

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Mércio Bruno Dantas Aranha

**Análise da Influência dos Niños do Atlântico na Variabilidade da
Posição Latitudinal da ZCIT Atlântica**

Campina Grande - PB, Fevereiro de 2020



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DOS NIÑOS DO ATLÂNTICO NA
VARIABILIDADE DA POSIÇÃO LATITUDINAL DA ZCIT ATLÂNTICA**

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

CAMPINA GRANDE – PB

FEVEREIRO DE 2020

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

**ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DOS NIÑOS DO ATLÂNTICO NA
VARIABILIDADE DA POSIÇÃO LATITUDINAL DA ZCIT ATLÂNTICA**

Orientador: Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

CAMPINA GRANDE – PB

FEVEREIRO DE 2020

A662a

Aranha, Mércio Bruno Dantas.

Análise da influência dos niños do Atlântico na variabilidade da posição latitudinal da ZCIT atlântica / Mércio Bruno Dantas Aranha. – Campina Grande, 2023.

64 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2020.

"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".

Referências.

1. Meteorologia. 2. Reanálise. 3. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). 4. Correlação. 5. Corrente de Benguela. 6. Temperatura da Superfície do Mar (TSM). 7. Monitoramento. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

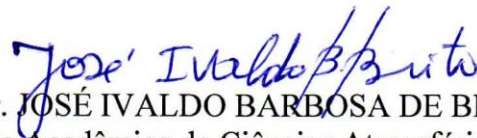
CDU 551.5(043)

MÉRCIO BRUNO DANTAS ARANHA

ANÁLISE DA INFLUÊNCIA DOS NIÑOS DO ATLÂNTICO NA VARIABILIDADE
DA POSIÇÃO LATITUDINAL DA ZCIT ATLÂNTICA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 04/03/2020

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof.ª. Dr.ª. DAISY BESERRA LUCENA
Departamento de Geociência
Centro de Ciências Exatas da Natureza
Universidade Federal da Paraíba

DEDICATÓRIA

Dedico este Trabalho aos meus pais, Moacir Dantas Viana e a Maria de Fátima Aranha Dantas, pelo exemplo de caráter, força, honestidade e dignidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, meu grande guia e fortaleza, que não me desampara e nem me deixa fraquejar mesmo nos momentos de dificuldades.

Agradeço aos meus pais, Maria de Fátima Aranha Dantas e Moacir Dantas Viana por todo apoio e incentivo e pela importante contribuição na minha formação pessoal.

Ao meu orientador, professor Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito por compartilhar seu conhecimento, pela dedicação, apoio e paciência.

A todos os professores e funcionários da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, por terem tido papel fundamental na minha formação.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram direta ou indiretamente durante esta caminhada ao longo de todo o tempo.

EPÍGRAFE

“O que vale na vida não é o ponto de partida e sim a caminhada. Caminhando e semeando, no fim terás o que colher.”

Cora Coralina

RESUMO

O principal objetivo desse estudo é identificar uma possível relação entre a Corrente de Benguela e a variabilidade das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no oceano Atlântico equatorial. Anomalias da TSM positivas ou negativas em relação à climatologia podem desempenhar um papel importante no deslocamento latitudinal anômalo da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no oceano Atlântico Tropical. Um monitoramento se faz necessário porque a ZCIT é um dos principais sistemas produtores de precipitação no norte da região Nordeste do Brasil (NEB) e dependendo de seu posicionamento latitudinal a parte norte do NEB pode experimentar por períodos de secas severas ou de grandes enchentes. Foram analisados dados mensais das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento em superfície, pressão ao nível médio do mar e TSM. O conjunto de dados das variáveis utilizadas foi extraído das reanálises do ERA-Interim, ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), nos horários de 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC e 18 UTC com resolução espacial de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, para o período de janeiro de 1989 a dezembro de 2018. A área de estudo para representar a atuação da Corrente de Benguela é situada entre 2°E ; $14,75^\circ\text{E}$; $6,5^\circ\text{S}$; 32°S , com uma divisão em $17,75^\circ\text{S}$, que compreende a latitude da costa Africana mais ocidental na área da Corrente de Benguela. A área escolhida para análise da TSM do Atlântico equatorial sul compreende as latitudes de 0° a 5°S e longitudes de 30°W a 10°W . O recorte representativo da área de atuação da ZCIT no oceano Atlântico tropical é situado entre 40°W ; 10°W ; 18°N ; 12°S . Os resultados mostraram que existe uma correlação entre os Niños do Atlântico, sendo que esta correlação é mais pronunciada entre a área norte do Niño de Benguela e o Niño do Atlântico Equatorial. Niños frios no Atlântico Equatorial faz com que a Zona de Confluência dos Alísios fique posicionada ao norte de sua posição média climatológica, enquanto, Niños quentes produz o deslocamento da Zona de Confluência dos Alísios para o sul. Desvios da pressão ao nível médio do mar na área do centro de alta pressão do Atlântico Subtropical Sul tendem a influenciar a TSM nos Niños de Benguela e Atlântico Equatorial, ou seja, alta subtropical mais intensa que a média leva ao resfriamento da TSM nas áreas dos Niños, possivelmente decorrente da intensificação dos ventos alísios na costa da África e Atlântico Equatorial Central, enquanto, alta subtropical mais fraca produz um aumento da TSM nas áreas dos Niños devido ao enfraquecimento dos ventos alísios.

Palavras-chave: Reanálise, Correlação, Monitoramento, Corrente de Benguela.

ABSTRACT

The main objective of this study is to identify a possible relationship between the Benguela Current and the variability of Sea Surface Temperature (SST) anomalies in the equatorial Atlantic Ocean. Positive or negative climatological SST anomalies may play an important role in the anomalous latitudinal displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in the Tropical Atlantic Ocean. Monitoring is necessary because the ITCZ is one of the main precipitation producing systems in the northeastern region of Brazil (NEB) and depending on its latitudinal positioning the northern part of the NEB may experience periods of severe drought or major flooding. Monthly data were analyzed for the zonal (u) and meridional (v) components of surface wind, mean sea level pressure and TSM. The data set of the variables used was extracted from the ERA-Interim reanalysis, European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) at 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC and 18 UTC with spatial resolution of $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ for the period from January 1989 to December 2018. The study area to represent the performance of the Benguela Current is located between 2°E ; 14.75°E ; 6.5°S ; 32°S , with a division of 17.75°S , comprising the latitude of the westernmost African coast in the Benguela Current area. The area between $0\text{-}5^\circ\text{S}$ and 30°W - 10°W was chosen for South Equatorial Atlantic SST analysis. The region between 18°N - 12°S and 40°W - 10°W is the area of activity of the ITCZ. The results showed that there is a correlation between the Atlantic Niños, and this correlation is more pronounced between the northern area of the Benguela Niño and the Equatorial Atlantic Niño. Cold Niños in the Equatorial Atlantic make the Trade Zone Confluence Zone positioned north of its average climatological position, while hot Niños produce the displacement of the Trade Zone Confluence to the south. Pressure deviations at mean sea level in the area of the high pressure center of the South Subtropical Atlantic tend to influence the SST in the Niños de Benguela and the Equatorial Atlantic, that is, a more intense subtropical rise than the average leads to the cooling of the SST in the areas of Niños, possibly due to the intensification of trade winds off the coast of Africa and the Central Equatorial Atlantic, while a weaker subtropical rise produces an increase in SST in the Niños areas due to the weakening of trade winds.

Keywords: Reanalysis, Correlation, Monitoring, Benguela Current.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1	Localização no Atlântico dos Niños: Benguela sul (N1), Benguela norte (N2) e Atlântico equatorial (NAE)	25
Figura 3.2	Áreas de atuação da ZCIT no Atlântico (A) e do centro a Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (B)	26
Figura 4.1	Climatologia mensal da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE)	30
Figura 4.2	Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE) entre janeiro de 1989 e dezembro de 2018	32
Figura 4.3	Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2), Niño de Benguela Sul (N1), Niño de Benguela Norte (N2), e Niño do Atlântico Equatorial entre janeiro de 1989 a dezembro de 2018	34
Figura 4.4	Anomalia da TSM do Niño do Atlântico Equatorial (NAE), Niño de Benguela (N1+N2) e Desvios da Posição $v=0$ (vento meridional nulo) para: a) $35^{\circ}W$, b) $30^{\circ}W$ e c) $25^{\circ}W$ entre janeiro de 1989 a dezembro de 2018	37
Figura 4.5	Anomalia do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE) entre janeiro de 1989 a dezembro de 2018	46

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Correlações entre N1, N2 e N1+N2 com o NAE com Lags 0, 1, 2 e 3	35
Tabela 4.2	Correlações entre NAE e N1+N2 com o a componente do vento meridional nulo ($V=0$) com Lags 0, 1 e 2	40
Tabela 4.3	Representa os quintis para as TSM do Niño do Atlântico Equatorial para os seis abril mais quentes (3-a em amarelo) e os seis abril mais frios (3-b em azul) juntamente com os desvios da componente meridional nula do vento ($v=0$) para as longitudes de 35°W, 30°W e 25°W	43
Tabela 4.4	Correlações entre N1+N2 e NAE com a ASAS com Lags 0, 1, 2, 3 e 4	47

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

ABA – Área de Angola Benguela

ABF – Frente de Angola-Benguela

ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul

CPTEC/INPE – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

ECMWF – *European Centre for Medium Range Weather Forecasts*

GrADS – *Grid Analysis and Display System*

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

N1 – Área Sul do Niño de Benguela

N2 – Área Norte do Niño de Benguela

N1+N2 – Área Total do Niño de Benguela (Área Sul e Área Norte)

NAE – Niño do Atlântico Equatorial

NEB – Nordeste do Brasil

NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

PNMM – Pressão ao Nível Médio do Mar

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

u – Componente Zonal do Vento

UTC – *Universal Time Coordinator*

v – Componente Meridional do Vento

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	12
1. INTRODUÇÃO	12
1.1. OBJETIVOS	14
1.1.1. Objetivo Geral	14
1.1.2. Objetivos Específicos	14
1.2. JUSTIFICATIVA	14
CAPÍTULO 2	15
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1. A ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL.....	15
2.1.1. A INFLUÊNCIA DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DIPOLO DO ATLÂNTICO SOBRE AS CHUVAS NA REGIÃO NORDESTE DO BRASIL.....	16
2.2. A CORRENTE DE BENGUELA.....	18
2.3. NIÑOS NO OCEANO ATLÂNTICO.....	20
CAPÍTULO 3	25
3. DADOS E METODOLOGIA	25
3.1. ÁREA GEOGRÁFICA DE ESTUDO.....	25
3.1.1. NIÑO DO ATLÂNTICO EQUATORIAL (NAE) E NIÑOS DE BENGUELA (N1+N2).....	25
3.1.2. ÁREA DE ESTUDO PARA O CENTRO DA ALTA PRESSÃO DO ATLÂNTICO SUL.....	26
3.1.3. ÁREA DE ESTUDO PARA A COMPONENTE DO VENTO MERIDIONAL NULO (CONFLUÊNCIA DOS VENTOS ALÍSIOS).....	26
3.2. DADOS UTILIZADOS.....	27
3.3. METODOLOGIA.....	27
3.3.1. UTILIZAÇÃO DO SOFTWARE GRID ANALYSIS AND DISPLAY SYSTEM (GRADS).....	27
3.3.2. AJUSTAMENTO DO MODELO, ÍNDICES DE CORRELAÇÃO E GRAU DE SIGNIFICÂNCIA AOS DADOS OBSERVADOS.....	28

CAPÍTULO 4	30
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	30
CAPÍTULO 5	48
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	48
5.1 CONCLUSÕES.....	48
5.2 RECOMENDAÇÕES.....	49
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	50
APÊNDICES	57
APÊNDICE A – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE OS NIÑOS ATLÂNTICO (NAE, N1, N2 e N1+N2)	57
APÊNDICE B – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE O NIÑO DO ATLÂNTICO EQUATORIAL SUL E O CENTRO DA ALTA PRESSÃO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	59
APÊNDICE C – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE O NIÑO DE BENGUELA E O CENTRO DA ALTA PRESSÃO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	60
APÊNDICE D – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE A ANOMALIA DA TSM NO NIÑO DO ATLÂNTICO EQUATORIAL E O DESVIO DA COMPONENTE MERIDIONAL NULA DO VENTO (V=0) PARA AS LONGITUDES DE 35°W, 30°W E 25°W	61
APÊNDICE E – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE A ANOMALIA DA TSM NO NIÑO DE BENGUELA E O DESVIO DA COMPONENTE MERIDIONAL NULA DO VENTO (V=0) PARA AS LONGITUDES DE 35°W, 30°W E 25°W	63

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A zona de convergência intertropical (ZCIT) é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuando nos trópicos. Devido sua estrutura física, a ZCIT tem se mostrado decisiva na caracterização das diferentes condições de tempo e de clima em diversas áreas da Região Tropical. Na escala planetária, a ZCIT está situada no ramo ascendente da célula de Hadley, atuando no sentido de transferir umidade e calor dos níveis inferiores da atmosfera das regiões tropicais para os níveis superiores da troposfera e para as latitudes médias e altas.

A ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos Alísios; ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude (Ferreira, 1996).

A ZCIT é mais significativa sobre os oceanos (Hastenrath e Lamb, 1977) e por isto, a temperatura da superfície do mar (TSM), assim como o comportamento de outras variáveis meteorológicas sobre o oceano são fatores determinantes na posição e intensidade da mesma. No caso específico da ZCIT sobre o Atlântico o seu posicionamento latitudinal sofre influência das condições oceânicas e atmosféricas sobre o Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical. Estudar o comportamento dessa oscilação ao longo do tempo é de fundamental importância porque ela define a intensidade e duração da quadra chuvosa (fevereiro-maio) do norte do Nordeste do Brasil (NEB). De acordo com Uvo *et al.* (1998), apesar do Pacífico equatorial desempenhar influência na variabilidade da ZCIT próximo à costa norte do NEB, é o oceano Atlântico que exerce maior contribuição na variação interanual da ZCIT.

O papel do oceano Atlântico, principalmente as anomalias da TSM, na variabilidade das chuvas no NEB tem sido bastante estudado (Hastenrath e Lamb, 1977; Moura e Shukla, 1981; Uvo *et al.*, 1998; Lucena *et al.*, 2011; Schneider *et al.*, 2014). Neste contexto, as diversas Correntes Marítimas presentes especialmente no oceano

Atlântico Sul podem ter grande contribuição nas anomalias da TSM da região equatorial do oceano Atlântico, com destaque para a Corrente de Benguela e a Corrente Equatorial Sul. De acordo com Molinari (1982), a Corrente Equatorial Sul é dividida em três ramos, denominados de norte, central e sul, e está localizada no ramo norte do giro da Alta Subtropical do Atlântico Sul, situada entre 10°-25°S, a leste de 30°W (Stramma, 1991) e tem grande contribuição vinda da Corrente de Benguela (estende-se do Sul da África do Sul à foz do Rio Congo (*Benguela Current Commission – BCC*, 2014)). Por essa razão, um fator que pode ter um papel importante na variabilidade da TSM no Atlântico equatorial é a Corrente de Benguela. Alguns estudos como os de Rodrigues *et al.* (2007); Pontes *et al.* (2016) e Marcello *et al.* (2018) também tem mostrado que existe uma conexão entre as variações da TSM na região da Corrente de Benguela e a área do Atlântico equatorial.

De forma semelhante a outras correntes que fluem de sul para norte no Hemisfério Sul, a Corrente de Benguela é relativamente fria, orientada pelos ventos provenientes do Anticiclone do Atlântico Sul e é acompanhada de intensa ressurgência costeira e, conseqüentemente, alta produtividade marinha (Kämpf e Chapman, 2016). Apesar da Corrente de Benguela ser direcionada para norte, existe uma bifurcação próxima à faixa equatorial fazendo com que esta Corrente alimente à Corrente Equatorial Sul, que segue em direção à costa do extremo NEB, onde ocorre uma nova bifurcação, originando a Corrente do Brasil, fechando o Giro Subtropical do Atlântico Sul (Stramma, 1991, Marcello *et al.*, 2018).

Todas essas interações que ocorrem ao longo do Giro Subtropical do Atlântico Sul podem ter boa relação com as anomalias da TSM na faixa equatorial entre o continente Africano e a costa nordeste da América do Sul. Portanto, investigar como a variabilidade sazonal e interanual da Corrente de Benguela contribui para a variabilidades das anomalias da TSM da faixa equatorial do oceano Atlântico é de fundamental relevância, uma vez que anomalias da TSM no Atlântico equatorial tem um papel importante nas variabilidades sazonal, interanual e interdecenal da dinâmica da ZCIT atlântica. Vale ressaltar, que este estudo é o primeiro a apresentar uma ligação detalhada entre os Niños do Atlântico e a posição da Zona de Confluência dos Alísios no Atlântico.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Geral

Este trabalho tem como objetivo principal verificar uma possível relação entre o Niño de Benguela e as anomalias da TSM no oceano Atlântico equatorial sul (0°; 5°S; 10°W; 30°W), e como essa relação pode influenciar no posicionamento latitudinal da ZCIT no oceano Atlântico Tropical.

