

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS
COORDENADORIA ESPECIAL DE OCEANOGRAFIA

MODO DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA ATLÂNTICO NIÑO

Graduando: Diego Augusto Santos Franco
Orientadora: Profa. Dra. Regina Rodrigues Rodrigues

Florianópolis, 2020

Diego Augusto Santos Franco

MODO DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA ATLÂNTICO NIÑO

Trabalho Conclusão de Curso de Graduação
em Oceanografia do Centro de Ciências Físicas
e Matemáticas da Universidade Federal de
Santa Catarina como requisito para obtenção
do Título de Bacharel em Oceanografia.
Orientadora: Prof^a. Dr^a. Regina Rodrigues
Rodrigues

Florianópolis, 2020

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Franco, Diego Augusto Santos

Modo de variabilidade climática Atlântico Niño / Diego Augusto Santos Franco ; orientadora, Regina Rodrigues Rodrigues , 2020.

44 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2020.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Oceanografia física. 3. Interação oceano-atmosfera. 4. Variabilidade climática. 5. Climatologia. I. , Regina Rodrigues Rodrigues. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Oceanografia. III. Título.

Diego Augusto Santos Franco

Modo de variabilidade climática Atlântico Niño

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Oceanografia pela Universidade Federal de Santa Catarina e aprovado em sua forma final.

Florianópolis, ___ de junho de 2020.

Prof. Felipe Mendonça Pimenta, Dr.
Coordenador do Curso

Banca Examinadora

Prof.^a Regina Rodrigues Rodrigues, Dr.^a
Orientadora
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof.^a Marina Hirota Magalhães, Dr.^a
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Renato Ramos da Silva, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina

Este trabalho é dedicado às mulheres de minha vida,
minha filha Flora,
minha mãe Malu e minha companheira Diênifer
e ao meu amado pai Ricardo.

AGRADECIMENTOS

Muito o que agradecer. Primeiramente, graças a Energia Divina que permite que estejamos aqui. Graças à minha primogênita Flora, sua chegada tornou a vida mais linda, clara e cheia de amor, seus olhos são a luz do meu caminho. Graças à minha companheira Diênifer, sua doçura e gentileza me ensinam a viver e sem toda a sua ajuda nada disso teria sido possível. Graças à minha mãe Malu, eterna guerreira e exemplo de caráter, que nunca se deixou desencorajar pelo que lhe diziam, sendo dona de seu caminho e transferindo para mim essa força. Graças ao meu pai Ricardo, pelo exemplo de determinação e por me encorajar a acreditar que a diferença de sonhos e metas reside no esforço. Graças aos meus dois irmãos mais velhos, Daniel e Thomas, por todo o companheirismo e por serem quem são, que tanto me ensinaram. Graças a minha família, minha vózinha Zilda, e minhas tias Lúcia e Rosa, por tanto amor em mim colocados, amo vocês como amo minha mãe. Aos meus amigos de vida, meus primos (os primeiros amigos), os amigos da Jabu, amigos do Ezequiel, amigos da Ponta do Farol, amigos do São Marcos, amigos do Santa Teresa, os amigos da UFMA, os amigos do surf, os amigos do reggae, os meus amigos do sul da Ilha, os amigos da UFSC (especialmente os Tucky boys), o meu muito obrigado pois sou quem sou por tudo o que vivemos juntos.

Um grande agradecimento aos meus professores de Oceanografia da UFSC, por tudo que me foi ensinado. Um agradecimento ao Prof. Dr. José Bonomi por ter aberto as portas da pesquisa científica em minha carreira acadêmica e um obrigado especial à minha orientadora Prof^a Dr^a Regina por ser tão inspiradora e ter me apresentado o fascinante mundo da Oceanografia física, obrigado pela paciência e pela oportunidade.

Agradeço a Universidade Federal de Santa Catarina, e a todos os cidadãos brasileiros que contribuem para a existência das Universidades federais, vocês fazem parte disso tudo e é por vocês que aqui estamos. Por fim, agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por possibilitar essa pesquisa.

RESUMO

A variabilidade do Atlântico equatorial afeta o clima da América do Sul e África. As anomalias observadas nos padrões de ventos e na temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico equatorial, correlacionam-se a ocorrência de eventos como ciclones tropicais, secas ou enchentes e também a ondas de calor marinhas. O Atlântico Niño é o análogo do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENSO) no Pacífico Tropical. O Atlântico Niño é o principal modo de variabilidade climática no Atlântico Tropical e está associado a anomalias de TSM e ventos zonais superficiais próximos ao equador, com pico durante os meses do inverno austral. Estudos recentes mostraram que o ENSO apresentou alterações em seu comportamento entre os períodos de 1982-1999 e 2000-2014, associadas à mudança na fase da Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO) de positivo para negativo nos anos 2000. Uma vez que o Atlântico Tropical sofre fortemente a influência do ENSO, este trabalho tem como objetivo investigar se o comportamento do Atlântico Niño também sofreu alterações entre esses dois períodos. Mais especificamente, histogramas de distribuição de TSM medida na região do índice ATL3 (3°N–3°S; 20°W–0°E) e do vento zonal no Atlântico equatorial oeste (10°S–5°N; 35°W–0°E), bem como seus momentos estatísticos de maior ordem (assimetria e curtose), foram analisados para o período de 1982-2014 e comparados com aqueles do ENSO. Os resultados obtidos mostram que houve uma diminuição de eventos positivos (quentes) de Atlântico Niño nos anos 2000-2014, enquanto os eventos negativos (frios) de Atlântico Niña ficaram mais frequentes. Estes resultados são similares àqueles para o ENSO. Durante a fase negativa do IPO (2000-2014), há uma intensificação dos ventos alísios que propiciam o desenvolvimento de eventos de Atlântico Niña e La Niña no Pacífico. Durante a fase positiva do IPO (1982-1999), a situação é oposta em ambas bacias oceânicas. Entretanto, a bimodalidade na estrutura dos histogramas de TSM é menos evidente para o Atlântico, em comparação com o Pacífico. Além disso, a forte bimodalidade do Pacífico está associada a eventos extremos de El Niño causadas por rajadas de vento de oeste. Não há a ocorrência de eventos extremos de Atlântico Niño, pois não foram observadas rajadas de vento de oeste no Atlântico. Portanto, o modo Atlântico Niño é mais simétrico que o ENSO. Essas diferenças também podem estar associadas ao fato de que no Atlântico outros processos, como reflexão de ondas de Rossby e Kelvin e advecção de calor de outras áreas, são importantes, além da retroalimentação de Bjerknes. No Pacífico, a retroalimentação de Bjerknes domina e o acoplamento do vento com a TSM é mais forte.

Palavras chave: Variabilidade climática. Climatologia. ENSO. Modo Zonal do Atlântico. Interação oceano-atmosfera. Modos climáticos.

ABSTRACT

The equatorial Atlantic variability plays an important role on the climate of South America and Africa. The anomalies observed in the surface zonal wind patterns and sea surface temperature (SST) in the equatorial Atlantic Ocean, can be correlated with the occurrence of events such as tropical cyclones, droughts or floods in the continental area and also with marine heat waves. The Atlantic Niño is the Atlantic counterpart of El Niño – Southern Oscillation (ENSO) in the Pacific. The Atlantic Niño is the main mode of climate variability in the tropical Atlantic and is associated to SST and wind anomalies along the equator, peaking during austral winter. Recent studies have shown that ENSO diversity has changed between the periods of 1982-1999 and 2000-2014, due to a change of phase of the Interdecadal Pacific Oscillation (IPO) around 2000. Since the Atlantic Niño is strongly affected by ENSO, this study has as main goal to investigate if the Atlantic Niño also changed between these two periods. Specifically, histograms of the distribution of SST averaged in the ATL3 region (3°N–3°S; 20°W–0°E) and zonal wind averaged in the western equatorial Atlantic (10°S–5°N; 35°W–0°E), as well as the higher order statistical moments (skewness and kurtosis), were obtained for the period of 1982-2014 and compared to those for the ENSO. The results show that there was a decrease of Atlantic Niños (positive warm events) while Atlantic Niñas were more frequent (negative cold events) during 2000-2014. This is similar to what has been found for the Pacific, the strengthening of the trades leads to the development of more La Niñas during the negative phase of the IPO (2000-2014), and vice-versa during the positive phase of IPO (1982-1999). However, the strong bimodality in the SST during ENSO events was not found for the Atlantic, since extreme positive events do not occur in the Atlantic. This is due to the fact that the westerly wind bursts are not evident in the equatorial Atlantic. Therefore, Atlantic Niño is more symmetric than ENSO. The aforementioned differences are a consequence of the differences between the Pacific and Atlantic Bjerknes feedback, their components are strongly coupled in the Pacific but not in the Atlantic. Moreover, other processes in the Atlantic are equally important, such as reflection of Rossby and Kelvin waves and advection of heat from other areas of the basin.

Keywords: Climate Variability. Climatology. ENSO. Atlantic Zonal Mode. Air-Sea Interaction. Climate modes.

LISTA DE ABREVIATURAS

AMO - Oscilação Multidecadal do Atlântico
ENSO – El Nino-Southern Oscillation
IPO – Oscilação Interdecadal do Pacífico
TSM – Temperatura da Superfície Marinha
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

Sumário

1. INTRODUÇÃO	11
2. OBJETIVOS E HIPÓTESES	13
3. REFERENCIAL TEÓRICO	14
3.1. VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO ATLÂNTICO TROPICAL	14
3.2. MECANISMOS DE GERAÇÃO DO ATLÂNTICO NIÑO	16
3.3. TELECONEXÕES DO ATLÂNTICO NIÑO	18
3.4. MODULAÇÕES MULTIDECENAIS DO ATLÂNTICO NIÑO	19
4. MATERIAIS E MÉTODOS	21
5. RESULTADOS	24
5.1. TSM	24
5.1.1. ESTATÍSTICAS DA TSM PARA 1982-2014	24
5.1.2. COMPARAÇÕES DA TSM ENTRE P1 E P2	26
5.2. VENTO ZONAL	27
5.2.1. ESTATÍSTICAS DO VENTO ZONAL PARA 1982-2014	27
5.2.2. COMPARAÇÕES DO VENTO ZONAL ENTRE P1 E P2	29
5.3. ATLÂNTICO NIÑO EM RELAÇÃO AO ENSO	29
6. CONCLUSÃO	32
7. REFERÊNCIAS	34
APÊNDICE A – Rotina leitura dos dados	40
APÊNDICE B – Construção dos histogramas e cálculos estatísticos	41

1. INTRODUÇÃO

Os oceanos possuem papel importante no sistema climático terrestre, sendo responsáveis por grande parte da capacidade de armazenamento de energia do planeta. DESER *et al.* (2010) afirmam que aproximadamente 3,5 metros de coluna de água contém tanta energia quanto toda a coluna atmosférica. A temperatura superficial dos oceanos tropicais e os padrões atmosféricos dos ventos variam em uma vasta gama de escalas temporais e produzem impactos substanciais no tempo e no clima ao redor do planeta, gerando variabilidades no sistema climático. Segundo o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2018), a variabilidade climática refere-se a variações no estado médio e outras estatísticas do clima em todas as escalas espaciais e temporais, além da ocorrência de eventos climáticos individuais. A variabilidade pode ser devido a processos naturais internos ao sistema climático (variabilidade interna) ou devido a forçantes naturais ou antropogênicas externas (variabilidade externa).

As flutuações naturais, que formam a variabilidade climática, são conhecidas individualmente como modos de oscilação (DE VIRON *et al.*, 2013). O fenômeno El Niño-Southern Oscillation (ENSO) é um exemplo disto (TIMMERMANN *et al.*, 2018). O ENSO tem duas fases: a positiva, chamada de El Niño, caracterizada por um aquecimento anômalo do Oceano Pacífico equatorial acompanhado do enfraquecimento dos ventos alísios, e a fase negativa, chamada La Niña, que é caracterizada por um resfriamento do Pacífico equatorial acompanhado do fortalecimento dos alísios. Seus impactos no clima global, dependendo da fase, vão desde secas a enchentes na Ásia, África, Austrália e partes das Américas (ZHANG *et al.*, 2016; SANTOSO *et al.*, 2019; RODRIGUES *et al.*, 2011).

