



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
CURSO DE CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

ENZO PINHEIRO

**RELAÇÃO ENTRE DURAÇÃO DOS EVENTOS DE EL NIÑO COM AS
CONDIÇÕES DO ATLÂNTICO TROPICAL E CONSEQUÊNCIAS SOBRE O
REGIME DE PRECIPITAÇÃO NO CEARÁ DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA**

**FORTALEZA
2016**

ENZO PINHEIRO

RELAÇÃO ENTRE DURAÇÃO DOS EVENTOS DE EL NIÑO COM AS CONDIÇÕES
DO ATLÂNTICO TROPICAL E CONSEQUÊNCIAS SOBRE O REGIME DE
PRECIPITAÇÃO NO CEARÁ DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA

Monografia apresentada ao Curso de graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Ciências do Mar (LABOMAR) da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do Título de Bacharel em Ciências Ambientais.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins.

FORTALEZA

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

Universidade Federal do Ceará

Biblioteca Rui Simões de Menezes

XXXX Pinheiro, Enzo

Relação entre duração dos eventos de El Niño com as condições do Atlântico tropical e consequências sobre o regime de precipitação no Ceará durante a estação chuvosa/
Enzo Pinheiro. – 2016.

Monografia (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências
do Mar, Curso de Ciências Ambientais, Fortaleza, 2016.

Orientação: Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins.

1. Precipitação. 2. Teleconexão. 3. Composições I. Título.

CDD XXXX

ENZO PINHEIRO

**RELAÇÃO ENTRE DURAÇÃO DOS EVENTOS DE EL NIÑO COM AS CONDIÇÕES
DO ATLÂNTICO TROPICAL E CONSEQUÊNCIAS SOBRE O REGIME DE
PRECIPITAÇÃO NO CEARÁ DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA**

Monografia submetida à Coordenação do Curso de Ciências Ambientais da Universidade Federal do Ceará, como requisito à obtenção do grau em Ciências Ambientais.

Aprovada em: ____/____/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Antônio Geraldo Ferreira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Me. Diógenes Passos Fontenele
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCME)

A minha mãe, Enia.

AGRADECIMENTO

A minha mãe, Enia, por todo amor proporcionado, e pelo esforço e dedicação para que eu pudesse ter uma educação de qualidade.

Aos meus tios pelo exemplo de bondade, simplicidade e honestidade.

Aos meus sobrinhos e a minha irmã pelo amor incondicional.

Ao Prof. Dr. Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins por se dispor a me orientar tanto academicamente como profissionalmente.

Aos meus amigos de longas datas que sempre me apoiaram e incentivaram na minha vida pessoal e acadêmica.

Aos meus colegas e amigos da FUNCEME Junior, Marcelo, Arthur, Sullyandro, Diógenes, Mikahil, Alfredo, Gabriela, Jarbas, Milena, Giullian, Marcos, Juliana, Domingo, Robson, Guto e Iury pela paciência e dedicação ao compartilharem seus conhecimentos.

Aos meus colegas e amigos do curso de Ciências Ambientais por compartilharem vivências acadêmicas, em especial à Rhaiane, Talita, Beatriz, Camille e Sabrina.

Aos professores do LABOMAR por compartilharem seus conhecimentos e experiências profissionais, em especial ao Prof. Dr. Antônio Geraldo Ferreira.

Aos servidores do LABOMAR por realizarem seus trabalhos com dedicação, proporcionando a melhor experiência acadêmica, em especial ao funcionário da biblioteca Sr. Murilo Costa e a secretária do curso de Ciências Ambientais Sra. Eunice Menezes.

A Agência Nacional de Águas (ANA) pela ajuda financeira.

“Toda nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil –e, no entanto, é a coisa mais preciosa que temos.”

(Albert Einstein, 1879 - 1955)

RESUMO

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) chega a sua posição mais sul no período de março a maio, seguindo o ciclo solar anual. Anos muito secos (chuvosos) no Ceará são decorrentes de um posicionamento da ZCIT mais ao norte (sul) de sua posição média, que por sua vez é regida por variações na temperatura da superfície do mar (TSM). Uma TSM de pelo menos 27,5°C parece ser o limiar para atividade convectiva, acima disso a convecção é essencialmente competitiva entre regiões com maiores TSM disponíveis para fazer parte de uma ZCIT contínua. A variabilidade interanual da TSM do Atlântico tropical é modelada por diversos fatores internos e externos da bacia, dentre eles pode-se citar a influência do aquecimento anômalo das águas do Pacífico equatorial centro-leste juntamente com alterações na circulação atmosférica, conhecido como El Niño – Oscilação Sul (ENSO). Este fenômeno se destaca pela sua influência nas condições oceânicas e atmosféricas em vários locais do globo via teleconexões, inclusive sobre as condições do Oceano Atlântico. Este trabalho analisou como El Niños de diferentes durações (eventos que duraram até fevereiro classificados como curtos, e eventos que duraram até depois de fevereiro classificados como longos) influenciavam as condições do Atlântico Norte, e quais as consequências sobre o regime de precipitação no Ceará na estação chuvosa. Os resultados encontrados através das composições das anomalias de altura geopotencial mostram a existência do padrão *Pacific-North American* positivo em ambos os casos, no entanto maiores anomalias de divergência do vento com consequente maior enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Norte e dos alísios do Hemisfério Norte são observados nas composições dos anos de El Niños longos. Isso resulta numa redução do *feedback* entre evaporação, vento e TSM, provocando anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical Norte. A análise individual dos eventos de El Niño mostra que aproximadamente 89% dos eventos de El Niño longo resultaram em um gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico tropical positivo e destes aproximadamente 78% resultaram em eventos de precipitação abaixo da média em março - maio. Já em anos de El Niños curtos 33% resultaram em gradientes interhemisféricos de TSM do Atlântico tropical positivos com consequentes eventos de seca no Ceará.

Palavras-chave: Precipitação. Teleconexão. Composições.

ABSTRACT

The Intertropical Convergence Zone (ITCZ) reaches its southmost position in March - May, following the annual cycle of the sun. Dry (wet) years on Ceará are caused by an anomalous positioning of the ITCZ to the north (south) of its climatological position drove by sea surface temperature (SST) variations. A SST of 27,5°C seems to be the threshold for the convective activity, above that convective activity is mainly competitive between regions of highest SST, available to become part of a continuous ITCZ. The SST interannual variability on the tropical Atlantic is modeled by many internal and external factors of the basin. One of them is the positive SST anomaly in the central and eastern equatorial Pacific along with changes in the atmospheric circulation known as El Niño – Southern Oscillation (ENSO). This phenomenon differs from others because of its strong influence over other oceans via teleconnections, including the Atlantic conditions. This study is focused on how El Niños of different durations (events that lasted until February are classified as short events, and the ones that lasted after February are classified as long events) affect the conditions on the North Atlantic, and what is the response on Ceará in terms of rainfall. The results of geopotential height anomalies composites show the existence of a positive *Pacific-North American* (PNA) pattern during both short and long duration El Niños, however larger wind divergence anomalies along with a weaker North Atlantic Subtropical High and weaker trade winds from the northern hemisphere are noticed in the long duration El Niño composites. This causes a reduction of the wind-evaporation-SST feedback, leading to positive SST anomalies in the Tropical North Atlantic. The individual analysis of the El Niño events shows that 89% of the long duration El Niños resulted in a positive Atlantic interhemispheric SST gradient and 78% of these Atlantic conditions brought drought to Ceará. On the other hand, 33% of the short duration El Niño resulted in a positive Atlantic interhemispheric SST gradient with also 33% of drought conditions.