1.1.2. Específicos

- Avaliar em quanto tempo as flutuações da anomalia da TSM na região do Niño de Benguela responde nas anomalias da TSM do Niño do Atlântico equatorial sul;
- Diagnosticar como a variabilidade das TSM dos Niños do oceano Atlântico pode influenciar na variabilidade da ZCIT atlântica;
- Verificar possíveis relações entre as variabilidade das TSM das áreas dos Niños do Atlântico com as variabilidades da Alta Subtropical do Atlântico Sul.

1.2. JUSTIFICATIVA

É oportuno ressaltar que alguns trabalhos já mostraram o comportamento das TSM no Atlântico equatorial associadas com o Niño de Benguela. No entanto, quase todos os estudos focaram nas condições oceânicas relacionadas com as duas áreas denominadas Niños do Atlântico, que compreendem a costa sudoeste do continente africano e a parte equatorial do oceano Atlântico tropical. O propósito do presente estudo é relacionar o Niño de Benguela com as anomalias da TSM no Atlântico equatorial e uma possível influência nas anomalias da variabilidade interanual da posição latitudinal da ZCIT Atlântica, e por consequência, uma relação com os desvios de precipitação no centro e norte da região NEB.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. A ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

Devido a sua importância no clima global, principalmente nos trópicos e subtropicais, a ZCIT é um dos sistemas meteorológicos mais estudados. O conhecimento da sua atuação no sistema climático mundial remota ao século XVII, sendo o ramo ascendente da célula de Hadley.

Estoque e Douglas (1978) identificaram que a estrutura vertical da ZCIT varia conforme a região do cinturão equatorial em que ela se encontra. Observando a marcha anual da ZCIT, identifica-se que esta apresenta um deslocamento norte-sul com uma oscilação de aproximadamente um ano, ou seja, posicionada mais ao norte (aproximadamente 8°N), durante o verão boreal, e mais ao sul (aproximadamente 1°N) durante o verão austral (Citeau *et al.* 1988). Já em relação ao sentido longitudinal da ZCIT Atlântica, é claramente mais intensa na parte mais central do Atlântico, do que próximo da costa da América do Sul no período que se estende de meados de julho até meados de dezembro (Kousky, 1988). Por outro lado, Melo *et al.* (2009) mostram que é no hemisfério de verão que a convecção é mais intensa: em janeiro e fevereiro nas proximidades da costa do Brasil, e entre julho e setembro situando-se mais próxima da costa da África. No período que se estende de março a junho, a convecção se situa de uma costa a outra do oceano Atlântico Tropical, embora a concentração dos máximos ocorra próximo às duas costas. Nos meses de outubro a dezembro, os máximos encontram-se na parte central do Atlântico Tropical. Isso mostra que a ZCIT sofre alternância ao longo de sua variabilidade anual, com características médias específicas para cada área de atuação, seja no sentido norte e sul ou leste oeste.

A variabilidade das condições da TSM sobre o oceano Atlântico Tropical desempenha um papel importante na variação sazonal da ZCIT Atlântica, uma vez que a ZCIT tem seu deslocamento acompanhando águas superficiais mais aquecidas, esta condição já foi confirmada por diversos autores que mostraram a variabilidade da ZCIT junto à marcha anual do Sol. Nobre e Shukla, (1996) identificaram que o posicionamento da ZCIT se encontraria no sentido do gradiente inter-hemisférico

meridional das anomalias da TSM do Atlântico, e também sobre anomalias da TSM positivas na condição de dipolo do Atlântico identificado por Moura e Shukla, (1981).

A Zona de Convergência Intertropical passa a maior parte do ano localizada no Hemisfério Norte, porém, entre fevereiro e maio a ZCIT pode se localizar em latitudes ao sul da linha do equador e atingir o centro e norte da região NEB aumentando as condições de chuvas nestas regiões. Vale ressaltar que, devido a sua grande variabilidade latitudinal ao longo do ano, que ocorre de forma sazonal, esta condição favorável do aumento de chuvas no NEB não é observada em todos os anos. No oceano Atlântico Tropical, a ZCIT pode deslocar-se até 5°S em alguns anos, fazendo com que a ZCIT atinja sua posição mais austral (Melo *et al.*, 2009), essa condição favorece ao aumento da precipitação sobre o norte da região NEB, resultando em anos chuvosos ou muito chuvosos. Waliser e Gautier, (1993) identificaram que as diferenças nas amplitudes e fases da ZCIT em diferentes longitudes dependem das diferentes condições atmosféricas e forçantes de superfície, e que sua variabilidade nos continentes americano e africano seguem a marcha anual do sol.

Uma das variáveis mais utilizadas para identificar o posicionamento da ZCIT é a região da confluência dos ventos alísios de sudeste e nordeste, que será abordado nos resultados desta pesquisa. Zagar *et al.* (2011) mostraram que as regiões que apresentam os maiores valores de precipitação nas regiões continentais e oceânicas do globo coincide com a área de máxima convergência do vento, e que essa área muda de acordo com a época do ano, localizada em latitudes mais para o sul em janeiro e latitudes mais ao norte no mês de julho. Richter *et al.* (2014) encontraram resultados mostrando que as anomalias do vento zonal em superfície na região equatorial, que são um dos principais motores de eventos de aquecimento e resfriamento das TSM, geralmente começam a diminuir em junho, apesar das anomalias da TSM e do gradiente de pressão ao nível do mar apresentarem seu pico durante este mês.

2.1.1. A influência da zona de convergência intertropical e dipolo do atlântico sobre as chuvas na região Nordeste do Brasil

Um dos estudos pioneiros relacionando as precipitações no Nordeste com a ZCIT foi desenvolvido por Serra (1945), Apud Nimer (1989), seguido por Ferraz (1950), Serra (1955), Nimer (1964), Strang (1972). Entretanto, a partir da segunda metade da década de 1970 ocorreram os primeiros estudos relacionando o deslocamento

latitudinal da ZCIT com o campo de anomalia da TSM sobre o Atlântico tropical. A propósito, Hastenrath e Heller (1977) e Moura e Shukla (1981) estudaram a configuração do dipolo do Atlântico e sua relação com a precipitação na região NEB e observaram que, quando as anomalias da TSM no Atlântico Tropical Norte são inferiores às do Atlântico Tropical Sul configura-se um aumento dos movimentos ascendentes sobre a região NEB, favorecendo a atividade convectiva e aumentando os índices de precipitação. O contrário, quando as anomalias da TSM no Atlântico Tropical Sul são inferiores às do Atlântico Tropical Norte há movimentos descendentes sobre o NEB inibindo a atividade convectiva, causando redução nos índices pluviométricos na Região. Já Chung (1982) e Hastenrath (1984) sugeriram que o aumento da TSM no oceano Atlântico Sul e o enfraquecimento dos alísios de sudeste possibilitam o deslocamento mais para o sul da ZCIT.

Uvo (1989) analisando a marcha anual da ZCIT no período de 1971 a 1987, concluiu que a permanência mais ao norte ou ao sul em relação a sua posição climatológica é o fator mais importante para determinar a qualidade da estação chuvosa do norte da região NEB, isso porque ela determina a duração da estação chuvosa. Quando a ZCIT começa a migrar para o norte em fins de fevereiro ou início de março as chuvas tendem a ser deficientes. Porém, se a ZCIT começar a iniciar sua migração para o norte somente em meados de abril ou início de maio as chuvas tendem a ser mais abundantes. Neste mesmo estudo, também foi verificado que o gradiente norte-sul da TSM tem forte relação com a precipitação sobre boa parte da região NEB, ou seja, o posicionamento e intensidade da ZCIT próximo ao norte do NEB está mais correlacionada com as condições oceânicas do Atlântico Tropical devido aos altos valores da covariância dos quadrados normalizados do que com o Pacífico Equatorial.

Schneider *et al.* (2014) comentaram a respeito da dinâmica e da migração da ZCIT e identificaram que a posição média da ZCIT encontra-se ao norte da faixa equatorial, isso ocorre especialmente por causa do oceano Atlântico, que faz o transporte de energia em direção ao norte por intermédio do Equador, esta condição, torna o atlântico do hemisfério norte mais quente que o hemisfério sul. E, como já mencionado, a ZCIT tende a migrar para o hemisfério que está mais aquecido em relação ao outro, porém esta condição pode ser rompida em eventos extremos de anomalias da TSM no oceano Pacífico equatorial.

De acordo com Rosa e Silva (2016) existem quatro formas de se identificar a posição climatológica da ZCIT: fazendo o cálculo das coordenadas do mínimo da

magnitude da convergência do vento meridional em 1000 hPa, o mínimo da velocidade vertical em 500 hPa, o máximo da refletância do topo de nuvens, e também através da temperatura da superfície do mar (TSM).

2.2. A CORRENTE DE BENGUELA

A Corrente de Benguela é uma das mais importantes do oceano Atlântico, faz parte da porção leste do Giro Subtropical do Atlântico Sul. É fortemente impulsionada pelos ventos em superfície associados com a Alta Subtropical do Atlântico Sul que faz o deslocamento de bolsões de água de forma contínua ao longo do tempo. A Corrente de Benguela é considerada uma corrente fria. Como já é conhecido, as altas pressões semipermanentes sofrem variações em seu posicionamento e em sua intensidade, com isso, as Correntes circundantes também podem sofrer algumas alterações. A Corrente de Benguela tem seu escoamento direcionado para o norte ao longo da costa oeste do continente Africano e alimenta a parte sul da Corrente Equatorial Sul que tem seu escoamento de leste para oeste entre 0° e 16°S e 30°W-0° Stramma (1991); Rodrigues *et al.* (2007).

Mesmo sendo uma corrente fria, a Corrente de Benguela é alimentada por uma corrente quente, a Corrente das Agulhas, que está direcionada de norte para o sul na costa leste do continente africano e contorna o sul da África do Sul, e por uma corrente fria, a Corrente do Atlântico Sul, que tem orientação de oeste para o leste e encontra-se ao sul de 40°S (Shannon *et al.*, 1987; Reason e Smart 2015).

Assim como a Corrente do Humboldt, na costa oeste da América do Sul, a Corrente de Benguela também apresenta sistema de ressurgência, que logicamente está situado na costa sudoeste do continente africano e compreende diversas células ao longo da costa (Lutjeharms e Meeuwis, 1987). Sendo assim, de acordo com Lutjeharms e Meeuwis (1987) a região da Corrente de Benguela é considerada por alguns autores como uma das mais importantes zonas de ressurgência do mundo. A propósito, os autores identificaram oito células de ressurgências intensas no Bioma da Corrente de Benguela, denominadas: Agulhas, Peninsula, Columbine, Namaqua, Lüderitz, Walvis Bay, Namibia, Cunene e Luanda, sendo a de Lüderitz, localizada em torno de 26°S a mais intensa delas.

Hutchings *et al.* (2009) descreveram que as principais características oceanográficas do Sistema de Benguela, de norte a sul, são as seguintes:

- uma fronteira situada ao norte perto da pluma do rio Congo que separa a Corrente Subtropical de Angola do Golfo da Guiné Tropical;
- a Corrente de Angola, que tem seu escoamento direcionado para sul ao longo da costa de Angola, como uma extensão da Contracorrente Sul Equatorial;
- a linha da costa tem orientação aproximadamente norte-sul entre Cabo Frio e Cabo das Agulhas, porém entre 16°S e 12°S são curvas a nordeste, antes de voltar para em direção ao oeste em Benguela, no litoral de Angola. Também são observadas três grandes Baías, a saber, em Lobito (12°S), Walvis Bay (23°S) e Santa Helena (32°S). A orientação muda radicalmente em 34°S entre Cabo *Point* e Cabo das Agulhas de Norte-Sul para Leste-Oeste;
- o grande *upwelling* em Lüderitz (26°S) com fortes ventos, alta advecção marítima e forte mistura turbulenta serve para separar parcialmente o norte e sul das regiões de Benguela, com outras regiões fronteiriças subtropicais em Angola e no Banco das Agulhas;
- uma combinação da largura da plataforma e a topografia costeira cria um número de centros discretos de ressurgência.
- a água flui numa faixa estreita do Cabo das Agulhas para Cabo Frio, aumentando na Frente de Angola-Benguela;
- a mais importante região de afloramento conduzida pelo vento na área de Benguela está situada entre o Cabo das Agulhas e o Cabo Frio.
- no leste do Banco das Agulhas existe águas superficiais produtivas onde a Corrente das Agulhas diverge da costa em 26°E e no *Bank Central* (22°E) onde a crista legal é manifestada como uma cúpula rasa de isotermas;
- no limite sul, a Corrente das Agulhas flui ao longo da quebra de plataforma do amplo Banco das Agulhas em direção ao oeste, e enquanto a maior parte do fluxo da corrente de 60-80 Sv retroflete de volta para o sul do Oceano Índico, algumas águas salgadas mornas fluem para o norte no Atlântico Sul em forma de jatos, filamentos e grandes redemoinhos, alguns dos quais impactam o ecossistema da plataforma; e
- No mar o amplo giro do Atlântico Sul forma um limite exterior mal definido do sistema de afloramento de Benguela, onde a água superficial do Atlântico, água submersa aquecida pelo sol e água da Corrente das Agulhas e o Banco das Agulhas dão origem a mistura em complexos de redemoinhos e filamentos.

Conforme Biastoch *et al.* (2009, 2015), estudos mais recentes têm sugerido que a transferência de calor em direção ao norte pela Corrente de Benguela apresentou um crescimento no período de 1965 a 1990 por causa de um aumento na intensidade do escoamento proveniente do oceano Índico por meio da Corrente das Agulhas em direção ao Atlântico Sul. Um aumento no escoamento do oceano Índico poderia causar um aumento do transporte de sal e calor para o Atlântico Sul, provocando maior salinização nessa região, que poderia gradativamente se estender para o Atlântico Norte (Biastoch *et al.* 2009). Porém, a partir de 1990, nenhuma mudança foi observada no transporte de massa e calor da Corrente das Agulhas para o Atlântico Sul, conforme observado por Biastoch *et al.* (2015).

2.3. NIÑOS NO OCEANO ATLÂNTICO

No oceano Atlântico foi identificado dois fenômenos semelhantes ao da ocorrência do ENOS no pacífico equatorial. Uma área está situada na parte central do Atlântico equatorial onde se localiza a região do vento zonal do Atlântico, e a outra área está localizada na costa oeste de Angola conhecida como o Niño de Benguela. A configuração de um El Niño/La Niña no Atlântico equatorial apresenta similaridade com eventos de El Niño/La Niña no oceano Pacífico equatorial, ou seja, as anomalias da TSM começam no leste da Bacia Atlântica Equatorial e tendem a se deslocar para oeste ao longo do tempo. Merle (1980) já mencionava anomalias interanuais da TSM do Atlântico e sua semelhança com o Pacífico equatorial. Shannon *et al.* (1986) também identificaram uma situação similar da TSM na costa da Namíbia e Angola em relação aos Niños do Pacífico, isso porque de tempos em tempos as TSM na costa desses dois países podem atingir valores de até 5°C superiores que as suas médias sazonais.

Esses eventos tendem a não serem gerados de forma local, mas por variações dos ventos alísios (Lübbecke *et al.* 2010). Algumas análises já mostraram que as variações de temperaturas nas áreas dos Niños do Atlântico estão relacionadas com as flutuações da força do Anticiclone do Atlântico Sul, que inclui tanto os ventos na faixa equatorial ao longo da costa Africana quanto os ventos alísios de sudeste. Richter *et al.* (2010) e Junker *et al.* (2015) mostraram que o forçamento local do vento pode desempenhar um papel muito importante no desenvolvimento de alguns dos eventos dos Niños da região de Benguela e que, os principais eventos são gerados especialmente por mudanças que ocorrem na tensão de cisalhamento do vento no oeste do Atlântico

equatorial (Florenchie *et al.*, 2003, 2004; Rouault *et al.*, 2007; Lübbecke *et al.*, 2010; Bachèlery *et al.*, 2015). Ressalta-se que neste contexto, Koungue *et al.* (2017) também observaram a formação de eventos de Niño na área da corrente de Benguela decorrente de mudanças na tensão de cisalhamento do vento sobre o oeste do Atlântico Tropical.

A variabilidade interanual da TSM do oceano Atlântico equatorial está relacionada de maneira muito forte com a área de Niños de Benguela na costa oeste de Angola (Reason *et al.* 2006). Uma característica importante é que a TSM por mecanismo de forçamento das áreas dos Niños do Atlântico equatorial ocorre posteriormente ao da área dos Niños de Benguela (Rouault *et al.* 2009). Além da conexão entre os Niños do Atlântico, estudos anteriores também já mostraram uma relação entre o fenômeno ENOS (El Niño Oscilção-Sul) com os eventos de Niños do Atlântico. Tokinaga *et al.* (2019) em seu estudo sobre a influência de eventos de ENOS (anual e plurianual) no Pacífico com eventos de Niños no Atlântico, explicam que durante eventos de La Niñas plurianuais no oceano Pacífico, a circulação intensificada de Walker se estende ao Atlântico tropical na primavera boreal, como resultado, anomalias de vento de oeste em superfície aparecem sobre o Atlântico equatorial, provocando um evento de El Niño no Atlântico equatorial. Esta possível teleconexão atmosférica sugere uma hipótese já mostrada em outros estudos, ou seja, um evento prolongado de La Niña (El Niño) no Pacífico Equatorial pode desencadear em um El Niño (La Niña) no Atlântico Equatorial.