Similarmente ao que ocorre no oceano Pacífico com o ENSO, existem anos em que a temperatura da superfície do mar (TSM) nas partes leste e sudeste tropical da bacia oceânica do Atlântico fica acima das médias climatológicas por vários meses, sendo estes períodos de águas superficiais mais quentes ou mais frias, referidos como “Atlântico Niño” e “Atlântico Niña”, respectivamente (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

O Atlântico Niño influencia o clima dos continentes Africano e Americanos, e também tem fortes contribuições sobre a variabilidade tropical do oceano Índico, Pacífico e sobre a Europa (LÜBBECKE *et al.*, 2018; CAI *et al.*, 2019). Populações de vários países dependem do Oceano Atlântico tropical para sustento e recreação. Nos trópicos, a influência do Atlântico Niño pode ser direta na precipitação da região costeira do Golfo da Guiné (RODRIGUEZ-FONSECA *et al.*, 2015), e também na variabilidade da Monção Oeste Africana (BRANDT *et al.*, 2011), que pode gerar redução na precipitação do Sahel e aumento sobre a Guiné (LOSADA *et al.*, 2010).

No Nordeste do Brasil, a variabilidade da precipitação é dirigida pelos dois modos principais de variabilidade da TSM no cinturão tropical: Atlântico Niño e o ENSO (RODRIGUES *et al.*, 2011; RODRIGUES e McPHADEN, 2014; LÜBBECKE *et*

al., 2018). Essa região é altamente suscetível a secas, pela sua curta estação chuvosa (HASTENRATH, 2006). NOBRE e SHUKLA (1996) demonstraram como um aquecimento do Atlântico equatorial poderia produzir um atraso na migração para norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e, assim, gerar mudanças na precipitação sobre a região Nordeste brasileira. RAO *et al.* (2006), demonstraram a grande importância da posição da ZCIT sobre as anomalias de precipitação na região Nordeste brasileira e no Sahel africano.

Alguns estudos avaliaram a influência do Atlântico Niño sobre o oceano Índico (KUCHARSKI *et al.*, 2007; LOSADA & RODRÍGUEZ-FONSECA, 2016), sugerindo que convecções anômalas sobre o Atlântico equatorial podem gerar subsidências e redução na precipitação sobre as regiões sob influência das Monções Indianas. O aquecimento da atmosfera, associado com condições mais quentes da região tropical do Atlântico no fim do outono austral, é capaz de gerar ondas de Rossby atmosféricas, capazes de influenciar regiões extratropicais, que incluem setores do Mediterrâneo no verão austral posterior (CASSOU *et al.*, 2004). DRÉVILLON, CASSOU, & TERRAY (2003) destacaram uma possível contribuição das anomalias da TSM equatoriais na Oscilação do Atlântico Norte. Outros estudos também mostraram que o Atlântico Niño pode afetar o ENSO no Pacífico (RODRIGUEZ-FONSECA *et al.*, 2009).

Apesar de sua importância, o Atlântico Niño não é tão estudado como o ENSO. Pesquisas recentes identificaram uma grande variedade nos eventos do ENSO (CHEN *et al.*, 2015; RODRIGUES *et al.*, 2019). Por exemplo, RODRIGUES *et al.* (2019) mostraram que houve uma mudança nos tipos de El Niños e La Niñas entre os períodos de 1982-1999 e 2000-2014, devido à Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO). No primeiro período, a IPO estava na sua fase positiva, propiciando mais eventos fortes de El Niño, associados com o enfraquecimento dos alísios. Já no segundo período, o IPO estava na sua fase negativa, levando a ocorrência de mais La Niñas e fracos El Niños, como consequência de um fortalecimento dos alísios. Porém, nenhum estudo analisou se o Atlântico Niño também apresenta tal diversidade.

Sendo assim, o presente trabalho tem como objetivo geral identificar se houve mudanças no Atlântico Niño nas últimas décadas e comparar com as mudanças que foram observadas no Pacífico relacionadas ao ENSO.

2. OBJETIVOS E HIPÓTESES

Objetivo Geral: Identificar a variabilidade da TSM e do vento zonal no Atlântico Tropical, relacionado ao modo de variabilidade Atlântico Niño, para o período 1982-2014.

Objetivo Específico 1: Avaliar estatisticamente os dados observacionais diários de TSM e da componente zonal dos ventos no Atlântico Tropical para os períodos 1982–1999 e 2000–2014.

Objetivo Específico 2: Comparar as análises estatísticas do Atlântico Niño com aquela relacionada ao ENSO para os mesmos períodos.

Hipótese 1: Houve mudança no comportamento do Atlântico Niño entre os períodos de 1982-1999 e 2000-2014.

Hipótese 2: As mudanças no comportamento do Atlântico Niño entre os períodos de 1982-1999 e 2000-2014 são diferentes do ENSO no Pacífico.

3. REFERENCIAL TEÓRICO

3.1. VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO ATLÂNTICO TROPICAL

O oceano Atlântico tropical representa um sistema complexo, composto por diversos modos de variabilidade climática que interagem entre si, sendo limitado por grandes continentes que hospedam importantes centros de convecção atmosférica (XIE & CARTON, 2004), onde as altas temperaturas superficiais dos oceanos tropicais são um dos principais fatores que mantêm essas interações entre o oceano e a atmosfera (LÜBBECKE *et al.*, 2018). Segundo XIE & CARTON (2004), padrões das TSMs e a posição da ZCIT estão fortemente acoplados, com altos índices de chuva confinados às regiões que apresentam TSM acima dos 27°C.

A variabilidade natural da TSM no Atlântico equatorial observada é dominada pelo ciclo sazonal (XIE & CARTON, 2004; DING *et al.*, 2009), com as TSMs no Atlântico equatorial oriental atingindo seus valores máximos no outono austral (Abril-Maio-Junho), quando os ventos alísios sobre a linha do equador são mais fracos e a termoclina é mais profunda a leste do Atlântico (XIE & CARTON, 2004). Durante esse período, a ZCIT se localiza próxima à linha do equador, tornando as TSMs uniformemente altas (LÜBBECKE *et al.*, 2018). A partir do final de maio, a ZCIT migra para o Norte. Com isso os ventos alísios de sudeste se intensificam, tornando a termoclina mais rasa a leste do Atlântico, o que facilita ressurgência e mistura vertical. Como consequência a língua de água fria é gerada a leste da longitude 20°W, que persiste até o mês de setembro (DIPPE *et al.*, 2018).

Embora apresentem amplitudes menores quando comparadas ao sinal sazonal, as variações interanuais (de ano para ano) na evolução da TSM na língua de água fria são suficientes para alterar os processos de convecção, impactando assim as células de Walker e Hadley e deflagrando padrões de teleconexões extratropicais (LÜBBECKE *et al.* 2018). O padrão espacial dessa variação é ilustrado pelo desvio padrão das anomalias interanuais da TSM (Figura 1), demonstrando que a maior variabilidade ocorre na região da língua de água fria na parte equatorial leste do Atlântico, assim como na região da Corrente de Benguela ao longo da costa Africana.

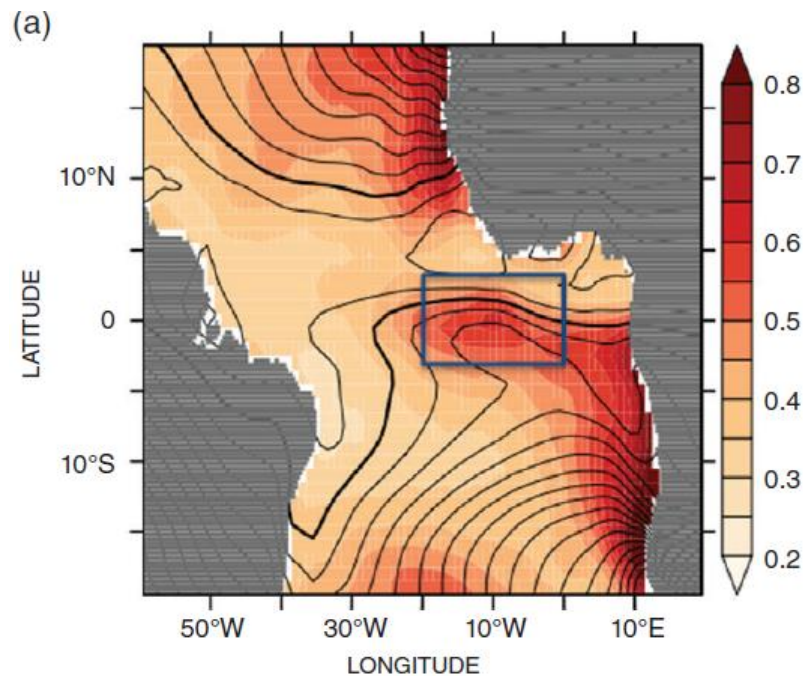


Figura 1: Desvio padrão (cores) interanual das anomalias da TSM e médias anuais climatológicas (contornos). Intervalo dos contornos de 0.5°C com 27° em negrito. O retângulo representa a região do índice ATL3 (3°N – 3°S; 20°W – 0°E). Extraído de LÜBBECKE *et al.*, 2018.

Esse padrão equatorial coincide com o principal modo de variabilidade do Atlântico equatorial chamado Atlântico Niño e foi introduzido e descrito inicialmente por MERLE (1980) e HISARD (1980), que, ao observarem o aquecimento anormal das águas superficiais no Atlântico tropical leste, o relaxamento dos ventos alísios e as mudanças nos padrões de convecção durante o inverno austral cunharam a este fenômeno do tipo “El Niño” o nome de Atlântico Niño (LÜBBECKE *et al.*, 2018; XIE & CARTON, 2004). Comparando a variabilidade da TSM do Pacífico tropical com o Atlântico tropical, sob a análise de dados observacionais e também sob a ótica de modelos climáticos dinâmicos simples, ZEBIAK (1993) concluiu que há a existência de um modo acoplado no Atlântico equatorial com dinâmica semelhante ao ENSO.

Vários estudos a partir dos anos 2000 sobre os modos de variabilidade da TSM no oceano Atlântico tropical mostraram que os padrões de variabilidade compartilham diversas propriedades, sendo estas: anomalias de TSM no Atlântico equatorial leste na região da língua de água fria; uma extensão sudeste das anomalias de TSM pela costa Africana; anomalias na profundidade da termoclina que grosseiramente coincidem com as regiões de anomalias na TSM; e anomalias de ventos zonais que tendem a ser máximos a sul da linha do equador (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

Existem também outros modos de variabilidade climática que exibem sinais na área do Atlântico Niño, como a variabilidade da TSM na costa da Angola, que foi descrita como Benguela Niño (SHANNON *et al.*, 1986) e que tem conexão com o Atlântico Niño, via propagação de ondas de Kelvin (FLORENCHIE *et al.*, 2003; LÜBBECKE *et al.*, 2010) e ondas de Rossby (POLO *et al.*, 2008), e por pontes

atmosféricas (HU & HUANG, 2007). Entretanto, não se tem certeza se o Atlântico Niño e o Benguela Niño são partes do mesmo modo climático ou proximamente relacionados a partir de modos distintos (ILLIG & BACHÉLERY, 2019).

Outro modo de variabilidade climática do Atlântico é o chamado Dipolo do Oceano Atlântico Sul (SAOD), que é caracterizado por anomalias de TSM opostas entre o Atlântico equatorial leste (0°S - 15°S, 20°W - 10°E) e o Atlântico Subtropical sudoeste (25° S- 40°S, 10°W - 40°W) (NNAMCHI *et al.*, 2011). NNAMCHI *et al.* (2016) indicaram que, quando as variações de baixa frequência na TSM são excluídas, eventos quentes do Atlântico Niño quase sempre coincidem com um resfriamento do Atlântico sudoeste tropical, e argumentaram que o Atlântico Niño pode ser visto como um braço equatorial do Dipolo do Oceano Atlântico Sul. Entretanto, quando os componentes de baixa frequência das anomalias são retidos nas análises, os polos Nordeste e Sudeste do SAOD nem sempre apresentam relação inversa. O Modo Meridional do Atlântico (AMM) é mais um modo de variabilidade climática que ocorre no oceano Atlântico, que é associado com gradientes de TSM entre os hemisférios (RUIZ-BARRADAS *et al.*, 2000) e tende a apresentar seu pico no outono austral, exercendo influência sobre a ZCIT (XIE & CARTON, 2004), que, por si, afeta os ventos equatoriais superficiais (RICHTER *et al.*, 2014), impactando o Atlântico Niño.