Keywords: Rainfall. Teleconnections. Composites.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Ilustração esquemática do padrão hipotético de anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) durante o inverno no Hemisfério Norte, durante episódios de aquecimento do Pacífico tropical. As setas escuras refletem o reforço dos jatos subtropicais em ambos hemisférios, ficando mais fortes e próximos do equador durante episódios quentes. Fonte: Horel e Wallace (1981).....	22
Figura 2 - Regiões Niño do Pacífico equatorial.....	27
Figura 3 - Mapa de correlação entre média (1982-2010) da anomalia de TSM de MAM com a precipitação sobre o Ceará do mesmo período.....	28
Figura 4a - Composição da anomalia de altura geopotencial dos anos de El Niños curtos..	30
Figura 4b - Composição da anomalia de altura geopotencial dos anos de El Niños longos.	30
Figura 5a - Composição da anomalia de divergência do vento dos anos de El Niños curtos.....	30
Figura 5a - Composição da anomalia de divergência do vento dos anos de El Niños longos.....	30
Figura 6 - Perfil vertical (1000mb – 100mb) e meridional (60°N – 60°S) da diferença entre El Niños longos e curtos das varáveis ômega e anomalia de divergência do vento na região do Atlântico, média zonal entre 60°W – 30°W.....	31
Figura 7a - Composição da anomalia de vento em 850mb para anos de El Niños curtos....	32
Figura 7b - Composição da anomalia de vento em 850mb para anos de El Niños longos... .	32
Figura 8a - Composição da anomalia de TSM para El Niños curtos.....	33
Figura 8b - Composição da anomalia de TSM para El Niños longos.....	33
Figura 9a - Anomalia de TSM no ATN x Tempo para anos de El Niños curtos.....	34
Figura 9b - Anomalia de TSM no ATN x Tempo para anos de El Niños longos.....	34
Figura 10a - Anomalia de TSM no ATS x Tempo para anos de El Niños curtos.....	35
Figura 10b - Anomalia de TSM no ATS x Tempo para anos de El Niños longos.....	35

Figura 11a – Gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical x Tempo para anos de El Niños curtos.....	35
Figura 11b – Gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical x Tempo para anos de El Niños longos.....	35
Figura 12a - Anomalia de precipitação no Ceará para o trimestre de MAM em anos de El Niños curtos.....	36
Figura 12b - Anomalia de precipitação no Ceará para o trimestre de MAM em anos de El Niños longos.....	36
Figura 13a - Anomalia de ROL em MAM para os anos de El Niños curtos.....	37
Figura 13b - Anomalia de ROL em MAM para os anos de El Niños longos.....	37

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos El Niños em curtos e longos e fortes, moderados e fracos..... 29

LISTA DE ABRVIATURAS E SIGLAS

AMJ	Abril - Junho
ATN	Atlântico tropical Norte
ATS	Atlântico tropical Sul
DJF	Dezembro - Fevereiro
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
ERSST.v4	<i>Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4</i>
FUNCENE	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IOS	Índice Oscilação Sul
JFM	Janeiro - Março
MAM	Março – Maio
m	metro
mb	milibar
MCGA	Modelo de circulação geral da atmosfera
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PNA	<i>Pacific-North American</i>
PSA	<i>Pacific-South American</i>
ROL	Radiação de onda longa
s	segundo
TSM	Temperatura da superfície do mar
WES	<i>Wind-evaporation-SST</i>

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	17
1.1	Circulação na região tropical.....	18
1.2	El Niño – Oscilação Sul.....	19
1.3	Gradiente Interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical.....	20
1.4	Justificativa.....	21
1.5	Objetivos.....	23
1.5.1	Objetivo geral.....	23
1.5.2	Objetivos específicos.....	24
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
2.1	Dados utilizados.....	25
2.2	Seleção dos anos e classificações da durações e intensidade dos eventos de El Niño.....	26
2.3	Elaboração das composições.....	27
3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	29
3.1	Teleconexão entre Pacífico equatorial e Atlântico Norte.....	29
3.2	Influência sobre o Atlântico.....	31
3.3	Precipitação sobre o Ceará.....	35
4	CONCLUSÕES.....	38
	REFERÊNCIAS.....	40

1. INTRODUÇÃO

O estado do Ceará, localizado na região Nordeste do Brasil, apresenta um ciclo anual de precipitação com chuvas concentradas nos primeiros cinco meses do ano, enquanto no restante dos meses o volume precipitado é muito baixo. O principal sistema responsável pelas chuvas do início do ano é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Esta representa um cinturão de convergência dos ventos alísios que transportam calor e umidade para altos níveis formando nuvens de convecção profundas. A ZCIT migra meridionalmente durante o ano, seguindo o ciclo solar anual, chegando a sua posição mais ao sul durante os meses de março a maio (MAM).

Os anos muito secos (chuvosos) no Ceará são consequências de um posicionamento anômalo mais ao norte (sul) da ZCIT em MAM. Esse posicionamento anômalo é determinado pelas condições da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Tropical, que por sua vez, apresenta sua variabilidade interanual modelada por diversos fatores internos e externos a bacia.

A região do oceano Pacífico Equatorial pode influenciar fortemente as condições dos outros oceanos em anos de El Niño - Oscilação Sul (ENOS). As temperaturas oceânicas anômalas sobre o Pacífico equatorial central e leste provocam modificações na circulação tropical e extratropical, podendo impactar sobre a TSM do Atlântico Tropical.

A ZCIT se posiciona anomalamamente mais ao norte (sul) em anos em que se formam um gradiente anômalo de TSM sobre a bacia do Atlântico Tropical, com águas mais aquecidas (resfriadas) no Atlântico Tropical Norte (ATN) do que no Atlântico Tropical Sul (ATS). Sobre essa região mais aquecida forma-se uma zona de baixa pressão condicionando a convergência dos ventos alísios. Esses ventos quando alcançam altos níveis perdem calor e umidade por condensação, divergem e se deslocam em direção a médias latitudes subsidindo sobre a região das altas subtropicais, onde são redirecionados para o Equador. Essa circulação meridional dos ventos nos trópicos é conhecida como célula de Hadley.

Enquanto as condições do Pacífico Equatorial persistem durante vários meses, devido ao tamanho da bacia que armazena um volume de água muito maior do que os outros oceanos, as alterações no Atlântico Tropical ocorrem de forma muito mais rápidas. Isso dificulta a previsibilidade das condições desta bacia para um longo prazo, e consequentemente o posicionamento da ZCIT só pode ser inferido pouco tempo antes do período chuvoso, o que dificulta o planejamento de utilização do recurso hídrico do Estado.

Devido a posição do Ceará, próximo à linha do Equador, a incidência de radiação solar se mantém alta durante todo o ano com uma consequente elevada taxa de evapotranspiração. Isso juntamente com o regime de precipitação irregular e concentrado em somente alguns meses do ano resulta em um balanço hídrico anual negativo. Caso não exista um bom planejamento de utilização dos recursos hídricos isso pode trazer consequências socioeconômicas severas.

Um grande exemplo disso é a seca que vem assolando a região desde 2012. A consequência de quatro anos de seca é refletida pela baixa quantidade de água armazenada nos reservatórios. O Castanhão, principal reservatório do estado, apresenta menos de 15% de sua capacidade total, enquanto outros reservatórios da região estão em condições semelhantes ou até piores, com boa parte deles já totalmente secos (FUNCENE, 2015).

1.1 Circulação na região tropical

A ZCIT se localiza sobre as águas superficiais mais quentes. Pequenas diferenças na TSM podem causar mudanças consideráveis na sua localização. Uma TSM de pelo menos 27,5°C parece ser o limiar para atividade convectiva, acima disso a convecção é essencialmente competitiva entre diferentes regiões disponíveis para fazer parte de uma ZCIT contínua (Barry e Chorley, 2013).

A zona se desloca sazonalmente sobre a região tropical seguindo ao ciclo solar anual. Sobre o Atlântico e Pacífico centrais, a ZCIT migra em média entre 9°N no verão boreal e 2°N no inverno boreal (Schneider et al, 2014).

A precipitação advinda da ZCIT é alimentada pela ascensão das massas de ar quentes e úmidas perto da superfície. A convergência dos ventos alísios do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul provoca a ascensão dessas massas de ar que são resfriadas, condensam e precipitam de nuvens convectivas profundas. Na troposfera superior, as massas de ar, agora frias e secas, divergem e movem em direção oposta à ZCIT tanto no Hemisfério Norte como no Hemisfério Sul. Elas subsistem nas altas subtropicais onde são redirecionadas para o equador, fechando a circulação meridional de Hadley.