Apesar da conexão e semelhança entre os Niños do Pacífico e Atlântico, Dippe *et al.* (2018) definem várias diferenças entre os fenômenos, por exemplo, os eventos de ENOS positivos e negativos no Pacífico, geralmente, tem pico no inverno boreal e dura vários meses, e em alguns casos até mais de um ano. Por outro lado, os Niños do Atlântico, em geral, não são observados durante o verão boreal e raramente duram mais que uma temporada. Além de que, eles têm uma amplitude menor do que os do Pacífico e parecem ser o resultado de um acoplamento atmosfera-oceano mais fraco. Além disso, enquanto o ENOS canônico concorda com um modo auto-sustentável no Pacífico tropical, o Niño Atlântico requer uma forçante externa.

Florenchie *et al.* (2003) e Lübbecke *et al.* (2010) afirmaram que os eventos quentes na região de Benguela são antecidos por um enfraquecimento do Anticiclone do Atlântico Sul, que é o sistema de ventos predominante sobre a Bacia, que compreende os ventos alísios de sudeste, os ventos que fluem através da costa oeste da África Austral e também os ventos de latitudes médias de oeste. Lübbecke *et al.*, (2010)

apresentaram resultados mostrando que existe uma alta correlação entre a variabilidade interanual da TSM na Área de Angola-Benguela (ABA) e no Atlântico equatorial oriental em conjunto com as análises dos compósitos dos eventos quentes em Benguela para o trimestre março-abril-maio, mostrando que as anomalias equatoriais da TSM estão associadas ao aquecimento de Benguela, confirmando que os Niños do Atlântico equatorial e Benguela são diferentes partes do mesmo fenômeno. Mostraram também que as variações na força do Anticiclone do Atlântico Sul desempenham um papel importante no desenvolvimento dos Niños tropicais do leste do Atlântico.

Existem dois cenários discutidos para o desenvolvimento dos Niños de Benguela:

- Um mecanismo baseado na propagação de uma onda de Kelvin do Atlântico equatorial ocidental proposta por Florenchie *et al.* (2003, 2004); Rouault *et al.* (2007);
- O aquecimento de Angola relacionado com as anomalias do vento local atribuído a Polo *et al.* (2008).

Uma característica marcante da região da ABA mostrada por alguns autores é o encontro entre duas correntes com características distintas. Dupont *et al.* (1999) definiu que a frente principal entre as águas quentes da superfície da corrente de Angola (vindas de norte) e as águas frias da superfície da corrente costeira de Benguela (vindas de sul) é denominada Frente de Angola-Benguela (ABF), e que situa-se mais ao sul, entre 12°S e 14°S. De acordo com Hutchings *et al.* (2009) a Frente de Angola-Benguela apresenta mudanças sazonais e interanuais em sua localização.

Richter *et al.* (2010) também destacaram a importância da onda de Kelvin para o desenvolvimento de um evento de Benguela, porém argumentaram a importância que as anomalias meridionais no campo de vento local apresentam para a formação desses eventos. Essas anomalias enfraqueceriam o sistema de Alta Pressão do Atlântico Sul, causando um aquecimento na costa de Benguela de 2 a 3 meses depois. Eles mencionam que uma variação no campo de vento local tem um grande impacto sobre as duas regiões.

Lübbecke *et al.* (2010) em seus resultados confirmam o que já tinha sido mostrado em estudos anteriores que indicavam que a variabilidade interanual da TSM na área de Benguela e no Atlântico equatorial oriental estão ligados. Mais especialmente, os eventos quentes (frios) na Área de Benguela Angola (ABA) no outono austral parecem estar profundamente relacionado com eventos quentes (frios) no

leste do Atlântico equatorial no inverno austral. Dessa forma, o aquecimento (resfrecimento) da superfície do mar na área de Angola tende a conduzir ao aquecimento (resfrecimento) na região do Atlântico equatorial por um período de um a três meses. De acordo com Hardman-Mountford *et al.* (2003) e Junker *et al.* (2017) o ciclo da TSM anual na região ao norte e sul da ABF é unimodal com um máximo da TSM do lado norte da ABF em fevereiro e do sul em março, enquanto, o mínimo ocorre em julho no lado norte e em agosto no lado sul da ABF. Bartholomae e van der Plas (2007) descreveram sobre a anomalia latitudinal na posição da ABF, identificando ocorrência de anomalias frias no setor norte nos anos de 1982/1983, 1986/1987, 1992/1993 e 1997/1998, que coincidem com fortes eventos do ENOS no Pacífico e reflete em um alto movimento na parte norte do Atlântico Sul nesse período. Florenchie *et al.* (2003) identificam eventos de anomalias quentes na parte sul como sendo menos frequentes, com grandes ocorrências em anos como 1963, 1984 e 1995 que podem estar relacionados com a tensão de cisalhamento do vento no Atlântico equatorial.

Rouault *et al.* (2018) estudando a origem, desenvolvimento e dissipação do evento do Niño de Benguela de 2010-2011, mostraram por meio de dados do modelo GODAS, que a dissipação deste evento estava associado com um transporte anômalo em direção a região equatorial. Rouault *et al.* (2018) também identificaram que o evento Niño de Benguela de 2010-2011 começou em novembro de 2010 com um evento oceânico quente ao longo da costa de Angola e propagou-se para o Sistema de *Upwelling* do Norte de Benguela. O evento durou 5 meses e foi o evento mais quente do Niño de Benguela desde 1994-1995. Este evento extremo foi gerado por um relaxamento dos ventos alísios no Atlântico equatorial ocidental em outubro, que desencadeou uma forte onda equatorial de Kelvin propagando-se para leste ao longo do equador e depois para o sul ao longo da costa africana. A água morna foi então levada do sul de Angola para o norte da Namíbia. Confirmando assim, o papel da propagação da onda de Kelvin ao longo do Equador como desencadeador dos eventos dos Niños de Benguela.

Jia *et al.* (2019) descrevem que anomalias inicialmente quentes da TSM na região equatorial leste do Atlântico produzem ventos fracos, impulsionando a propagação da onda oceânica equatorial de Kelvin para leste e causando um aprofundamento na termoclina, que, por sua vez, provoca mais aquecimento em um processo oceânico-atmosférico.

Na tentativa de melhorar a previsibilidade do tempo e clima associados às variáveis atuantes no Atlântico Tropical, estudos tem mostrado a importância da modelagem, principalmente na área de atuação da Corrente de Benguela e também na região da Corrente Equatorial. Neste contexto, Cabos *et al.* (2019) em suas conclusões, especificaram que uma maior resolução horizontal das componentes atmosféricas e oceânicas correspondentes pode ter um impacto positivo na simulação do clima do Atlântico Tropical. Por um lado, um aumento da resolução atmosférica permitirá uma melhor representação do movimento do vento próximo à costa africana. Isto por sua vez, conduzirá a uma simulação melhorada das correntes de Angola e Benguela.

Outro estudo que também aborda a modelagem sobre o Atlântico é o de Lima *et al.* (2019), vale ressaltar que este trabalho não descreve exatamente sobre o Niño de Benguela, mas sobre uma análise climatológica do Jato de Baixo Nível Costeiro de Benguela. Segundo esses autores, este jato é caracterizado por ventos intensos que ocorrem ao redor de 400 m acima do nível do mar, dentro ou no topo da camada limite atmosférica marítima. No estudo, foi utilizada uma simulação de *hindcast* de um modelo acoplado denominado ROM (REMO-OASIS-MPIOM), com a resolução horizontal de 25 km, para o período 1980–2014, para analisar as características do Jato de Baixo Nível Costeiro de Benguela, entretanto, Lima *et al.* (2019) utilizou o ROM de forma desacoplada. Os autores observaram dois máximos locais de frequência de ocorrência centrados em aproximadamente 26°S e 17,5°S. Durante o verão, o jato tem uma frequência de ocorrência de 60% em seu núcleo sul. No outono/inverno o jato migra em direção ao equador e na primavera tem uma frequência de ocorrência de 45% e é encontrado no seu núcleo norte. Concluíram que o ciclo sazonal do balanço de *momentum* horizontal define a sazonalidade do Jato de Baixo Nível Costeiro de Benguela. O Jato de Baixo Nível Costeiro de Benguela é considerado um importante sistema de mesoescala nas áreas costeiras da Namíbia e Angola, pois está presente todo o ano e tem um ciclo sazonal marcado.

CAPÍTULO 3

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. ÁREA GEOGRÁFICA DE ESTUDO

3.1.1. Niño do Atlântico Equatorial (NAE) e Niños de Benguela (N1+N2)

A figura 3.1 mostra as duas áreas no oceano para representar os Niños do Atlântico Equatorial sul e de Benguela. A área do Niño Equatorial sul (0° ; 5° S; 30° W; 10° W), que é uma região aproximadamente centralizada na parte sul do oceano Atlântico Equatorial. A área do Niño de Benguela foi delimitada pelas latitudes de 32° S, no limite sul, paralelo ao norte da Baía de Santa Helena na África do Sul, e $6,5^{\circ}$ S, no limite norte, paralelo ao sul do canyon do Congo. A *Community, Climate and Biodiversity (CCB)* estabelece que o Bioma da Corrente de Benguela se estende do Cabo de Seal Light, na África do Sul, a foz do Rio Congo, na divisa de Angola com a República Democrata do Congo, porém no presente estudo fez a opção de excluir as áreas dos extremos norte e sul da Corrente de Benguela. Como esta área ainda é muito longa (uma faixa de $25,5^{\circ}$ de latitude) a mesma foi dividida em duas partes, denominadas de Benguela sul (N1) e Benguela norte (N2). A divisão das áreas norte e sul foi feita em $17,75^{\circ}$ S, que é a latitude do ponto mais ocidental da Namíbia. Além disso, a escolha desse ponto de divisão entre N1 e N2 deveu-se principalmente por se localizar na área aproximada do posicionamento médio da Frente de Angola Benguela.

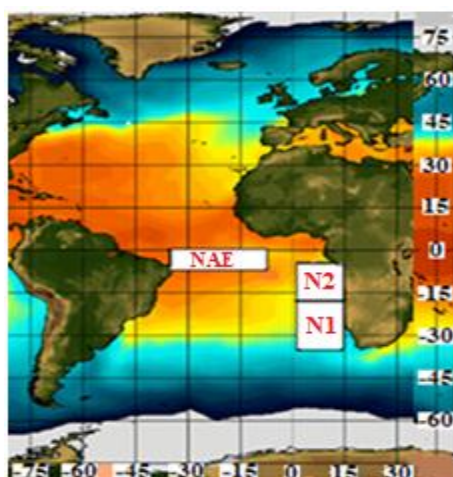


Figura 3.1. Localização no Atlântico dos Niños: Benguela sul (N1), Benguela norte (N2) e Atlântico equatorial sul (NAE).

3.1.2. Área de Estudo para o centro da Alta Pressão do Atlântico Sul

A figura 3.2 mostra a região no oceano Atlântico sul que representa a posição média da alta pressão ao nível médio do mar do Atlântico Subtropical Sul – ASAS (29°S; 26,75°S; 3,25°W; 3,25°W). Esta faixa foi escolhida por representar a área central da ASAS, ou seja, a localização aproximada onde está situado o centro de alta pressão com base na climatologia de 1979-1995 do *Climate Prediction Center* da NOAA. O recorte que representa a atuação da ZCIT no oceano Atlântico tropical é situado entre 40°W; 10°W; 18°N; 12°S.

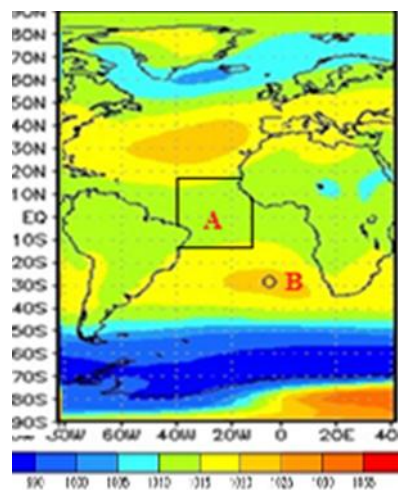


Figura 3.2. Áreas de atuação da ZCIT no Atlântico (A) e do centro a Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (B).

Fonte: adaptado do CPC/NCEP/NOAA, 2019.

3.1.3. Área de Estudo para a componente do vento meridional nulo (Confluência dos Ventos Alísios)

Foi estimado o ponto onde o vento meridional é nulo (Confluência dos Ventos Alísios), ou seja, $v=0$. Para isso foi verificado as latitudes em que o vento troca de sinal, através da média aritmética dos dois valores de inversão de sinal (positivo e negativo). As longitudes analisadas para a componente meridional ($v=0$) do vento são: 35°W, 30°W e 25°W sobre o Oceano Atlântico Tropical. A principal finalidade desta análise é estimar com maior proximidade possível a faixa de confluência dos ventos alísios de sudeste e nordeste. A faixa longitudinal de 35°W em particular tem o seu maior destaque por causa de sua aproximação com a região NEB, ou seja, as faixas latitudinais

onde $v=0$ ao longo desta longitude sobre o período chuvoso do NEB, podem ter forte relação com os desvios de precipitação nessa região do Brasil.

3.2. DADOS UTILIZADOS

Para o desenvolvimento deste estudo, foram utilizadas séries temporais de dados médios mensais dos seguintes conjuntos de dados: componente zonal (u) e meridional (v) do vento em superfície, pressão ao nível médio do mar, temperatura da superfície do mar e total de precipitação. O período de estudo para o conjunto de dados compreende janeiro de 1989 até dezembro de 2018.

As médias foram obtidas a partir dos dados que foram extraídos através de reanálises nos horários de 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC e 18 UTC. A resolução espacial desses dados em pontos de grade é de $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ (aproximadamente 80 km x 80 km), e foram obtidos do ERA-Interim do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), como especificado por Dee *et al.* (2011) e Uppala *et al.* (2005).

Através destes dados foram calculadas as médias mensais e as anomalias da TSM na faixa equatorial do Atlântico (Niño do Atlântico Equatorial) e também na região do Atlântico situado no sudoeste do continente africano (Niño de Benguela). Assim como os desvios de pressão ao nível médio do mar no centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul, e ainda as componentes meridionais do vento nulo ($v=0$).

3.3. METODOLOGIA

3.3.1. Utilização do software Grid Analysis and Display System (GrADS)

Foi utilizado o *software Grid Analysis and Display System (GrADS)*, na qual foi útil para a elaboração de *scripts*, onde foi possível a obtenção de valores de variáveis e também a elaboração de gráficos para esta pesquisa. Com o GrADS também é possível fazer a conversão dos dados em saída no formato de arquivo NetCDF para o formato txt (ASCII).

Para obter o comportamento médio das variáveis utilizadas no estudo (temperatura da superfície do mar, componente zonal e meridional do vento) na área do Niño do Atlântico equatorial, determinou-se fixar 27 pontos de longitudes com intervalo de $0,75^\circ$ variando de 30° W - 10° W por 7 pontos de latitudes variando 0° - 5° S , totalizando 189 pontos (longitude x latitude). O mesmo foi feito na região sudoeste do

continente africano, com o intuito de delimitar a melhor área de atuação da Corrente de Benguela, área total foi delimitada entre 6,5°S; 32°S; 2°E; 14,75°E. No entanto, a região do Niño de Benguela foi dividida em duas partes, norte e sul. A parte norte compreendendo de 2°E - 14,75°E sendo 18 pontos de longitude por 16 pontos de latitude entre 6,5°S - 17,75°S, totalizando 288 pontos (longitude x latitude). Já o setor sul do Niño de Benguela compreende 2°S - 14,75°S por 17,75°S - 32°S, sendo 18 pontos de latitude x 20 pontos de longitude, totalizando 360 pontos (longitude x latitude). O mesmo procedimento foi feito para a área que representa a localização aproximada para o centro da ASAS (29°S; 26,75°S; 3,25°W; 3,25°W), sendo 4 pontos de longitude por 4 de latitude, totalizando em 16 pontos (latitude x longitude).

3.3.2. Ajustamento do modelo, índices de correlação e grau de significância aos dados observados

Foi utilizado o Coeficiente de Determinação de Pearson (r^2) para verificar o ajustamento do modelo aos dados observados em diferentes tempos (lags 0, 1, 2 e 3) entre os Niños de Benguela e o Niño do Atlântico equatorial. Para estimar o quanto os Niños do Atlântico se correlacionam foi aplicado o Coeficiente de Correlação Linear de Pearson (r).