OKUMURA e XIE (2006) notaram a existência de um segundo pico de variabilidade da TSM em novembro e dezembro, chamando estes eventos de aquecimento da TSM, que ocorrem durante o verão austral de Atlântico Niño II, sugerindo que este ocorre independente do Atlântico Niño no inverno austral.

3.2. MECANISMOS DE GERAÇÃO DO ATLÂNTICO NIÑO

O Atlântico Niño, também chamado de Modo Zonal do Atlântico (FOLTZ *et al.*, 2019), começa a se desenvolver no outono austral, em resposta a um enfraquecimento anômalo dos ventos alísios sobre o Atlântico equatorial (ZEBIAK, 1993; RUIZ-BARRADAS *et al.*, 2000; RICHTER *et al.*, 2013; RICHTER *et al.*, 2014; LÜBBECKE *et al.*, 2018). Reforçado pela retroalimentação positiva de Bjerknes (BJERKNES, 1969), o aquecimento da TSM na bacia leste do Atlântico equatorial alcança seu pico no inverno austral, período em que a termoclina climatológica está mais rasa (TOKINAGA *et al.*, 2019).

A retroalimentação positiva de Bjerknes é composta por três componentes principais (KEENLYSIDE & LATIF, 2007): as anomalias dos ventos na porção oeste do oceano, que levam a um reajuste na termoclina equatorial; as anomalias na profundidade da termoclina (ou conteúdo de calor) na porção central e leste do oceano, que geram anomalias na TSM local; e as anomalias de temperatura da superfície do mar nas bacias leste e central, que reforçam as anomalias de ventos superficiais iniciais na porção oeste da bacia oceânica (LÜBBECKE *et al.*, 2018). KEENLYSIDE E LATIF (2007) concluíram que os três componentes da

retroalimentação de Bjerknes são ativos na bacia do oceano Atlântico, apesar de menos intensos que no Pacífico. As anomalias na profundidade da termoclina na porção centro leste do Atlântico resultam da propagação para leste de ondas de Kelvin equatoriais (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

Os mecanismos citados acima envolvem flutuações no campo de vento no Atlântico equatorial, e parte dessas anomalias na tensão de cisalhamento do vento são deflagradas por mudanças na TSM, como parte da retroalimentação de Bjerknes. Entretanto, tais flutuações do vento podem também ser geradas remotamente, em resposta ao ENSO (HANDOH, *et al.*, 2006; RODRIGUES *et al.*, 2011), ou a variações no centro de Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (LÜBBECKE *et al.*, 2014) e até mesmo através da variabilidade estocástica do vento (RICHTER *et al.*, 2014). Rajadas de vento intrasazonais demonstram ter também um importante papel na evolução do Atlântico Niño (HERBERT & BOURLÈS, 2018).

Para o Atlântico equatorial, a variabilidade do vento zonal superficial é mais concentrada na porção oeste (RICHTER *et al.*, 2014), sendo mais pronunciada entre os meses de março a início de junho. Cerca de 73% dessa variabilidade deve-se a anomalias nas TSMs locais (RICHTER & DOI *et al.*, 2019). RICHTER & DOI (2019) também enfatizam que os ventos de oeste anômalos no Atlântico equatorial não são suficientes para o desenvolvimento de eventos quentes do Atlântico Niño, porém são fatores que aumentam a probabilidade de tais eventos ocorrerem. Outros fatores, como conteúdo de calor fora do equador (RICHTER *et al.*, 2013) e dinâmica de ondas (FOLTZ *et al.*, 2010) também têm papéis importantes no desenvolvimento do Atlântico Niño.

RICHTER *et al.* (2013) notaram que alguns eventos do Atlântico Niño não podem ser explicados pelas variações na tensão de cisalhamento dos ventos, correspondentes a retroalimentação de Bjerknes, pois observaram que estes eventos de aquecimento da TSM no Atlântico equatorial oriental ocorrem quando os ventos estão anormalmente fortes, chamando estes eventos de “Não-canônicos” e sugerindo que estes podem ser conduzidos por advecção meridional de calor vindo do norte do equador. Outras explicações para os eventos “Não-Canônicos” envolvem a reflexão de ondas de Rossby no limite oeste da bacia oceânica (BURMEISTER *et al.*, 2016).

Um possível mecanismo mais recente para a geração da variabilidade na TSM no Atlântico Equatorial foi trazido por BRANDT *et al.* (2011). Este mecanismo seria intrínseco ao oceano e independente de forçantes atmosféricas. Os autores argumentam que as Correntes de Jato Profundas propagam sua energia para cima, afetando a TSM.

Em contraste com todos os mecanismos que envolvem a dinâmica oceânica, NNAMCHI *et al.* (2016) sugeriram que a retroalimentação termodinâmica deflagrada por perturbações atmosféricas estocásticas, que são capazes de gerar fluxos de calor na superfície, podem explicar parte da variabilidade na TSM no Atlântico equatorial oriental. Entretanto, para avaliar a relativa importância da dinâmica com a termodinâmica, DIPPE *et al.* (2017) e JOUANNO *et al.* (2017) concluíram que a

dinâmica oceânica, em particular a retroalimentação de Bjerknes, é o fator predominante para o desenvolvimento do modo Atlântico Niño.

A reversão das anomalias do Atlântico Niño é relacionada à dinâmica de ondas equatoriais, similares às aquelas do Pacífico (ZEBIAK, 1993) e a fluxos turbulentos de calor, que apresentam atuações importantes no decaimento de eventos do Atlântico Niño e Atlântico Niña, quando os feedbacks de acoplamento se enfraquecem (BUNGE & CLARKE, 2009).

3.3. TELECONEXÕES DO ATLÂNTICO NIÑO

O acoplamento entre os sistemas oceânicos e atmosféricos também se interconecta entre as bacias oceânicas. O impacto remoto do ENSO no oceano tropical Atlântico Norte é reconhecido. ENFIELD & MAYER (1997) associaram as anomalias da TSM do Atlântico Tropical Norte com a temperatura do oceano Pacífico, ao observarem que o aquecimento da TSM do Atlântico ocorre de 4-5 meses posteriores ao estágio maduro dos eventos quentes no Pacífico. LÜBBECKE *et al.* (2018) sumariza que o oceano Atlântico Tropical Norte consistentemente aquece em resposta a um evento El Niño no Pacífico, enquanto que a influência na porção leste equatorial do oceano Atlântico é menos evidente, sendo a variabilidade consequência de diferentes mecanismos e modulada em escalas de tempo multidecenais.

Essa influência do ENSO sobre o Atlântico tropical é feita através de mudanças nos ventos alísios. LATIF E GROTZNER (2000) reportaram uma relação positiva entre os eventos via teleconexões da circulação de Walker, com o Atlântico respondendo ao ENSO 6 meses depois. O ENSO enfraquece os alísios no oeste do Atlântico equatorial deflagrando ondas oceânicas de Kelvin de subsidência para o leste, propiciando condições favoráveis para o desenvolvimento do Atlântico Niño. Porém, RODRIGUES *et al.* (2011) mostraram que o impacto do ENSO na porção sul do Atlântico equatorial, incluindo a região do Atlântico Niño, depende do tipo de evento. Em outras palavras, El Niños canônicos com aquecimento forte no Pacífico Leste estão associados a um resfriamento do Atlântico Tropical Sul, já El Niños fracos com aquecimento forte no Pacífico central estão associados a um aquecimento do Atlântico Tropical Sul.

WANG (2006) reporta um modo tropical global, composto por anomalias da TSM de sinais opostos entre os oceanos Atlântico e Pacífico, detectadas em observações feitas para os anos 70. Mais recentemente CAI *et al.* (2019) mostraram que há uma conexão entre as três bacias oceânicas, Pacífico, Atlântico e Índico, e que o acoplamento entre elas varia decenalmente (próxima seção). HANDOH *et al.* (2006) propuseram que o sistema da Alta Subtropical Sul pode ser modificado através de ondas atmosféricas emanadas do oceano Pacífico Tropical, e isso pode ocasionar variações nos ventos superficiais e na TSM na bacia tropical Atlântica.

Estudos recentes reportaram a influência da variabilidade interanual da TSM do Atlântico Tropical no ENSO, ao enfatizarem teleconexões interbacias equatoriais. Os resultados sugerem que Atlântico Niños (Niñas) levam a anomalias superficiais de ventos de leste (oeste) sobre o Pacífico equatorial oeste, gerando ressurgência (subsistência) e o desenvolvimento de eventos La Niña (El Niño) no Pacífico (POLO *et al.*, 2015). O atraso de 6 meses entre o pico na variabilidade da TSM no Atlântico equatorial e no Pacífico equatorial apresenta um importante papel na conexão entre os eventos, pois permite que Atlânticos Niño relativamente fracos deem o “pontapé inicial” no ENSO do Pacífico equatorial quando as TSM estão próximas ao neutro naquela região (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

3.4. MODULAÇÕES MULTIDECENAIIS DO ATLÂNTICO NIÑO

As teleconexões entre os oceanos Pacífico e o Atlântico apresentam comportamento não estacionário, quando se analisam os registros históricos (MARTÍN-REY *et al.*, 2014), pois observa-se que, em certos períodos do século 20, as teleconexões se apresentaram mais fortes (MARTÍN-REY *et al.*, 2012). As causas atribuídas a esses padrões são, possivelmente, as mudanças no estado de base do oceano em escalas decenais e a configuração espacial de ocorrência do modo Atlântico Niño (LOSADA & RODRÍGUEZ-FONSECA, 2016). Recentemente, CAI *et al.* (2019) mostraram que as três bacias tropicais estão interligadas e que não só o ENSO exerce uma influência forte no Índico e Atlântico, mas também o Índico e Atlântico afetam o ENSO. Essas ligações variam decenalmente. O aquecimento durante a fase positiva da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) nas duas últimas décadas levou ao aumento da influência do Atlântico na região do Indo-Pacífico, com intensificação dos alísios no Pacífico e conseqüente resfriamento do Pacífico, acompanhado de um aquecimento do Índico.

LÜBBECKE *et al.* (2018) afirmam que, antes de 1970, o Atlântico Niño apresentou anomalias positivas de TSM restritas à porção leste do oceano Atlântico equatorial e anomalias negativas na porção oeste, e após 1970 o padrão espacial da variabilidade do Atlântico Niño se apresentou mais como um fenômeno da bacia equatorial inteira, com anomalias positivas cobrindo todo o Atlântico equatorial. A propagação para oeste das anomalias quentes da TSM após a década de 70 é responsável por impactos na convecção atmosférica na região Indo-Pacífica (LOSADA & RODRÍGUEZ-FONSECA, 2016).

MARTÍN-REY *et al.* (2014) encontraram evidências de que as conexões dos eventos Atlântico-Pacífico Niños se apresentaram como um modo acoplado oceano-atmosfera de variabilidade tropical durante algumas décadas. Foi suposto que essas conexões surgiram em épocas coincidentes com a fase negativa da AMO (KERR, 2000), que é um padrão de variabilidade de baixa frequência da TSM que ocorre na bacia do Atlântico (LÜBBECKE *et al.*, 2018). A configuração do Atlântico Niño pode

ser modulada pela AMO, como suposto por MARTÍN-REY *et al.* (2018). Perturbações no centro de alta pressão Subtropical durante os invernos e verões precedentes à ocorrência do Atlântico Niño podem ser responsáveis pelas mudanças no modo de variabilidade (LÜBBECKE *et al.*, 2018).