Assim como a circulação de Hadley representam importantes componentes meridionais (norte-sul) da circulação atmosférica, as circulações de Walker representam as componentes zonais (leste-oeste) de grande escala do fluxo de ar tropical. Essas circulações zonais são movidas por grandes gradientes de pressão no sentido leste-oeste.

Esse gradiente de pressão no oceano Pacífico equatorial é conhecido como Oscilação Sul. Ele pode apresentar diferentes intensidades e fases, e costuma ser medida pela diferença de pressão entre o Taiti e Darwin, na Austrália. O Índice da Oscilação Sul (IOS) pode apresentar duas fases:

- positiva, quando existe uma forte alta pressão no Pacífico sudeste e uma baixa centrada sobre a Indonésia, com ar ascendente e precipitação convectiva;
- negativa, quando a área de baixa pressão e convecção é deslocada para leste.

Alterações na TSM também são notadas juntamente com as alterações na pressão ao nível do mar. Anomalias positivas de TSM aparecem sobre a região central e leste da bacia durante a fase negativa do IOS, causando modificações na circulação de Walker. Esse fenômeno onde há o acoplamento entre oceano e atmosfera é conhecido como El Niño – Oscilação Sul. As principais flutuações na circulação de Walker causadas por eventos ENOS são elencadas por Berry e Chorley (2013):

Cinco grandes células zonais, envolvendo ramificações ascendentes de baixa pressão e precipitação acentuada sobre o Atlântico Sul, o Oceano Índico Ocidental, o Pacífico Ocidental e Oriental e ramificações subsidentes de alta pressão e menor precipitação sobre o Norte-Nordeste do Brasil, a África central, a Indonésia/Índia e Pacífico central. Durante essa fase, ventos de oeste de baixos níveis e de leste em altos níveis predominam sobre o Pacífico, e as correntes de jato subtropicais de oeste se intensificam em ambos os hemisférios, assim como a célula de Hadley no Pacífico.

1.2 El Niño – Oscilação Sul

Em condições normais (fase positiva do IOS) uma piscina com água superficial quente acumula-se no Pacífico equatorial ocidental, entre a superfície e a termoclina. Ela é causada pela insolação intensa, pela baixa perda de calor por evaporação nessa região de ventos fracos e pelo empilhamento de água superficial forçada a oeste pelos ventos alísios de leste.

Em anos de La Niña há uma intensificação dessas condições causadas inicialmente pelo fortalecimento dos alísios na parte oriental do Pacífico equatorial. O resultado disso é um aumento da ressurgência próximo à costa oeste da América do Sul com consequente resfriamento das águas superficiais dessa região. Esse resfriamento causa um *feedback* positivo devido ao aumento anômalo da pressão sobre essa região causando uma intensificação dos alísios. O fortalecimento dos ventos faz a ressurgência de água fria se espalhar para oeste, formando uma língua fria de água superficial nesta direção. A contração

da água quente do Pacífico no sentido oeste intensifica a área de instabilidade sobre esta região, aumentando a convecção sobre esta. Os outros ramos ascendentes e descendentes da circulação de Walker também sofrem intensificação.

Em anos de El Niños acontece o contrário. Primeiramente é notado um enfraquecimento dos ventos alísios, juntamente com a redução na pressão sobre o Pacífico equatorial oriental. A ressurgência costeira próximo à costa da América do Sul causada pelo vento diminui, e a água superficial sobre esta região se torna anomalamamente mais aquecida. Esse aumento nas temperaturas reduz o gradiente oeste-leste da TSM do Pacífico, diminuindo ainda mais a pressão sobre o Pacífico oriental, que por sua vez reduz ainda mais a intensidade dos alísios, ou seja, o El Niño também causa um *feedback* positivo no sistema oceano-atmosfera no Pacífico oriental. No Pacífico ocidental, o enfraquecimento dos ventos alísios permite o deslocamento da água acumulada na piscina quente para leste, com consequente aumento anômalo da pressão sobre essa região. Nessas condições, ondas de ventos equatoriais de oeste lançam uma imensa quantidade de calor sobre o Pacífico central, como ondas oceânicas internas de grande escala (ondas de Kelvin).

Além das modificações na circulação de Walker, os eventos ENOS causam modificações na circulação global por meio de teleconexões. Estas alteram a TSM, salinidade, temperatura do ar, umidade, vento, correntes oceânicas e distribuição de nuvens em outros lugares do globo, longe do Pacífico equatorial. Dessa forma a atmosfera serve como ponte entre o Pacífico equatorial e os Oceanos Pacífico Norte, Pacífico Sul, Atlântico e Índico (Alexander et al, 2002).

1.3 Gradiente Interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical

O equador térmico, e consequentemente a ZCIT, chega a sua posição mais ao sul nos meses de MAM, ficando 5-10 graus ao norte do equador geográfico (Hastenrath, 1991; Mitchell e Wallace, 1992), apesar do fato da radiação solar no topo da atmosfera ser praticamente simétrica sobre o equador nesse período. A TSM nesse momento é uniformemente quente entre 10°S e 5°N (Xie e Carton, 2004), dessa forma a posição meridional da ZCIT é muito sensível ao gradiente interhemisférico de anomalia de TSM. Um gradiente positivo (negativo) é caracterizado por maiores (menores) anomalias de TSM sobre Atlântico tropical Norte (ATN) comparado ao Atlântico tropical Sul (ATS) resultando no posicionamento da ZCIT ao norte (sul) da sua posição média.

Variações na intensidade dos ventos também apresentam um importante papel no ciclo anual de TSM na região do equador por meio de induções na evaporação. Um gradiente de TSM positivo resulta em pressões maiores na região do ATS, induzindo os ventos alísios de sudeste que cruzam o equador a desacelerar os ventos alísios de nordeste. Chang et al (1997) sugerem que esses ventos alísios de nordeste enfraquecidos, reduzem a evaporação no ATN, aquecendo as águas ao norte do equador, enquanto ao sul do equador, os alísios de sudeste aceleram, aumentando a evaporação e reduzindo a TSM naquela região, resultando em um *feedback* positivo entre o vento, a evaporação e a TSM (*WES feedback*), fortalecendo o gradiente de TSM.

No Atlântico tropical a ponte atmosférica com o Pacífico equatorial pode apresentar um importante papel na variabilidade interanual de TSM da bacia. Covey e Hastenrath (1978) utilizando composições de TSM, PNM e ventos no Atlântico tropical acharam uma ampla região de anomalias positivas de TSM ao norte do equador na primavera boreal seguinte à eventos de El Niño e o oposto para anos de La Niña. Vários outros estudos (Horel e Wallace 1981; Curtis e Hastenrath 1995, Enfield e Mayer 1997; Lee et al 2008), depois deste confirmaram as anomalias positivas de TSM no ATN de 3 a 6 meses depois do pico de anomalias de TSM no Pacífico equatorial após eventos de El Niño.

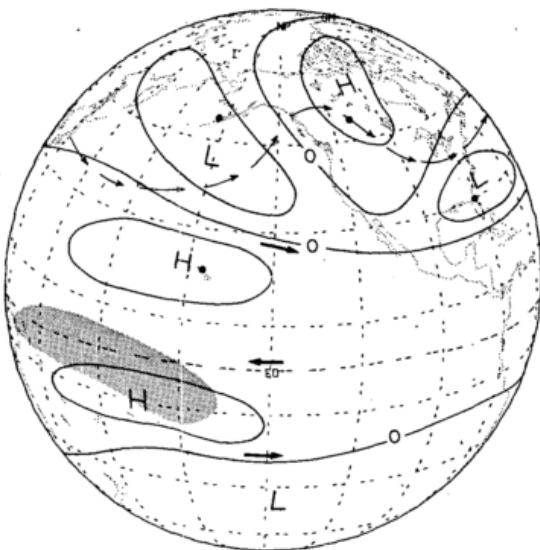
1.4. Justificativa

Trenberth et al (1998) relataram os avanços no entendimento do ENOS e das mudanças na circulação atmosférica causadas pelo fenômeno. As mudanças na TSM no Pacífico equatorial juntamente com as mudanças no aquecimento, convergência em baixos níveis e divergência do vento em altos níveis alteram a geração do componente horizontal da vorticidade atmosférica, forçando ondas de larga escala do tipo Rossby que podem se propagar para latitudes mais altas. A componente divergente do fluxo fornece a forçante para ondas de Rossby através da advecção na vorticidade terrestre.

