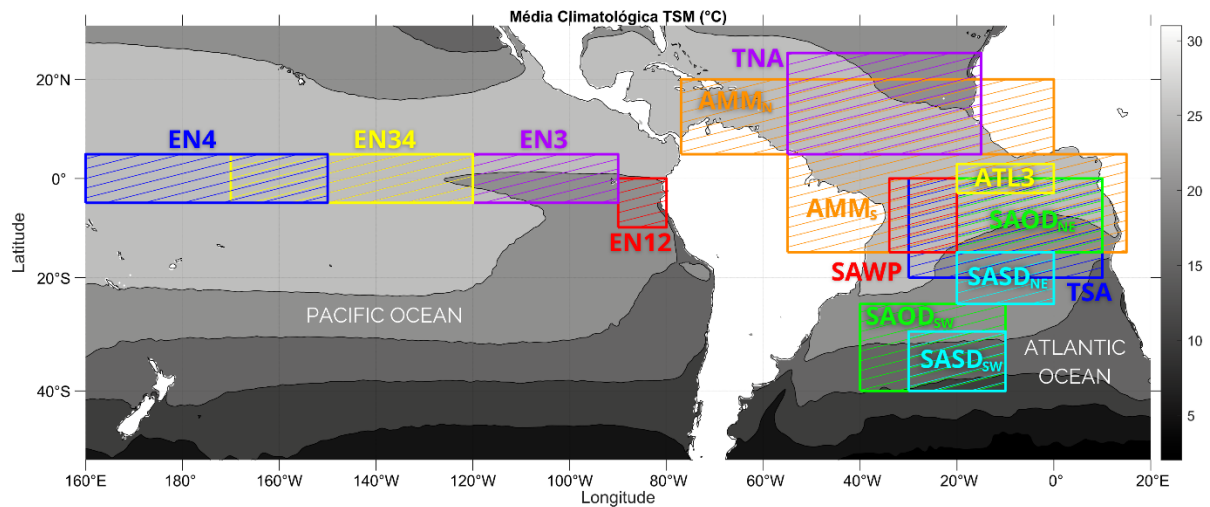
grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude/longitude a partir de 1948 até 2022. Em áreas terrestres globais, a grade da precipitação mensal é definida pela interpolação de observações de medidores em mais de 15 000 estações coletadas, do conjunto de dados da versão 2 da “*Global Historical Climatology Network*” (GHCN) da NOAA/NCDC e do “*Climate Anomaly Monitoring System*” (CAMS) da NOAA/CPC usando o algoritmo de interpolação ótima (CHEN *et al.*, 2002).

3.3 Estimativa dos índices climáticos e análises compostas

Neste trabalho foram aplicadas as análises climatológicas e cálculo de anomalias, para as bases de TSM e precipitação. A climatologia mensal é definida como a média de cada mês, considerando todos os anos analisados. Para analisar a variabilidade em escalas interanuais, utilizamos a anomalia, definida como a diferença entre cada valor mensal e a média climatológica mensal. A área de TSM cobre as bacias do Pacífico e Atlântico.

Foram calculados os índices climáticos (Figura 3) incluem os setores dos índices Niño 1+2 (EN12: 10°S - 0° , 90° - 80°W), Niño 3 (EN3: 5°S - 5°N , 150° - 90°W), Niño 4 (EN4: 5°S - 5°N , 160°E - 150°W) e o Niño 3+4 (EN34: 5°S - 5°N , 170° - 120°W) (ASHOK *et al.*, 2007; ASHOK; YAMAGATA, 2009). Da mesma forma, as anomalias de TSM no Oceano Atlântico incluem os setores dos índices “*Atlantic Meridional Mode*” (AMM: [N (5° - 20°N , 77° - 0°W), S (15°S - 5°N , 55°W - 15°E); onde as anomalias são calculadas com $\text{AMM}=\text{N}-\text{S}$]) (SERVAIN *et al.*, 2000), “*Atlantic Niño*” (ATL3: 3°N - 3°S , 20°W - 0°) (NNAMCHI *et al.*, 2015; ZEBIAK, 1993), “*Tropical South Atlantic*” (TSA: 30°W - 10°E , 20°S - 0°), “*Tropical North Atlantic*” (TNA: 55°O - 15°O , 5°N - 25°N), “*Atlantic Dipole*” (ATLD: TNA-TSA) (ENFIELD *et al.*, 1999), “*South Western Atlantic Warm Pool*” (SAWP: 34°O - 25°O , $12,5^\circ\text{S}$ - 4°S) (SILVA *et al.*, 2018), “*South Atlantic Ocean Dipole*” (SAOD: [NE (0° - 15°S , 10°E - 20°W), SW (25°S - 40°S , 10°W - 40°W)]); onde as anomalias são calculadas com $\text{SAOD}=\text{NE}-\text{SW}$]) (NNAMCHI *et al.*, 2017) e “*South Atlantic Subtropical Dipole*” (SASD: [NE' (0° - 20°W , 15°S - 25°S) e SW' (10°W - 30°W , 30°S - 40°S), onde as anomalias são calculadas com $\text{SASD}=\text{NE}'-\text{SW}'$] (MORIOKA; TOZUKA; YAMAGATA, 2011).

Figura 3 – Média da TSM + Setores dos Índices Climáticos



Fonte: A autora (2024).

As bases de dados de TSM foram utilizadas para o cálculo dos índices climáticos do Pacífico e Atlântico. Os índices climáticos são utilizados para realizar uma análise composta com os dados de precipitação no NEB.

A análise composta é uma técnica para identificar as características mais distintas de um fenômeno meteorológico ou climatológico que é difícil de observar na totalidade. Esta técnica é reconhecida como uma ferramenta simples e eficaz para identificar condições observadas durante estados específicos do clima. Eles podem apontar conexões entre um fenômeno e as principais regiões circundantes e fornecer informações valiosas para a formação de hipóteses sobre os mecanismos físicos que podem estar envolvidos nessas conexões (BOSCHAT *et al.*, 2016). A análise composta geralmente envolve a coleta de um grande número de casos de um determinado fenômeno meteorológico, e esses casos são compostos em uma coleção (SHU *et al.*, 2020). Neste caso, a média composta é estimada, o que fornece uma imagem definitiva de como as chuvas no NEB são influenciadas pelos diferentes sinais climáticos no Atlântico e Pacífico.

Para calcular a média composta (*composites*), foram identificados os anos de fases positivas (quentes) e negativas (frias) dos diversos índices climáticos. Cada fase dos índices climáticos é aplicada para identificar as precipitações associadas no NEB. Ou seja, ao utilizar, por exemplo, o índice EN34, selecionam-se somente os anos de fase positiva dele. Ao identificar todos os anos e meses da fase positiva, faz-se uma média das precipitações no NEB somente para os períodos de EN34 positivos. O mesmo é aplicado para anos de fase negativa (*La Niña*), fazendo-se a média de

precipitação somente para esses períodos (TYAQUIÇÃ *et al.*, 2017). Assim foram gerados *composites* médios de precipitação para o NEB durante *El Niño* e *La Niña*. Seguindo esta metodologia, foram identificados os padrões de precipitação também para outros índices climáticos citados neste trabalho.

De acordo com Chidichimo *et al.* (2023), por exemplo, a TSM do Atlântico está aumentando, mas como o presente trabalho não tem objetivo de analisar mudanças climáticas, foram removidas quaisquer tendências dos conjuntos de dados.

3.4 Análises estatísticas

As análises estatísticas dos índices oceânicos são baseadas na técnica dos percentis (SCHÄR *et al.*, 2016). Um percentil é um valor em uma escala de 100 que indica a porcentagem dos valores do conjunto de dados quando organizados em uma distribuição crescente. O percentil é frequentemente usado para estimar os extremos de uma distribuição (IPCC, 2012). No presente estudo foi utilizado os limites anômalos dos percentis de 25 e 75 para os *composites* das anomalias negativas e positivas, respectivamente. Isso quer dizer que, ao colocar a distribuição das anomalias de TSM de um determinado índice em ordem crescente, consideramos os primeiros 25% das anomalias para os *composites* das fases negativas, e os últimos 25% (acima dos 75%) para os *composites* das fases positivas.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Climatologia das bases de dados

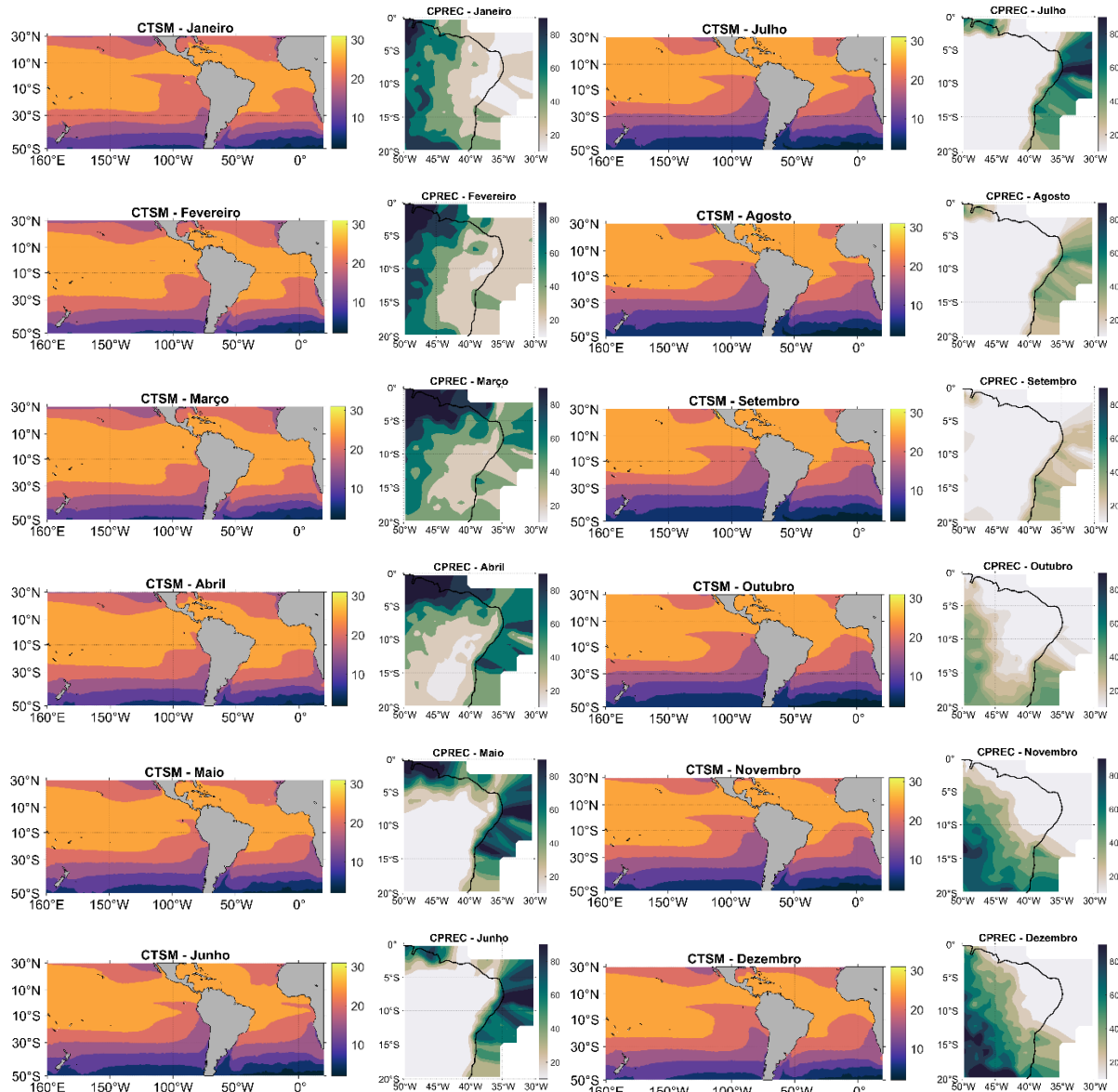
Os mapas climatológicos mensais de TSM (Figura 4) mostram temperaturas mais aquecidas nas regiões oeste do Pacífico e Atlântico, enquanto apresenta águas mais frias nas costas da América do Sul e África, nas bordas leste dos oceanos. Devido ao movimento de rotação da Terra, os oceanos possuem uma dinâmica que favorece ressurgências de águas frias nas regiões à leste e um empilhamento de águas, aquecendo-as, em seu lado a oeste. É possível observar na borda leste da região equatorial do Oceano Atlântico, a formação de uma “língua fria” entre os meses de junho e setembro, semelhante a “língua fria” do Oceano Pacífico que começa a se formar em junho e se mantém até janeiro. Estes resultados estão de acordo com Xie e Carton (2004).