As equações para estimar o Coeficiente de Determinação de Pearson (r^2) e Coeficiente de Correlação de Pearson (r), são as seguintes:

Coeficiente de Correlação de Pearson (r)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]}} \quad (1)$$

Enquanto, o Coeficiente de Determinação de Pearson é dado por:

$$r^2 = \frac{\left(\sum x_i \cdot y_i - \sum x_i \sum \frac{y_i}{n} \right)^2}{\left(\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n} \right) \left(\sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{n} \right)} \quad (2)$$

Para quantificar o grau de significância estatística destes coeficientes foi utilizado o teste t de *student* dado pela seguinte equação:

$$t_{cal} = \frac{r \cdot \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3)$$

em que $N-2$ é o número de grau de liberdade da amostra. O valor obtido para t_{cal} é comparado com os valores de $t_{p_valor=0,05}$ e $t_{p_valor=0,01}$, caso t_{cal} seja superior a $t_{p_valor=0,05}$, mas inferior a $t_{p_valor=0,01}$ a correlação tem significância estatística de 95%, se t_{cal} é superior a $t_{p_valor=0,01}$ correlação tem significância estatística de 99%, porém se t_{cal} for inferior ou igual a $t_{p_valor=0,05}$ a correlação não é estatisticamente significativa.

Um terceiro parâmetro que será usado para verificar a relação entre os Niños Atlântico Equatorial e Benguela e entre esses eventos: (1) o desvio latitudinal da componente meridional do vento igual a zero ($v = 0$), que define a latitude da Zona de Confluência dos Alísios; (2) desvio em relação à média climatológica mensal da pressão ao nível médio do mar na área do centro de alta pressão do Atlântico Subtropical Sul, conhecido como o Índice de concordância de Willmott - ICW (Willmott et al., 1985).

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 4.1 representa a climatologia mensal (1989-2018) da TSM em °C da área do Niño de Benguela (N1+N2) em azul e da área do Niño do Atlântico Equatorial (NAE) em vermelho. Note que as duas áreas tem comportamento similar ao longo dos meses, o NAE por está na região equatorial apresenta maiores valores da TSM do que em N1+N2, porém, os picos de aquecimento e resfriamento dos Niños ocorrem em períodos bem próximos. O pico de aquecimento do NAE ocorre climatologicamente em abril (28,4°C) e em março (21,5°C) para N1+N2, já o pico de resfriamento acontece em agosto (24,9°C) para o NAE e em setembro (16,5°C) para N1+N2. Ressalta-se, que esta configuração da marcha anual da TSM no Atlântico Equatorial também foi observada por Uvo *et al.* (1998). Enquanto, a marcha anual da TSM da área do Niño de Benguela, segue exatamente as estações do ano, como pico máximo no equinócio de outono (março), ou seja, no final do verão, e mínimo no equinócio de primavera, no final do inverno.

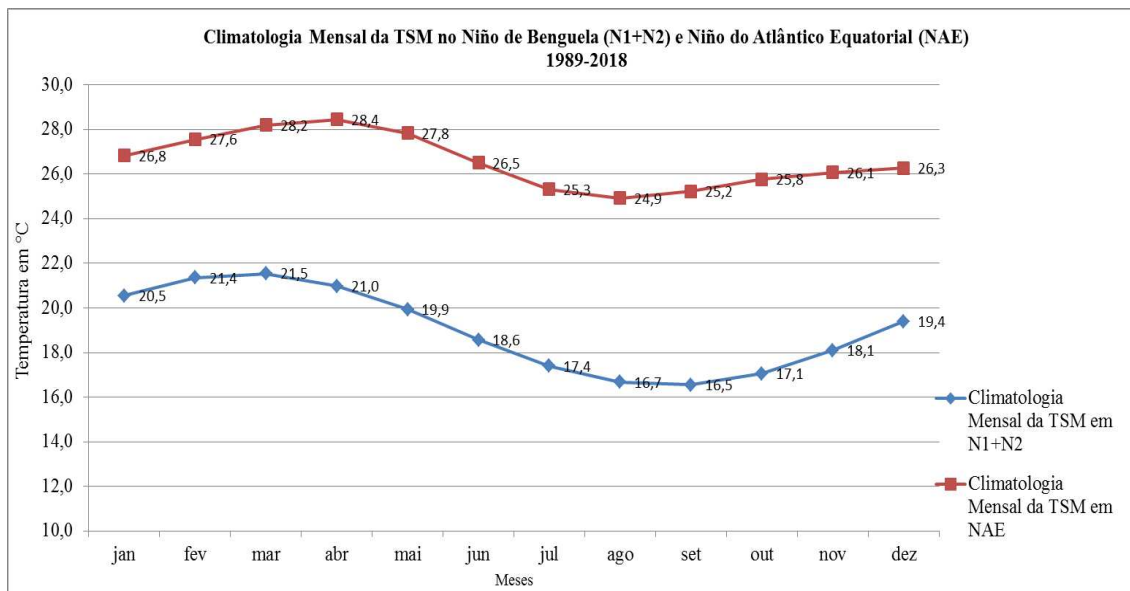


Figura 4.1: Climatologia mensal (janeiro de 1989 até dezembro de 2018) da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE).

A Figura 4.2 apresenta as anomalias mensais da TSM para as áreas do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE) para o período de janeiro de 1989 até dezembro de 2018. De forma geral, é possível observar um comportamento

semelhante entre os Niños do Atlântico, ou seja, as variabilidades interanuais que estão presentes no Niño de Benguela também são observadas no Niño Equatorial em períodos muito próximos. Por exemplo, no período que compreende o início de 1989 até meados de 1991 ambos os Niños estavam na fase quente (positiva), que em seguida foi sucedida por uma fase fria (negativa) até meados de 1993, voltando a aquecer até o ano de 1996, seguidos de um breve (porém intenso) resfriamento em 1997 e retornando novamente para uma fase de aquecimento até o ano 2000. Outro período de aquecimento observado durante a série compreende os anos de 2006 até 2011, neste período, tanto o NAE quanto o N1+N2 estiveram com desvios positivos da TSM em quase todo o intervalo de tempo. A partir de 2012 até 2015 as TSM dos Niños do Atlântico retornam para uma fase de resfriamento, passando novamente para uma fase de anomalias positivas a partir de 2016. Dessa forma, é possível identificar uma característica importante entre o N1+N2 e o NAE, que é o fato de existir uma ligação entre a variabilidade interanual das anomalias da TSM nas áreas de Benguela e o Atlântico equatorial. Ressalta-se que este comportamento também foi observado por Lübbecke *et al.* (2010).

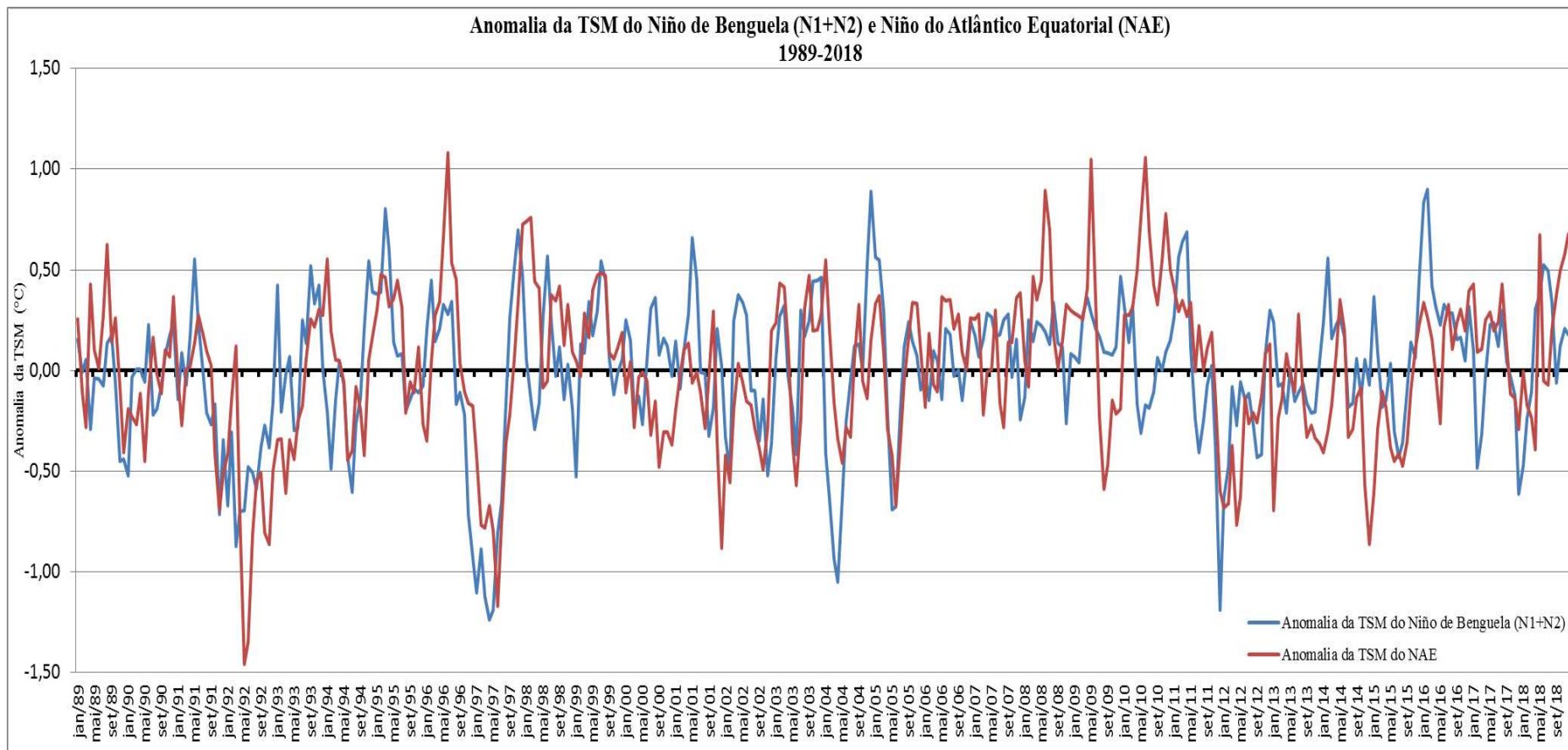


Figura 4.2: Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE) entre janeiro de 1989 e dezembro de 2018.

Na Figura 4.3 são mostradas as anomalias mensais da TSM do Niño de Benguela para as áreas sul (N1), norte (N2) e área total (N1+N2), juntamente com o Niño do Atlântico Equatorial (NAE) para o período de janeiro de 1989 até dezembro de 2018. Identifica-se um comportamento semelhante entre os Niños de Benguela e o Niño Equatorial, com alternâncias de anomalias positivas e negativas ao longo da série temporal, sendo que há um indicativo de que as anomalias da TSM do Niño Equatorial ocorrem de forma posterior às anomalias dos Niños de Benguela, fato esse, já abordado por Lübbecke *et al.* (2010), bem como Rouault *et al.* (2017). É possível conjecturar que isto esteja relacionado com a variabilidade da Alta Subtropical do Oceano Atlântico Sul e conseqüentemente dos ventos alísios.

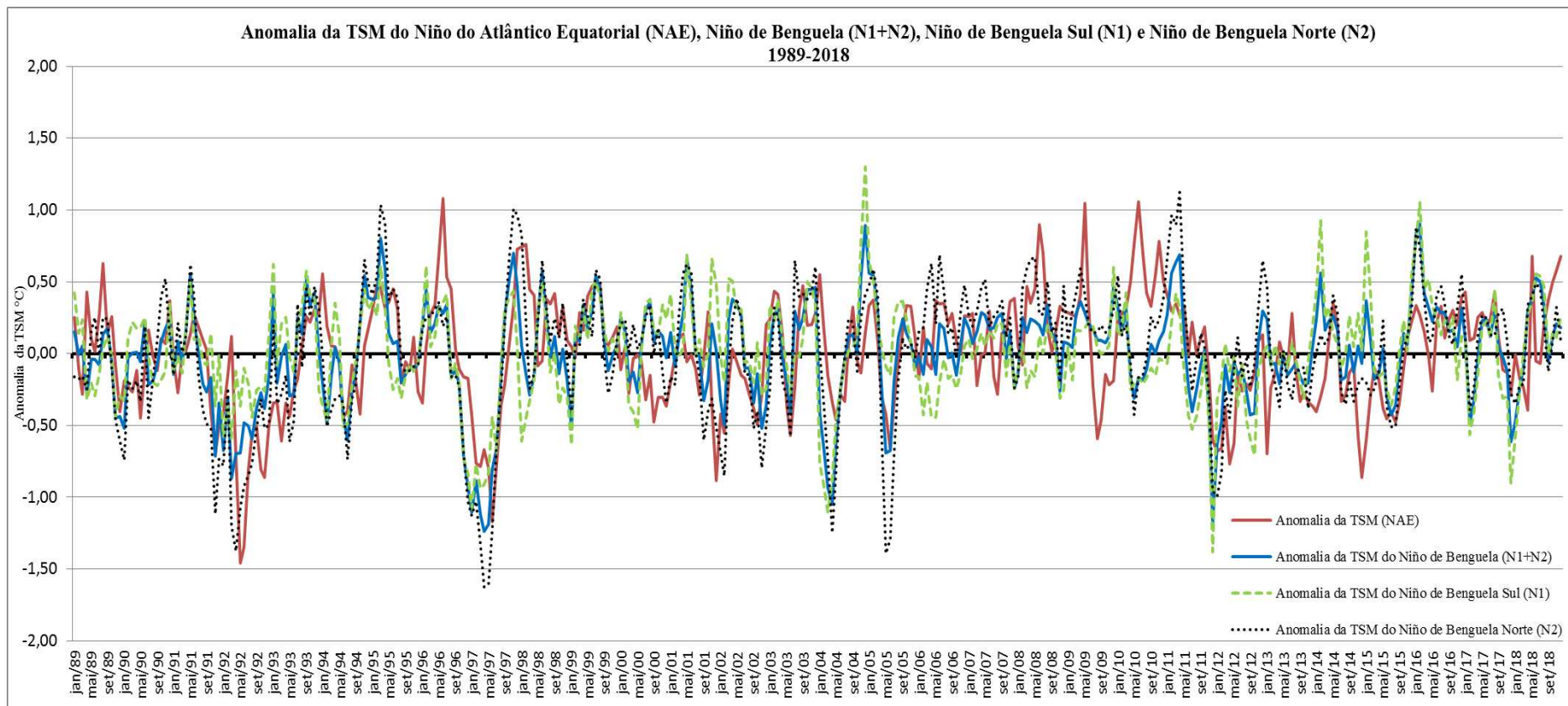


Figura 4.3: Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2), Niño de Benguela Sul (N1), Niño de Benguela Norte (N2), e Niño do Atlântico Equatorial entre janeiro de 1989 e dezembro de 2018.

Como já mencionado na revisão bibliográfica desta pesquisa, Reason *et al.* (2006), Lübbecke *et al.* (2010) e Rouault (2017) mostraram que as variações interanuais das anomalias da TSM na área de Benguela e no Atlântico equatorial estão relacionadas. Dessa forma, pode-se esperar que os eventos anômalos de resfriamento ou aquecimento na ABA tendem a serem conduzidos para a área do Niño do Atlântico Equatorial ao longo do tempo. É esperado também que essas variações de anomalias da TSM no Atlântico alterem as posições latitudinais da ZCIT que por sua vez pode ter influência no período chuvoso do NEB.

A Tabela 4.1 mostra os coeficientes de correlação entre o Niño de Benguela (N1+N2), Niño de Benguela para a área norte (N2), Niño de Benguela para a área sul (N1) com o Niño do Atlântico equatorial (NAE) para os lags 0, 1, 2 e 3. Identifica-se que a melhor correlação para a área total do Niño de Benguela (N1+N2) com o Niño do Atlântico equatorial ocorre para o lag 1 e lag 2 com valores de 0,54 e 0,49, respectivamente. Isso mostra que os eventos anômalos da TSM no Niño N1+N2 tem cerca de um a dois meses para responder no NAE. Para o Niño de Benguela Norte (N2) observa-se os maiores índices de correlação entre as três subdivisões do Niño de Benguela, com os valores de 0,61 para o lag 0 e 0,65 para o lag 1, mostrando que no período de até um mês após um evento de anomalia da TSM em N2 poderá haver um evento semelhante ocorrendo no NAE. Para o Niño de Benguela Sul (N1) observam-se as menores correlações entre os casos analisados, para os lags 1 e 2, os índices de correlação mais representativos foram de apenas 0,28.

Tabela 4.1 – Lags 0, 1, 2 e 3 e suas respectivas correlações entre N1, N2 e N1+N2 com o NAE.