LOPEZ *et al.* (2016) demonstram que as TSMs no oceano Atlântico Sul, através de análises altimétricas, são significativamente moduladas de forma remota pela Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO) e pelas características que acompanham suas fases positivas e negativas. A fase positiva (negativa) do IPO aumenta (diminui) os ventos de oeste sobre o oceano Atlântico Sul, o que pode aumentar (diminuir) a força do giro subtropical no Atlântico Sul e assim impactar também a Circulação Meridional do Atlântico Sul. Segundo DE LANGE (2001), O IPO é uma combinação de mudanças na circulação atmosférica e oceânica sobre o Oceano Pacífico Norte, com ciclo temporal de 20-30 anos, que, através de uma série de teleconexões, pode produzir variações climáticas similares no Pacífico Equatorial e Sul, no oceano Índico e também sobre o oceano Atlântico Norte.

De qualquer forma, o Pacífico parece exercer influência no Atlântico Niño. RODRIGUES *et al.* (2011) mostraram que alguns eventos de El Niño geram teleconexões atmosféricas via trópicos e extratropicais, que podem antecipar para o outono austral (Março-Abril-Maio) o estabelecimento da língua de água fria no Atlântico equatorial e que em outros casos pode levar a um Atlântico Niño no verão boreal. Isto poderia estar associado à diversidade do ENSO e, conseqüentemente, ao IPO. Portanto, mudanças decenais no ENSO associadas ao IPO tem o potencial de afetar o Atlântico Niño.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para o presente estudo, foram utilizadas bases de dados globais obtidas a partir da combinação de observações de diferentes plataformas em uma grade global. Os dados de TSM foram obtidos do produto *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)*, que apresenta médias diárias da TSM ao redor do globo, com uma resolução espacial de $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ (REYNOLDS *et al.*, 2007). O OISST converte os dados de TSM irregularmente espaçados para uma grade regular, sendo utilizadas para diversos propósitos do monitoramento e previsão climática (SMITH & REYNOLDS, 2003). A componente zonal do vento superficial foi obtida do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA-Interim reanalysis* (DEE *et al.*, 2011). Os valores diários foram obtidos a partir da média dos dados observados de 6 em 6 horas. Os dados de reanálise do ERA-Interim fornecem uma abordagem multivariada, espacialmente completa e coerente do registro da circulação atmosférica global pois usa um modelo dinâmico para interpolar dados observacionais esparsos (DEE *et al.*, 2011). As bases de dados foram analisadas para o período entre 1982-2014.

Como exposto por TRENBERTH (1997), no oceano Pacífico, grande parte dos estudos relacionados a anomalias da TSM durante o fenômeno do El Niño Oscilação Sul foram feitos nas regiões denominadas NINO3 ($5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$, $90^\circ-150^\circ\text{W}$) e NINO3.4 ($5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$, $120^\circ-170^\circ\text{W}$). De forma análoga, ZEBIAK (1993) definiu o índice ATL3 ($20^\circ\text{W}-0^\circ\text{E}$, $3^\circ\text{S}-3^\circ\text{N}$) para caracterizar o Atlântico Niño onde encontra-se a maior variabilidade de TSM no Atlântico equatorial (Figura 1). Sendo assim, este foi o índice usado neste trabalho.

As médias do vento zonal foram calculadas entre as latitudes de $10^\circ\text{S}-5^\circ\text{N}$, para uma janela de longitude $35^\circ\text{W}-0^\circ\text{E}$. Isso se deve ao fato de que tanto para o Pacífico quanto para o Atlântico, a variabilidade da TSM é mais sensível aos ventos alísios no oeste da bacia oceânica equatorial. Para o Atlântico, Rodrigues *et al.* (2011) mostraram que a janela de influência dos alísios é mais ao sul, por isso, vão de 10°S a 5°N .

A definição dos anos em que o modo de variabilidade climática Atlântico Niño caracteriza-se como ativo seguiu a metodologia proposta por TRENBERTH (1997) para os eventos ENSO no Pacífico. Os eventos ocorrem quando as anomalias mensais de TSM passam o limite de $\pm 0,5^\circ\text{C}$ pelo período mínimo de 5 meses: anomalias acima de $0,5^\circ\text{C}$ caracterizam anos de Atlântico Niño e anomalias abaixo de $-0,5^\circ\text{C}$ Atlântico Niña. Anos neutros são anos em que esse critério não é alcançado. Como a estação precursora do Atlântico Niño é o outono austral e a estação do pico da variabilidade ocorre no inverno austral (LÜBBECKE *et al.*, 2018), as análises desse estudo foram feitas para os meses de março, abril e maio (MAM); e junho, julho e agosto (JJA).

A leitura e a análise dos dados obtidos e a confecção de histogramas foram realizadas utilizando o software MATLAB®. Foram feitos histogramas de distribuição de TSM diária a cada 0.2°C e do vento zonal a cada 1 m/s. Os histogramas e momentos foram analisados para as duas estações, categorizando os dados em Atlântico Niño, Atlântico Niña, neutros e todos as categorias, seguindo a metodologia de RODRIGUES *et al.* (2019). Depois, foram divididos em dois subperíodos: 1982-1999 (P1) e 2000-2014 (P2). Essa subdivisão se deu porque o IPO mudou de fase em meados de 1999, de positiva para negativa (TUNG *et al.*, 2019; ENGLAND *et al.*, 2014; OKUMURA *et al.*, 2017). As análises foram até o ano de 2014, pois estudos demonstram que o IPO mudou seu sinal de negativo para positivo novamente entre 2013-2014 (MEEHL *et al.*, 2016). Desta forma, tem-se dois períodos completos para cada fase do IPO.

Para identificar mudanças no comportamento e quantificar os desvios das distribuições normais para os anos Atlântico Niño e Atlântico Niña, principalmente os extremos, foram analisados os momentos estatísticos de maior ordem para a TSM e o vento zonal. São eles o terceiro momento, que é a assimetria da distribuição dada por:

$$\gamma = \langle (x - \underline{x})^3 \rangle / \sigma^3,$$

e o quarto momento, que é a curtose, dada por :

$$\kappa = (\langle (x - \underline{x})^4 \rangle / \sigma^4) - 3,$$

onde \underline{x} é a média e σ é o desvio padrão de uma série temporal x . Estes momentos medem o desvio da distribuição em análise de uma distribuição gaussiana (FRANZKE, 2013).

A assimetria e a curtose são momentos estatísticos de maior ordem, utilizados como medidas para a forma geral da distribuição dos dados. A assimetria (γ) reflete o desequilíbrio dos valores em torno da média; se a cauda esquerda da distribuição é mais pronunciada do que a direita, a distribuição tem assimetria negativa; se a cauda direita é mais pronunciada do que a esquerda, a distribuição tem assimetria positiva; se a distribuição é simétrica a assimetria terá valor zero. A curtose mede a probabilidade excessiva nas caudas da distribuição, onde o excesso é definido em relação a uma distribuição gaussiana (SURA & SARDESHMUKH, 2007). Assimetria e a curtose podem ser usadas para diagnosticar processos não lineares e extremos. Podem também ser usadas como ferramentas para validar modelos e para testar as temperaturas observadas na superfície do mar, quanto à presença de possíveis mudanças climáticas (BURGER & STEPHENSON, 1999).

Os histogramas são métodos gráficos de representação dos dados, sendo extremamente úteis para análise de dados climáticos, quando imensas quantidades de dados devem ser analisadas. Descrevem distribuições de frequência de observação das variáveis, sendo que os dados numéricos contínuos são agrupados em intervalos de classe de igual largura (OLIVER, 2005), e o número de valores que caem em cada intervalo é contado. Histogramas revelam atributos da distribuição dos

dados como simetria e se os dados têm aspectos unimodais ou multimodais (WILKS, 1995).

5. RESULTADOS

5.1. TSM

5.1.1. ESTATÍSTICAS DA TSM PARA 1982-2014

A distribuição da TSM diária para o período 1982-2014 exibiu maiores TSMs médias durante os meses da estação precursora do Atlântico Niño em MAM (Figura 2) do que para os meses da estação do pico Atlântico Niño em JJA (Figura 3). A TSM média observada para MAM durante todo o período (1982-2014) foi de 28,12°C, enquanto que, para o JJA, foi de 24,79°C, denotando uma diferença de aproximadamente 3°C para a TSM média entre uma estação e outra. Durante o inverno austral, os histogramas apresentam aspecto mais amplo, indicando uma maior variabilidade das TSMs durante essa estação. Estes resultados refletem a variabilidade natural do ciclo sazonal, cuja superfície do mar atinge seus valores máximos de temperatura durante o outono austral e mínimos no inverno austral. A intensificação dos ventos alísios leva ao desenvolvimento da língua de água fria na região do ATL3 (DIPPE *et al.*, 2018; LÜBBECKE *et al.*, 2018; XIE & CARTON, 2004).

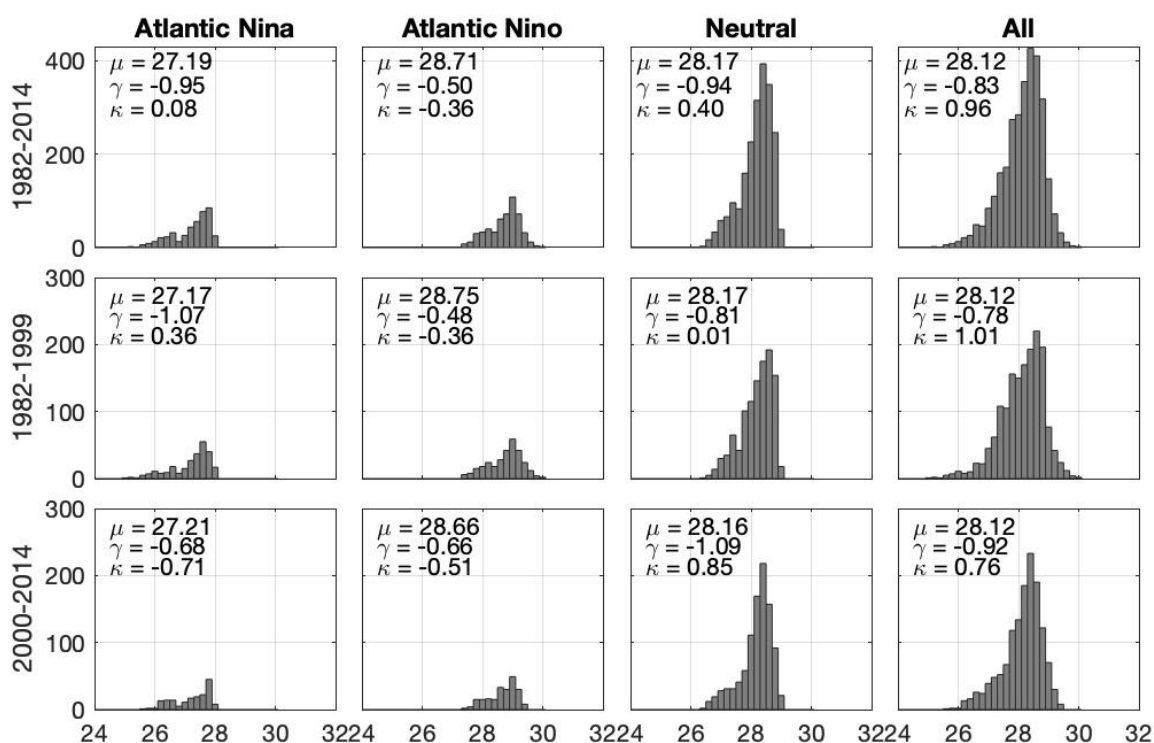


Figura 2. Distribuição das TSM médias calculadas para a região do ATL3 (20°W–0°E, 3°S–3°N) para os meses de outono austral (**MAM**), com o eixo x denotando os valores da TSM em °C e o eixo y o número de ocorrências. Média (μ), assimetria (γ) e curtose (κ) estão expostos no canto superior esquerdo dos histogramas. A primeira linha de histogramas representa o período todo das análises (1982-2014), a segunda o P1 (1982-1999) e a terceira o P2 (2000-2014). Os histogramas foram agrupados da esquerda para direita em Atlântico Niña, Atlântico Niño, neutros e todos os anos.