A climatologia mensal da PREC no NNEB (Figura 4) mostra o período chuvoso entre os meses de fevereiro e maio. Esse resultado está interligado com o deslocamento da ZCIT mais a sul, afetando as regiões mais a norte do Nordeste (HASTENRATH, 2012; MARENGO; TORRES; ALVES, 2017; MOLION; BERNARDO, 2002; UTIDA *et al.*, 2019).

O regime de PREC entre novembro e fevereiro mostra o período mais chuvoso do SNEB, com pico de chuva em dezembro na área (Figura 4). O maior acumulado de chuva nessa região está relacionado com o período em que a ZCAS está localizada mais próxima do SNEB, atingindo principalmente o estado da Bahia (CHAVES; CAVALCANTI, 2001; MOLION; BERNARDO, 2002; ROBERTSON; MECHOSO, 2000).

Entre os meses de abril e julho é possível observar o período mais chuvoso na faixa costeira do ENEB, com pico de chuva em maio (Figura 4). Esse resultado concorda com Kousky (1979) e Kousky (1980), e tem como principais mecanismos de precipitação os DOL (GOMES *et al.*, 2015) e pelo fornecimento de vapor d’água que é transportado pelos alísios de sudeste para o continente (CAVALCANTI; GANDU; AZEVEDO, 2002).

Figura 4 – Mapas climatológicos mensais de TSM (CTSM) (°C) e PREC (CPREC) (mm dia⁻¹)



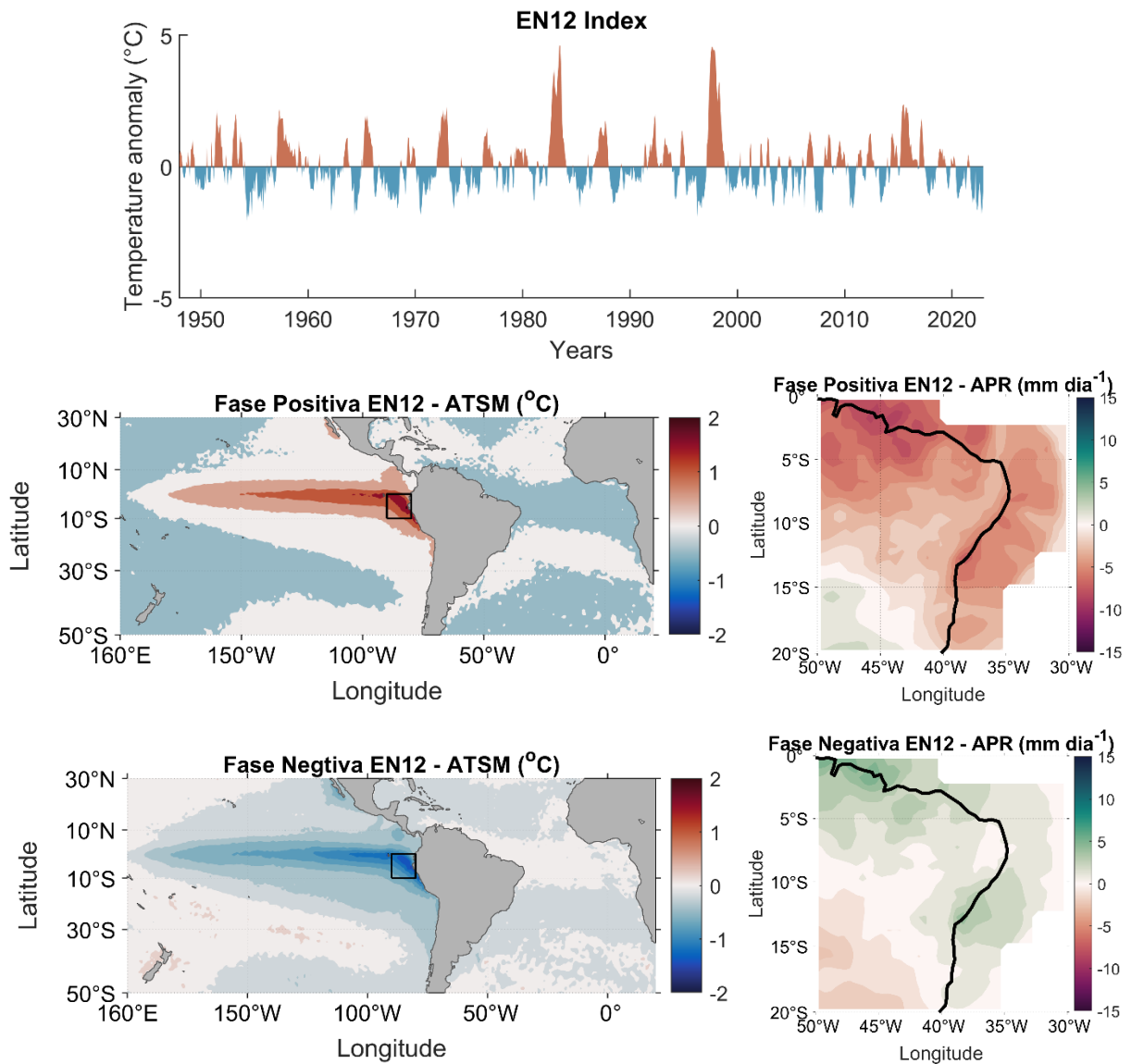
Fonte: A autora (2024).

4.2 Índices Climáticos do Pacífico

Os *composites* dos índices EN12, EN3, EN34 e EN4 foram construídos para todos os meses em que a média da ATSM de cada índice foram menores ou iguais a $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ para as fases negativas e maior ou igual $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ para as fases positivas. Esses limites foram definidos a partir do cálculo dos percentis de 25 e 75 de cada índice, no qual todos os índices do Pacífico apresentaram percentis próximos a esses limites.

Os *composites* dispostos nas Figuras 5 a 8 mostram que as fases positivas dos índices do EN12, EN3, EN34 e EN4 apresentaram anomalias negativas de PREC em

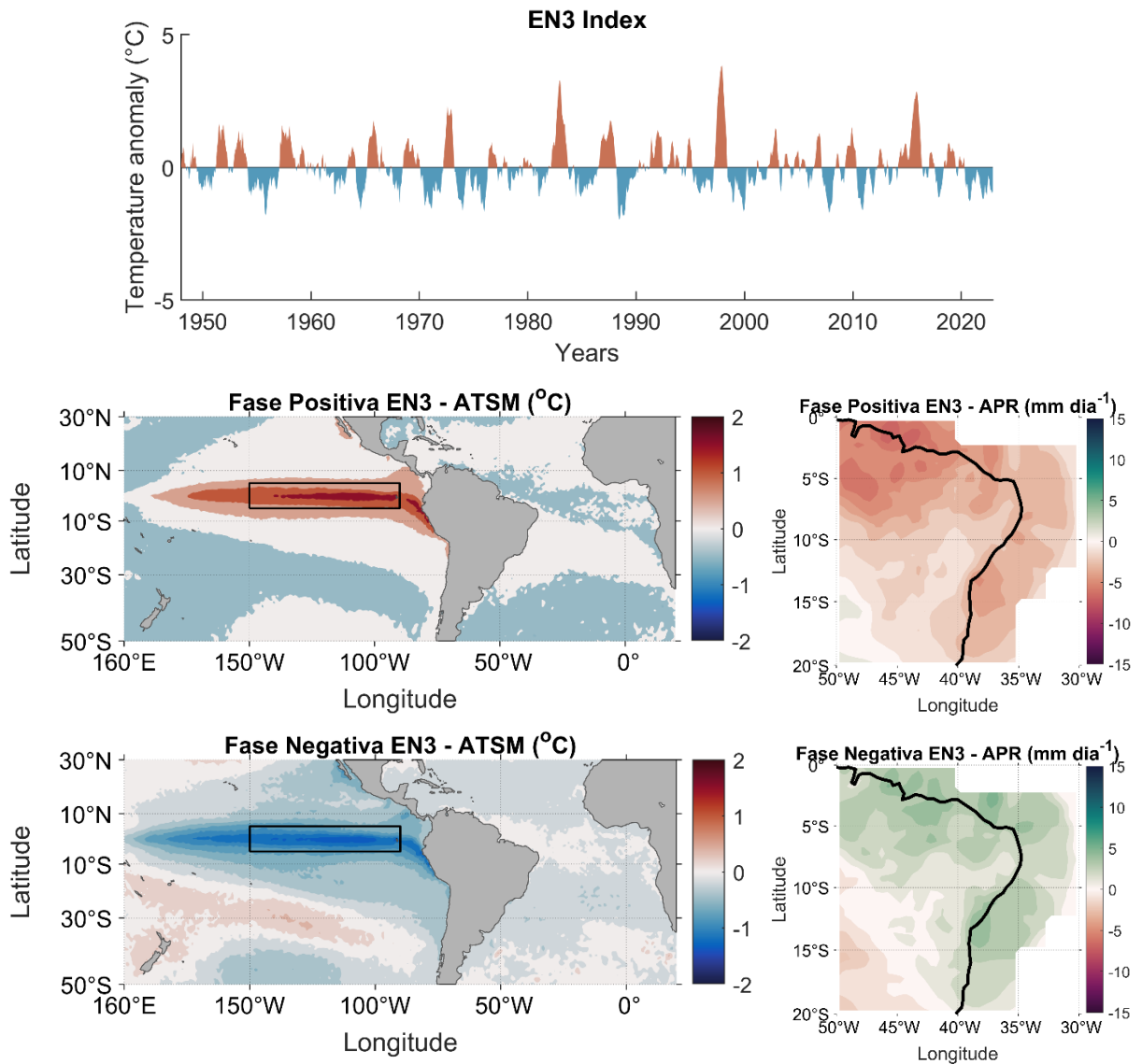
Figura 5 – Índice EN12; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

quase todo o NEB, com déficit de chuva principalmente no NNEB e ENEB. Suas fases negativas apresentaram anomalias positivas de PREC no NNEB e ENEB. Essas semelhanças podem ser explicadas por se tratar do mesmo fenômeno, apesar de ser analisado por índices diferentes neste estudo. No entanto, para a fase negativa do índice EN4 (Figura 8), caracterizada como La Niña do Pacífico Central, é possível observar uma diferença na distribuição espacial em comparação com outros índices do tipo *El Niño*, com anomalias que indicam um déficit de PREC no SNEB, além do aumento de chuva no NNEB e ENEB.