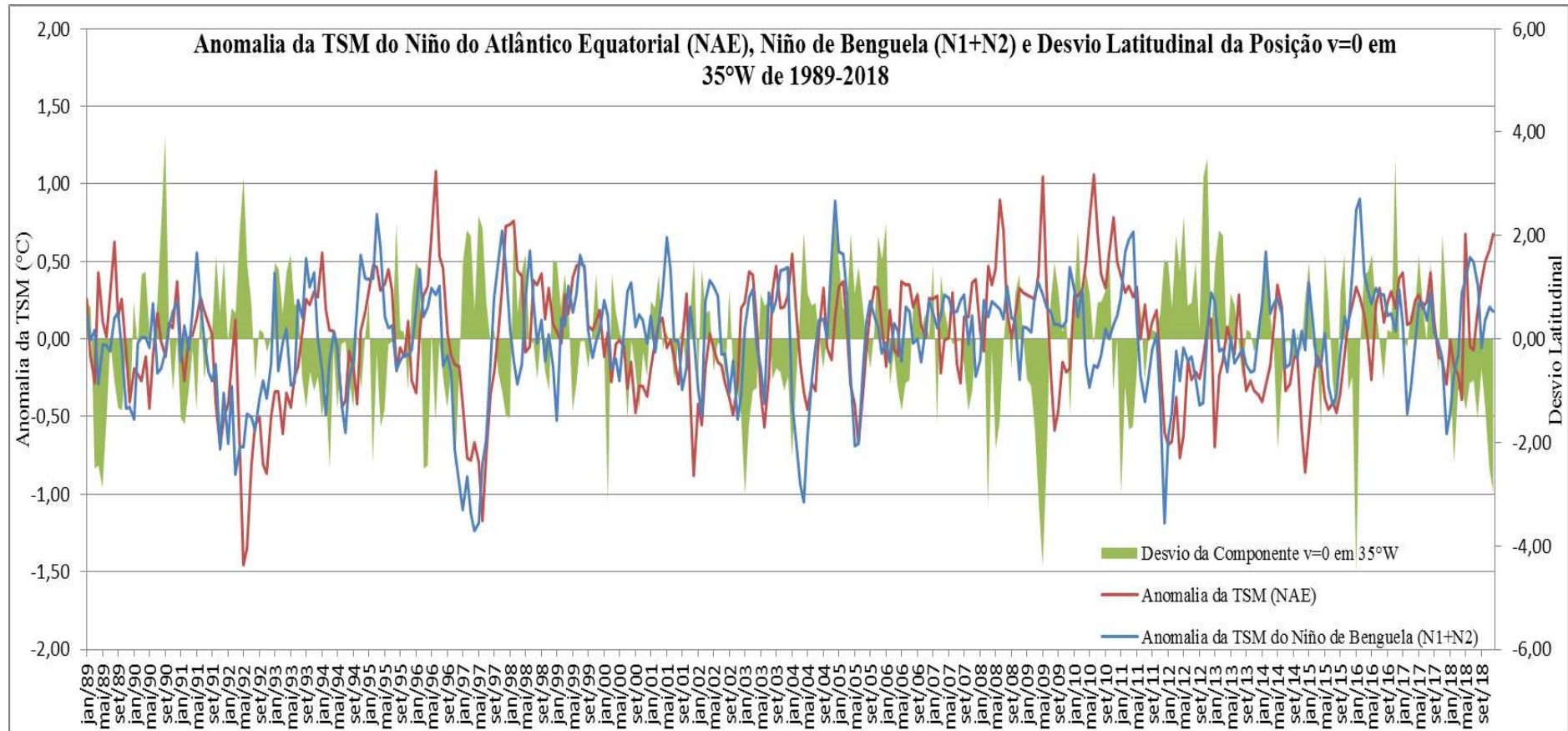
Lags (Tempo = 0 até Tempo = 3)	N1+N2 e NAE	N1 e NAE	N2 e NAE
Lag 0	0,48	0,21	0,61
Lag 1	0,54	0,28	0,65
Lag 2	0,49	0,28	0,56
Lag 3	0,41	0,27	0,44

No Apêndice A, também são mostrados os diagramas de dispersão entre as anomalias da TSM do N1 e NAE, N2 e NAE, N1+N2 e NAE, respectivamente e lags 0, 1, 2 e 3. Observa-se que as menores dispersões são entre N2 e NAE com lag 1 e lag 2, ou seja, concordando com os resultados apresentados na Tabela 4.1, que é possível observar que o aquecimento (resfriamento) no Niño de Benguela ocorre de um a dois meses antes do aquecimento (resfriamento) do Niño do Atlântico equatorial sul.

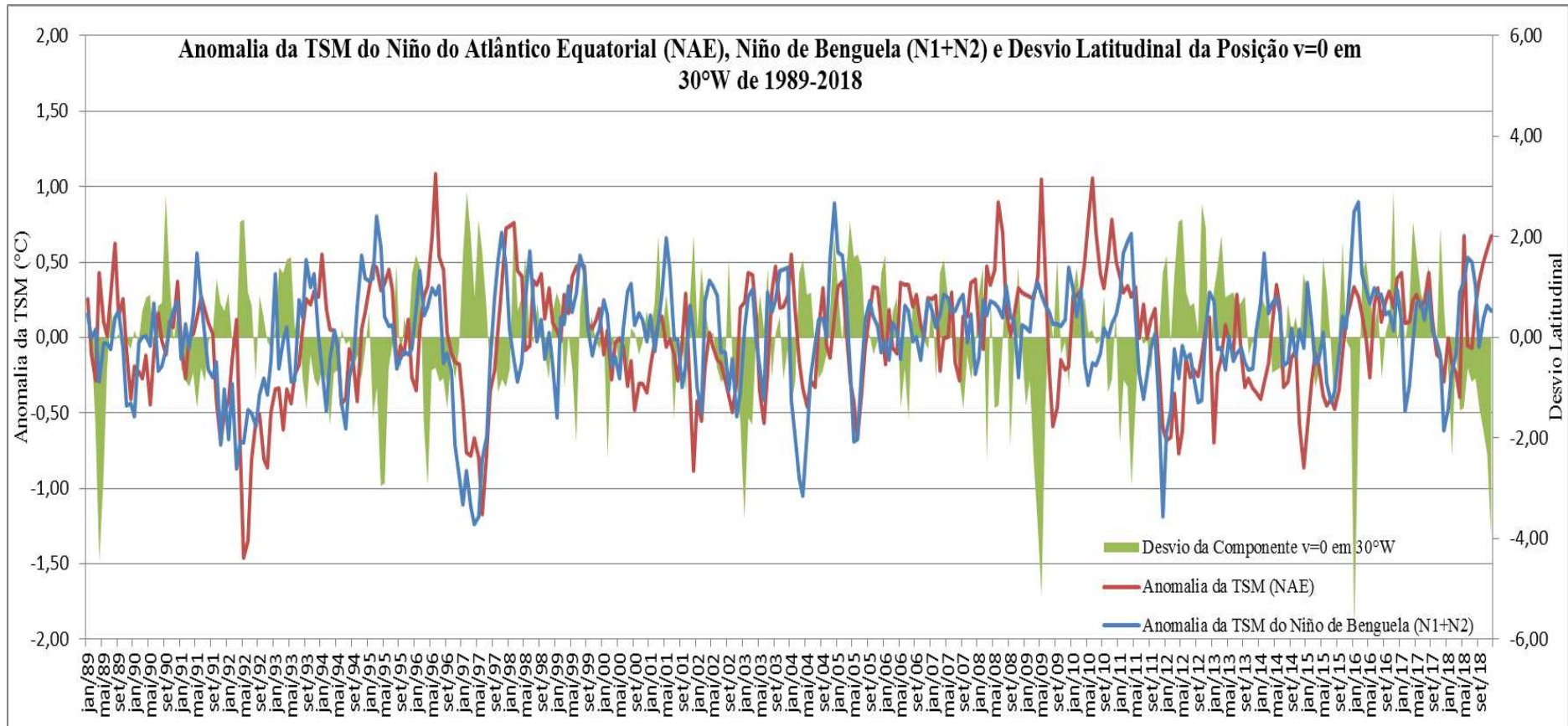
As Figuras 4.4a, 4.4b e 4.4c representam as anomalias da TSM do Niño Equatorial, o Niño de Benguela e o desvio latitudinal da posição $v = 0$ nas longitudes de 35°W , 30°W e 25°W para o período de janeiro de 1989 até dezembro de 2018. É possível identificar um comportamento semelhante na posição latitudinal da componente do vento meridional igual à zero nas longitudes estudadas, geralmente as anomalias positivas e negativas da posição latitudinal de $v = 0$ tem o mesmo comportamento nas três longitudes. Os desvios da componente $v=0$ foram associados com as anomalias da TSM dos Niños do Atlântico (Niño Equatorial e Niño de Benguela), e nota-se um indicativo de que os desvios dos Niños do Atlântico apresentam comportamento inverso em relação aos desvios da posição latitudinal de $v=0$. Essa condição é bem evidenciada nos períodos mais expressivos de anomalias da TSM dos Niños, como por exemplo, nas fases frias de maior destaque, que compreende de meados de 1991 até meados de 1993, 1997 e 2012 notou-se uma maior tendência da posição latitudinal de $v = 0$ se manter em latitudes mais ao norte de sua climatologia (desvios positivos). Para os eventos mais significativos de anomalias da TSM positivas dos Niños, é possível notar um comportamento inverso em relação à fase fria, esta condição é bem evidenciada no ano de 1989, entre o final de 1993 até meados de 1996, entre 2008 e meados de 2011 e em 2018, quando houve uma maior tendência da posição latitudinal de $v=0$ se posicionar mais ao sul de sua posição climatológica (desvios negativos), ao mesmo tempo observa-se nesses mesmos períodos que as anomalias da TSM no Niño Equatorial e Niño de Benguela se mantiveram na maioria das vezes acima de suas médias climatológicas.

Figura 4.4: Anomalia da TSM do Niño do Atlântico Equatorial (NAE), Niño de Benguela (N1+N2) e Desvios da Posição $v=0$ (vento meridional nulo) para: a) 35°W , b) 30°W e c) 25°W entre janeiro de 1989 a dezembro de 2018.

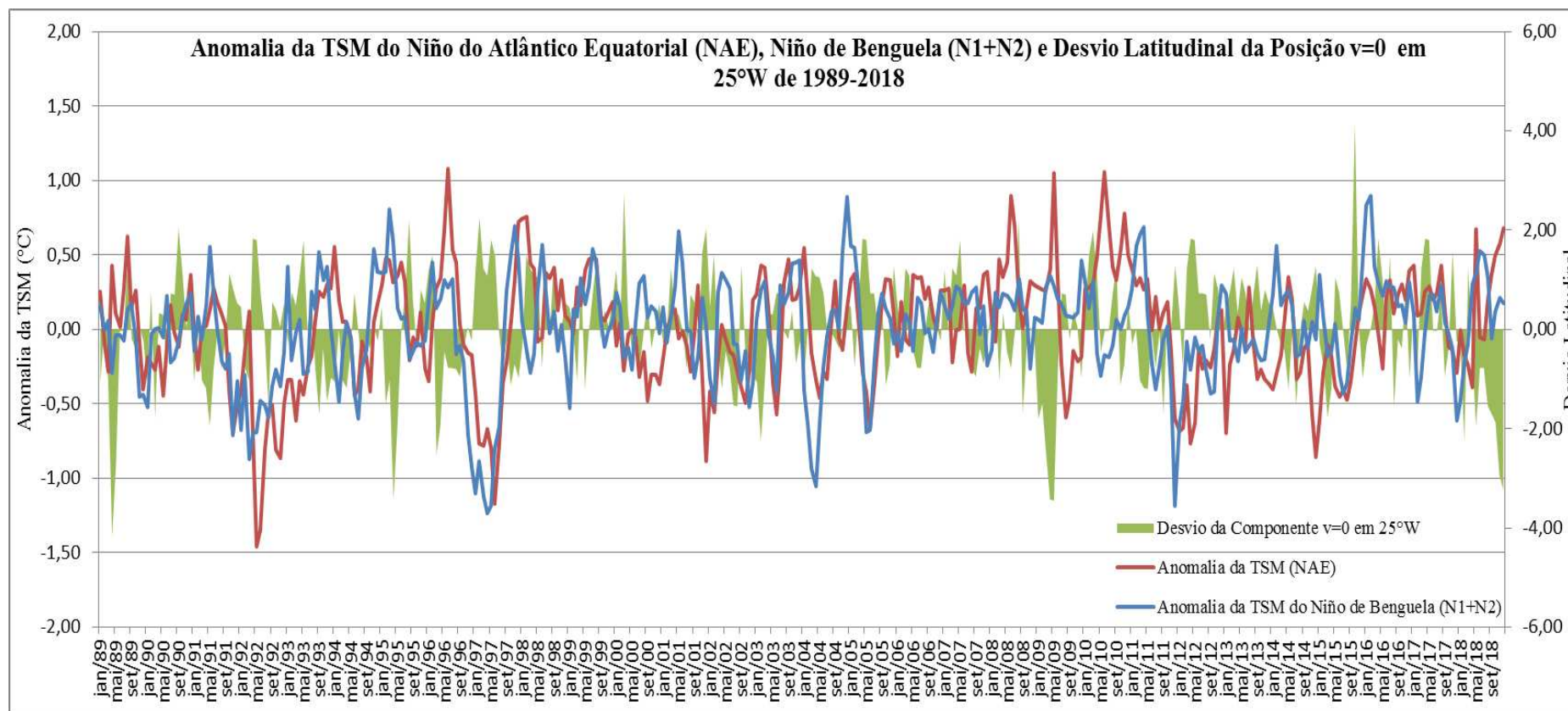
4.4 (a)



4.4 (b)



4.4 (c)



A Tabela 4.2 apresenta os coeficientes de correlação linear entre a anomalia da TSM do Niño do Atlântico Equatorial (NAE) e Niño de Benguela (N1+N2) com a componente nula do vento meridional (Zona de Confluência dos Alísios) para os lags 0, 1 e 2. Verifica-se que os maiores índices de correlação entre os Niños do Atlântico com a componente $v=0$ ocorre com o Niño do Atlântico Equatorial para o lag 0, com os valores de 0,41, 0,43 e 0,38 para as longitudes de 35°W, 30°W e 25°W, respectivamente. Para os lags 1 e 2 os valores vão caindo gradativamente para as três longitudes estudadas, isso mostra que as anomalias da TSM no NAE parece resultar numa influência quase que instantânea na posição da Zona de Confluência dos Alísios ($V=0$) sobre o Atlântico Tropical. Para o Niño de Benguela (N1+N2) os valores de correlação são menores em relação ao NAE, mesmo assim, os maiores índices também são encontrados para o lag 0 com valores de 0,26, 0,30 e 0,25 para as longitudes de 35°W, 30°W e 25°W, respectivamente. Para os lags 1 e 2 os valores decrescem, algo semelhante ao que ocorre com o NAE.

Tabela 4.2 – Lags 0, 1 e 2 e suas respectivas correlações entre NAE e N1+N2 com o a componente do vento meridional nulo ($v=0$).

Lags (Tempo = 0 até Tempo = 2)	NAE e V=0 (35°W)	NAE e V=0 (30°W)	NAE e V=0 (25°W)	N1+N2 e V=0 (35°W)	N1+N2 e V=0 (30°W)	N1+N2 e V=0 (25°W)
Lag 0	0,41	0,43	0,38	0,26	0,30	0,25
Lag 1	0,32	0,37	0,36	0,21	0,25	0,22
Lag 2	0,22	0,25	0,18	0,10	0,15	0,10

Nos Apêndices D e E, são mostrados os diagramas de dispersão entre as anomalias da TSM em NAE e N1+N2 com a componente do vento meridional nula ($V=0$) para as longitudes de 35°W, 30°W e 25°W, para os lags 0, 1 e 2. Concordando com os valores mostrados na Tabela 4.2, é possível identificar que as menores dispersões entre os Niños do Atlântico e a componente $V=0$ ocorre para o lag 0. No entanto, as maiores dispersões ocorrem para o lag 2, tanto para o NAE quanto para N1+N2, nas três longitudes abordadas.

A Tabela 4.3 representa os quintis para as TSM do Niño do Atlântico Equatorial para abril e agosto juntamente com os desvios da componente meridional nula do vento ($v=0$) para as longitudes de 35°W , 30°W e 25°W . Foram escolhidos os meses de abril e agosto por representarem a maior (abril) e menor (agosto) climatologia da TSM em NAE, de acordo com a climatologia de 1989 a 2018. No primeiro caso (3-a) é mostrado os seis abril mais quentes em NAE verificados em 1989, 1996, 1998, 2008, 2009 e 2010. Estes resultados estão em concordância com os índices de correlação apresentados na Tabela 4.2 mostrando que na ocorrência de um aquecimento em NAE o desvio da componente meridional nula do vento ($v=0$) tende a ser negativa, ou seja, aproximando a ZCIT da costa norte do nordeste do Brasil, os maiores destaques foram para os anos de 1989, 1996 e 2009, nestes casos a componente $v=0$ esteve com desvios negativos importantes nas três longitudes estudadas. Porém, há alguns casos em que esta condição não se verifica principalmente para os anos de 1998 e 2010, pois mesmo com a ocorrência de aquecimento em NAE a componente $v=0$ do vento se manteve com anomalias positivas de latitude. É importante ressaltar que tanto o ano de 1998 quanto 2010 foram de ocorrência do fenômeno El Niño no oceano Pacífico equatorial, fato este que poderia explicar esta situação, isso porque o fenômeno El Niño poderia estar se sobressaindo em relação a condição de aquecimento do Atlântico equatorial.