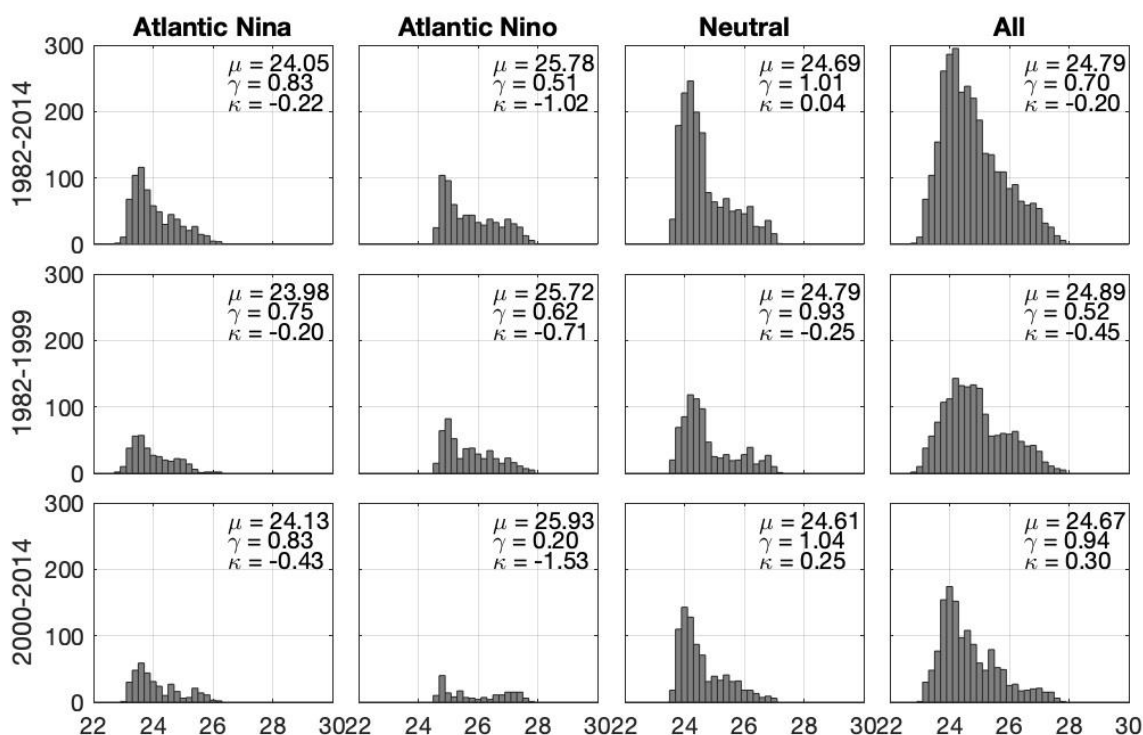


Figura 3. Mesmo que a Figura 2, exceto para os meses de inverno austral (JJA).

Observa-se pelos histogramas que as menores temperaturas, em ambas estações, ocorreram durante os eventos frios Atlântico Niña; e as maiores temperaturas ocorreram durante os eventos quentes Atlântico Niño, como era o esperado. Durante MAM, a TSM chegou a valores mínimos menores que 26°C durante Atlântico Niñas e máximos próximos a 30°C durante Atlântico Niños. Durante JJA, a TSM chegou a valores mínimos próximos a 23°C durante Atlântico Niñas e máximos próximos a 28°C durante Atlântico Niños.

A assimetria geralmente é negativa quando a TSM tende a ser quente e positiva quando a TSM tende a ser fria (BURGERS & STEPHENSON, 1999). Para o período 1982-2014, valores negativos de assimetria são encontrados em MAM na região do ATL3 (primeira linha da Figura 2) porque nesta época a TSM já está no seu máximo (próximo de 30°C), não atingindo valores muito maiores que estes, pois a água evapora. Já em JJA, a assimetria é positiva na região do ATL3 (primeira linha da Figura 3) porque nesta estação a termoclina já se encontra próxima da superfície sendo mais difícil alcançar valores ainda mais baixos, isto é, resfriar ainda mais.

Para a curtose, é mais conveniente analisar a diferença entre anos neutros e todos os anos: a curtose aumenta em MAM quando os eventos de Atlântico Niño e Niña são incluídos (todos) em relação aos anos neutros (primeira linha da Figura 2). Valores positivos de curtose são indicativos de que a distribuição de TSM nos histogramas apresentam “caudas” pesadas, com uma maior presença de temperaturas extremas (DOMMENGET *et al.*, 2013). Já para JJA (primeira linha da

Figura 3), isso não ocorre, porque os extremos quentes (Atlântico Niño) são mais intensos e frequentes e acabam causando uma bimodalidade na distribuição.

5.1.2. COMPARAÇÕES DA TSM ENTRE P1 E P2

Durante o P1 (1982-1999), os eventos quentes de Atlântico Niño foram mais frequentes em ambas estações MAM e JJA (segundas linhas das Figuras 2 e 3, respectivamente). Durante o P2 (2000-2014), houve uma diminuição de eventos quentes de Atlântico Niño para ambas as estações (terceiras linhas das Figuras 2 e 3), mas principalmente em JJA. Para a estação precursora (MAM), este comportamento também foi observado para os eventos frios Atlântico Niña. Entretanto, para a estação de pico da variabilidade (JJA), observa-se que os eventos Atlântico Niñas não apresentaram diferenças significativas nas frequências e na intensidade dos eventos. Ao analisar a diferença entre o valor médio da temperatura dos anos neutros para o valor médio da temperatura dos anos Atlântico Niño e dos anos Atlântico Niña, notamos que, durante a estação do pico da variabilidade (Figura 3), as anomalias positivas da TSM e também as negativas foram maiores durante o P2 do que durante o P1, indicando uma maior amplitude na variação da temperatura para os anos 2000-2014.

Sinais de bimodalidade nas distribuições podem ser observados para os eventos quentes Atlântico Niño e também para os eventos frios Atlântico Niña e neutros durante a estação de pico (JJA) para o P1 (1982-1999). Valores de assimetria foram mais altos no P2 para eventos de Atlântico Niño e no P1 para Atlântico Niña, com assimetria negativa para MAM e positiva para JJA. Destaca-se que houve mais extremos quentes de Atlântico Niños para P1 que P2 em JJA. A curtose é menos negativa para o P1 durante a estação de pico (JJA), indicando uma presença maior de extremos em P1 quando comparado com P2.

5.2. VENTO ZONAL

5.2.1. ESTATÍSTICAS DO VENTO ZONAL PARA 1982-2014

Os histogramas de vento zonal diário médio para todo o período em ambas estações (Figuras 4 e 5) apresentaram valores médios negativos, sendo estes ventos de leste que correspondem à direção predominante dos ventos alísios equatoriais (SEIKI & TAKAYABU, 2007). Além disso em MAM (primeira linha da Figura 4), os histogramas mostraram que em anos de Atlântico Niña o vento zonal é mais intenso e em anos de Atlântico Niño o vento zonal é mais fraco, como o esperado. Em JJA (Figura 5), a diminuição na intensidade dos ventos durante eventos quentes Atlântico Niño pode ser uma resposta ao efeito do enfraquecimento do gradiente zonal da TSM. Durante os anos Atlântico Niña, o aumento na intensidade dos ventos zonais médios, pode ser uma resposta ao fortalecimento do gradiente zonal da TSM. Ambas respostas do vento são parte integrante da retroalimentação positiva de Bjerknes (BJERKNES, 1969).

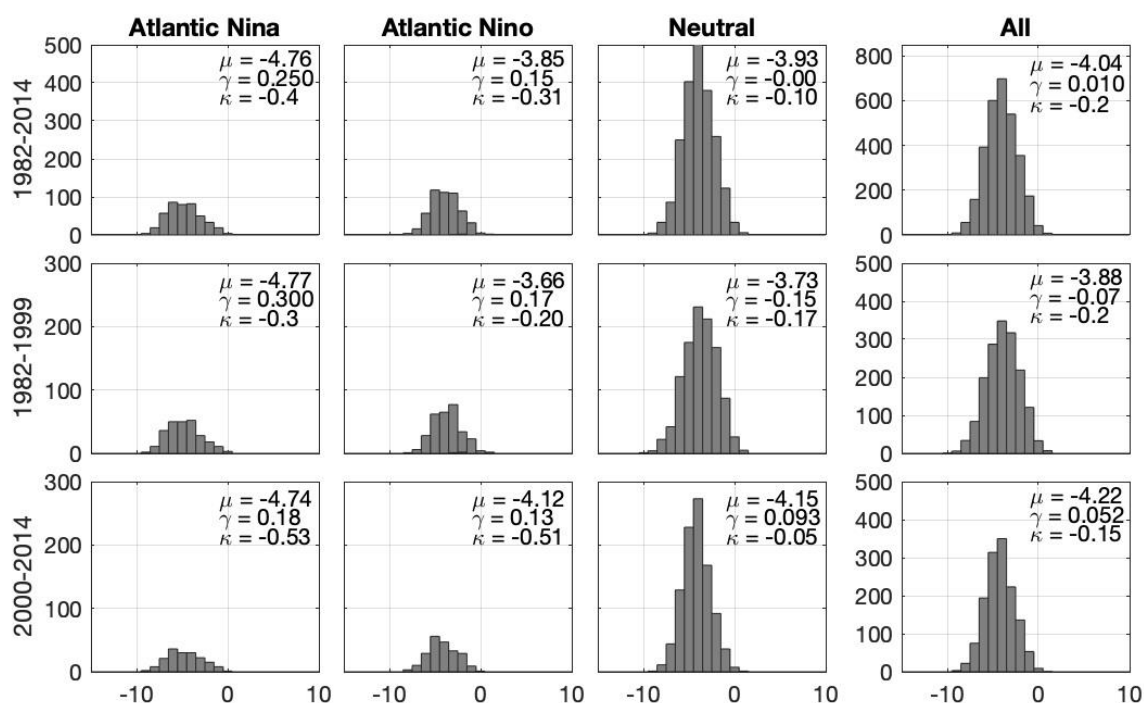


Figura 4. Mesmo que a Figura 2, exceto para a componente zonal do vento superficial na região entre 10°S – 5°N e 35°W – 0°E para os meses de outono austral (MAM).

A ocorrência de ventos de oeste (valores positivos nos histogramas) foi pequena e geralmente associada a eventos de Atlântico Niño. Este resultado corrobora os resultados encontrados por SEIKI & TAKAYUBU (2007), que detectaram a presença de rajadas de vento de oeste (valores mais altos) para os oceanos Pacífico e Índico equatoriais, mas não foram observados para o Atlântico equatorial leste.

Para o período completo das análises (1982-2014) em MAM (primeira linha da Figura 4), as distribuições do vento zonal apresentaram valores positivos de assimetria. Assimetria positiva é esperada em regiões onde o vento é negativo, isto é, ventos de leste como os alísios. MONAHAN (2004) explica que para causar mais extremos negativos em regiões de alísios significa gerar ventos muito mais intensos e estes vão estar sujeitos a uma força de arrasto muito maior, enquanto extremos positivos estão associados a valores muito menores e, portanto, mais fácil de ocorrerem. Para JJA, foi observada uma assimetria levemente negativa (primeira linha da Figura 5). Neste caso, no pico da estação da língua de água fria, principalmente durante eventos frios de Atlântico Niña, o gradiente zonal de temperatura é forte o suficiente para fortalecer os alísios.