Figura 6 – Índice EN3; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa

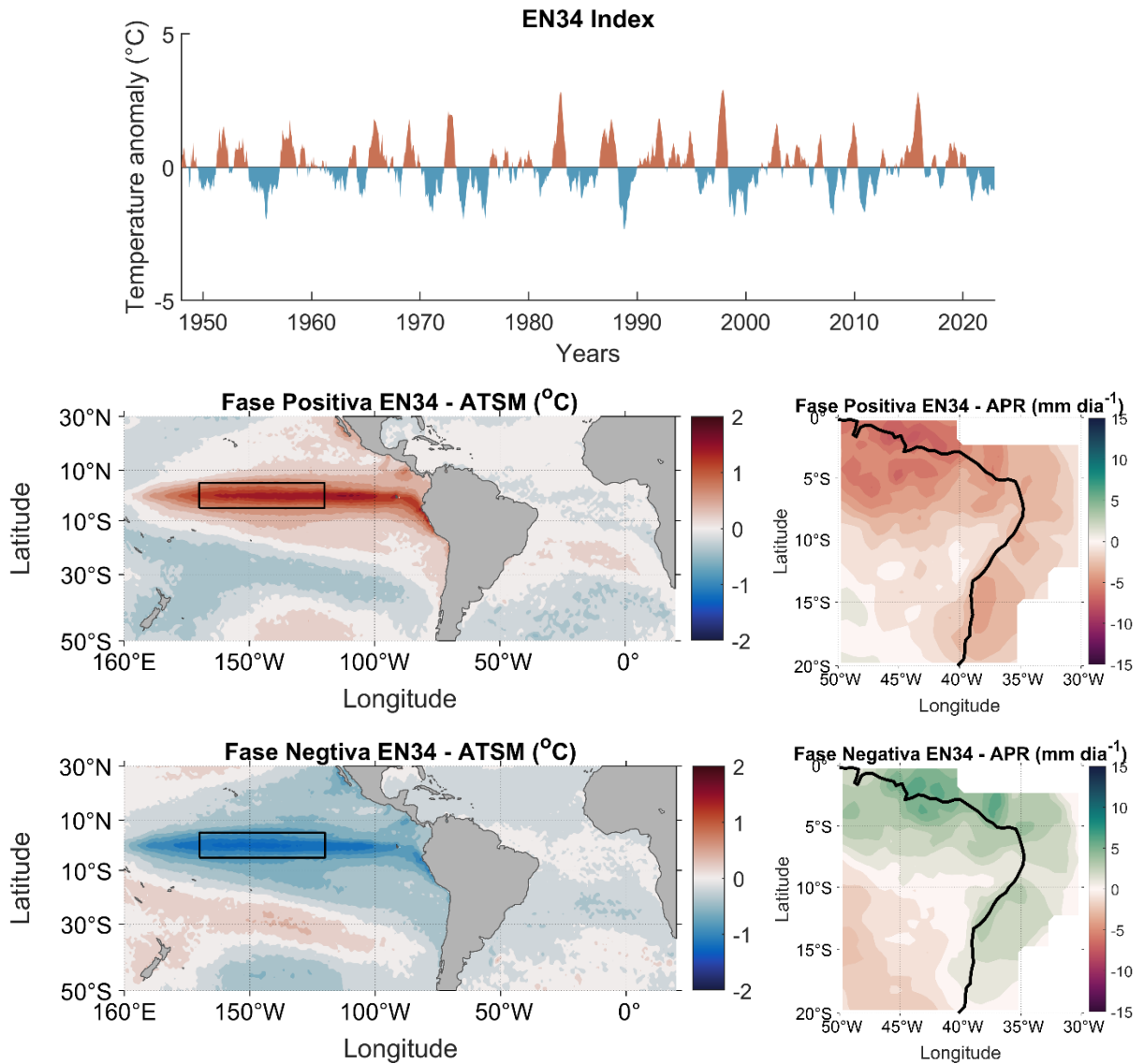


Fonte: A autora (2024).

Estes resultados confirmam estudos anteriores que mostram que durante os eventos de *El Niño* há anomalias negativas de PREC na maior parte NEB, enquanto os episódios de *La Niña* estão associados com aumento de PREC na costa do NEB, e déficit de precipitação no SNEB (ANDREOLI; KAYANO, 2006; COELHO; UVO; AMBRIZZI, 2002; GIANNINI *et al.*, 2001; SARAVANAN; CHANG, 2000; UVO *et al.*, 1998). Essa resposta da PREC no NEB pelo ENSO é explicada a partir da teleconexão atmosférica da célula de Walker do Pacífico interferir na posição da ZCIT na região do

Oceano Atlântico, o que impulsiona anomalias de precipitação no NEB (CHIANG; KUSHNIR; ZEBIAK, 2000; GIANNINI *et al.*, 2001).

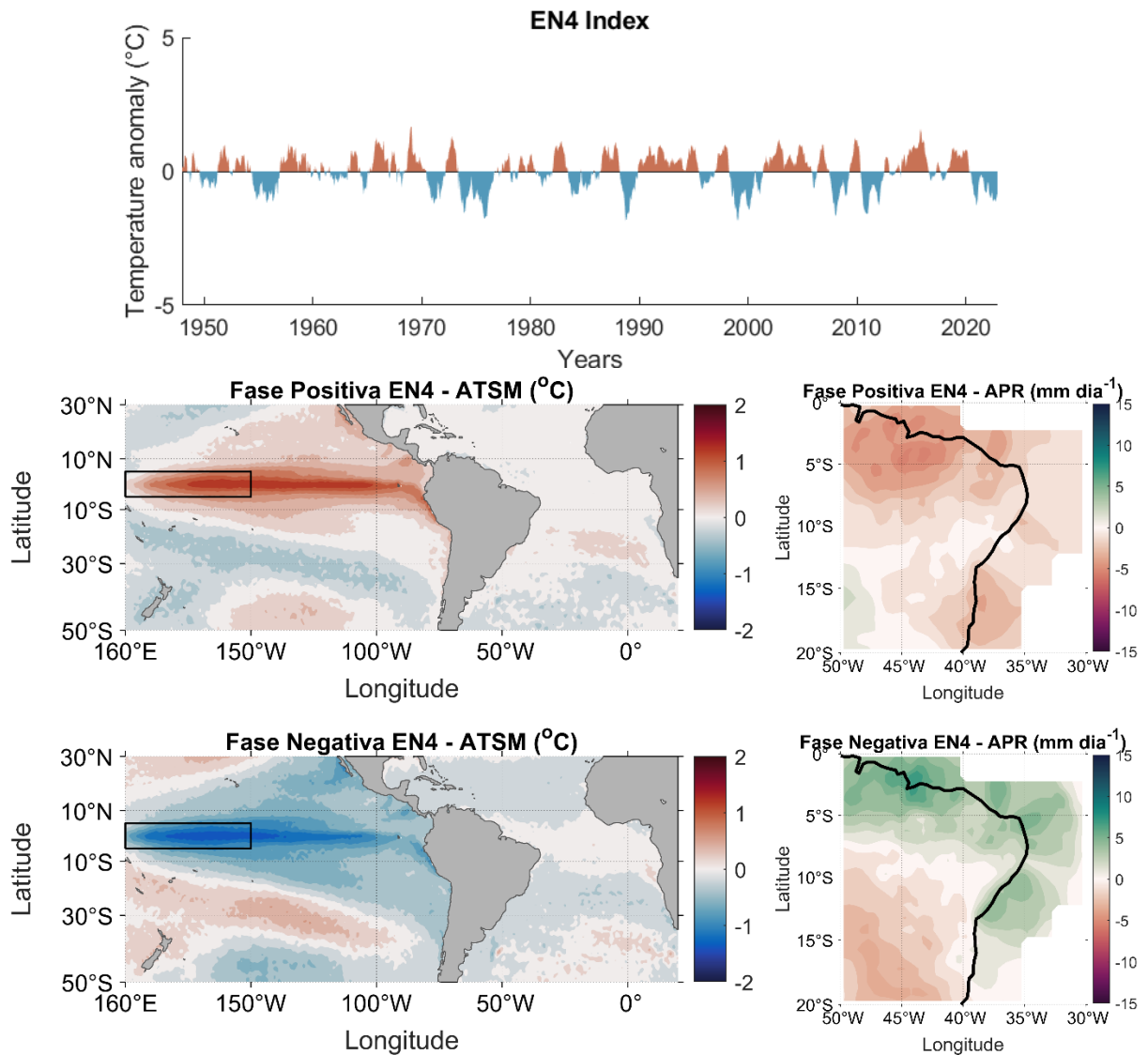
Figura 7 – Índice EN34; Distribuição temporal da ATSM e Composites de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

O período mais intenso do ENSO é entre os meses de dezembro e janeiro, durante o verão do hemisfério sul. Dessa forma, a fase positiva do ENSO pode ter impactos mais graves na população do NNEB e ENEB, pois nessas regiões já é esperado o clima seco durante esse período. Com isso, em anos de El Niño, o déficit de chuvas num período que já é normalmente seco chama atenção pois pode afetar os setores econômicos e sanitários da população nordestina.

Figura 8 – Índice EN4; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



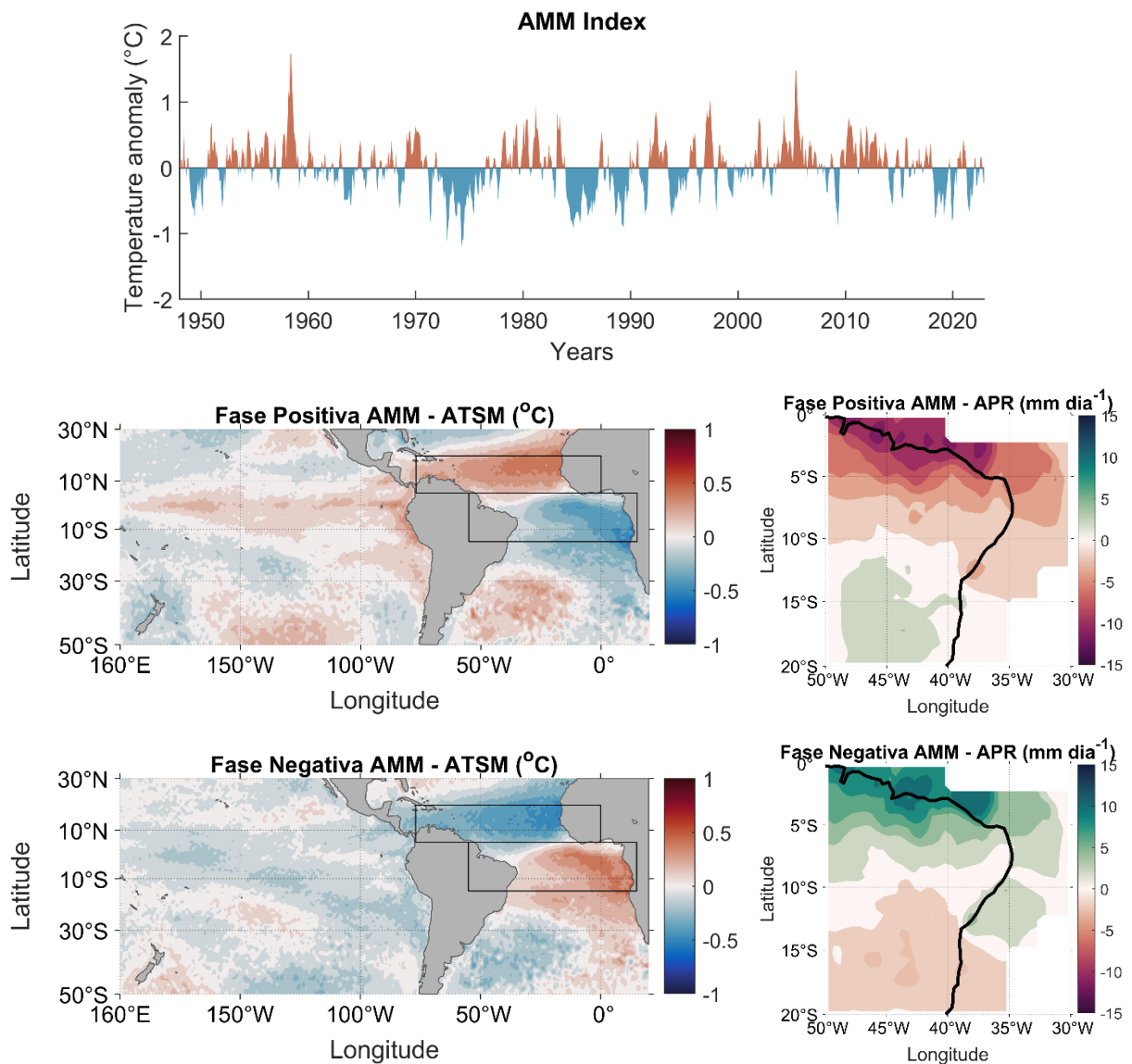
Fonte: A autora (2024).