Essas ondas de larga escala são a explicação física para ocorrência das teleconexões. No inverno boreal e início da primavera a teleconexão *Pacific-North American* (PNA) é um mecanismo no qual o ENOS afeta o Atlântico Norte (Nobre e Shukla, 1996). Horel e Wallace (1981) desenvolveram um modelo hipotético para exemplificar o funcionamento do padrão PNA. Este apresenta quatro centros de sinais alternados de altas e baixas pressões formando um arco que se estende do Pacífico tropical a América do Norte como indicado na figura 1. Bjerknes (1969) notou que em anos de El Niños havia o fortalecimento da baixa das Aleutas

no Pacífico Norte uma característica da fase positiva do padrão. Posteriormente foi confirmado que em anos de El Niños o PNA tende a ser positivo.

Figura 1 - Ilustração esquemática do padrão hipotético de anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) durante o inverno no Hemisfério Norte, durante episódios de aquecimento do Pacífico tropical. As setas escuras refletem o reforço dos jatos subtropicais em ambos hemisférios, ficando mais fortes e próximos do equador durante episódios quentes.



Fonte: Horel e Wallace (1981).

Associado a esse padrão de ondas, Curtis e Hastenrath (1995) encontraram padrões divergentes em altos níveis sobre a alta subtropical do Atlântico Norte, diminuindo a subsidência sobre a mesma. Isso diminui a pressão sobre essa região, o que enfraquece o gradiente de pressão meridional e os alísios do Atlântico Norte. Estudos observacionais (Hastenrath et al, 1987; Curtis e Hastenrath, 1995; Efield e Mayer, 1997) mostram esse enfraquecimento dos alísios na maior parte do Atlântico entre 5°N e 20°N reduz o WES feedback, resultando na redução no fluxo de calor latente e consequente aumento da temperatura no ATN.

Trenberth et al (1998) citam que o tempo de duração do El Niño tem um papel importante na propagação de energia para longe da fonte de calor. As análises de Karoly (1983) e de Li e Nathan (1994) mostram que quanto menor a escala de tempo, mais preso ao

equador é a resposta. Então mesmo que a fonte de calor permaneça no mesmo local durante todo o evento de El Niño, os efeitos nas regiões de médias latitudes podem variar.

Lee et al (2008) utilizando modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) testaram a hipótese de que se o El Niño acabar antes de abril, a temperatura no ATN permanece neutra. Análises dos experimentos dos modelos mostraram que os meses de janeiro a março (JFM) são cruciais para o aquecimento induzido do ATN em abril – junho (AMJ), resultando em um gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico tropical positivo para esse período.

Rodrigues et al (2011) analisaram o efeito da intensidade, duração e posição da fonte de calor do El Niño sobre as condições de TSM no Atlântico Tropical em MAM através do padrão *Pacific-South American* (PSA), utilizando dados observacionais de vento, TSM e precipitação, e experimentos com MCGA. Eles concluíram que anomalias no Pacífico equatorial de maior (menor) intensidade e duração e com a fonte de calor no Leste (centro) da bacia estão relacionados com o fortalecimento (enfraquecimento) da alta subtropical do Atlântico Sul e a anomalias negativas (positivas) TSM no ATS, resultando em um gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico tropical positivo (negativo), e com consequente eventos de seca (cheias) sobre o Nordeste do Brasil.

A hipótese a ser analisada no presente estudo é de que a duração do El Niño é de crucial importância para o estabelecimento da ponte atmosférica. Diferente da análise de Lee, este se propõe a analisar o efeito da duração do El Niño sobre as condições de TSM no Atlântico Tropical durante o trimestre de MAM, que como mencionado anteriormente, é de extrema importância para o posicionamento da ZCIT, o principal sistema responsável pelas chuvas no Ceará. A teleconexão analisada será o padrão PNA, pois como é mostrado por diversos pesquisadores (Horel e Wallace, 1981; Trenberth 1998) esse padrão é mais intenso do que o PSA devido ao Hemisfério Norte está na estação de inverno durante o pico do El Niño.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo geral

O objetivo deste estudo é analisar a influência da duração do El Niño sobre a variabilidade de TSM do Atlântico tropical durante o trimestre MAM e as consequências sobre o regime de precipitação no Ceará.

1.5.2 Objetivos específicos

- Observar se o padrão de teleconexão entre o Pacífico equatorial e ATN ocorre tanto em anos de El Niños curtos quanto longos, através de composições de altura geopotencial e do perfil do movimento vertical ($\hat{\omega}$) e divergência do vento;
- Analisar a resposta no ATN, através de composições das anomalias de velocidade do vento e TSM, para ambos os anos de El Niños curtos e longos;
- Analisar as consequências sobre a precipitação no Ceará através de composições de radiação de onda longa e dados de precipitação para ambos os casos.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Dados utilizados

Foram utilizadas médias mensais de TSM oriundas do *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4* (ERSST.v4) disponibilizadas pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Os dados de TSM estão em grade de $2^\circ \times 2^\circ$ e o período selecionado para a análise foi de 1950-2014 devido à maior confiabilidade dos dados (Huang et al, 2014).

Dados médios mensais das componentes zonal e meridional da velocidade do vento, altura geopotencial e ômega foram obtidos do *NCEP/NCAR 40-years reanalysis* (Kalnay et al., 1996), nos quais estão disponíveis em grade de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ para o período de 1948-presente.

A partir das anomalias das componentes zonais e meridionais de vento foi calculado a anomalia de divergência do vento dado pela equação:

$$\text{div} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1)$$

Em que $\frac{\partial u}{\partial x}$ representa a taxa de variação da componente zonal das anomalias de vento ao longo das longitudes e $\frac{\partial v}{\partial y}$ representa a taxa de variação da componente meridional das anomalias de vento ao longo das latitudes.

O período selecionado foi igual ao da TSM. Os níveis de pressão utilizados foram:

- 200mb para anomalia de altura geopotencial;
- 850mb para as anomalias dos componentes zonais e meridionais do vento;
- 1000 – 100mb para o ômega;
- 1000 – 100mb para a anomalia de divergência do vento.

Estas são variáveis importantes para aferições sobre a dinâmica atmosféricas. Os componentes zonais e meridionais dos ventos são mensurações da intensidade e direção do vento no plano horizontal enquanto o ômega representa o movimento vertical na atmosfera. A altura geopotencial é uma aproximação da altitude acima do nível do mar em que está um determinado nível de pressão.

Os dados dos acumulados mensais de precipitação sobre todo o estado foram obtidos da rede pluviométrica da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). A média para o Ceará é calculada por meio de uma ponderação da precipitação pela área de influência em que o posto está inserido, conhecido como método dos polígonos de Thiessen (THIESSEN, 1911). O período selecionado para o estudo foi igual ao período selecionado para TSM.

Médias mensais de radiação de onda longa (ROL) também foram utilizadas como indicador de precipitação convectiva. Satélites medem a radiação que sai da Terra que serve como índice aproximado da quantidade de convecção nos trópicos. Esses dados são disponibilizados pela NOAA (Liebmann e Smith, 1996) entre o período de 1974 – 2013 em uma grade interpolada de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ para todo o globo.

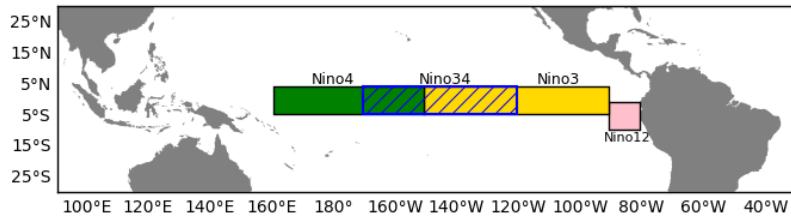
A climatologia mensal foi calculada para o período de 1950 – 2014. Esse período longo de 65 anos foi utilizado para suavizar ao máximo possível o efeito de condições extremas. As anomalias mensais de TSM foram construídas removendo a climatologia das médias mensais observadas. O mesmo é feito para os campos de altura geopotencial, velocidade do vento e precipitação. Para a ROL devido a menor disponibilidade temporal dos dados, a climatologia utilizada foi de 1974 - 2013. Para a variável ômega foram utilizados dados observados e não anomalias.