A Tabela 4.3-b é mostrada as TSM dos seis abril mais frios de toda a série temporal, os resultados apresentados assim como foi visto para os seis abril mais quentes, também estão em concordância com os índices de correlação da Tabela 4.2, ou seja, é bem notável que os meses de abril de maiores reduções das TSM no Niño do Atlântico Equatorial, como nos casos de 1992, 1993, 1997, 2004, 2012 e 2018 há uma tendência da componente do vento meridional nulo ($v=0$) apresentar-se mais ao norte de sua posição climatológica. Os desvios mais expressivos para esta condição foram para os anos de 1992 e 2012 para as longitudes de 30°W e 25°W e para a longitude de 35°W nos anos de 1992 e 2004. É importante destacar que o ano de 2018 mesmo estando entre os seis abril mais frios não se verificou desvios positivos na posição de $v=0$, sendo que para as longitudes analisadas de 35°W , 30°W e 25°W as anomalias da posição $v=0$ foram numa situação oposta ao identificado nos outros casos de abril mais frios com anomalias negativas nas três longitudes. Uma possível explicação para esta condição é a influência de algum sistema de grande escala que pode ter se sobreposto as anomalias negativas da TSM em NAE em abril de 2018, fazendo com que mesmo com TSM frias a posição da componente $v=0$ tenha se mantido ao sul de sua climatologia.

Na Tabela 4.3-c também são mostrados os seis agosto mais quentes (1989, 1996, 1998, 1999, 2010 e 2017) e na Tabela 4.3-d os seis agosto mais frios (1992, 1997, 2001, 2009, 2014 e 2015), e ao contrário do que é verificado com o mês de abril, não há um comportamento de concordância com os índices de correlação da Tabela 4.2. Nos meses de agosto mais quentes na longitude de 35°W o desvio da componente $v=0$ esteve negativa nos anos de 1989, 1996, 1998 e 1999, mas esteve positiva em 2010 e 2017. Para as longitudes de 30°W e 25°W o comportamento da componente $v=0$ esteve muito variável em relação ao aquecimento em NAE dos meses de agosto mais aquecidos. Para os meses de agosto mais frios foi identificada uma situação oposta aos índices de correlação entre a anomalia da TSM em NAE e os desvios de $v=0$ apresentados na Tabela 4.2, isso porque na longitude de 35°W o desvio da componente $v=0$ se manteve negativa em relação ao resfriamento da TSM em NAE com exceção do ano de 2009, o mesmo ocorreu em 30°W com exceção apenas para o ano de 2014. Já para 25°W não foi possível identificar um comportamento padrão, já que a componente $v=0$ se manteve muito variável ao longo dos anos.

Tabela 4.3. Representa os quintis para as TSM do Niño do Atlântico Equatorial para os seis abril mais quentes (4.3-a) e os seis abril mais frios (4.3-b) assim como os seis agosto mais quentes (4.3-c) e os seis agosto mais frios (4.3-d) juntamente com os desvios da componente meridional nula do vento ($v=0$) para as longitudes de 35°W, 30°W e 25°W.

4.3-a	Média Mensal em NAE (abril mais quentes)	Desvio da Componente $v=0$ em 35°W
abril de 1989	28,88	-2,45
abril de 1996	28,79	-2,45
abril de 1998	28,85	1,30
abril de 2008	28,80	-0,20
abril de 2009	28,86	-3,20
abril de 2010	28,94	1,30
	Média Mensal em NAE (abril mais quentes)	Desvio da Componente $v=0$ em 30°W
abril de 1989	28,88	-4,45
abril de 1996	28,79	-2,95
abril de 1998	28,85	0,80
abril de 2008	28,80	0,80
abril de 2009	28,86	-3,70
abril de 2010	28,94	0,80
	Média Mensal em NAE (abril mais quentes)	Desvio da Componente $v=0$ em 25°W
abril de 1989	28,88	-4,18
abril de 1996	28,79	-1,93
abril de 1998	28,85	1,08
abril de 2008	28,80	0,33
abril de 2009	28,86	-3,43
abril de 2010	28,94	1,08

4.3-b	Média Mensal em NAE (abril mais frios)	Desvio da Componente $v=0$ em 35°W
abril de 1992	27,73	2,05
abril de 1993	28,10	1,30
abril de 1997	27,78	0,55
abril de 2004	28,11	2,05
abril de 2012	27,68	1,30
abril de 2018	28,05	-0,95
	Média Mensal em NAE (abril mais frios)	Desvio da Componente $v=0$ em 30°W
abril de 1992	27,73	2,30
abril de 1993	28,10	1,55
abril de 1997	27,78	0,80
abril de 2004	28,11	1,55
abril de 2012	27,68	2,30
abril de 2018	28,05	-1,45
	Média Mensal em NAE (abril mais frios)	Desvio da Componente $v=0$ em 25°W
abril de 1992	27,73	1,83
abril de 1993	28,10	1,08
abril de 1997	27,78	1,08
abril de 2004	28,11	1,08
abril de 2012	27,68	1,83
abril de 2018	28,05	-0,43

4.3-c	Média Mensal em NAE (agosto mais quentes)	Desvio da Componente v=0 em 35°W
agosto de 1989	25,54	-0,78
agosto de 1996	25,37	-0,78
agosto de 1998	25,26	-0,78
agosto de 1999	25,39	-0,03
agosto de 2010	25,34	0,73
agosto de 2017	25,34	1,48
	Média Mensal em NAE (agosto mais quentes)	Desvio da Componente v=0 em 30°W
agosto de 1989	25,54	-0,06
agosto de 1996	25,37	-0,81
agosto de 1998	25,26	0,69
agosto de 1999	25,39	1,44
agosto de 2010	25,34	-0,06
agosto de 2017	25,34	1,44
	Média Mensal em NAE (agosto mais quentes)	Desvio da Componente v=0 em 25°W
agosto de 1989	25,54	1,45
agosto de 1996	25,37	-0,80
agosto de 1998	25,26	-0,05
agosto de 1999	25,39	1,45
agosto de 2010	25,34	0,70
agosto de 2017	25,34	0,70

4.3-d	Média Mensal em NAE (agosto mais frios)	Desvio da Componente v=0 em 35°W
agosto de 1992	24,36	-0,78
agosto de 1997	24,56	-0,03
agosto de 2001	24,63	-0,03
agosto de 2009	24,32	1,48
agosto de 2014	24,62	-0,03
agosto de 2015	24,44	-1,53
	Média Mensal em NAE (agosto mais frios)	Desvio da Componente v=0 em 30°W
agosto de 1992	24,36	-0,81
agosto de 1997	24,56	-0,81
agosto de 2001	24,63	-0,06
agosto de 2009	24,32	-0,06
agosto de 2014	24,62	0,69
agosto de 2015	24,44	-1,56
	Média Mensal em NAE (agosto mais frios)	Desvio da Componente v=0 em 25°W
agosto de 1992	24,36	-1,55
agosto de 1997	24,56	-0,80
agosto de 2001	24,63	0,70
agosto de 2009	24,32	0,70
agosto de 2014	24,62	-0,05
agosto de 2015	24,44	-0,80

A Figura 4.5 representa as anomalias da TSM para o Niño Equatorial e o Niño de Benguela, em conjunto com os desvios da pressão ao nível médio do mar na área do centro da alta pressão média climatológica anual do Atlântico Sul para o período entre janeiro de 1989 e dezembro de 2018. Observa-se um indicador do que foi abordado por Florenchie *et al.* (2003) e Lübbecke *et al.* (2010), que descreveram que as variações do Anticiclone do Atlântico Sul podem desempenhar um papel considerável sobre os Niños do Atlântico, especialmente quando este sistema se situa mais ao leste do oceano. Pela Figura 4.5, pode-se notar que geralmente a intensificação da ASAS tende a reduzir as TSM na ABA e na faixa equatorial do Atlântico, os maiores destaques para esta condição foram os casos de 1991/1992, 1997 e 2012. Por outro lado, o enfraquecimento da ASAS parece resultar em anomalias positivas da TSM nos Niños do Atlântico, é bem evidenciado nos períodos de 1993/1994, 1996, 1999 e entre 2008 e 2011. É importante destacar que a contribuição da ASAS para as anomalias da TSM nos Niños do Atlântico não parece ocorrer de forma instantânea. Por esta razão, foram feitas várias situações com diferentes tempos (Lags 0, 1, 2, 3 e 4) para tentar explicar qual o tempo de resposta entre a variação da Alta Subtropical do Atlântico Sul e os Niños de Benguela e Niño do Atlântico Equatorial Sul.

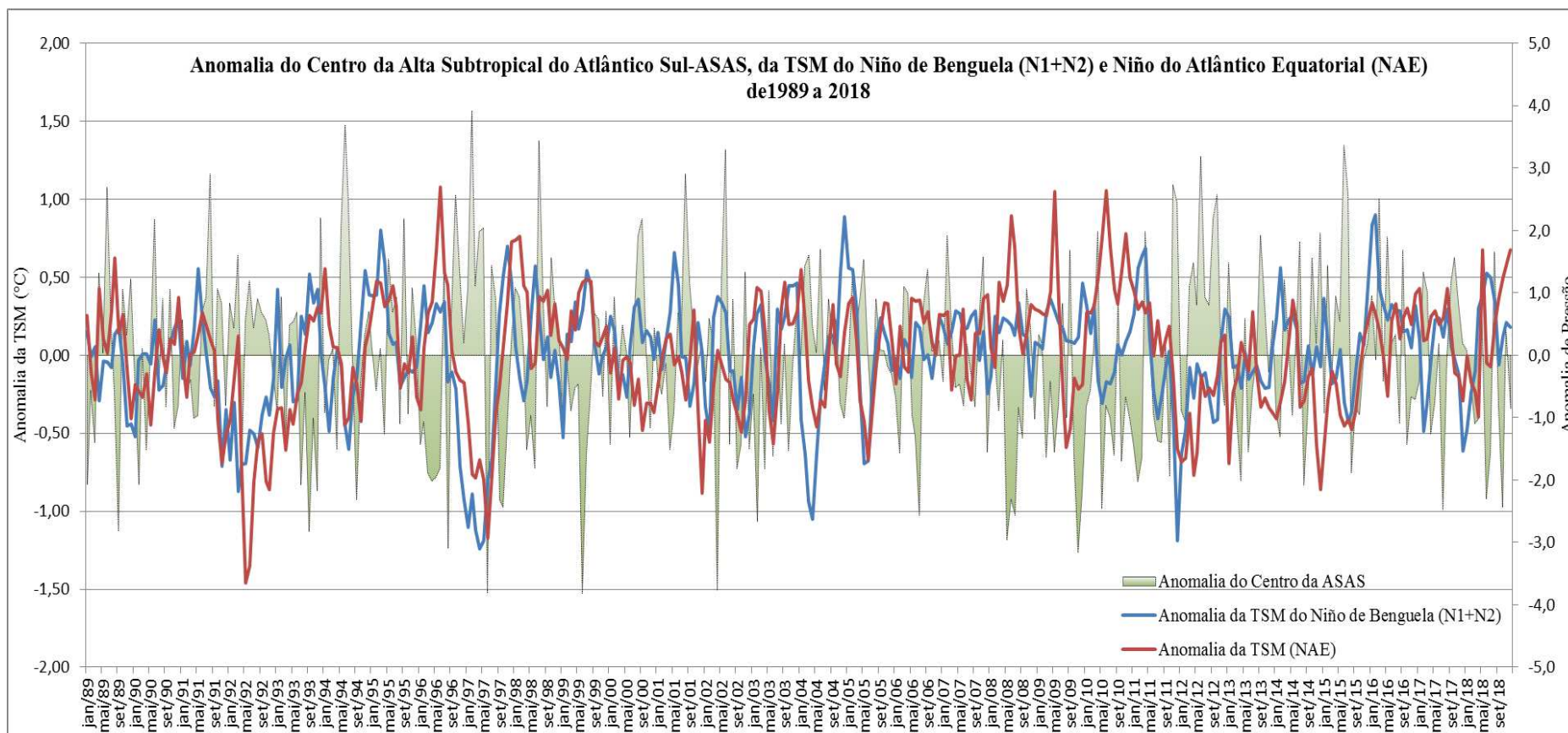


Figura 4.5: Anomalia do centro da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anomalia da TSM do Niño de Benguela (N1+N2) e Niño do Atlântico Equatorial (NAE) entre janeiro de 1989 a dezembro de 2018.

Conforme a Tabela 4.4 que mostra os coeficientes de correlação linear entre ASAS, N1+N2 e NAE pode-se identificar que a influência da ASAS em N1+N2 parece acontecer de forma mais rápida em relação a NAE, isso porque para o Lag 1 verifica-se o maior índice de correlação com o valor de 0,40, sugerindo que em cerca de 1 mês após uma variação importante na pressão da ASAS poderá haver uma flutuação da TSM em N1+N2. Já para NAE a influência tende a ser menor e mais tardia, os maiores índices de correlação ficam para os Lags 2 e 3 com valores de 0,28 e 0,29, respectivamente. Esses valores mostram que uma possível contribuição da Alta Subtropical do Atlântico Sul no Niño do Atlântico Equatorial poderá acontecer em um período entre 2 e 3 meses depois.

Tabela 4.4 – Lags 0, 1, 2, 3 e 4 e suas respectivas correlações entre N1+N2 e NAE com a ASAS.

Lags (Tempo = 0 até Tempo = 4)	N1+N2 e ASAS	NAE e ASAS
Lag 0	0,30	0,24
Lag 1	0,40	0,27
Lag 2	0,30	0,28
Lag 3	0,16	0,29
Lag 4	0,04	0,25

Nos Apêndices B e C, também são mostrados os diagramas de dispersão entre as anomalias da TSM em NAE e N1+N2 e à ASAS para os lags 0, 1, 2, 3 e 4. Nota-se que as menores dispersões são entre N1+N2 e ASAS para o lag 1, ou seja, concordando com os resultados apresentados na Tabela 4.2, que é possível observar que a intensificação (enfraquecimento) da ASAS pode resultar em um resfriamento (aquecimento) das TSM na área do Niños de Benguela.

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1. CONCLUSÕES

Este trabalho faz uma análise de uma possível conexão entre as variabilidades interanuais das anomalias da TSM nas áreas dos Niño de Benguela e do Atlântico Equatorial, e destas anomalias com o posicionamento latitudinal da Zona de Confluência do Alísio (latitude em que $v = 0$) e com a anomalia mensal de pressão ao nível médio do mar na área do centro da alta pressão do Atlântico Subtropical Sul. A partir desta análise obteve-se as seguintes conclusões:

Nos períodos que ocorrem eventos quentes ou frios nas áreas dos Niños do Atlântico o pico de aquecimento (resfriamento) no Niño do Atlântico Equatorial é verificado de 1 a 2 meses após o pico de aquecimento (resfriamento) do Niño de Benguela. Esta condição deve-se ao enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos ao longo do ramo leste do Giro do Atlântico Sul.

As anomalias da TSM do Niño do Atlântico Equatorial apresentam maior grau de correlação estatisticamente significativa com as anomalias da TSM da área norte do Niño de Benguela do que com as da área sul. Isto se deve pela maior proximidade entre a área norte do Niño de Benguela com o Niño do Atlântico Equatorial, uma vez que a ligação entre os Niños é decorrente do enfraquecimento (fortalecimento) dos ventos alísio na costa da África e conseqüentemente no Atlântico Equatorial Central.

Niños frios (anomalias negativa) no Atlântico Equatorial geralmente faz com que a Zona de Confluência dos Alísios fique posicionada ao norte de sua posição média climatológica, enquanto, Niños quentes (anomalia positiva) produz o deslocamento da Zona de Confluência dos Alísios para o sul da sua posição climatológica. Como era de se esperar, o maior grau de correlação entre a posição da Zona de Confluência dos Alísios é entre o Niño do Atlântico Equatorial.

Anomalias positivas da pressão ao nível médio do mar na área do centro de alta pressão do Atlântico Subtropical Sul tende a produzir eventos frios (anomalias negativa da TSM) nas áreas dos Niños de Benguela e Atlântico Equatorial sul. Enquanto, anomalias negativas tende a produzir eventos quentes. O enfraquecimento da ASAS enfraquece o gradiente de pressão, o gradiente de pressão mais fraco leva a ventos

menos intensos, que por sua vez, diminui a ressurgência na costa da África levando a TSM mais elevadas. O processo inverso é verificado para a intensificação da ASAS.