4.3 Índices Climáticos do Atlântico

Os *composites* do índice AMM foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,25$ °C para a fase negativa e maior ou igual $0,25$ °C para a fase positiva. A Figura 9 mostra que a fase positiva apresentou anomalias negativas de PREC no NNEB com maiores intensidades e anomalias ligeiramente positivas no SNEB, enquanto a sua fase negativa mostrou fortes anomalias positivas de PREC no NNEB, com um fracas anomalias negativas no SNEB. De acordo com Servain *et al.* (1999), a fase positiva (negativa) do AMM causa

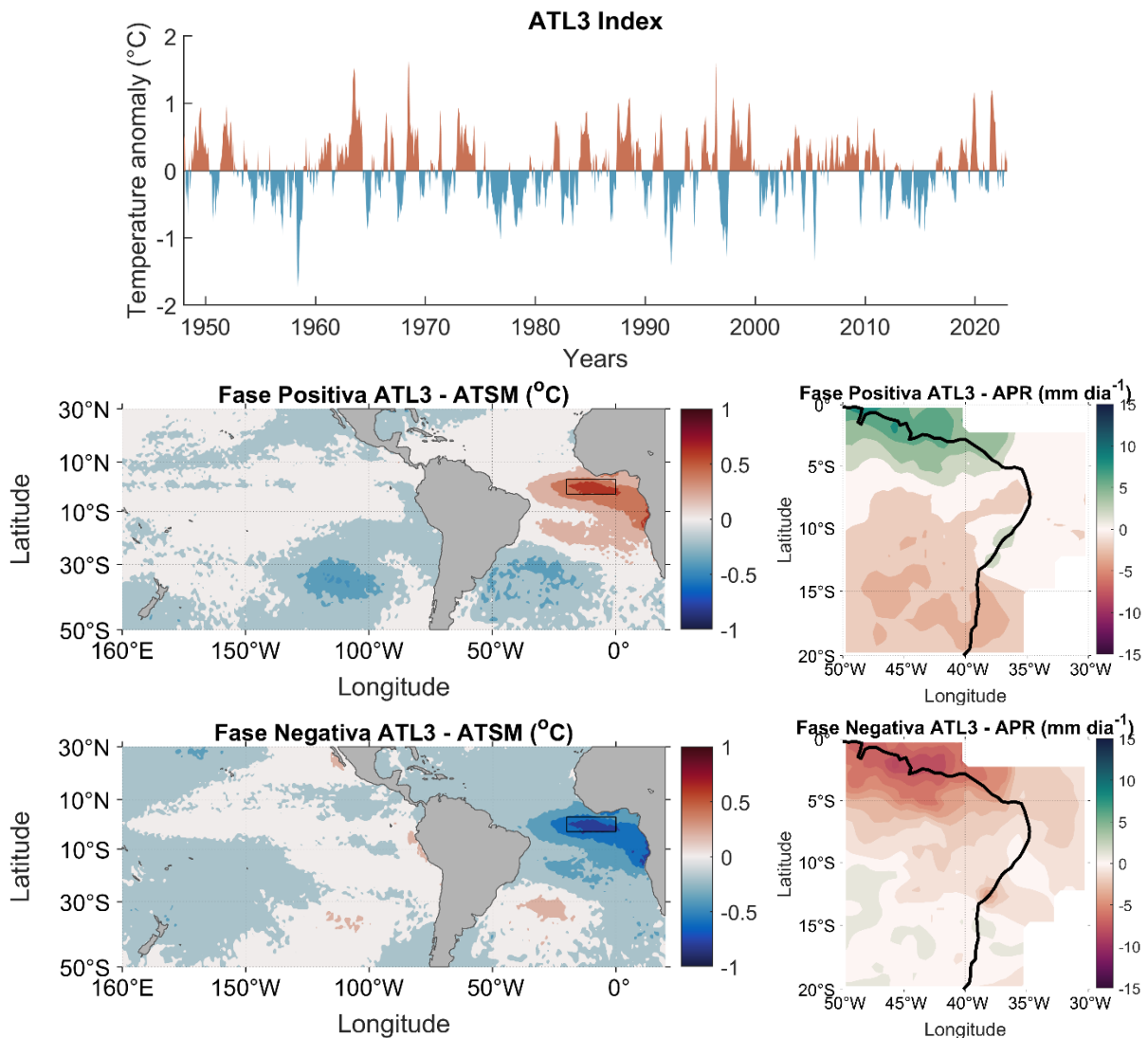
o deslocamento da ZCIT para norte (sul), o que induz ao déficit (aumento) de precipitação no NNEB e confirma os resultados apresentados neste estudo. Como o AMM acontece de novembro-dezembro a março-abril (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015), e o período chuvoso no NNEB é entre os meses de fevereiro e maio (MOLION; BERNARDO, 2002), a fase positiva pode ter maior impacto no NNEB entre os meses de novembro a janeiro, pois indica um déficit de chuva no período que já costuma ser seco, enquanto que a sua fase negativa pode ter maior impacto entre os meses de fevereiro e abril, pois pode apresentar anomalias positivas de precipitação no período chuvoso do NNEB.

Figura 9 – Índice AMM; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

Figura 10 – Índice ATL3; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa

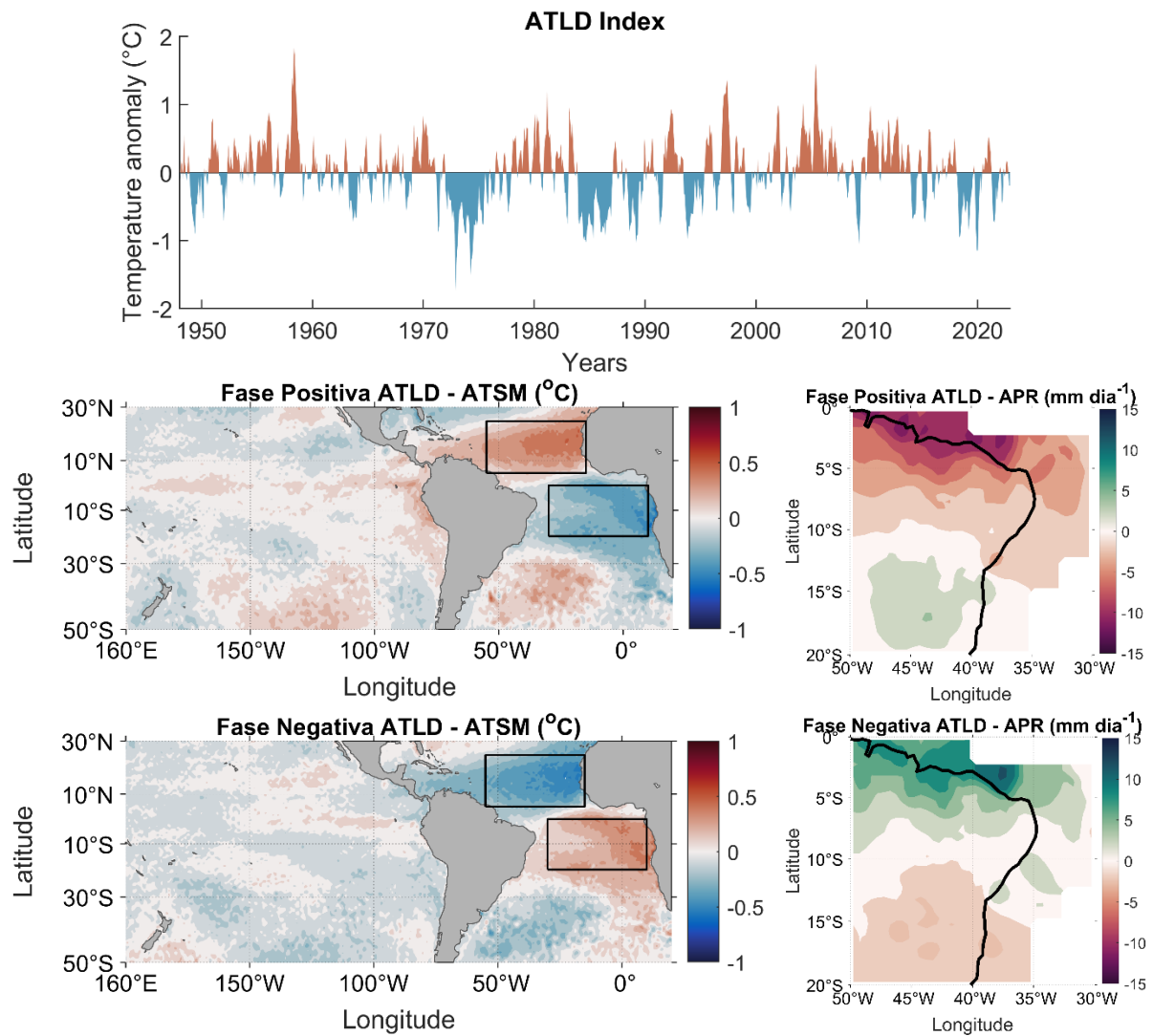


Fonte: A autora (2024).

Os *composites* do índice ATL3 foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou igual $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase positiva. A Figura 10 mostra que a fase positiva do ATL3 apresentou anomalias positivas de PREC na costa do NNEB e anomalias negativas de PREC no SNEB e na região sul do ENEB, enquanto a fase negativa mostrou déficit de precipitação no NNEB. Esses resultados são coerentes com estudos anteriores (LÜBBECKE *et al.*, 2018; NOBRE; SHUKLA, 1996), visto que a fase quente do ATL3 está associada a anomalias positivas de PREC no NNEB, por meio da influência no deslocamento da ZCIT para sul. Esse índice se desenvolve entre os meses de junho

e agosto (NNAMCHI *et al.*, 2015), logo sua fase negativa pode ser mais problemática por desenvolver um déficit de chuva no NNEB durante um período que já é normalmente seco.

Figura 11 – Índice ATLD; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



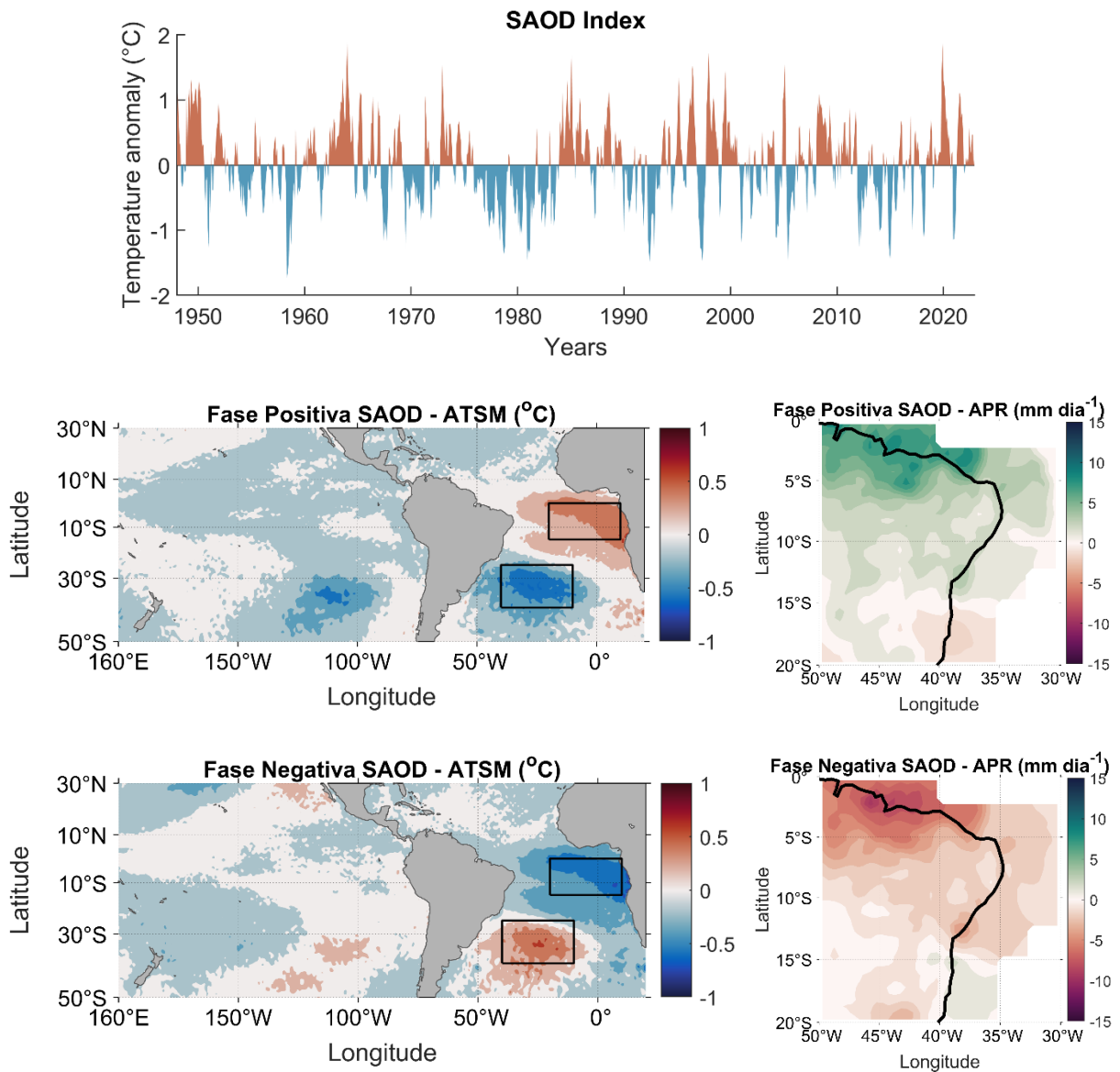
Fonte: A autora (2024).