2.2. Seleção dos anos e classificações da durações e intensidade dos eventos de El Niño

O método de seleção do El Niño utilizado foi o proposto por Trenberth (1997) com algumas adaptações. Para um ano ser caracterizado como ano de El Niño é necessário que as 4 médias móveis trimestrais do índice Niño 3.4 a partir de setembro (setembro – novembro, outubro – dezembro, novembro – janeiro, dezembro - fevereiro) tenham valores acima de 0.5°C . Esse método assegura que o El Niño se desenvolva e tenha influência sobre a circulação global durante todo o inverno boreal.

Diversos pesquisadores (Trenberth e Hoar, 1996) mostram que a região do Niño 3.4 (região que engloba parte do Niño 3 e parte do Niño 4 como mostrado na figura 2) é a região do Pacífico equatorial na qual o acoplamento atmosfera-oceano é maior, com correlações entre TSM e IOS acima de 0.8.

Figura 2 – Regiões Niño do Pacífico equatorial.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os eventos de El Niño selecionados pelo método descrito acima são divididos em duas classes de acordo com sua duração:

- El Niños curtos são aqueles no qual o índice Niño 3.4 mantém maior ou igual a 0.5°C até o final de fevereiro;
- El Niños longos foram classificados como eventos em que o índice Niño 3.4 se manteve acima de 0.5°C depois de fevereiro.

Essa classificação foi escolhida pois dessa forma se pode avaliar o efeito do El Niño quando a fonte de calor no Pacífico equatorial permanece ativa durante o início da estação chuvosa e no caso em que essa fonte cessa anterior a MAM.

A classificação da intensidade do El Niño foi feita utilizando os mesmos trimestres da classificação da duração. Para isso foi calculada a média dos quatro trimestres móveis, de setembro a dezembro. Os anos em que a média do índice Niño 3.4 resultaram em valores entre 0.5°C e 1°C foram classificado como anos de El Niño fraco, aqueles anos em que a média ficou entre 1°C e 1.5°C foram classificados como El Niños moderados e acima de 1.5°C foram classificados como El Niños fortes.

2.3. Elaboração das composições

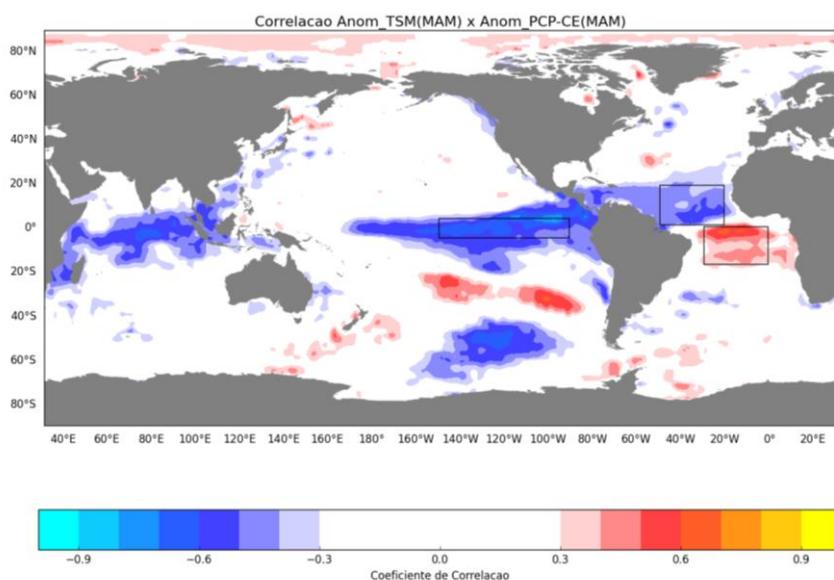
Após a classificação dos eventos de El Niño em curtos e longos, foi feita as composições das variáveis utilizadas no trabalho para ambos os casos.

Para o ômega, anomalias de altura geopotencial, e anomalias de divergência do vento foram feitas as médias de todos os trimestres de dezembro – fevereiro (DJF) para El Niños curtos e longos. As médias de vento meridional e zonal em 850mb foram calculadas para o trimestre JFM, e as médias de TSM, ROL e precipitação foram calculadas para o trimestre MAM.

Foi plotado a série temporal, entre os meses outubro do ano inicial do El Niño a junho do ano posterior ao início do El Niño, do gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical e das médias da anomalia de TSM na região do ATN e na região do ATS para anos de El Niños curtos e longos.

A determinação das áreas do ATN e ATS foi feita a partir da seleção das regiões no mapa de correlação, entre anomalia de TSM em MAM com a anomalia de precipitação média no Ceará também em MAM, que apresentavam maior correlação como mostrado na figura 3.

Figura 3 – Mapa de correlação entre média (1982-2010) da anomalia de TSM de MAM com a precipitação sobre o Ceará do mesmo período.



Fonte: Elaborada pelo autor

Foi calculado a diferença do ômega dos anos de El Niños longos e curtos. Essa diferença foi representada no perfil vertical, entre os níveis de pressão de 1000mb e 100mb, e meridional, entre as latitudes 60°N e 60°S do Oceano Atlântico. O mesmo foi feito para as anomalias de divergência do vento.

As plotagens foram feitas utilizando a biblioteca Matplotlib, uma biblioteca do Python 2.7 de código aberto que fornece uma grande variedade de plotagens.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Teleconexão entre Pacífico equatorial e Atlântico Norte

Dos 64 anos possíveis selecionados para o estudo, 18 deles foram considerados anos de El Niño, sendo 9 deles considerados El Niños de curta duração e 9 deles considerados como El Niños longos como mostrado no quadro 1.

Tabela 1 – Classificação da duração dos El Niños em curtos e longos e de sua intensidade em fortes, moderados e fracos.

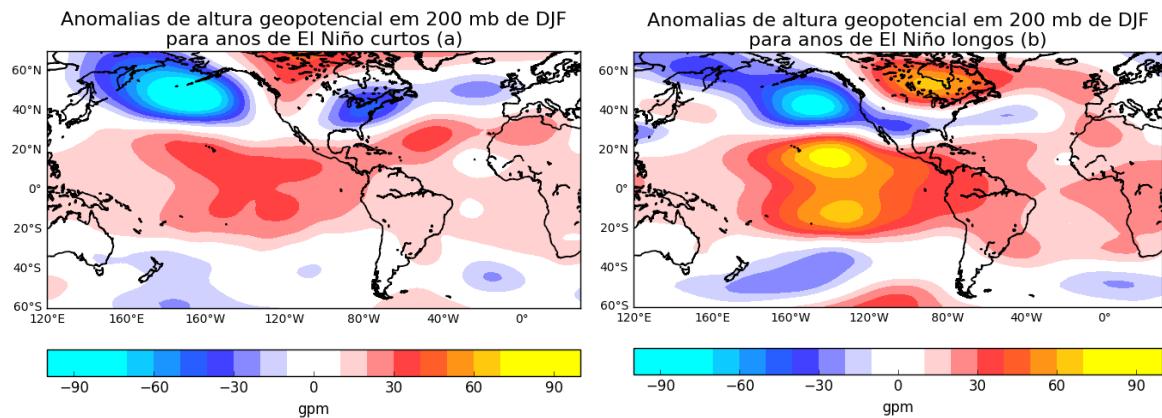
	Fraco	Moderado	Forte
Curto	1953-1954, 1969-1970, 1976-1977, 1977-1978, 1994-1995, 2006-2007.	1963-1964, 1987-1988, 2002-2003.	
Longo	2004-2005.	1957-1958, 1986-1987, 1991-1992, 2009-2010.	1965-1966, 1972-1973, 1982-1983, 1997-1998.

Fonte: Elaborada pelo autor

A maior parte dos El Niños curtos também foram de fraca intensidade. É possível notar um certo balanço entre a quantidade de El Niños curtos e longos de moderada intensidade enquanto os El Niños fortes foram todos classificados como longos. Isso indica que a intensidade da fonte de calor tem um papel importante na duração do El Niño já que o *feedback* causado pelo aquecimento na região oriental do Pacífico equatorial mantém as condições anômalas por um período de tempo maior quando as anomalias de TSM são maiores.