5.2 RECOMENDAÇÕES

Como sugestão para trabalhos futuros envolvendo estudos sobre os Niños do Atlântico é interessante pensar na área norte do Niño do Atlântico Tropical. Sua possível relação com a Alta Subtropical do Atlântico Norte e o acréscimo de novas variáveis, como por exemplo, o gradiente de pressão norte e sul, e também um estudo mais detalhado sobre as componentes zonal e meridional do vento ao longo da bacia norte do Atlântico Tropical. É viável também a escolha de outra área de estudo próxima à costa leste do NEB que retrate variáveis como TSM, vento e pressão ao nível médio do mar, a fim de mostrar a contribuição destas variáveis próximas ao NEB nas condições de tempo e clima nesta região do Brasil;

Aplicar Modelagem com o propósito de se fazer a previsibilidade das TSM da região do Atlântico equatorial com base nas condições oceânicas e atmosféricas da área de Angola-Benguela.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BACHÈLERY, M.-L.; ILLIG, S.; DADOU, I. Interannual variability in the South-East Atlantic Ocean, focusing on the Benguela Upwelling System: remote versus local forcing. **Journal of Geophysical Research: Oceans** v. 120, p. 284-310, 2015. <http://dx.doi.org/10.1002/2015JC011168>.

BARTHOLOMAE, C.H.; VAN DER PLAS, A.K. Towards the development of environmental indices for the Namibian shelf, with particular reference to fisheries management. **African Journal of Marine Science** 29 (1), p. 25–35, 2007.

BCC – Benguela Current Commission. Benguela News. Issue 4. **Newsletter of the Benguela Current Commission**. 4 October 2014. Available at <http://www.benguelacc.org/index.php/en/publications>.

BIASTOCH, A.; BÖNING, C. W.; SCHWARZKOPF, F. U.; LUTJEHARMS, J. Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies, **Nature**, v. 462, p. 495–498, 2009.

BIASTOCH, A.; DURGADOO, J. V.; MORRISON, A. K.; VAN SEBILLE, E.; WEIJER, W.; GRIFFIES, S. M. Atlantic multi-decadal oscillation covaries with Agulhas leakage, **Nature communications**, 6, 2015.

BIASUTTI, M.; SOBEL, A. H.; KUSHNIR, Y. AGCM Precipitation Biases in Tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 19, p. 935-958, 2006.

CABOS, W.; VARA, A.; KOSEKI, S. Tropical Atlantic Variability: Observations and Modeling. **Atmosphere**, v. 10(9), n. 502, 2019.

CHUNG, J. C. Correlations between the tropical Atlantic trade winds and precipitation Northeastern Brazil. **Journal of climatology**, v. 2, p. 35-46, 1982.

CITEAU, J.; BERGÉS, J.C.; DEMARCQ, H.; MAHÉ, G. Position de la Zone de Convergence a 28°N et température de surface de l’océan. **Veille Climatique Satellitaire**, v. 21, p.3-7, 1988.

DEE, D.P.; UPPALLA, S.M.; SIMMONS, A.J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; *et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DIPPE, T.; GREATBATCH, R. J.; DING, R. On the relationship between Atlantic Niño variability and ocean dynamics, **Climate Dynamics**, v. 51, p. 597–612, 2018.

DUPONT, L. M.; SCHNEIDER, R.; SCHMÜSER, A.; JAHNS, S. Marine - terrestrial interaction of climate changes in West Equatorial Africa of the last 190,000 years. **Palaeoecology of Africa**, v. 26, p. 61-84, 1999.

- ESTOQUE, M.A.; DOUGLAS. M.; Structure of the Intertropical Convergence Zone Over the GATE area. **Tellus**, v. 30, n. 1, p. 55-61, 1978.
- FECHINE, J.A.L. Identificação de Secas Meteorológicas na Região Metropolitana de Fortaleza, usando o Índice de Precipitação Padronizada (SPI). **Boletim geográfico**, v.33, n. 2, p. 18-33, 2015.
- FENNEL, W. Theory of the Benguela upwelling system. **Journal of Physical Oceanography**, v. 29, p. 177-190, 1999.
- FERRAZ, J. S. Iminência duma "Grande" Seca Nordestina. **Revista Brasileira de Geografia**. v. 12, n. 1, p. 3-15, 1950.
- FERREIRA, D. B. S. F. **Eventos Extremos da Zona de Convergência Intertropical sobre o Atlântico durante o Período Chuvoso da Amazônia Oriental**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. 2008.
- FERREIRA, N. S. Zona de convergência intertropical. Boletim do Climanálise Especial - Comemoração dos 10 anos, São Paulo, 1996. Disponível em: http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/zcit_1. Acesso em: 28 fev. 2011.
- FERREIRA, N. S. **Zona de Covergência Intertropical**. [online]. http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/acit_1.html>. jun. 1998.
- FLORENCHIE, P.; REASON, C. J. C.; LUTJEHARMS, J. R. E.; ROUAULT, M. Evolution of interannual warm and cold events in the southeast Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2318–2334, 2004.
- FLORENCHIE, P., LUTJEHARMS, J. R. E., REASON, C. J. C., MASSON, S., ROUAULT, M. The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 30, 2003.
- GORDON, A. L.; WEISS, R. F.; SMETHIE, W. M.; AND WARNER, M. J. Thermocline and intermediate water communication between the South Atlantic and Indian Oceans. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 97, p. 7223–7240, 1992.
- HARDMAN-MOUNTFORD, N.J.; RICHARDSON, A.J.; AGENBAG, J.J.; HAGEN, E.; NYKJAER, L.; SHILLINGTON, F.A.; VILLACASTIN, C. Ocean climate of the South East Atlantic observed from satellite data and wind models. **Progress in Oceanography**, v. 59, p. 181–221, 2003.
- HASTENRATH, S. Predictability of Northeast Brazil Drought. **Nature**, v. 307, p. 531-533, 1984.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435 p. 77-92, 1977.

HUTCHINGS, L, VAN DER LINGEN C.D.; SHANNON, L.J.; CRAWFORD, R.J.M.; VERHEYE, H.M.S.; BARTHOLOMAE, C.H.; VAN DER PLAS, A.K.; LOUW, D.; KREINER, A.; OSTROWSKI, M.; FIDEL, Q.; BARLOW, R.G.; LAMONT, T., COETZEE, J. SHILLINGTON, F.; VEITCH, J.; CURRIE, J.C.; MONTEIRO, P.M.S. The Benguela Current: An ecosystem of four components. **Progress in Oceanography**, v. 83, p. 15-32, 2009. (doi:10.1016/j.pocean.2009.07.046).

JIA, F.; CAI, W.; WU, L.; GAN, B.; WANG, G.; KUCHARSKI, F.; CHANG, P.; KEENLYSIDE, N. Weakening Atlantic Niño–Pacific connection under greenhouse warming. **Science Advances**, vol. 5, n. 8, 2019.

JUNKER, T.; MOHRHOLZ, V.; SIEGFRIED, L.; VAN DER PLAS, A. Seasonal to interannual variability of water mass characteristics and currents on the Namibian shelf. **Journal of Marine Systems**, v. 165, p. 36–46, 2017.

JUNKER, T.; SCHMIDT, M.; MOHRHOLZ, V. The relation of wind stress curl and meridional transport in the Benguela upwelling system. **Journal of Marine Systems**, v. 143, p. 1–6, 2015.

KÄMPF, J., CHAPMAN, P. Upwelling Systems of the World. **Springer International Publishing**, 2016.

KOUNGUE, R.A.I.; ILLIG, S.; ROUAULT, M. Role of Interannual Kelvin wave propagations in the equatorial Atlantic on the Angola Benguela current system. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 4685-4703, 2017.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988.

LACHKAR, Z.; GRUBER, N. A comparative study of biological production in eastern boundary upwelling systems using an artificial neural network. **Biogeosciences**, v. 9, p. 293-308, 2012.

LIMA, D. C. A.; SOARES, P. M. M.; SEMEDO A.; CARDOSO, R. M.; CABOS, W.; SEIN, D. V. A Climatological Analysis of the Benguela Coastal Low-Level Jet. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, p. 3960-3978, 2019.

LÜBBECKE, J. F.; BÖNING, C. W.; KEENLYSIDE, N. S.; XIE, S.-P. On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic Anticyclone. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, 2010.

LUCENA, D. B.; SERVAIN, J.; GOMES FILHO, M. F. Rainfall Response in Northeast Brazil from Ocean Climate Variability during the Second Half of the Twentieth Century. **Journal of Climate**, v. 24, p. 6174-6184, 2011.

- LUTJEHARMS, J. R. E.; MEEUWIS, J. M. The extent and variability of South-East Atlantic upwelling. In: Payne AIL, Gulland JA, Brink KH (Eds) The Benguela and Comparable Ecosystem. **South African Journal of Marine Science**, v. 5, p. 51–62, 1987.
- MARCELLO, F.; WAINER, I.; RODRIGUES, R. R. South Atlantic Subtropical Gyre Late 20th Century Changes. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 2018.
- MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 2, p. 25-41. ISBN 978-85-86238-92-5, 2009.
- MERLE, J. Annual and interannual variability of temperature in the eastern equatorial Atlantic—The hypothesis of an Atlantic El Niño, **Oceanologica Acta**, v. 3, p. 209–220, 1980.
- MOLINARI, R.L. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978-1980. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, p. 9707-9714, 1982.
- MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, 2653-2673, 1981.
- MOURA, M.N.; VITORINO, M.I. Variabilidade da Precipitação em Tempo e Espaço Associada à Zona de Convergência Intertropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p. 475-483, 2012.
- NIMER, E. Circulação Atmosférica do Nordeste e suas conseqüências - O Fenômeno das Secas, Separata da **Revista Brasileira de Geografia**, v. 26, n. 2, 1964. (Conselho Nacional de Geografia, IBGE, Rio de Janeiro).
- PARRISH, R. H.; BAKUN, A.; HUSBY, D. M.; NELSON, C. S. Comparative climatology of selected environmental processes in relation to eastern boundary current pelagic fish reproduction. In: G. D. Sharp & J. Csirke, Proceedings of the Expert Consultation to Examine Changes in Abundance and Species Composition of Neritic Fish Resources, San Jose, Costa Rica, April, 1982. F.A.O. **Fisheries Reports**, v. 291, p. 731–777, 1983.
- PETERSON, R.G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, p. 1-73, 1991.
- PEZZI, L.P.; CAVALCANTI, I.F.A. The relative importance of ENSO and Tropical Atlantic Sea Surface Temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, v.17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

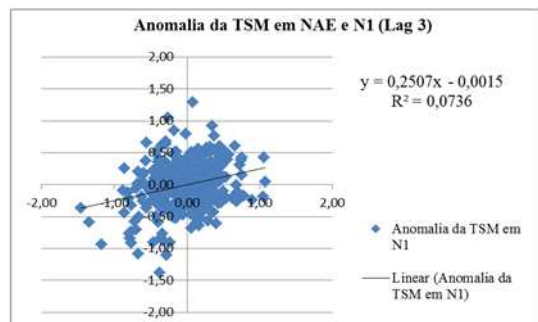
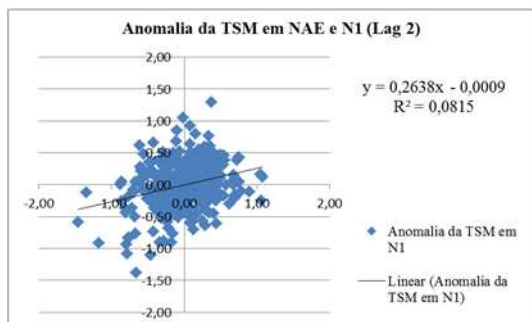
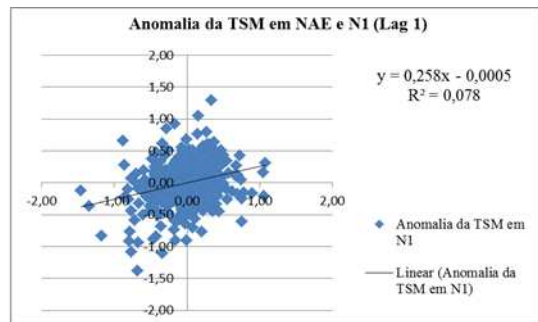
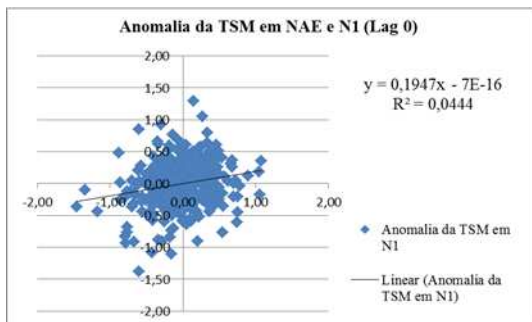
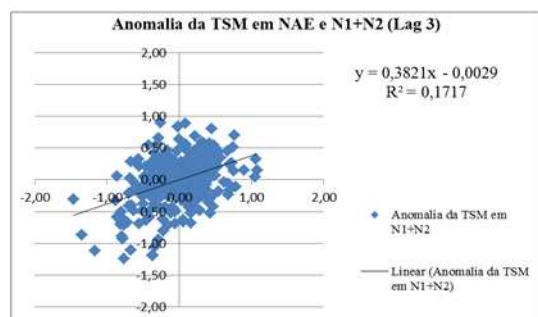
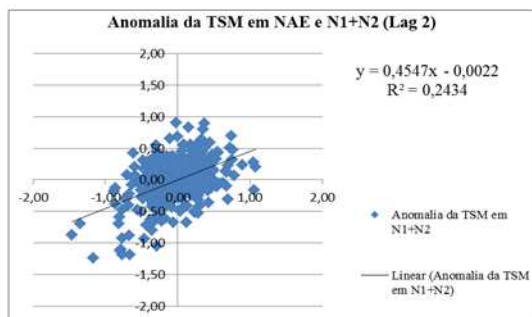
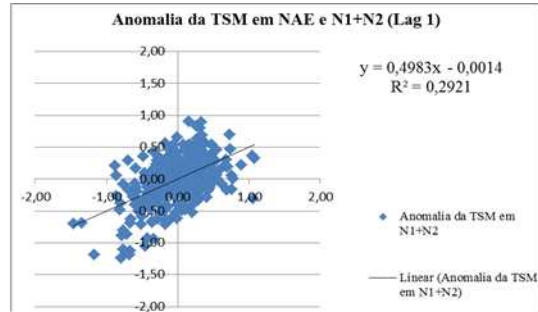
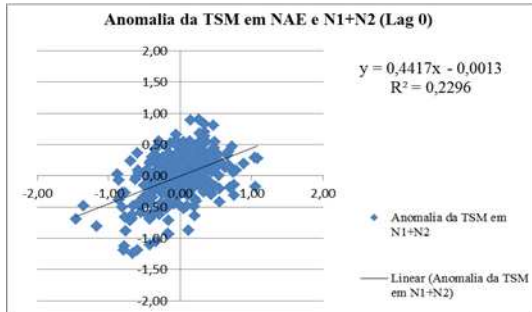
- POLO, I.; RODRIGUEZ-FONSECA B.; LOSADA, T.; GARCIA-SERRANO, J. Tropical Atlantic variability modes (1979–2002). Part I: Time-evolving SST modes related to West African rainfall, **Journal of Climate**, v. 21, p. 6457–6475, 2008.
- PONTES, G. M.; GUPT, A. S.; TAASCHETTO, A. S. Projected changes to South Atlantic boundary currents and confluence region in the CMIP5 models: the role of wind and deep ocean changes. **Environmental Research Letters**, v. 11, n. 9, p. 1-9, 2016.
- REASON, C. J. C., P. FLORENCHIE, M. ROUAULT, J. VEITCH. Influences of large scale climate modes and Agulhas System variability on the BCLME region, in Benguela: Predicting a Large Marine Ecosystem, edited by V. Shannon et al., p. 225–241, Elsevier, Amsterdam, 2006.
- REASON, C. J. C.; SMART, S. Tropical south east Atlantic warm events and associated rainfall anomalies over southern Africa. **Frontiers in Environmental Science**, 2015.
- RICHTER, I.; BEHERA, S. K.; MASUMOTO, Y.; TAGUCHI, B.; KOMORI, N.; YAMAGATA, T. On the triggering of Benguela Niños: Remote equatorial versus local influences. **Geophysical Research Letters**, v, 37, 2010.
- RICHTER, I.; XIE, S. P.; BEHERA, S. K.; DOI, T.; MASUMOTO, Y. Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 1–2, p. 171–188, 2014.
- RODRIGUES, R. R.; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: 20A numerical study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, p. 16–30, 2007.
- ROSA, M.B.; SILVA, L.T. Alguns Aspectos Climatológicos da ZCIT sobre o Atlântico. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), São Paulo, Brasil, 2016.
- ROUAULT, M. Bi-annual intrusion of tropical water in the northern Benguela upwelling. **Geophysical Research Letters**. v. 39, 2012. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052099>.
- ROUAULT, M.; ILLIG, S.; BARTHOLOMAE, C.; REASON, C.J.C.; BENTAMY, A. Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. **Journal of Marine Systems**, v. 68, p. 473–488, 2007.
- ROUAULT, M; ILLIG. S; LÜBBECKE, J.; KOUNGUE, R. A. I. Origin, development and demise of the 2010–2011 Benguela Niño. **Journal of Marine Systems**, v. 188, p. 39-48, 2018.