Os *composites* do índice ATLD foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou igual $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase positiva. A Figura 11 mostra que a fase positiva do ATLD apresentou fortes anomalias negativas de precipitação no NNEB e anomalias positivas fracas no SNEB, enquanto a fase negativa apresentou anomalias positivas de precipitação no NNEB e fracas anomalias negativas no SNEB. Esses resultados

estão coerentes pois a fase negativa do ATLD é relacionada com o deslocamento para sul da ZCIT e ZCAS entre dezembro e fevereiro, o que influencia em anomalias positivas de PREC no NNEB e anomalias negativas de PREC no SNEB (CÓRDOVA; CÉLLERI; VAN DELDEN, 2022; MOLION; BERNARDO, 2002; ROBERTSON; MECHOSO, 2000), e a fase positiva do ATLD é relacionada com secas sobre o NEB (KAYANO *et al.*, 2018; MOURA, A. D.; SHUKLA, 1981). Como o ATLD se forma entre dezembro e fevereiro, sua fase positiva tem mais impacto no NNEB, pois pode apresentar anomalias negativas de precipitação durante um período que já é normalmente seco.

Os *composites* do índice SAOD foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou igual $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase positiva. A Figura 12 mostra que a fase positiva do SAOD apresentou anomalias positivas de PREC mais fortes na costa do NNEB e fracas anomalias positivas ao longo do ENEB, enquanto na fase negativa apresentou déficit de chuva no NNEB e ENEB. Como esse índice se forma durante os meses de maio e agosto (NNAMCHI; LI; ANYADIKE, 2011), sua fase negativa pode ter mais impacto no NNEB, visto que o déficit de chuva coincide com a fase que já é normalmente seca nessa região. Este estudo é o primeiro a investigar a influência do SAOD com o APR no NEB.

Figura 12 – Índice SAOD; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa

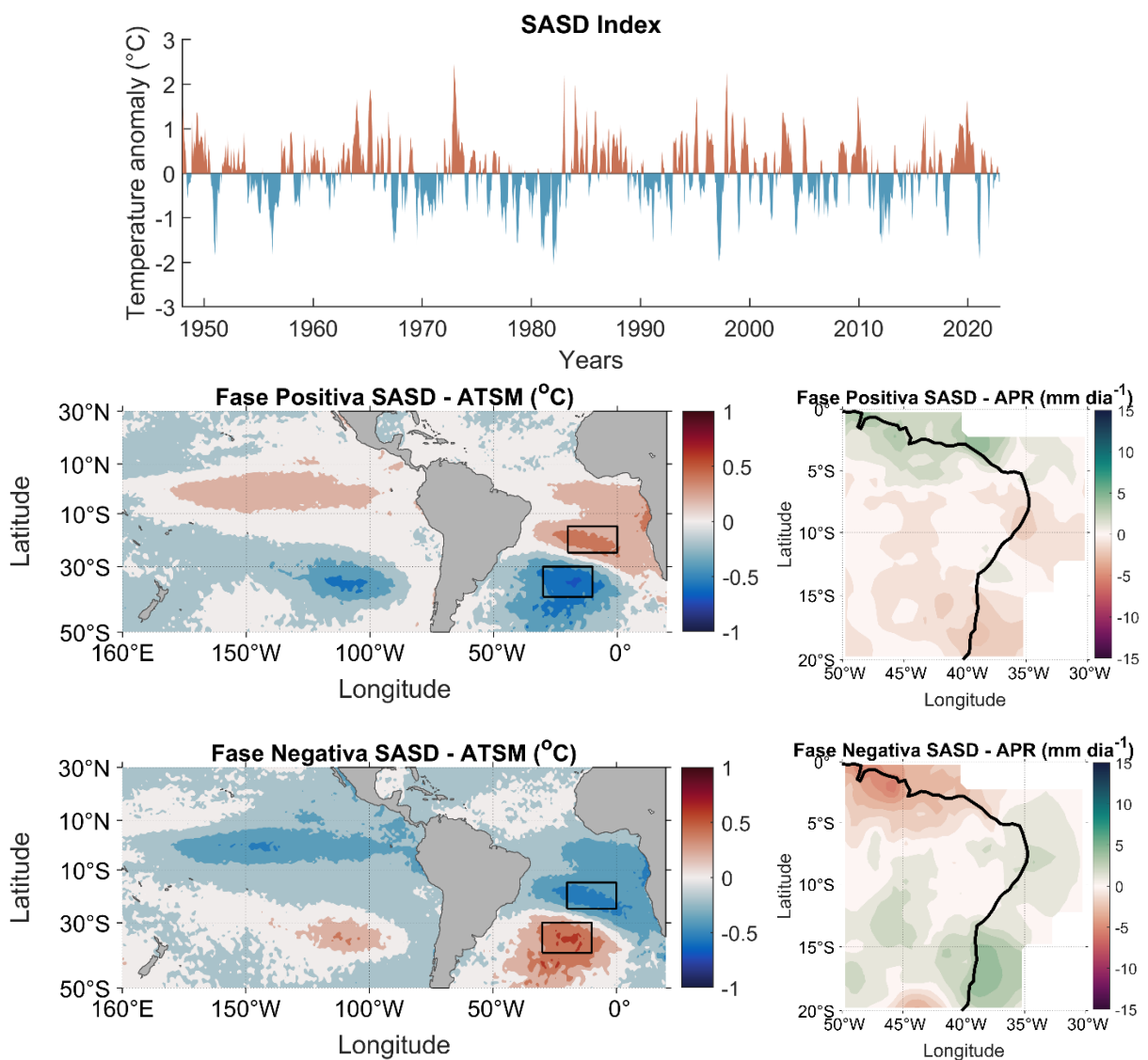


Fonte: A autora (2024).

Para o SASD os *composites* foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,5$ °C para a fase negativa e maior ou igual $0,5$ °C para a fase positiva. A Figura 13 mostra que a fase positiva do SASD apresentou anomalias positivas fracas no NNEB e anomalias negativas em algumas partes do ENEB, enquanto a fase negativa apresentou déficit de PREC no NNEB e anomalias positivas de PREC no ENEB. Como esse índice ocorre entre dezembro e março (NNAMCHI *et al.*, 2017), sua fase positiva será mais impactante pois, apresenta déficit de chuvas no período que já é seco no ENEB, dezembro a março, e aumento

de chuvas no período chuvoso do NNEB, principalmente nos meses de fevereiro e março. Além disso, é possível observar na região do Pacífico (Figura 13) anomalias de TSM na mesma região do *El Niño*, por isso são necessários mais estudos que investiguem se as APR no NEB aqui apresentadas estão mais relacionadas com o ATSM do *El Niño* ou do SASD já que este estudo é o primeiro a investigar a influência do SASD no NEB.

Figura 13 – Índice SASD; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa

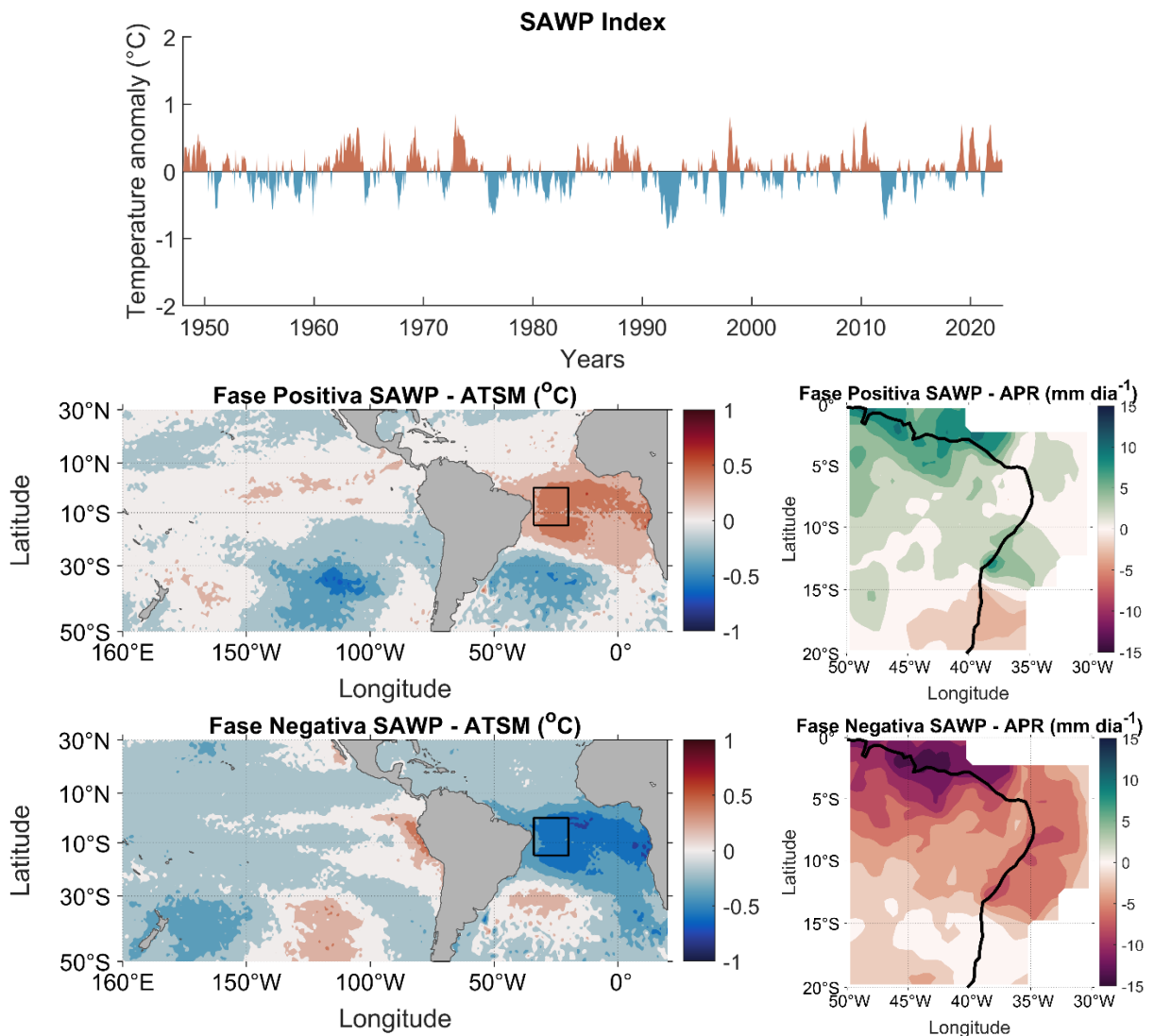


Fonte: A autora (2024).

Os *composites* do índice SAWP foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou

igual 0,3 °C para a fase positiva. A Figura 14 mostra que a fase positiva da SAWP apresentou anomalias positivas de PREC no NNEB e na parte norte do ENEB, enquanto a sua fase negativa apresentou déficit de PREC no NNEB e na parte norte do ENEB. Esses resultados estão coerentes com Silva *et al.* (2018) e Hounsou-Gbo *et al.* (2015). Como a SAWP se forma entre os meses de março e maio (CINTRA *et al.*, 2015), sua fase positiva pode ser mais impactante, visto que indica anomalias positivas de PREC durante meses da estação chuvosa tanto do ENEB, quanto do NNEB. Esses resultados estão de acordo com eventos extremos de PREC já registrados no ENEB, como em maio de 2022 (SILVA *et al.*, 2023).