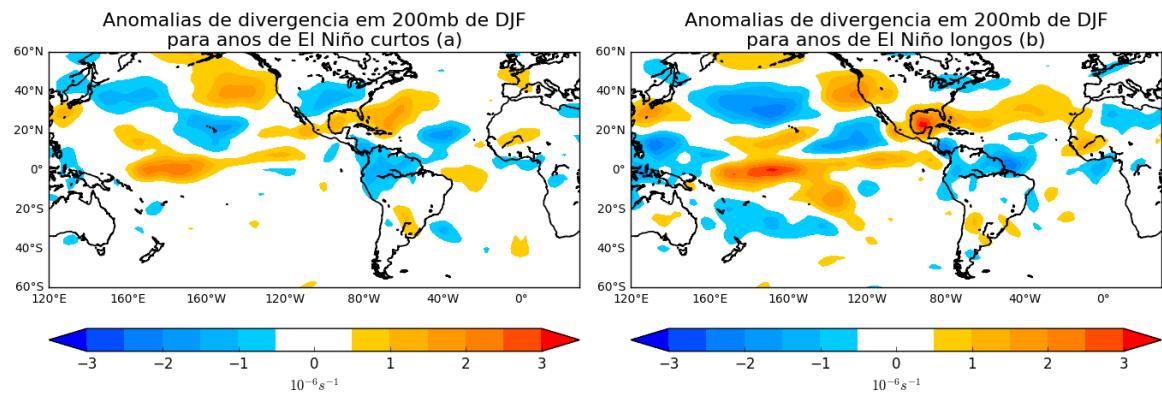
A intensidade da fonte de calor tem um papel importante na formação da ponte atmosférica. Quando ela é de baixa intensidade, a dupla célula de alta pressão anômala em altos níveis que se formam sobre a região do Pacífico equatorial, característicos de anos de El Niño, apresentam-se mais fracas comparadas quando a fonte de calor é mais intensa (figura 4a e 4b). Maiores anomalias de divergência do vento (figura 5a e 5b) em anos de El Niños longo é resultado desse aumento de pressão em altos níveis, e reflexo do aumento da convergência em baixos níveis.

Figura 4 - Composição da anomalia de altura geopotencial dos anos de El Niños a) curtos e b) longos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 5 - Composição da anomalia de divergência do vento dos anos de El Niños a) curtos e b) longos.



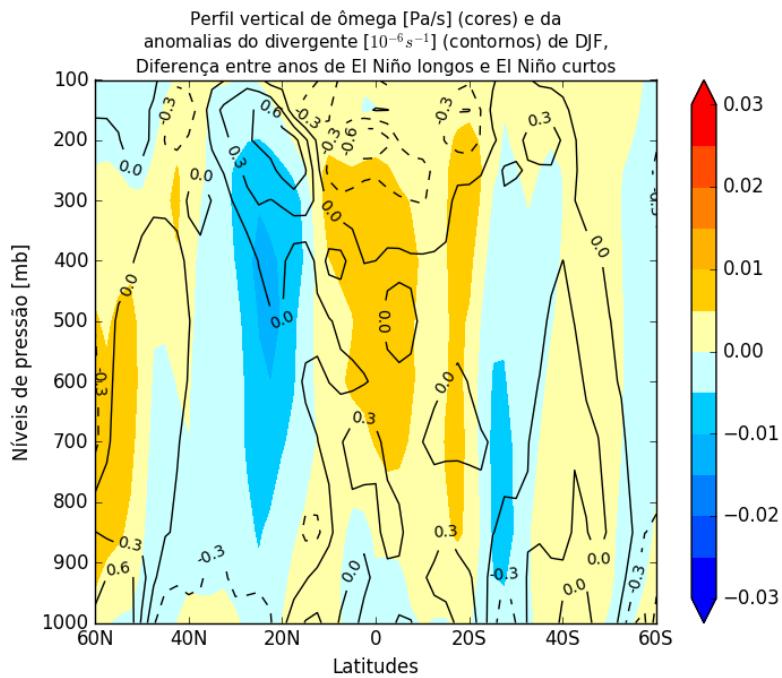
Fonte: Elaborada pelo autor.

Anomalias de divergência do vento com intensidade bem maiores sobre a região do Pacífico equatorial podem ser observadas na composição de anos de El Niños longos quando comparadas a composição dos anos em que o fenômeno apresentou menor duração. Maiores anomalias no componente divergente do fluxo resultam em uma forçante maior para formação de ondas de Rossby na atmosfera como demonstrado por Sardeshmukh e Hoskins (1988). A resposta pode ser observada na composição de anomalia de altura geopotencial em 200mb, no qual o padrão PNA, com seus quatro centros de sinais alternados, é claramente visível, em ambos os casos.

3.2 Influência sobre o Atlântico

A resposta inicial sobre o Atlântico Norte pode ser observada entre as latitudes 20°N e 40°N onde se formam anomalias positivas de divergência do vento em altos níveis (figura 5), principalmente no composto de El Niños longos. Isso tem impacto direto sobre o enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Norte já que anomalias positivas de divergência do vento em altos níveis são indicativo de que a convergência sobre essa região está anormalmente mais fraca, diminuindo assim a subsidência sobre a alta subtropical. Em anos de El Niños curtos, o composto também indica a presença de anomalias de divergência do vento sob a região do Atlântico Norte, no entanto de menores intensidades e extensão, reduzindo assim seu impacto sobre o sistema de alta pressão (figura 6).

Figura 6 – Perfil vertical (1000mb – 100mb) e meridional (60°N – 60°S) da diferença entre El Niños longos e curtos das varáveis ômega e anomalia de divergência do vento na região do Atlântico, média zonal entre 60°W – 30°W.



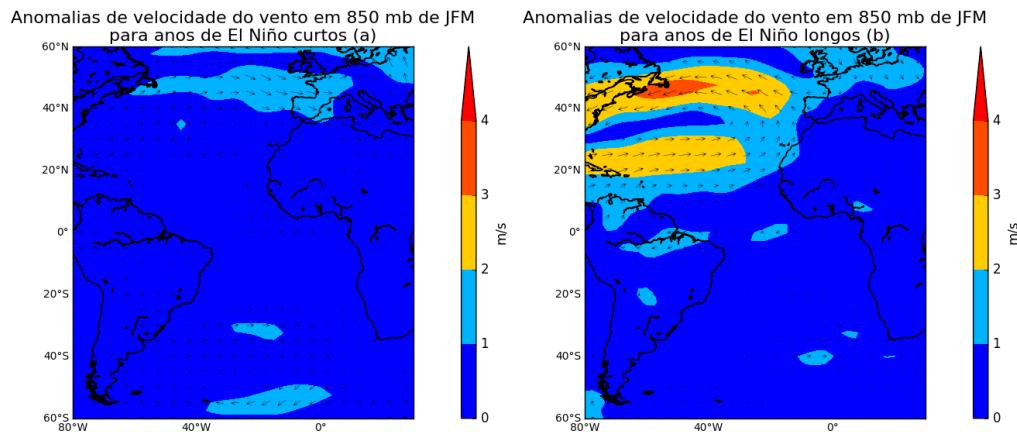
Fonte: Elaborada pelo autor.

A figura 6 mostra que em anos de El Niños mais longos a composição das anomalias de divergência do vento em altos níveis tem magnitude em torno de $0.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ maiores do que em anos de El Niños curtos. Consequentemente o movimento vertical subsidente também

é menor em anos de El Niños longos, representados pela diferença negativa do ômega. É interessante observar que na região tropical do Atlântico a diferença é positiva, ou seja o movimento subsidente é maior em anos de El Niños longos sobre essa região. Isso indica de a circulação de Hadley como um todo é mais fraca em anos de El Niños longos em comparação a anos de El Niños curtos.

As consequências do enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Norte são principalmente em relação a diminuição da intensidade dos ventos alísios do HN como mostrado na figura 7.

Figura 7 - Composição da anomalia de vento em 850mb para anos de El Niños a) curtos e b) longos.