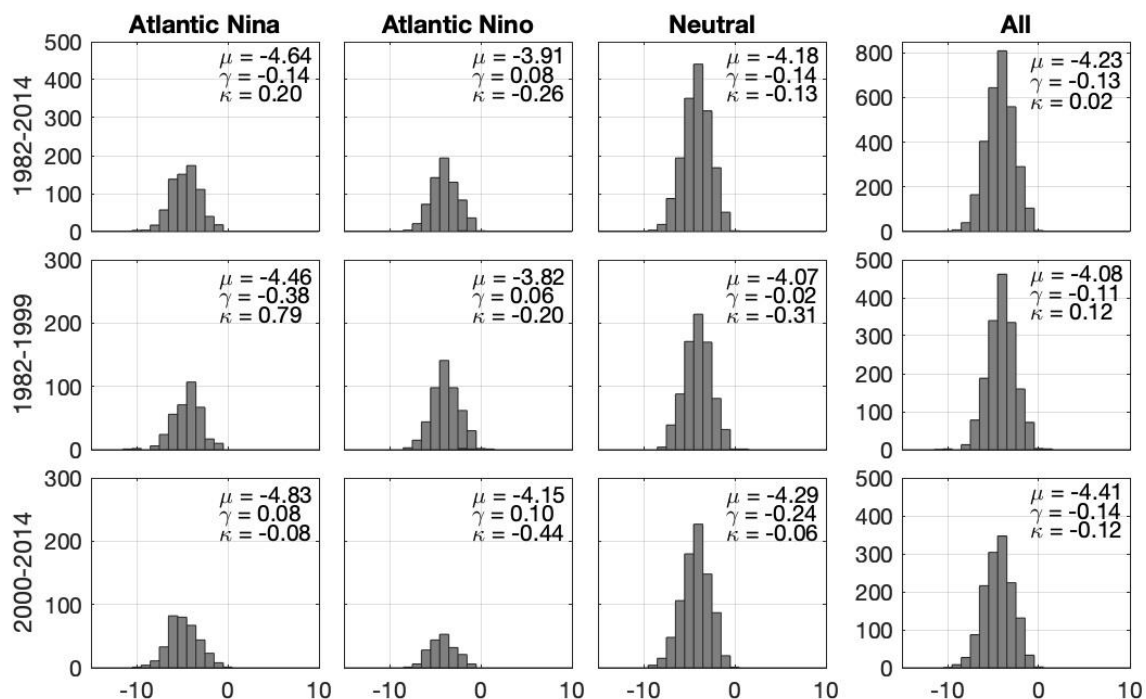


Figura 5. Mesmo que a Figura 2, exceto para a componente zonal do vento superficial na região entre 10°S – 5°N e 35°W – 0°E para os meses de outono austral (JJA).

Há um pequeno aumento na curtose em JJA, quando os eventos de Atlântico Niño e Niña ocorrem. Isto significa que em JJA foram observados mais valores extremos nas distribuições dos ventos zonais com caudas mais pesadas quando comparado com a estação precursora, apesar de seus baixos valores. Neste caso, extremos de TSM são mais frequentes na região do ATL3, causando um maior gradiente zonal de TSM que intensifica os alísios para eventos de Atlântico Niña ou um menor gradiente zonal de TSM que enfraquece os alísios para eventos de Atlântico Niño.

5.2.2. COMPARAÇÕES DO VENTO ZONAL ENTRE P1 E P2

Baseado nas médias para MAM, o vento zonal foi levemente mais forte no P1 (1982-1999) do que P2 (2000-2014) para os eventos de Atlântico Niña e bem mais fraco para os eventos de Atlântico Niño (segunda e terceira linhas da Figura 4). Isso está em consonância com os resultados de TSM em que eventos de Atlântico Niña e Niño foram mais frequentes em JJA, em decorrência da maior variabilidade do vento na estação precursora em MAM. Baseado nas médias para JJA, o vento zonal foi mais fraco no P1 durante os eventos de Atlântico Niño que também foram mais frequentes. A distribuição do vento zonal reflete mais o impacto do processo de retroalimentação de Bjerknes nesta estação.

Em MAM, valores positivos de assimetria são maiores no P1 que no P2 durante eventos de Atlântico Niña e Niño. Ao mesmo tempo que valores negativos de curtose são menores no P1 durante eventos de Atlântico Niña e Niño. Isto significa que há mais extremos de vento de oeste no P1 levando a mais eventos de Atlântico Niño em JJA no P1. Em JJA no P1, a assimetria é negativa para os eventos de Atlântico Niña e positiva para eventos de Atlântico Niño. Porém em P2, a assimetria é positiva para ambos Atlântico Niños e Niñas. Semelhante a MAM, os valores de curtose são maiores em P1 do que P2, em particular, para eventos de Atlântico Niña. Mais uma vez, a análise conjunta de assimetria e curtose confirma que em P1 houve mais extremos do que em P2.

5.3. ATLÂNTICO NIÑO EM RELAÇÃO AO ENSO

A partir dos anos 2000, houve um decréscimo na amplitude e na frequência dos eventos quentes Atlântico Niño. Essa mudança coincide com a mudança do sinal da Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO), de positivo para negativo, e concordam com os resultados obtidos no Pacífico para eventos ENSO. RODRIGUES *et al.* (2019) mostraram que eventos de El Niño também diminuíram de intensidade e frequência a partir dos anos 2000. Essa diminuição é atribuída ao fato de que, durante fases negativas do IPO, ocorre uma intensificação dos ventos alísios equatoriais no Pacífico (ENGLAND *et al.*, 2014; OKUMURA *et al.*, 2017), que levam a ocorrência de mais La Niñas e menos El Niños. E os El Niños que ocorrem depois de 2000, também são mais fracos. Observa-se o mesmo padrão para os histogramas do vento zonal durante os anos 2000-2014 para o oceano Atlântico equatorial. Em outras palavras, os alísios se tornaram mais fortes no Atlântico também a partir de 2000 levando ao desenvolvimento de mais eventos frios de Atlântico Niña. Isto, por sua vez, reflete nos histogramas de TSM.

Na região da língua de água fria (NINO3) do Pacífico para a estação precursora (SON) e para a estação de pico (DJF) do ENSO, foram observados um predomínio

de assimetria positiva nas distribuições de TSM (RODRIGUES *et al.*, 2019). Enquanto que para o Atlântico Niño, houve um predomínio de assimetria negativa nas distribuições de TSM durante a estação precursora (MAM) e de assimetria positiva durante a estação de pico (JJA), comportamento análogo ao ENSO. Destaca-se que, durante o pico da variabilidade em ambos oceanos, a TSM tende a ter valores mais altos, como consequência dos eventos quentes que ocorrem na região da língua de água fria. A divergência no comportamento da assimetria para a estação precursora pode ser consequência dos diferentes padrões observados para a TSM equatorial e para o vento zonal entre os oceanos que apresentam características distintas. As temperaturas médias mais altas observadas no Pacífico Leste ocorrem durante a estação de pico (DJF), enquanto que no Atlântico, elas ocorrem durante a estação precursora (MAM).

A bimodalidade da região ATL3 apresentados neste trabalho também ocorreram no P1 como para o Pacífico, mas bem mais fraca do que para o ENSO (RODRIGUES *et al.*, 2019). A forte bimodalidade observada para eventos ENSO no Pacífico é associada aos intensos processos de retroalimentação positiva Bjerknes no Pacífico equatorial, que apesar de presentes no oceano Atlântico, são menos intensos (KEENLYSIDE & LATIF, 2007). Além disso, a bimodalidade no Pacífico é exclusivamente devido aos eventos de El Niño. Já no Atlântico, a bimodalidade fraca está presente em todos os anos, inclusive anos neutros. Isso pode estar ligado ao fato de que eventos quentes podem ocorrer em poucos meses por serem rapidamente dissipados. E, portanto, não são considerados eventos de Atlântico Niño pelo critério de TRENBERTH (1997) de 5 meses consecutivos. O ciclo de vida dos eventos Atlântico Niño é menor provavelmente porque a bacia oceânica é bem menor do que o Pacífico e processos de reflexão de ondas são mais importantes e rápidos.

Para o Atlântico, eventos quentes de Atlântico Niño apresentam distribuições de TSM similares aos eventos frios de Atlântico Niña. Enquanto que para o Pacífico, RODRIGUES *et al.* (2019) constataram que os eventos positivos são mais fortes que os eventos negativos, caracterizando uma assimetria entre eventos quentes e frios. CHEN *et al.* (2015) mostraram que isso é causado pela variabilidade estocástica do vento, isto é, presença de rajadas de vento de oeste no Pacífico centro-oeste, que são ausentes no Atlântico. Estes resultados também são corroborados por DIPPE, LUBBECKE & GREATBATCH (2019), que concluíram que as anomalias positivas no Pacífico são mais fortes que as negativas, enquanto que no Atlântico as diferenças são menos consistentes com os vários processos envolvidos no desenvolvimento do Atlântico Niño, além da retroalimentação de Bjerknes.

Os baixos valores da curtose observados para o vento zonal, assim como as distribuições pouco assimétricas, para o Atlântico indicam a ausência de rajadas de ventos de oeste, presentes no Pacífico durante os eventos de El Niño principalmente em P1 (RODRIGUES *et al.*, 2019). Porém em ambos oceanos, o vento zonal foi mais intenso no P2 que no P1, o que confirma os resultados esperados para períodos em que o IPO apresenta índices negativos, com uma possível intensificação dos alísios

também no Atlântico. Além disso, as distribuições do vento zonal são similares para eventos de Atlântico Niña entre os dois períodos, mas diferentes para eventos de Atlântico Niño entre os dois períodos. Estes resultados são similares aos encontrados para o Pacífico por RODRIGUES *et al.* (2019).

Em suma, as distribuições de TSM e vento zonal no Atlântico também mostraram que há diferenças entre P1 e P2 e que os ventos alísios são mais fortes durante P2 resultando em uma menor frequência de eventos quentes de Atlântico Niño. Além disso, as distribuições de TSM e vento zonal no Atlântico são diferentes daquelas no Pacífico devido a maior importância de outros processos, além da retroalimentação de Bjerknes, como reflexão de ondas de Rossby e Kelvin e advecção de calor de outras áreas.

6. CONCLUSÃO

Para identificar a variabilidade climática do Atlântico equatorial relacionada ao modo Atlântico Niño, foram analisados histogramas e momentos estatísticos de ordem superior de dados diários de TSM para a região do índice ATL3 (3°S–3°N, 20°W–0°E) e da componente zonal do vento superficial para o Atlântico equatorial oeste (10°S–5°N; 35°W–0°E) no período de 1982–2014. Para identificar a variabilidade associada às mudanças nas fases do IPO, as distribuições de TSM e vento zonal para o período de 1982–1999 foram comparadas com aquelas para o período de 2000–2014.

Ao examinar os histogramas de TSM, foi possível constatar que os valores de curtose foram maiores para P1, na estação do pico da variabilidade (JJA). Combinado a valores de assimetria positivos, isto indica que há uma maior probabilidade da presença de valores extremos positivos de TSM durante o P1 do que durante o P2. Ou seja, ocorreram mais eventos de Atlântico Niño durante o P1, como o que já foi encontrado para o Pacífico por RODRIGUES *et al.* (2019). Este resultado está em consonância com a análise dos histogramas de vento zonal que mostrou que os valores positivos de assimetria são maiores no P1 que no P2. Porém, os valores negativos de curtose no Atlântico indicam a ausência de eventos extremos de vento de oeste, ou seja, de rajadas de vento de oeste.

A bimodalidade fraca encontrada no Atlântico, aliada a ausência de eventos extremos de Atlântico Niño e rajadas de vento de oeste, pode ser explicada pelo menor papel que a variabilidade do vento possui para gerar o acoplamento atmosfera-oceano no Atlântico, quando comparado ao Pacífico. Conforme observado por DIPPE, LUBBECKE & GREATBATCH (2019), o processo de retroalimentação de Bjerknes é dominado pelo acoplamento subsuperfície-superfície no Atlântico. Ou seja, a TSM está mais fortemente ligada a processos oceânicos. No Pacífico, o acoplamento do vento com a TSM é mais importante do que no oceano Atlântico.