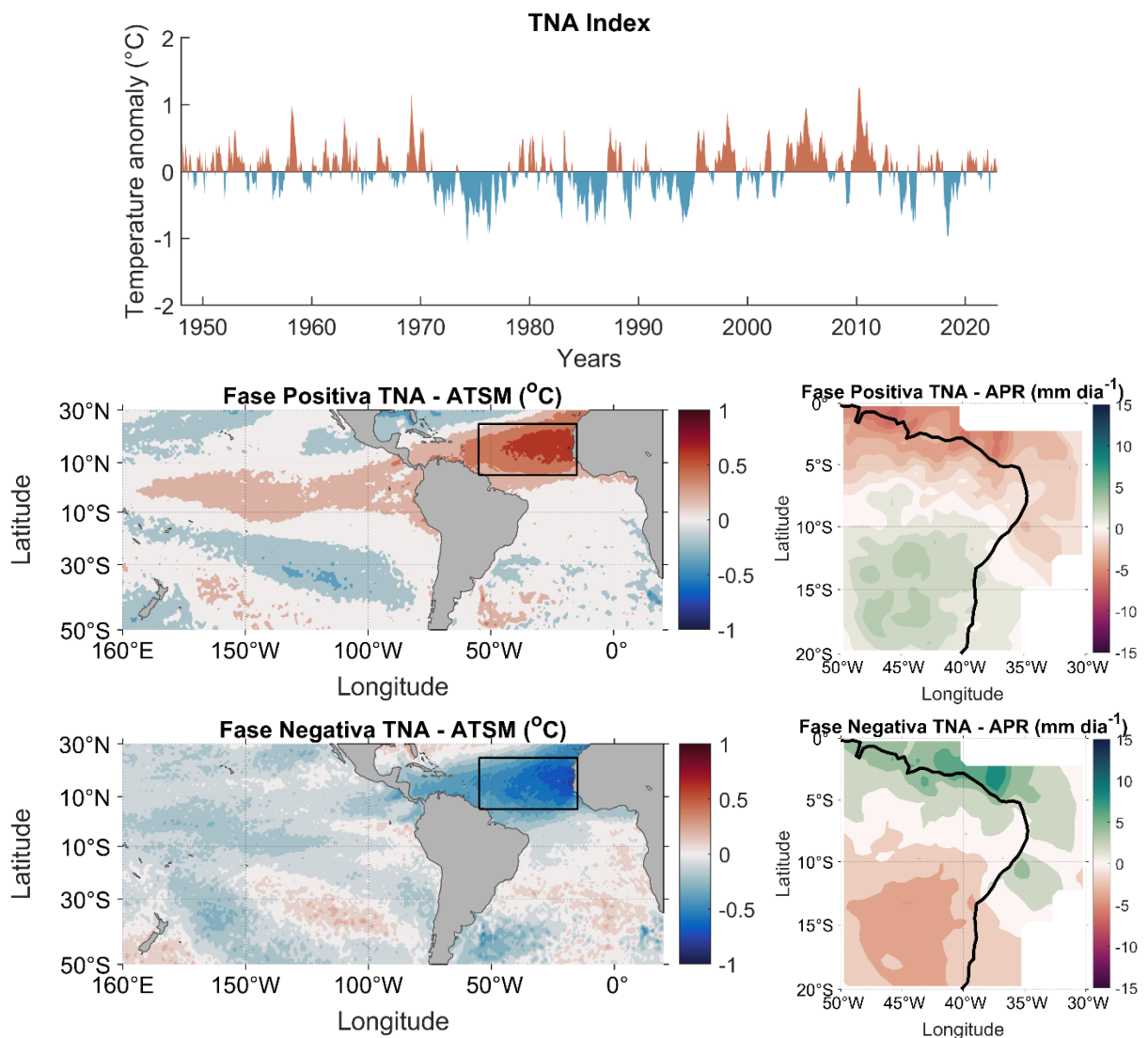
Figura 14 – Índice SAWP; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

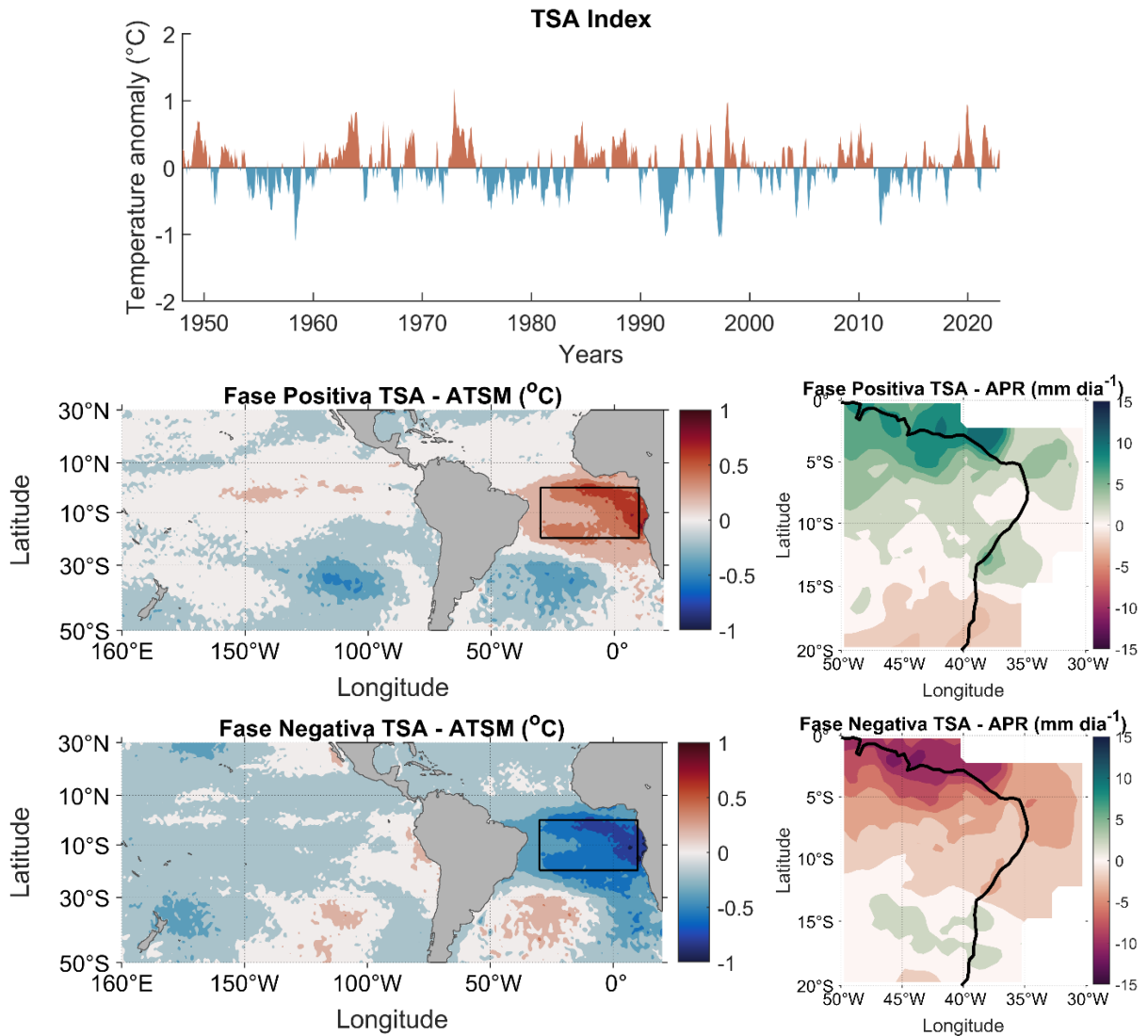
Para o TNA os *composites* foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou igual $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase positiva. A Figura 15 mostra que sua fase positiva apresentou APR negativas no NNEB e APR positivas no SNEB, enquanto sua fase negativa apresentou APR positivas no NNEB e negativas no SNEB. Esses resultados são os primeiros a investigar a influência do TNA com APR no NEB, e são coerentes com Maldonado *et al.* (2017) que ao estudar o papel desse índice com a estação chuvosa da América Central, sugere que o aquecimento do TNA está associado com a migração para norte da ZCIT, o que pode gerar condições mais secas no NNEB (MOLION; BERNARDO, 2002).

Figura 15 – Índice TNA; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

Figura 16 – Índice TSA; Distribuição temporal da ATSM e *Composites* de ATSM e APR das fases positiva e negativa



Fonte: A autora (2024).

Para o TSA os *composites* foram construídos com todos os meses em que a média da ATSM foram menores ou iguais a $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase negativa e maior ou igual $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para a fase positiva. A Figura 16 mostra que a fase positiva do TSA apresentou APR positivas no NNEB e em parte do ENEB e anomalias negativas de PREC no SNEB, enquanto sua fase negativa apresentou déficit de chuvas no NNEB e em parte do ENEB, com fracas anomalias positivas no SNEB. Isso pode ser explicado por Córdova et al. (2022) que propõe que a fase positiva do TSA está relacionada com o deslocamento para sul da ZCIT e ZCAS durante o verão austral, entre dezembro e fevereiro, pois o deslocamento da ZCIT para sul influencia em

anomalias positivas de PREC no NNEB (MOLION; BERNARDO, 2002), enquanto o deslocamento da ZCAS para sul influencia em anomalias negativas de PREC no SNEB (ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Além disso, o aquecimento da região TSA, próxima a costa do NEB, é responsável pelo fornecimento de vapor d'água que é transportado pelos alísios de sudeste para o continente (CAVALCANTI; GANDU; AZEVEDO, 2002), o que pode explicar as anomalias positivas de PREC no ENEB (HOUNSOU-GBO *et al.*, 2015). Como esse índice pode se formar entre dezembro e fevereiro, sua fase negativa tem impacto maior no NNEB e ENEB por gerar anomalias negativas de PREC durante o período que já é normalmente seco.

Foi verificado que houve índices com áreas de abrangências semelhantes, modificando apenas algumas regiões de anomalias. A exemplo do ATLD, AMM e SAOD, ambos índices apresentam um aquecimento na região do Atlântico equatorial, todos estão conectados com a região da ZCIT e podem transportar umidade do Oceano para o continente. Portanto, o uso destes índices podem ser uma sobreposição de indicadores.

Nesse sentido, é válido mais pesquisas para identificar outros possíveis mecanismos de influência excluindo a ZCIT, a fim de buscar por indicadores mais robustos. Porém, ao analisar os resultados, sugere-se que seja observado apenas aqueles que apresentaram valores intensos de anomalias de PREC. Embora os índices apresentem-se com características similares de TSM, é preciso ressaltar que o estudo foi realizado para PREC no Nordeste, portanto, deve ser feitas novas análises para observar diferentes influências nas demais regiões do País.

5 CONCLUSÃO

Foi alcançado o objetivo deste trabalho, identificar os padrões de variabilidade da temperatura da superfície do mar e suas influências na precipitação do NEB. Após calcular a climatologia e anomalia da TSM, foram identificados os percentis de 25 e 75 sobre as anomalias de TSM. Assim obteve-se os valores limites para definir se teve a ocorrência de eventos positivos e negativos de cada índice. Em seguida foram construídos *composites* de ATSM e APR das fases positivas e negativas dos índices climáticos do Pacífico e Atlântico.

Os resultados identificaram diferentes padrões de precipitação para cada sinal climático e para cada sub-região climática, sendo estas, o NNEB, SNEB e ENEB. Considerando as anomalias positivas de precipitação, estas ficaram distribuídas como:

- I) NNEB: estão associadas com as fases positivas dos índices ATL3, SAOD, SASD, SAWP e TSA e as fases negativas do EN12, EN3, EN34, EN4, AMM, ATLD e TNA;
- II) SNEB: estão associadas com as fases positivas dos índices AMM, ATLD e TNA e a fase negativa do TSA;
- III) ENEB: estão associadas com as fases positivas dos índices SAOD, SAWP e TSA e as fases negativas do EN12, EN3, EN34, EN4 e SASD.

Enquanto eventos de déficits de precipitação mostraram que:

- I) NNEB: estão associadas com as fases positivas dos índices EN12, EN3, EN34, EN4, AMM, ATLD e TNA e as fases negativas do ATL3, SAOD, SASD, SAWP e TSA;
- II) SNEB: estão associadas com as fases positivas dos índices EN12, EN3, EN34, EN4, ATL3, SASD e TSA e as fases negativas do EN34, EN4, AMM, ATLD, SAOD, SAWP e TNA;
- III) ENEB: estão associadas com as fases positivas dos índices EN12, EN3, EN34, EN4, ATL3, ATLD e SASD e as fases negativas do ATL3, SAOD, SAWP, TNA e TSA.