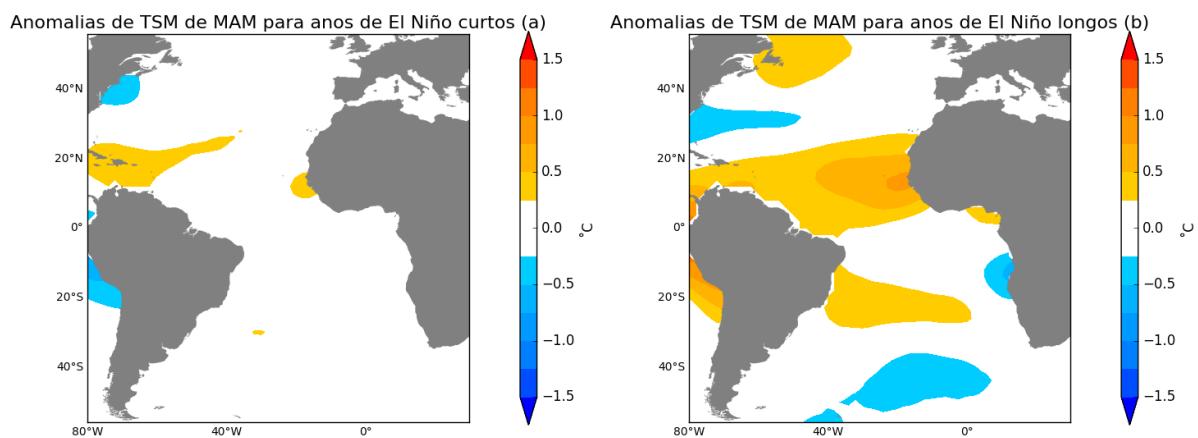
Fonte: Elaborada pelo autor.

A figura 7 mostra a composição da anomalia de vento em 850mb de ambas durações do El Niño para o período JFM. Em anos de El Niños longo (figura 7b) é possível notar uma forte anomalia de movimento dos ventos no sentido anti-horário, ou seja, movimentos anômalos ciclônicos no HN, entre 20°N e 60°N. Essa anomalia indica o enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Norte e consequentemente os alísios do HN sopram mais fracos. Estes ventos enfraquecidos reduzem a evaporação das águas do oceano no HN tornando-as mais aquecidas. A resposta da atmosfera a esse aquecimento das águas é através da diminuição pressão ao nível do mar no HN, causando um gradiente de pressão interhemisférico norte-sul e favorecendo os alísios do HS a cruzarem o equador enfraquecendo cada vez mais os alísios de NE.

Já em anos de El Niños curtos o cenário é diferente. É possível notar anomalias bem mais fracas e de vorticidade oposta sobre o HN. Essas anomalias indicam um leve fortalecimento da alta subtropical do Atlântico Norte, podendo aumentar a intensidade dos alísios do HN.

O resultado do *WES feedback* pode ser observado nas composições de anomalia de TSM de MAM (figura 8).

Figura 8 - Composição da anomalia de TSM para El Niños a) curtos e b) longos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Em anos de El Niños curtos a composição (figura 8a) mostra anomalias em torno de zero para toda a bacia do Atlântico em MAM, enquanto em anos de El Niños longos (figura 8b) anomalias positivas de TSM aparecem na região entre o equador e 20°N, enquanto no HS a maior parte da região tropical apresenta anomalias de TSM próximas de zero, com exceção de uma faixa próximo a latitude de 20°S.

A média da anomalia de TSM na região do ATN se mantém em torno de 0.1°C em anos de El Niños curtos (figura 9a), com a pluma dos eventos igualmente distribuídas em torno da média. Já em anos de El Niños longos (figura 9b), dos 9 eventos 7 deles apresentaram média em MAM próximo a 0.5°C ou superior. Os outros dois, os El Niños de 1991 – 1992 e 1972 – 1973, já apresentavam anomalias de TSM negativas antes de MAM, e provavelmente, a influência do Pacífico equatorial não foi suficiente para reverter essas condições, no entanto deve-se analisar melhor o fator determinante que causaram essas anomalias negativas e quão intenso foi a influência do El Niño sobre a variabilidade de TSM

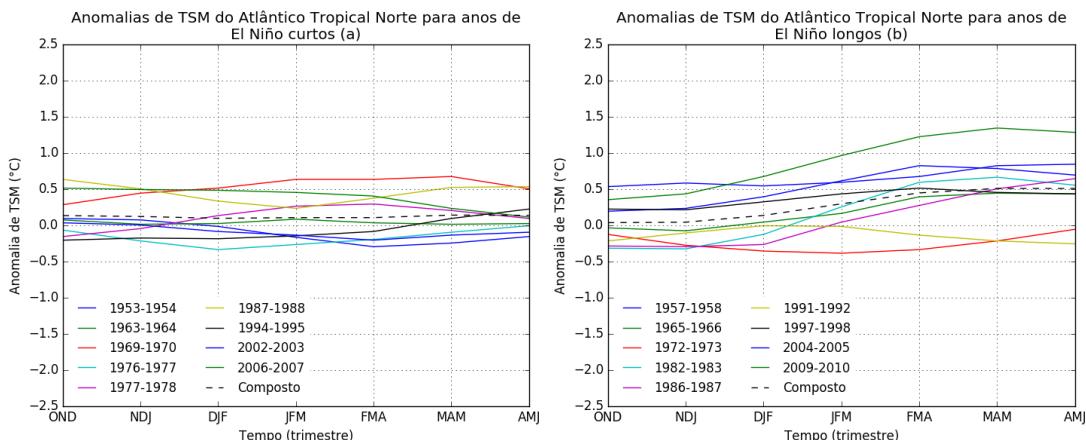
do Atlântico nesses dois anos. A média da anomalia de TSM no ATN em anos de El Niños de longa duração ficou em aproximadamente 0.5°C , ou seja 0.4°C superior aos El Niños de curta duração.

No ATS (figura 10) a pluma, de ambos os casos, ficou bem distribuídas em torno da média, e esta ficou muito próximo de zero tanto nos anos de eventos curtos como longos. Esse resultado reforça o fato de que a influência do El Niño sobre a região sul da bacia do Atlântico não é tão intensa como a que acontece pelo padrão PNA, podendo ser facilmente mascarada pela variabilidade interna da bacia.

A composição do gradiente interhemisférico de anomalias de TSM reflete as condições da anomalia média do ATN, já que no ATS esta ficou próximo de zero, ficando próximo de 0.5°C para os anos de El Niños longos (figura 11b), com a maior parte da pluma de eventos com valores próximos ou superiores à média. É interessante notar que o El Niño de 1973 – 1973, devido a anomalias negativas também no ATS, o gradiente ficou bastante negativo, enquanto o gradiente no evento de 1991 – 1992, no qual também apresentava anomalias negativas no ATN, ficou positivo devido a anomalias positivas de TSM no ATS.

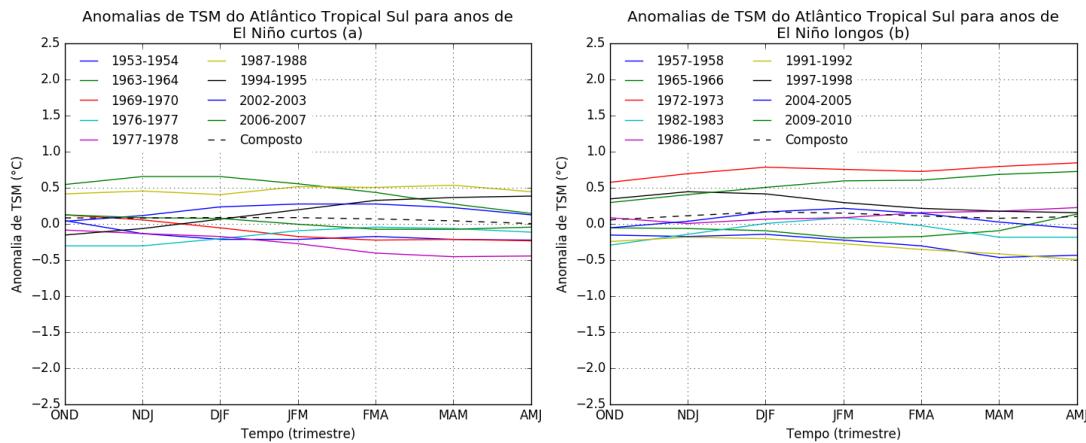
Já em anos de El Niños curtos (figura 11a) o gradiente interhemisférico médio foi inferior ao gradiente médio dos anos de eventos longos. Analisando a pluma é possível observar 3 El Niños com gradientes negativos, 3 com gradientes positivos e 3 com anomalias muito próximas de zero em MAM.