Essas respostas silenciadas dos elementos que compõem a retroalimentação de Bjerknes no oceano Atlântico, comparadas ao oceano Pacífico, podem ser explicados por alguns aspectos diferentes dos dois oceanos. Primariamente, a extensão zonal do Atlântico é muito menor do que a do Pacífico, permitindo que as ondas de Kelvin e Rossby propaguem rapidamente desacoplando o oceano da atmosfera. O ajuste é muito rápido no Atlântico. Outro fator é que a retroalimentação de Bjerknes atua em escalas temporais muito menores no Atlântico, diminuindo assim a amplitude em que as anomalias poderiam crescer (DIPPE, LUBBECKE & GREATBATCH, 2019).

Podemos afirmar que foram observadas mudanças entre os dois períodos nos padrões de TSM e do vento zonal no Atlântico equatorial, associadas ao modo de variabilidade climática Atlântico Niño. Essas mudanças temporais dificultam a compreensão de como esse modo de variabilidade se comportará no futuro. Entretanto, a avaliação realizada no presente trabalho será de bom uso para a melhor

compreensão do comportamento do modo climático Atlântico Niño. Além disso, a comparação com os eventos ENSO no Pacífico melhora o entendimento das forças que regem tais modos de variabilidade climática, e como estes se relacionam.

7. REFERÊNCIAS

- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163–172.
- Burgers, G. and D. B. Stephenson, (1999): The “normality” of El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 26:1027–1030.
- Burmeister, K., Brandt, P., & Lubbecke, J.F. (2016). Revisiting the cause of the eastern equatorial Atlantic cold event in 2009. *Journal of Geophysical Research*, 121, 4056-4076. <https://doi.org/10.1002/2015JC011572>
- Brandt, P., Caniaux, G., Bourlés, B., Lazar, A., Dengler, M., Funk, A., ... Marin, F., (2011). Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12, 24-30. <https://doi.org/10.02/asl.287>
- Brandt, P., Funk, A., Hormann, V., Dengler, M., Greatbatch, R.J., & Toole, J.M. (2011). Interannual atmospheric variability forced by the deep equatorial Atlantic Ocean. *Nature*, 473, 497-500. <https://DOI.ORG/10.1038>
- Bunge, L. & Clarke, A. J. (2009). A verified estimation of the El Niño index Niño-3.4 since 1877. *J. Climate* **22**, 3979–3992.
- Cai, W., Wu, L., Lengaigne, M., Li, T., Mcgregor, S., Kug, J.S., Yu, J.Y., Stuecker, M.F., Santoso, A., Li, X. and Ham, Y.G., (2019). Pantropical climate interactions. *Science*, 363(6430), p.eaav4236.
- Cassou, C., Deser, C., Terray, L., Hurrell, J. W., & Drévillon, M. (2004). Summer sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *Journal of Climate*, 17(17), 3349-3363.
- Chen, D., Lian, T., Fu, C., Cane, M. A., Tang, Y., Murtugudde, R., et al. (2015). Strong influence of westerly wind bursts on El Niño diversity. *Nature Geoscience*, 8(5), 339–345. <https://doi.org/10.1038/ngeo2399>.
- Dee, D. P., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- De Lange, W. P. (2001). Interdecadal Pacific Oscillation (IPO): a mechanism for forcing decadal scale coastal change on the northeast coast of New Zealand? *Journal of Coastal Research Special Issue 34*, (ICS 2000 New Zealand). ISSN 0749-0208.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S-P. & Phillips, A. S. (2010). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2, 115–143.
- de Viron, O., Dickey, J.O., & Ghill, M. (2013): Global modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1832-1837, doi:10.1002/grl.50386
- Ding, H., Keenlyside, N.S., & Latif, M. (2009). Seasonal cycle in the upper equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 114, C09016.
- Dippe, T., Greatbatch, R. J., & Ding, H. (2017). On the relationship between Atlantic Niño variability and ocean dynamics. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3943-z>
- Dippe, T., Krebs, M., Harlaß, J. and Lübbecke, J.F. (2018) Can climate models simulate the observed strong summer surface cooling in the equatorial Atlantic? In: S. Jungblut, V. Liebich, & M. Bode (Eds.), *YOUMARES 8 – Oceans Across Boundaries: Learning from Each Other*. Springer, pp. 7–23.

- Dippe, T., Lübbecke, J.F., & Greatbatch R.J. (2019) A comparison of the Atlantic and Pacific Bjerknes feedbacks: seasonality, symmetry, and stationarity. *J. Geophys. Res. Oceans.*,124(4):2374–2403. <https://doi.org/10.1029/2018jc014700>
- Dommenget, D., Bayr, T. & Frauen, C. (2013). Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño Southern Oscillation. *Climate Dyn.*, 40, 2825–2847, doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-012-1475-0>.
- Drévillon, M., Cassou, C., & Terray, L. (2003). Model study of the North Atlantic region atmospheric response to autumn tropical Atlantic sea-surface-temperature anomalies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(593), 2591-2611.
- Enfield, D. B., & Mayer, D. A. (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1), 929-945.
- England, M. H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G. A., Timmermann, A., Cai, W., *et al.* (2014). Recent intensification of wind- driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Climate Change*, 4(3), 222–227. <https://doi.org/10.1038/nclimate2106>
- Florenchie, P., Lutjeharms, J. R. E., Reason, C. J. C., Masson, S., & Rouault, M. (2003). The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 30, 10-13. <https://doi.org/10.1029/2003GL017172>
- Foltz, G., Brandt, P., Richter, I., Rodríguez-Fonseca, B., Hernandez, F., Dengler, M., *et al.* (2019). Tropical atlantic observing system. *Front. Mar. Sci.* 6:206. doi: 10.3389/fmars.2019.00206
- Foltz, G. R., & McPhaden, M. J. (2010). Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18604, doi:10.1029/2010GL044001.
- Franzke, C.L., (2013). Persistent regimes and extreme events of the North Atlantic atmospheric circulation. *Philos. Trans. R. Soc. A. Math. Phys. Eng. Sci.* 2013;371(1991):20110471.
- Handoh, I.C., Bigg, G.R., Matthews, A.J., & Stevens, D.P. (2006). Interannual variability of the tropical Atlantic independent and associated with ENSO: Part II. The south tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, 26(14), 1957-1976.
- Handoh, I.C., Matthews, A. J., Bigg, G.R., & Stevens, D.P. (2006). Interannual variability of the tropical Atlantic independent and associated with ENSO: Part I. The south tropical Atlantic. *International Journal of Climatology*, 26(14), 1957-1976.
- Hastenrath, S. (2006). Circulation and teleconnection mechanisms of northeast Brazil droughts. *Progress in Oceanography*, 70, 407–415.
- Herbert, G., & Boulés, B. (2018). Impact of intraseasonal wind busts on sea surface temperature variability in the far eastern tropical Atlantic Ocean during boreal spring 2005 and 2006: focus on the mid-May 2005 event. *Ocean Sci.* 14, 2008. Doi: 10.5194/os-14-849-2018
- Hisard, P. (1980). Observation de response du type “El Nino” dans l’Atlantique tropical oriental - Golfe de Guinee, *Oceanol. Acta*, 3, 69-78.
- Hu, Z.Z., & Huang, B. (2007). Physical processes associated with the tropical Atlantic SST gradient during the anomalous evolution in the southeastern ocean. *Journal of Climate*, 20, 3366-3378. <https://doi.org/10.1175/JCLI4189.1>
- Illig, S., & Bachèlery, M. L. (2019). Propagation of subseasonal equatorially-forced coastal trapped waves down to the benguela upwelling system. *Sci. Rep.* 9:5306. doi: 10.1038/s41598-019-41847-1

- IPCC, 2018: Annex I: Glossary [Matthews, J.B.R. (ed.)]. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)].
- Jouanno, J., Hernandez, O., & Sanchez-Gomez, E. (2017). Equatorial Atlantic interannual variability and its relation to dynamic and thermodynamic processes. *Earth System Dynamics*, 8, 1061-1069. <https://doi.org/10.5194/esd-8-1061-2017>.
- Keenlyside, N. S., & Latif, M. (2007). Understanding equatorial Atlantic interannual variability. *Journal of Climate*, 20, 131-142. <https://doi.org/10.1175/JCLI3992.1>
- Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473), 1984-1985.
- Kucharski, F., Bracco, A., Yoo, J. H., & Molteni, F. (2007). Low-frequency variability of the Indian monsoon-ENSO relationship and the tropical Atlantic: The “weakening” of the 1980s and 1990s. *Journal of Climate*, 20(16), 4255-4266.
- Latif, M., Grötzner, A. (2000). The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics* 16, 213–218. <https://doi.org/10.1007/s003820050014>
- Lopez, H., Dong, S., Lee, S.-K., and Campos, E. (2016). Remote influence of Interdecadal Pacific Oscillation on the South Atlantic meridional overturning circulation variability, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8250– 8258, doi:10.1002/2016GL069067
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B. (2016). Tropical atmospheric response to decadal changes in the Atlantic equatorial mode. *Climate Dynamics*, 47(3-4), 1211-1224.
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Janicot, S., Gervois, S., Chauvin, F., (2010). A multi-model approach to the Atlantic equatorial mode: Impact on the West African Monsoon. *Climate Dynamics*, 35(1), 29-43.
- Lübbecke, J.F., Boning, C.W., Keenlyside, N.S., & Xie, S.-P. (2010). On the connection between Benguela and equatorial Atlantic Niños and the role of the South Atlantic anticyclone. *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-16. <https://doi.org/10.1029/2009jc005964>
- Lübbecke, J.F., Burls, N.J., Reason, C.J.C., & McPhaden, M.J. (2014). Variability in the South Atlantic Anticyclone and the Atlantic Niño Mode. *Journal of Climate*, 27, 8135-8150. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00202.1>
- Lübbecke, J.F., Rodríguez-Fonseca B., Richter I., et al. (2018) Equatorial Atlantic variability - Modes, mechanisms, and global teleconnections. *WIREs Clim Change*. 2018;9e527. <https://doi.org/10.1002/wcc.527>
- Martín-Rey, M., Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., & Kucharski, F. (2012). Changes in the interannual variability of the tropical Pacific as a response to an equatorial Atlantic forcing. *Scientia Marina*, 76(S1), 105-116.
- Martín-Rey, M., Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., & Kucharski, F. (2014). On the Atlantic-Pacific Niños connection: A multidecadal modulated mode. *Climate Dynamics*, 43(11), 3163-3178.
- Martín-Rey, M., Polo, I., Rodríguez-Fonseca, B., & Lazar, A. (2018). Is there evidence of changes in tropical Atlantic variability modes under AMO phases in the observational record? *Journal of Climate*, 32(2), 515-536.