Considerando a intensidade das chuvas apresentadas nos *composites*, as anomalias positivas de chuva no NNEB respondem principalmente à fase negativa do

índice AMM. Entre todos os outros índices, o AMM mostrou ter um papel mais importante nos excessos de chuva na região. Ou seja, ao gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical, quando este apresenta-se mais quente no hemisfério sul. Os déficits de chuva nesta região, responderam melhor à influência da fase positiva do AMM, quando os máximos de anomalias de TSM estão deslocados para o hemisfério norte.

O SNEB apresentou maiores intensidades nas anomalias de chuvas em resposta a fase positiva do TNA, ou seja, sob maiores TSM no hemisfério norte. Enquanto maiores déficits de chuva ocorreram na fase negativa do TNA.

O ENEB apresentou excessos de chuva principalmente durante a fase negativa do EN4, ou seja, sob condições de La Niña próximo ao Pacífico Central, e os déficits de precipitação respondem a fase negativa da SAWP, sob menores TSM no Atlântico tropical sudoeste.

Neste trabalho identificou-se que o NEB está sob maior influência dos índices AMM, TNA, EN4 e SAWP. Contudo é preciso considerar a intensidade de APR e os meses de formação de cada índice para entender o tipo de impacto que as regiões do NEB podem sofrer nas diferentes estações de precipitação.

Alguns índices apresentam padrões similares e atuam, de modo geral, nas mesmas áreas, como foi o caso dos índices AMM, ATLD e SAOD que apresentam gradientes meridionais de ATSM no Atlântico tropical, estão conectados com o deslocamento da ZCIT e podem ser responsáveis pelo transporte de vapor atmosférico para o continente. Com isso são necessários mais estudos que investiguem se esses índices estão sobrepostos e/ou interligados para obter comparações mais precisas.

Mais pesquisas são importantes para compreender quais índices climáticos de temperatura da superfície do mar têm maior influência com anomalias de precipitação para os diferentes regimes de precipitação do Nordeste brasileiro, obter mais detalhes sobre as teleconexões envolvidas e perceber características temporais dos índices a partir de análises estatísticas dos dados.

Os resultados aqui obtidos a partir do mapeamento de regiões pluviométricas e identificação dos índices climáticos que influenciam eventos de seca e chuvas extremas podem contribuir para ajustes de modelos de agências climáticas regionais visto que são cruciais para: a agricultura, pois contribuem para a adoção de práticas conservacionistas, favorecendo políticas de uso e ocupação do solo e gestão dos

recursos hídricos; a Saúde Pública, por facilitar a adoção de medidas de prevenção de problemas de saúde relacionadas a secas extremas envolvendo riscos de incêndios florestais por combustão espontânea que diminuem a umidade do ar, podendo causar, por exemplo, doenças cardiovasculares, respiratórias, agravamento de infecções e ressecamento de pele; e a Defesa Civil, por auxiliar na tomada de decisão no planejamento gerencial relacionado a desastres e catástrofes, principalmente envolvendo deslizamentos e inundações, que por sua vez ocorrem em diversas áreas de risco e vulnerabilidade social no Nordeste do Brasil.

REFERÊNCIAS

- ALVARES, Clayton Alcarde; STAPE, José Luiz; SENTELHAS, Paulo Cesar; DE MORAES GONÇALVES, José Leonardo; SPAROVEK, Gerd. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, , p. 711–728, 1 dez. 2013. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>.
- ANDREOLI, Rita Valéria; KAYANO, Mary Toshie. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 13, p. 1895–1912, 15 nov. 2006. <https://doi.org/10.1002/joc.1341>.
- ASHOK, Karumuri; BEHERA, Swadhin K.; RAO, Suryachandra A.; WENG, Hengyi; YAMAGATA, Toshio. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C11, 2007. DOI 10.1029/2006JC003798. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JC003798>. Acesso em: 1 mar. 2023.
- ASHOK, Karumuri; YAMAGATA, Toshio. The El Niño with a difference. **Nature**, v. 461, n. 7263, p. 481–484, set. 2009. <https://doi.org/10.1038/461481a>.
- BJERKNES, J. ATMOSPHERIC TELECONNECTIONS FROM THE EQUATORIAL PACIFIC. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, seq. Monthly Weather Review, p. 163–172, 1 mar. 1969. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2).
- BOSCHAT, Ghyslaine; SIMMONDS, Ian; PURICH, Ariaan; COWAN, Tim; PEZZA, Alexandre Bernardes. On the use of composite analyses to form physical hypotheses: An example from heat wave – SST associations. **Scientific Reports**, v. 6, n. 1, p. 29599, 14 jul. 2016. <https://doi.org/10.1038/srep29599>.
- C3S. Copernicus Climate Change Service (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). 2017. Disponível em: http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/ecmwf_era5.php. Acesso em: 10 jul. 2023.
- CAVALCANTI, Enilson Palmeira; GANDU, Adilson Wagner; AZEVEDO, Pedro Vieira De. TRANSPORTE E BALANÇO DE VAPOR D'ÁGUA ATMOSFÉRICO SOBRE O NORDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 2, 2002. .
- CHAVES, Rosane Rodrigues; CAVALCANTI, Iracema Fonseca Albuquerque. Atmospheric Circulation Features Associated with Rainfall Variability over Southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 10, seq. Monthly Weather Review, p. 2614–2626, 1 out. 2001. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2614:ACFAWR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2614:ACFAWR>2.0.CO;2).
- CHEN, Mingyue; XIE, Pingping; JANOWIAK, John E.; ARKIN, Phillip A. Global Land Precipitation: A 50-yr Monthly Analysis Based on Gauge Observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 3, seq. Journal of Hydrometeorology, p. 249–266, 1 jun. 2002. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2002\)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2).
- CHIANG, John C. H.; KUSHNIR, Yochanan; ZEBIAK, Stephen E. Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 22, p. 3687–3690, 2000. <https://doi.org/10.1029/1999GL011268>.
- CHIDICHIMO, María Paz; PEREZ, Renellys C.; SPEICH, Sabrina; KERSALÉ, Marion; SPRINTALL, Janet; DONG, Shenfu; LAMONT, Tarron; SATO, Olga T.; CHERESKIN, Teresa K.; HUMMELS, Rebecca; SCHMID, Claudia. Energetic overturning flows, dynamic

interocean exchanges, and ocean warming observed in the South Atlantic. **Communications Earth & Environment**, v. 4, n. 1, p. 1–20, 19 jan. 2023. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00644-x>.

CINTRA, Marcio M.; LENTINI, Carlos A. D.; SERVAIN, Jacques; ARAUJO, Moacyr; MARONE, Eduardo. Physical processes that drive the seasonal evolution of the Southwestern Tropical Atlantic Warm Pool. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 72, p. 1–11, 1 dez. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2015.08.001>.

CNN, Confederação Nacional de Municípios. Danos e prejuízos causados por excesso de chuvas na região Nordeste entre dezembro de 2021 a 30 de maio de 2022, Confederação Nacional de Municípios. Estudos Técnicos/Defesa Civil. Maio de 2022, 11 pp. 2022. Disponível em: <https://www.cnm.org.br/biblioteca/exibe/15377>. Acesso em: 17 mar. 2023.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3, p. 185–197, 1 fev. 2002. <https://doi.org/10.1007/s007040200004>.

CÓRDOVA, Mario; CÉLLERI, Rolando; VAN DELDEN, Aarnout. Dynamics of Precipitation Anomalies in Tropical South America. **Atmosphere**, v. 13, n. 6, p. 972, jun. 2022. <https://doi.org/10.3390/atmos13060972>.

CORREIA FILHO, Washington Luiz Félix; DE OLIVEIRA-JÚNIOR, José Francisco; DE BARROS SANTIAGO, Dimas; DE BODAS TERASSI, Paulo Miguel; TEODORO, Paulo Eduardo; DE GOIS, Givanildo; BLANCO, Claudio José Cavalcante; DE ALMEIDA SOUZA, Pedro Henrique; DA SILVA COSTA, Micejane; GOMES, Heliofábio Barros; DOS SANTOS, Paulo José. Rainfall variability in the Brazilian northeast biomes and their interactions with meteorological systems and ENSO via CHELSA product. **Big Earth Data**, v. 3, n. 4, p. 315–337, 2 out. 2019. <https://doi.org/10.1080/20964471.2019.1692298>.

COSTA, José de Araújo. O Fenômeno El Niño e as Secas no Nordeste do Brasil. **Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia da Bahia**, IFBA - Campus Maragoj, , p. 57–64, [s. d.]. .

COSTA, Mirella B. S. F.; MALLMANN, Daniele L. B.; PONTES, Patrícia M.; ARAUJO, Moacyr. Vulnerability and impacts related to the rising sea level in the Metropolitan Center of Recife, Northeast Brazil. 5(2). , p. 341–349, 2010. .

DEPPENMEIER, Anna-Lena. The Atlantic Niño weakens. **Nature Climate Change**, v. 12, n. 9, p. 780–781, set. 2022. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01460-z>.

DESER, Clara; ALEXANDER, Michael A.; XIE, Shang-Ping; PHILLIPS, Adam S. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. **Annual Review of Marine Science**, v. 2, n. 1, p. 115–143, 2010. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>.

ENFIELD, David B.; MESTAS-NUÑEZ, Alberto M.; MAYER, Dennis A.; CID-SERRANO, Luis. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C4, p. 7841–7848, 1999. <https://doi.org/10.1029/1998JC900109>.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of

Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 839–855, 1 jul. 2004. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0420-2>.

GIANNINI, Alessandra; CHIANG, John C. H.; CANE, Mark A.; KUSHNIR, Yochanan; SEAGER, Richard. The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 14, n. 24, seç. Journal of Climate, p. 4530–4544, 15 dez. 2001. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<4530:TETTTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<4530:TETTTT>2.0.CO;2).

GOMES, Helber Barros; AMBRIZZI, Tércio; HERDIES, Dirceu Luís; HODGES, Kevin; PONTES DA SILVA, Bruce Francisco. Easterly Wave Disturbances over Northeast Brazil: An Observational Analysis. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. e176238, 9 jun. 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/176238>.

HASTENRATH, Stefan. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. **Climatic Change**, v. 112, n. 2, p. 243–251, 1 maio 2012. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0227-1>.

HASTENRATH, Stefan. Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, seç. Journal of Climate, p. 893–904, 1 ago. 1990. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<0893:PONBRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<0893:PONBRA>2.0.CO;2).

HASTENRATH, Stefan; GREISCHAR, Lawrence. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 98, n. D3, p. 5093–5102, 1993. <https://doi.org/10.1029/92JD02646>.

HOUNSOU-GBO, G. A.; ARAUJO, M.; BOURLÈS, B.; VELEDA, D.; SERVAIN, J. Tropical Atlantic Contributions to Strong Rainfall Variability Along the Northeast Brazilian Coast. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. e902084, 22 jan. 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/902084>.

HOUNSOU-GBO, Gbèkpo Aubains; SERVAIN, Jacques; ARAUJO, Moacyr; MARTINS, Eduardo Sávio Passos Rodrigues; BOURLÈS, Bernard; CANIAUX, Guy. Oceanic Indices for Forecasting Seasonal Rainfall over the Northern Part of Brazilian Northeast. 2016. Disponível em: <http://repositorio.ufc.br/handle/riufc/59370>. Acesso em: 20 fev. 2024.

IPCC. Glossary of terms. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. 2012. Disponível em: https://archive.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX-Annex_Glossary.pdf. Acesso em: 12 maio 2023.

KARNAUSKAS, Kristopher B. Can we distinguish canonical El Niño from Modoki? **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 19, p. 5246–5251, 2013. <https://doi.org/10.1002/grl.51007>.

KAYANO, Mary Toshie; ANDREOLI, Rita Valéria; GARCIA, Sâmia Regina; DE SOUZA, Rodrigo Augusto Ferreira. How the two nodes of the tropical Atlantic sea surface temperature dipole relate the climate of the surrounding regions during austral autumn. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 10, p. 3927–3941, 2018. <https://doi.org/10.1002/joc.5545>.