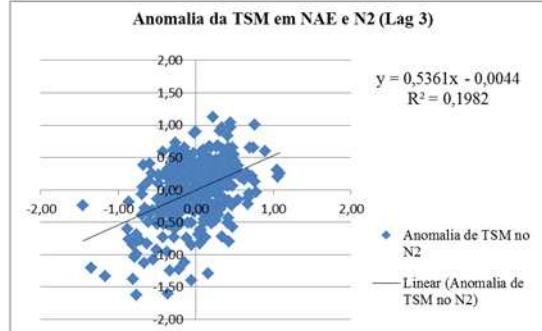
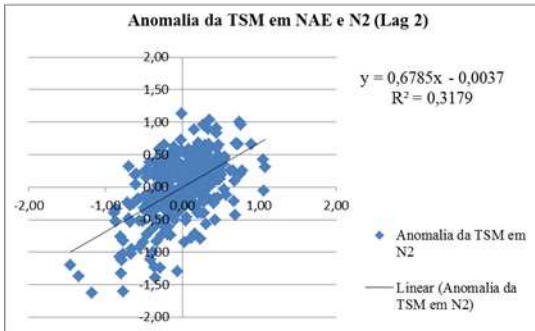
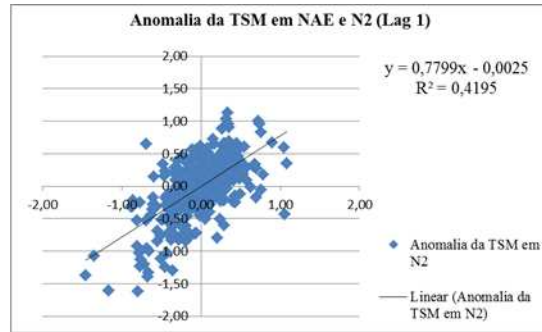
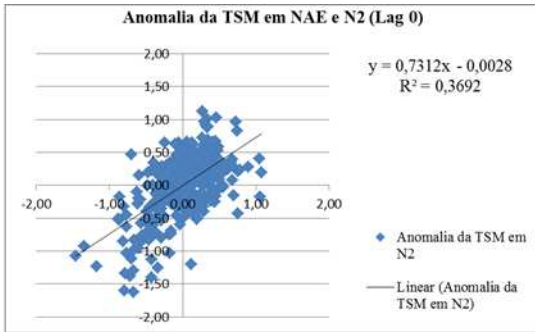
- ROUAULT, M.; SERVAIN, J.; REASON, C. J. C.; BOURLÈS, B.; ROUAULT, M. J.; FAUCHEREAU, N. Extension of PIRATA in the tropical south-east Atlantic: An initial one-year experiment, **African Journal of Marine Science**, v. 31, p. 63–71, 2009.
- SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G.H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v.513, p. 45–53, 2014.
- SERRA, A. B. **Meteorologia do nordeste brasileiro**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas, p. 120, 1945.
- SERRA, A. B. **Atlas Climatológico do Brasil**. Rio de Janeiro: Serviço de Meteorologia e Conselho Nacional de Geografia, 1955.
- SHANNON, L. V.; AGENBAG, J. J.; BUYS, M. E. L. Large-and mesoscale features of the AngolaBenguela front. **South African Journal of Marine Science**, v. 5, p. 11-34, 1987.
- SHANNON, L.V.; BOYD, A.J.; BRUNDRIT, G.B.; TAUNTON-CLARK, J. On the existence of an El Niño–type phenomenon in the Benguela system. **Journal of Marine Research**. v. 44, n. 3, p. 495–520, 1986.
- STRANG, D.M. **Análise Climatológica das Normais Pluviométricas do nordeste Brasileiro**. São José dos Campos: CTA, Relatório Técnico IAE - 02/72, 1972.
- STRAMMA, L.: Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, **Journal of Marine Research**, v. 49, p. 281–294, 1991.
- TOKINAGA, H.; RICHTER, I.; KOSAKA, Y. ENSO Influence on the Atlantic Niño, Revisited: Multi-Year versus Single-Year ENSO Events. **Journal of Climate**, v. 32(14), 2019.
- UPPALA, S.M.; KALLBERG, P.W.; SIMMONS, A.J.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V. da C.; *et al.* “The ERA-40 re-analysis”. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.
- UVO, C.R.B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. **Dissertação de Mestrado**, 1989.
- UVO, C.R.B.; REPELLI, C.A.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The Influence of Tropical Pacific and Atlantic SST on Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v.11, p. 551-562, 1998.
- WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-derived Climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2164-2165, 1993.
- WILLMOTT, C.J.; ACKLESON, S.G; DAVIS, R.E; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O’DONNELL, J. & ROWE, C.M. Statistics for the evaluation of model performance. **Journal of Geophysical Research**, v. 90(C5), p. 8995–9005, 1985.

ZAGAR, N.; SKOK, G.; TRIBBIA, J. Climatology of the ITCZ derived from ERA Interim reanalyses. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 4, 2011.

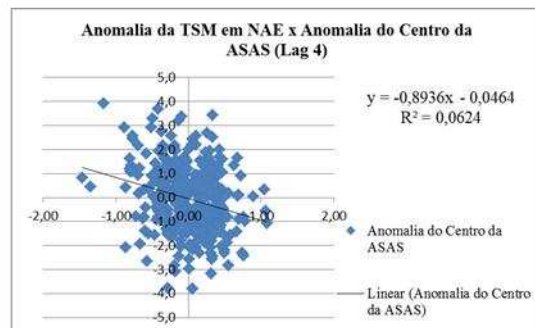
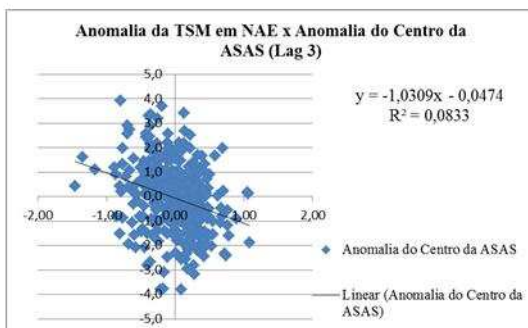
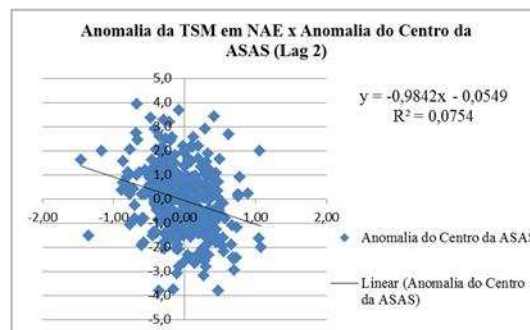
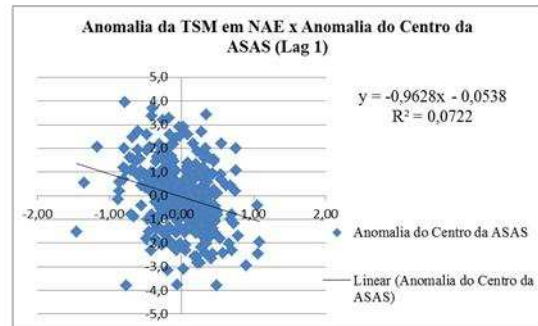
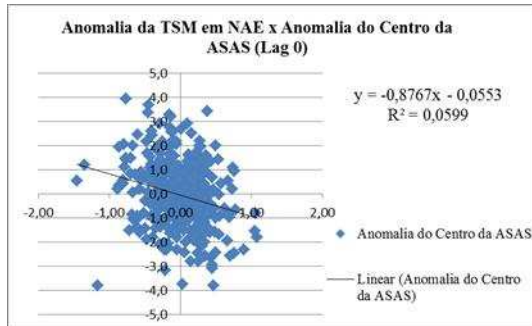
APÊNDICES

APÊNDICE A – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE OS NIÑOS DO ATLÂNTICO (NAE, N1, N2 e N1+N2)

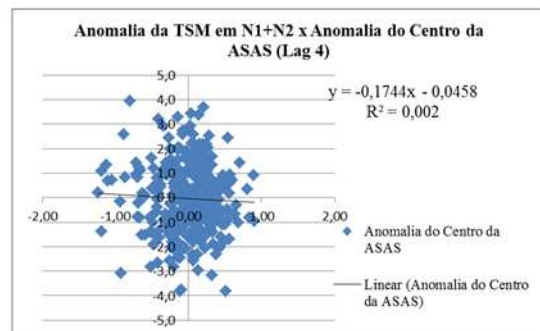
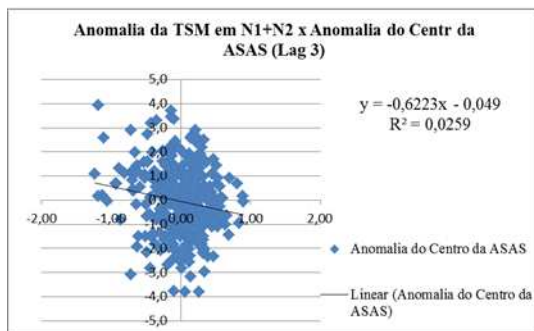
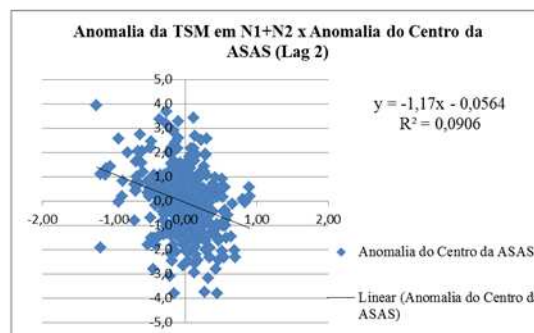
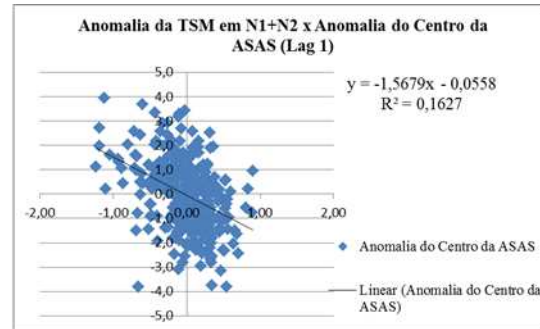
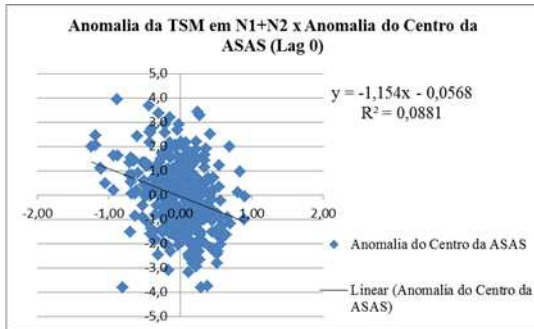




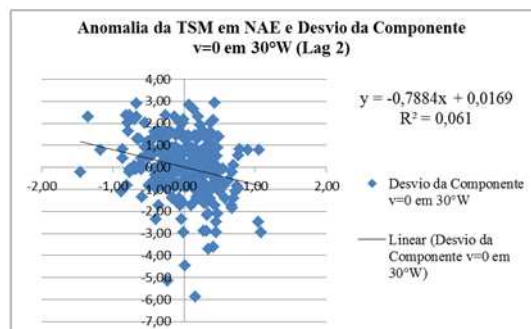
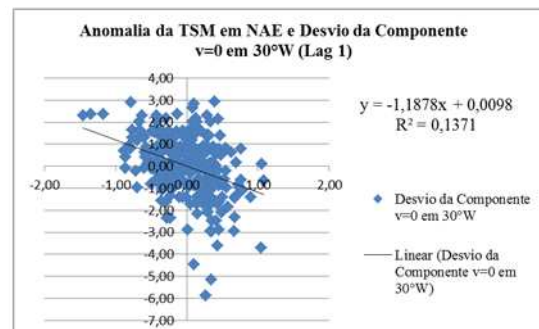
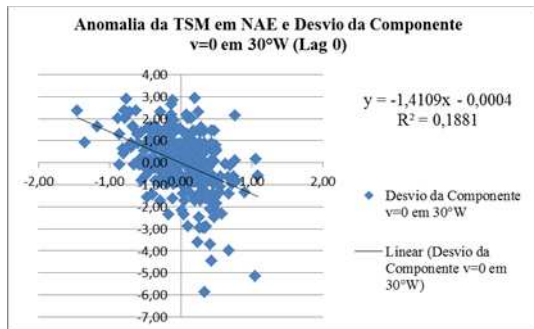
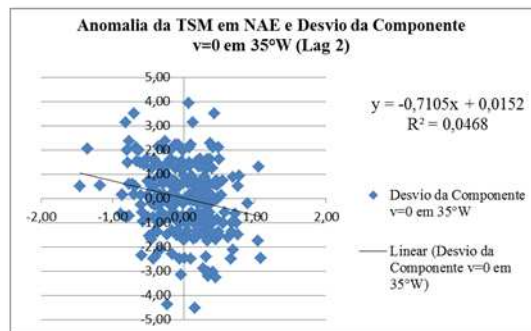
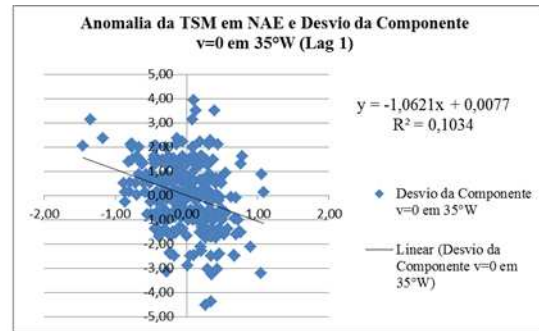
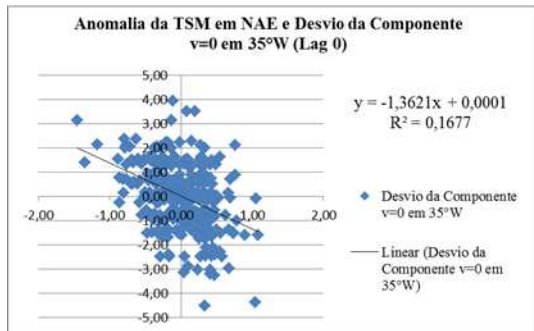
APÊNDICE B – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE O NIÑO DO ATLÂNTICO EQUATORIAL SUL E O CENTRO DA ALTA PRESSÃO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL

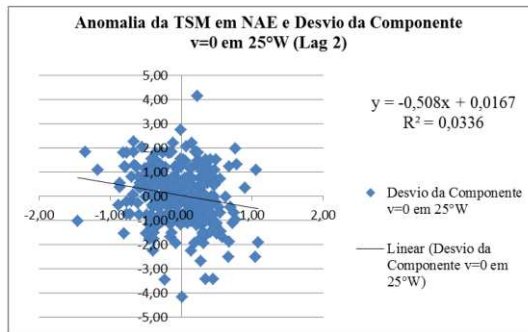
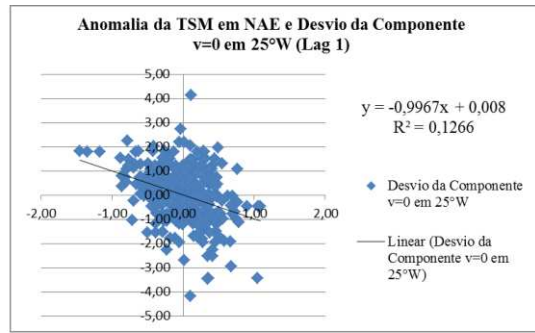
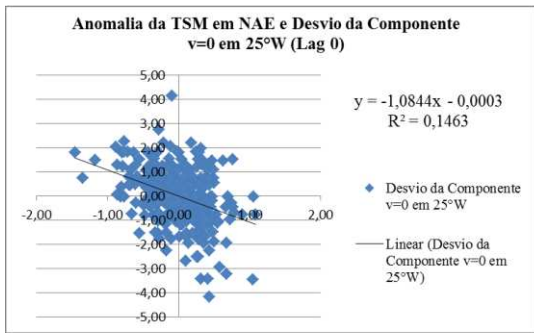


APÊNDICE C – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE O NIÑO DE BENGUELA E O CENTRO DA ALTA PRESSÃO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL



APÊNDICE D – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE A ANOMALIA DA TSM NO NIÑO DO ATLÂNTICO EQUATORIAL E O DESVIO DA COMPONENTE MERIDIONAL NULA DO VENTO (V=0) PARA AS LONGITUDES DE 35°W, 30°W E 25°W





APÊNDICE E – GRÁFICOS DE DISPERSÃO ENTRE A ANOMALIA DA TSM NO NIÑO DE BENGUELA E O DESVIO DA COMPONENTE MERIDIONAL NULA DO VENTO (V=0) PARA AS LONGITUDES DE 35°W, 30°W E 25°W