- Meehl, G., Hu, A., Santer, B. *et al.* (2016). Contribution of the Interdecadal Pacific Oscillation to twentieth-century global surface temperature trends. *Nature Clim Change* **6**, 1005–1008. <https://doi.org/10.1038/nclimate3107>.
- Merle, J., (1980). Annual and interannual variability of temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean - hypothesis of an Atlantic El Niño, *Oceanol. Acta*, **3**, 209-220.
- Monahan, A.H. (2004). A simple model for the skewness of global sea surface winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**(16), 2037-2049. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<2037:ASMFTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<2037:ASMFTS>2.0.CO;2)
- Nnamchi, H. C., Li, J., & Anyadike, R. N. C. (2011). Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *Journal of Geophysical Research*, **116**, 1-15. <https://doi.org/10.1029/2010JD015579>.
- Nnamchi, H.C., Li, J., Kucharski, F., Kang, I.-S., Keenlyside, N.S., Chang, P., & Farneti, R. (2016). An equatorial-extratropical dipole structure of the Atlantic Niño. *Journal of Climate*, **29**, 7295-7311. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0894.1>
- Nobre, P., & Shukla, J. (1996). Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, **9**(10), 2464-2479.
- Oliver, J. E. (2005). *Encyclopedia of world climatology*. Dordrecht, Netherlands, Springer.
- Okumura, Y. M., Sun, T., & Wu, X. (2017). Asymmetric modulation of El Niño and La Niña and the linkage to tropical Pacific decadal variability. *Journal of Climate*, **30**(12), 4705–4733. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0680.1>
- Okumura, Y., & Xie, S. P. (2006). Some overlooked features of tropical Atlantic climate leading to a new Niño-like phenomenon. *Journal of Climate*, **19**, 5859-5874. <https://doi.org/10.1175/JCLI3928.1>
- Polo, I., Lazar, A., Rodriguez-Fonseca, B., & Arnault, S. (2008). Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability: 1. Kelvin wave characterization. *Journal of Geophysical Research*, **113**, 1-18. <https://doi.org/10.1029/2007/2007JC004495>
- Polo, I., Martín-Rey, M., Rodríguez-Fonseca, B., Kucharski, F., & Mechoso, C. R. (2015). Processes in the Pacific La Niña onset triggered by the Atlantic Niño. *Climate Dynamics*, **44**(1-2), 115-131.
- Rao, V. B., Giarolla, E., Kayano, M. T., & Franchito, S. H. (2006). Is the recent increasing trend of rainfall over northeast Brazil related to sub-Saharan drought? *Journal of Climate*, **19**(17), 4448-4453.
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K.S., & Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, **20**(22), 5473-5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>.
- Richter, I., Behera, S.K., Masumoto, Y., Taguchi, B., Sasaki, H., & Yamagata, T. (2013). Multiple causes of interannual sea surface temperature variability in the equatorial Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, **6**, 43-47. <https://doi.org/10.1038/ngeo1660>.
- Richter, I., Behera, S. K., Doi, T., Taguchi, B., Masumoto, Y., Xie, S. -P., (2014a). What controls equatorial Atlantic winds in the boreal spring? *Climate Dyn.*, **43**, 3091–3104, doi:<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2170-0>.
- Richter, I. & Doi, T. (2019). Estimating the role of SST in atmospheric surface wind variability over the tropical Atlantic and Pacific. *J. Climate*, **32**, 3899-3915, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0468.1>
- Richter, I., Xie, S.-P., Behera, S., Doi, T., & Masumoto, Y. (2014). Equatorial Atlantic variability and its relation to mean state biases in CMIP5. *Climate Dynamics*, **42**, 171. <https://doi.org/doi.10.1007/s00382-012-1624-5>.

- Ruiz-Barradas, A., Carton, J. A., & Nigam, S. (2000). Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *Journal of Climate*, 13, 3285-3297, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<3285:SOITDC>2.0.CO;2.
- Rodrigues, R.R., Haarsma, R.J., Campos, E.J. and Ambrizzi, T. (2011). The impacts of inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. *Journal of Climate*, 24, 3402-3422.
- Rodrigues, R. R. and McPhaden, M. J. (2014). Why did the 2011–2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast?. *Geophysical Research Letters*, 41, 1012-1018.
- Rodrigues, R. R., Subramanian, A., Zanna, L., & Berner, J. (2019). ENSO bimodality and extremes. *Geophysical Research Letters*, 46, 4883–4893, doi:10.1029/2019GL082270.
- Rodríguez-Fonseca, B., Polo, I., García-Serrano, J., Losada, T., Mohino, E., Mechoso, C. R., Kucharski F. (2009). Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades?, *Geophysical Research Letters*, 36, L20705, doi:10.1029/2009GL040048.
- Rodríguez-Fonseca, B., Mohino, E., Mechoso, C. R., Caminad, C., Biasutti, M., Gaetani, M., Volre, A. (2015). Variability and predictability of West African droughts: A review on the role of sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 48, 4038-4060.
- Santoso, A., Hendon, H., Watkins, A., Power, S., Dommenges, D., England, M.H., Frankcombe, L., Holbrook, N.J., Holmes, R., Hope, P. and Lim, E.P. (2019). Dynamics and Predictability of El Niño–Southern Oscillation: An Australian Perspective on Progress and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100, 403-420.
- Seiki, A., & Takayabu, Y. N. (2007). Westerly wind bursts and their relationship with intraseasonal variations and ENSO. Part I: Statistics. *Mon. Weath. Rev.* **135**, 3325–3345.
- Shannon, L. V., Boyd, A. J., Bundrit, G.B., & Taunton-Clark, J. (1986). On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system. *Journal of Marine Systems*, 44, 495-520.
- Smith, T. M., & Reynolds, R. W. (2003). Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *J. Climate*, 16, 1495–1510.
- Sura, P., & Sardeshmukh P. D. (2008). A global view of non-Gaussian SST variability. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 639–647.
- Timmermann, A., An, S.I., Kug, J.S., Jin, F.F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K.M., Lengaigne, M., McPhaden, M.J., Stuecker, M.F. and Stein, K. (2018). El Niño–southern oscillation complexity. *Nature*, 559, 535–545.
- Tokinaga, H., I. Richter, and Y. Kosaka. (2019). ENSO influence on the Atlantic Niño, revisited: Multi-year versus single-year ENSO events. *J. Climate*, in revision.
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771–2777. [https://doi.org/10.1175/15200477\(1997\)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2).
- Tung, K., Chen, X., Zhou, J. *et al.* (2019). Interdecadal variability in pan-Pacific and global SST, revisited. *Clim Dyn* **52**, 2145–2157. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4240-1>
- Xie, S.-P., & Carton, J. A. (2004). Tropical Atlantic Variability: Patterns, mechanisms, and impacts. In C. Wang, S.-P. Xie, & J. A. Carton (Eds.), *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction Geophysics Monograph Series* (Vol. 147, pp. 121-142). Washington, DC: AGU.
- Wang, C. (2006). An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, 33, L12702. <https://doi.org/10.1029/2006GL026324>.
- Wilks, D. S. (1995), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*, 467 pp., Academic, San Diego, Calif.

Zebiak, S.E. (1993). Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate*, 6, 1567-1586. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1567:AIITEA>2.0.CO;2).

Zhang, W., Li, H., Stuecker, M.F., Jin, F.F. and Turner, A.G. (2016). A new understanding of El Niño's impact over East Asia: Dominance of the ENSO combination mode. *Journal of Climate*, 29, 4347-4359.

APÊNDICE A – Rotina leitura dos dados

```
% LEITURA DOS DADOS: VENTO ZONAL E SST
% DEFINIÇÃO LOCALIZAÇÃO E TEMPO AMOSTRAL
% DEFINIÇÃO ANOS ATL NIÑO (MAM)

if 1==1

load sst_daily_1982_2016.mat;

ind=find(day==31 & month==12 & year==2014); ssta=ssta(:,:,1:ind);
day=day(1:ind); month=month(1:ind); year=year(1:ind);
[I,J,T]=size(ssta)

ilon=find(lon>=340 & lon<=0)
ilat=find(lat>=-3 & lat<=3)
atl3=squeeze(nanmean(nanmean(ssta(ilon,ilat,:),1),2)); atl3=atl3';

load u_850_era_tropical;

ind=find(day==1 & month==01 & year==1982); ua=u(:,:,ind:end);
day=day(ind:end); month=month(ind:end); year=year(ind:end);
[I,J,T]=size(ua);

ilon=find(lon>=325 & lon<=0);
ilat=find(lat>=-10 & lat<=5);
uzonal=squeeze(nanmean(nanmean(ua(ilon,ilat,:),1),2));

load ensa_index_daily ensod; ensod=ensod(1096:end-730)*0;
ii=find(atl3>=0.7); ensod(ii)=1
ii=find(atl3<=-0.7); ensod(ii)=2
```


APÊNDICE B – Construção dos histogramas e cálculos estatísticos

% Vento Zonal para os meses MAM

%.....1982-2014.....

```
if 1==2
mam=find(month>=3 & month<=5)
nino=find((month>=3 & month<=5) & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & ensod==0);

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & ensod==2 & atl3<=-1.5);
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & ensod==2 & atl3<=-2);
end

mam=find(month>=3 & month<=5)
nino=find((month>=3 & month<=5) & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & ensod==0);

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & ensod==2 & atl3<=-1.5);
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & ensod==2 & atl3<=-2);

axes('Position',[0.09 0.83 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nina),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninaext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninaext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nina))); s=num2str(skewness(uzonal(nina)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(nina))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:5)])
title('La Nina'); ylabel('1982-2014'); set(gca,'Xticklabel',[])

axes('Position',[0.31 0.83 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nino),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninoext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninoext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nino))); s=num2str(skewness(uzonal(nino)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(nino))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:4)])
title('El Nino'); set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

axes('Position',[0.53 0.83 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(neut),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(neut))); s=num2str(skewness(uzonal(neut)));
```

```

k=num2str(kurtosis(uzonal(neut))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:4)])
title('Neutral'); set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.78 0.83 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(mam),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 500]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(mam))); s=num2str(skewness(uzonal(mam)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(mam))-3);
text(-1,465,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,400,['\gamma = ',s(1:4)]) ...
text(-1,335,['\kappa = ',k(1:4)])
title('All'); set(gca,'Xticklabel',[])

```

%.....1982-1999.....

```

if 1==2
mam =find((month>=3 & month<=5) & year<2000);
nino=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==0);

```

```

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2 & atl3<=-1.5);
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2 & atl3<=-2);
end

```

```

mam =find((month>=3 & month<=5) & year<2000);
nino=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==0);

```

```

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2 & atl3<=-1.5);
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & year<2000 & ensod==2 & atl3<=-2);

```

```

axes('Position',[0.09 0.67 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nina),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninaext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninaext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nina))); s=num2str(skewness(uzonal(nina)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(nina))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:5)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:4)])
ylabel('1982-1999'); set(gca,'Xticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.31 0.67 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nino),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninoext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninoext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nino))); s=num2str(skewness(uzonal(nino)));

```

```

k=num2str(kurtosis(uzonal(nino))-3); ...
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:4)])
set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.53 0.67 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(neut),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(neut))); s=num2str(skewness(uzonal(neut)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(neut))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:4)])
set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.78 0.67 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(mam),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 500]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(mam))); s=num2str(skewness(uzonal(mam)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(mam))-3);
text(-1,465,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,400,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,335,['\kappa = ',k(1:4)])
    set(gca,'Xticklabel',[])

```

%.....2000-2014.....

```

if 1==2
mam =find((month>=3 & month<=5) & year>1999);
nino=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==0);

```

```

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2 & atl3<=-1.5);
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2 & atl3<=-2);
end

```

```

mam =find((month>=3 & month<=5) & year>1999);
nino=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1);
nina=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2);
neut=find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==0);

```

```

ninoext = find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1 & atl3>=1.5);
ninoext2= find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==1 & atl3>=2);
ninaext = find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2 & atl3<=-1.5); ...
ninaext2= find((month>=3 & month<=5) & year>1999 & ensod==2 & atl3<=-2);

```

```

axes('Position',[0.09 0.51 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nina),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninaext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninaext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nina))); s=num2str(skewness(uzonal(nina)));

```

```

k=num2str(kurtosis(uzonal(nina))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:5)])
ylabel('2000-2014'); set(gca,'Xticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.31 0.51 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(nino),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
hold on; hist(uzonal(ninoext),[-15:1:10]); hist(uzonal(ninoext2),[-15:1:10]);
m=num2str(mean(uzonal(nino))); s=num2str(skewness(uzonal(nino)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(nino))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:5)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:5)])
set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.53 0.51 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(neut),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 250]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(neut))); s=num2str(skewness(uzonal(neut)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(neut))-3);
text(-1,230,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,190,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,150,['\kappa = ',k(1:5)])
set(gca,'Xticklabel',[],'Yticklabel',[])

```

```

axes('Position',[0.78 0.51 0.2 0.15]);box on
hist(uzonal(mam),[-15:1:10]); axis([-15 10 0 500]);grid on
h = findobj(gca,'Type','patch'); set(h,'FaceColor',[0.5 0.5 0.5]);
m=num2str(mean(uzonal(mam))); s=num2str(skewness(uzonal(mam)));
k=num2str(kurtosis(uzonal(mam))-3);
text(-1,465,['\mu = ',m(1:5)])
text(-1,400,['\gamma = ',s(1:4)])
text(-1,335,['\kappa = ',k(1:5)])
set(gca,'Xticklabel',[])

```

```

orient tall
end

```