KOUADIO, Yves K.; SERVAIN, Jacques; MACHADO, Luiz A. T.; LENTINI, Carlos A. D. Heavy Rainfall Episodes in the Eastern Northeast Brazil Linked to Large-Scale Ocean-Atmosphere Conditions in the Tropical Atlantic. **Advances in Meteorology**, v. 2012, p. e369567, 9 jul. 2012. <https://doi.org/10.1155/2012/369567>.

KOUSKY, Vernon E. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, seq. Monthly Weather Review, p. 488–498, 1 abr. 1980. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2).

KOUSKY, Vernon E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, seq. Monthly Weather Review, p. 1140–1153, 1 set. 1979. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1140:FIONB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1140:FIONB>2.0.CO;2).

L'HEUREUX, Michelle; BECKER, Emily; JOHNSON, Nat; DILIBERTO, Tom; LINDSEY, Rebecca. ENSO Flavor of the Month. 16 out. 2014. **ENSO BLOG, Climate.gov, NOAA**. Disponível em: <http://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/enso-flavor-month>. Acesso em: 28 fev. 2023.

LIU, Zhengyu; ALEXANDER, Mike. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007. DOI 10.1029/2005RG000172. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005RG000172>. Acesso em: 19 mar. 2024.

LÜBBECKE, Joke F.; RODRÍGUEZ-FONSECA, Belen; RICHTER, Ingo; MARTÍN-REY, Marta; LOSADA, Teresa; POLO, Irene; KEENLYSIDE, Noel S. Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. **WIREs Climate Change**, v. 9, n. 4, jul. 2018. DOI 10.1002/wcc.527. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/wcc.527>. Acesso em: 15 jul. 2023.

MALDONADO, Tito; ALFARO, Eric; RUTGERSSON, Anna; AMADOR, Jorge A. The early rainy season in Central America: the role of the tropical North Atlantic SSTs. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 9, p. 3731–3742, jul. 2017. <https://doi.org/10.1002/joc.4958>.

MARENGO, Jose A.; ALVES, Lincoln M.; SOARES, Wagner R.; RODRIGUEZ, Daniel A.; CAMARGO, Helio; RIVEROS, Marco Paredes; PABLÓ, Amelia Díaz. Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 26, n. 22, seq. Journal of Climate, p. 9137–9154, 15 nov. 2013. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00642.1>.

MARENGO, Jose A.; TORRES, Roger Rodrigues; ALVES, Lincoln Muniz. Drought in Northeast Brazil—past, present, and future. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 129, n. 3–4, p. 1189–1200, ago. 2017. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1840-8>.

MOLION, Luiz Carlos Baldicero; BERNARDO, Sergio de Oliveira. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1–10, 2002. .

MORIOKA, Yushi; TOZUKA, Tomoki; YAMAGATA, Toshio. On the Growth and Decay of the Subtropical Dipole Mode in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 24, n. 21, seq. Journal of Climate, p. 5538–5554, 1 nov. 2011. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4010.1>.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory, and numerical experiments with a general circulation model. v. 38(12), p. 2653–2675, 1981. [https://doi.org/10.1175/15200469\(1981\)038<2653:OTDODleg>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200469(1981)038<2653:OTDODleg>2.0.CO;2).

MOURA, Geber B. de A.; ARAGÃO, José O. R. de; MELO, José S. P. de; SILVA, Ana P. N. da; GIONGO, Pedro R.; LACERDA, Francinete F. Relação entre a precipitação do leste do Nordeste do Brasil e a temperatura dos oceanos. **Revista Brasileira de Engenharia**

Agrícola e Ambiental, v. 13, n. 4, p. 462–469, ago. 2009. <https://doi.org/10.1590/S1415-43662009000400014>.

NNAMCHI, Hyacinth C.; KUCHARSKI, Fred; KEENLYSIDE, Noel S.; FARNETI, Riccardo. Analogous seasonal evolution of the South Atlantic SST dipole indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 18, n. 10, p. 396–402, 2017. <https://doi.org/10.1002/asl.781>.

NNAMCHI, Hyacinth C.; LI, Jianping. Influence of the South Atlantic Ocean Dipole on West African Summer Precipitation. **Journal of Climate**, v. 24, n. 4, seq. Journal of Climate, p. 1184–1197, 15 fev. 2011. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3668.1>.

NNAMCHI, Hyacinth C.; LI, Jianping; ANYADIKE, Raymond N. C. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D15, 2011. DOI 10.1029/2010JD015579. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010JD015579>. Acesso em: 29 ago. 2023.

NNAMCHI, Hyacinth C.; LI, Jianping; KUCHARSKI, Fred; KANG, In-Sik; KEENLYSIDE, Noel S.; CHANG, Ping; FARNETI, Riccardo. Thermodynamic controls of the Atlantic Niño. **Nature Communications**, v. 6, n. 1, p. 8895, 26 nov. 2015. <https://doi.org/10.1038/ncomms9895>.

NOBRE, P.; MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; OBREGON, G.; BARROS, V.; CAMILLONI, I.; CAMPOS, N.; FERREIRA, A. G. Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of South American Climate. **Journal of Climate**, v. 19, n. 23, seq. Journal of Climate, p. 5988–6004, 1 dez. 2006. <https://doi.org/10.1175/JCLI3946.1>.

NOBRE, Paulo; 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, seq. Journal of Climate, p. 2464–2479, 1 out. 1996. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2464:VOSSTW>2.0.CO;2).

PAEGLE, Julia N.; MO, Kingtse C. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate**, v. 15, n. 12, p. 1389–1407, jun. 2002. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1389:LBSRVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1389:LBSRVO>2.0.CO;2).

REN, Hong-Li; LU, Bo; WAN, Jianghua; TIAN, Ben; ZHANG, Peiqun. Identification Standard for ENSO Events and Its Application to Climate Monitoring and Prediction in China. **Journal of Meteorological Research**, v. 32, n. 6, p. 923–936, dez. 2018. <https://doi.org/10.1007/s13351-018-8078-6>.

ROBERTSON, Andrew W.; MECHOSO, Carlos R. Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, seq. Monthly Weather Review, p. 2947–2957, 1 ago. 2000. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2947:IAIVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2947:IAIVOT>2.0.CO;2).

RODRIGUES, Regina R.; HAARSMA, Reindert J.; CAMPOS, Edmo J. D.; AMBRIZZI, Tércio. The Impacts of Inter–El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, seq. Journal of Climate, p. 3402–3422, 1 jul. 2011. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3983.1>.

RODRIGUES, Regina R.; MCPHADEN, Michael J. Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast? **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 3, p. 1012–1018, 2014. <https://doi.org/10.1002/2013GL058703>.

SARAVANAN, R.; CHANG, Ping. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, seq. Journal of Climate, p. 2177–2194, 1 jul. 2000. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2177:IBTAVA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2177:IBTAVA>2.0.CO;2).

SCHÄR, Christoph; BAN, Nikolina; FISCHER, Erich M.; RAJCZAK, Jan; SCHMIDLI, Jürg; FREI, Christoph; GIORGI, Filippo; KARL, Thomas R.; KENDON, Elizabeth J.; TANK, Albert M. G. Klein; O’GORMAN, Paul A.; SILLMANN, Jana; ZHANG, Xuebin; ZWIERS, Francis W. Percentile indices for assessing changes in heavy precipitation events. **Climatic Change**, v. 137, n. 1–2, p. 201–216, jul. 2016. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1669-2>.

SERVAIN, Jacques. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15137, 1991. <https://doi.org/10.1029/91JC01046>.

SERVAIN, Jacques; WAINER, Ilana; LUDOS AYINA, Hervé; ROQUET, Hervé. The relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 9, p. 939–953, 2000. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(200007\)20:9<939::AID-JOC511>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/1097-0088(200007)20:9<939::AID-JOC511>3.0.CO;2-V).

SERVAIN, Jacques; WAINER, Ilana; MCCREARY JR., Julian P.; DESSIER, Alain. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 485–488, 1999. <https://doi.org/10.1029/1999GL900014>.

SHU, Zhenru; LI, Qiusheng; HE, Yuncheng; CHAN, Pak Wai. Investigation of Marine Wind Veer Characteristics Using Wind Lidar Measurements. **Atmosphere**, v. 11, n. 11, p. 1178, nov. 2020. <https://doi.org/10.3390/atmos11111178>.

SILVA, Thiago Luiz do Vale; LOPES, Zilurdes; FERREIRA, Romilson; GUEDES, Roni; PEREIRA, Roberto; PRESTRELO, Fabiano; FERREIRA, Aparecida; GOMES, Josafá; WANDERLEY, Calos; SANTOS, Edvânia; OLIVEIRA, Patrice; GOMES, Vinicius; DIAS, Hailton. Previsão de extremos de chuva em Pernambuco: os eventos de maio de 2022. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 16, n. 1, p. 646–671, 5 jan. 2023. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v16.1.p646-671>.

SILVA, Thiago Luiz do Vale; VELEDA, Doris; ARAUJO, Moacyr; TYAQUIÇÃ, Pedro. Ocean–Atmosphere Feedback during Extreme Rainfall Events in Eastern Northeast Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 5, seq. Journal of Applied Meteorology and Climatology, p. 1211–1229, 1 maio 2018. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0232.1>.

TUREKIAN, Karl K.; STEELE, John H.; THORPE, S. A. (Orgs.). **Climate & Oceans: A Derivative of the Encyclopedia of Ocean Sciences**. 2nd Edition. Oxford: Academic Press, 2010.

TYAQUIÇÃ, Pedro; VELEDA, Doris; LEFÈVRE, Nathalie; ARAUJO, Moacyr; NORIEGA, Carlos; CANIAUX, Guy; SERVAIN, Jacques; SILVA, Thiago. Amazon Plume Salinity Response to Ocean Teleconnections. **Frontiers in Marine Science**, v. 4, p. 250, 3 ago. 2017. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00250>.

UTIDA, Giselle; CRUZ, Francisco W.; ETOURNEAU, Johan; BOULOUBASSI, Ioanna; SCHEFUSS, Enno; VUILLE, Mathias; NOVELLO, Valdir F.; PRADO, Luciana F.; SIFEDDINE, Abdelfettah; KLEIN, Vincent; ZULAR, André; VIANA, João C. C.; TURCQ, Bruno. Tropical South Atlantic influence on Northeastern Brazil precipitation and ITCZ

displacement during the past 2300 years. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 1698, 8 fev. 2019. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38003-6>.

UVO, Cintia Bertacchi; REPELLI, Carlos A.; ZEBIAK, Stephen E.; KUSHNIR, Yochanan. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, seq. Journal of Climate, p. 551–562, 1 abr. 1998. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0551:TRBTPA>2.0.CO;2).

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. Memoirs of the Royal Meteorological Society. **World weather V**, v. 4, p. 53–84, 1932. .

WANG, Chunzai; DESER, Clara; YU, Jin-Yi; DINEZIO, Pedro; CLEMENT, Amy. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. *In*: GLYNN, Peter W.; MANZELLO, Derek P.; ENOCHS, Ian C. (orgs.). **Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific**. Coral Reefs of the World. Dordrecht: Springer Netherlands, 2017. v. 8, p. 85–106. DOI 10.1007/978-94-017-7499-4_4. Disponível em: http://link.springer.com/10.1007/978-94-017-7499-4_4. Acesso em: 18 jan. 2024.

WANG, Chunzai; ENFIELD, David B. A Further Study of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool. **Journal of Climate**, v. 16, n. 10, seq. Journal of Climate, p. 1476–1493, 15 maio 2003. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1476:AFSOTT>2.0.CO;2).

XIE, Shang-Ping; CARTON, James. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. **Earth Clim**, v. 147, 1 jan. 2004. <https://doi.org/10.1029/147GM07>.

ZACHARIAH, Mariam; PHILIP, Sjoukje; KEW, Sarah; BONNET, Rémy; LI, Sihan; YANG, Wenchang; SUN, Jingru; VECCHI, Gabriel; OTTO, Friederike E L. Climate change increased heavy rainfall, hitting vulnerable communities in Eastern Northeast Brazil. 2022. Disponível em: <https://www.worldweatherattribution.org/climate-change-increased-heavy-rainfall-hitting-vulnerable-communities-in-eastern-northeast-brazil/>. Acesso em: 15 jul. 2023.

ZEBIAK, Stephen E. Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, seq. Journal of Climate, p. 1567–1586, 1 ago. 1993. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2).