Figura 9 - Anomalia de TSM no ATN x Tempo para anos de El Niños a) curtos e b) longos.



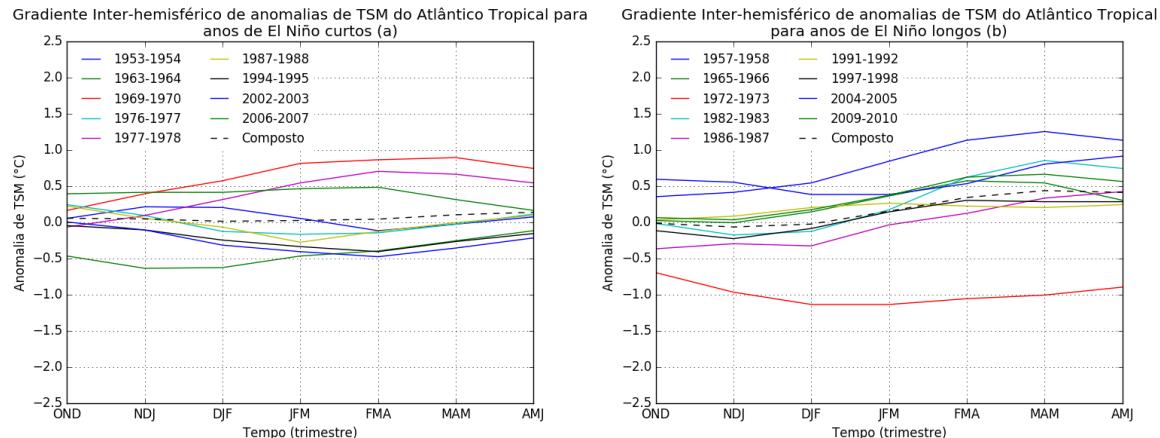
Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 10 - Anomalia de TSM no ATS x Tempo para anos de El Niños a) curtos e b) longos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Figura 11 - Gradiente interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico tropical x Tempo para anos de El Niños a) curtos e b) longos.



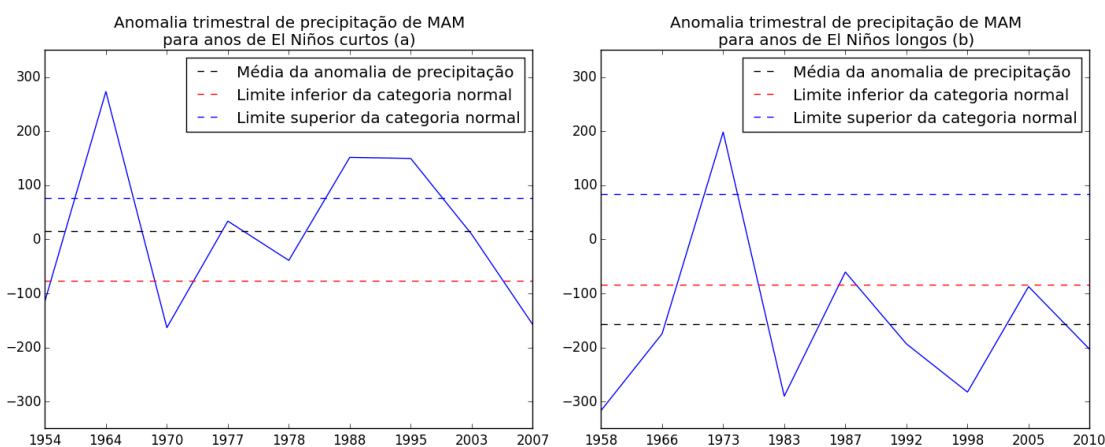
Fonte: Elaborada pelo autor.

3.3. Precipitação sobre o Ceará.

A ZCIT se posiciona sobre a região de águas mais aquecidas, dessa forma em anos de El Niños longos ela tende a se posicionar sobre o ATN, local onde apresenta as maiores anomalias de TSM no Atlântico Tropical. Em anos de El Niños curtos, no entanto, a distribuição dos gradientes interhemisférico de anomalias de TSM do Atlântico Tropical mostra que a posição da ZCIT é difícil de ser determinada.

Olhando o histórico de anomalia de precipitação acumulada de MAM para os anos de El Niños curtos (figura 12a) três dos nove eventos resultaram em eventos de seca, três em eventos normais e três em eventos chuvosos. A média ficou próximo da anomalia zero de precipitação, mostrando que as condições do Pacífico equatorial em anos de El Niños curtos não é um bom previsor de eventos de seca e cheia no Ceará.

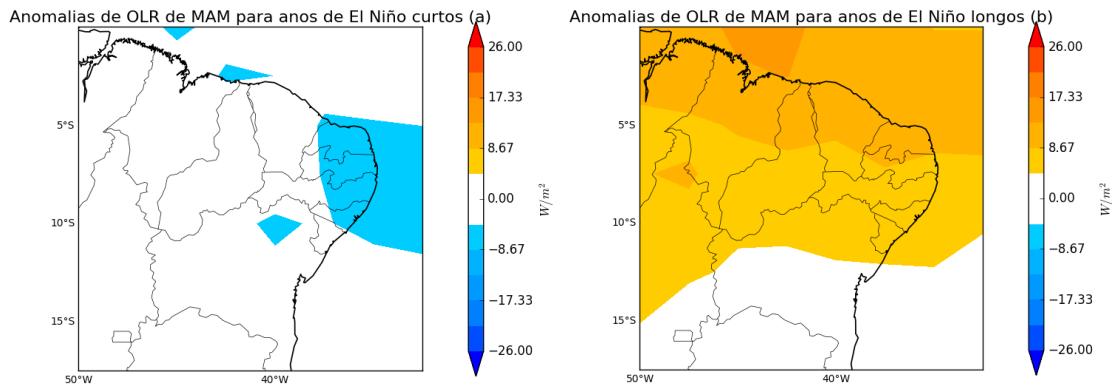
Figura 12 - Anomalia de precipitação no Ceará para o trimestre de MAM em anos de El Niños a) curtos e b) longos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Já para os El Niños longos (figura 12b) sete dos nove eventos foram sucedidos por anos de seca no Ceará, um na categoria normal, estando muito próximo do limite inferior da categoria, e um chuvoso, o ano de 1973 que como já mencionado anteriormente a variabilidade interna do Atlântico prevaleceu sobre as condições do Pacífico equatorial. A média da anomalia de precipitação acumulada para o trimestre de MAM ficou em torno de 150mm negativos.

Figura 13 - Anomalia de ROL em MAM para os anos de El Niños a) curtos e b) longos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

As anomalias positivas de ROL confirmam a redução da formação de nuvens convectivas sobre o Ceará em anos de El Niños longos (figura 13b), enquanto a composição dos anos de El Niños curtos (figura 13a) mostram anomalias próximas de zero mantendo as condições em torno da média no Ceará.

4. CONCLUSÕES

Existe uma clara tendência de maior duração de um evento de El Niño quanto maior for a fonte de calor no Pacífico oriental devido ao *feedback* que mantem as condições anômalas sobre a bacia do Pacífico equatorial.

Quanto mais intensa é a fonte de calor maior a convergência em baixos níveis e maior a divergência do vento em altos níveis. Esta por sua vez é uma importante fonte de ondas de Rossby, alterando o índice zonal nas latitudes extratropicais, e formando um trem de ondas que liga o Pacífico equatorial ao Atlântico Norte conhecido como padrão PNA. Esse padrão é claramente visível tanto em anos de El Niños longos quanto em anos de El Niños curtos onde se formam quatro células de sinais alternados entre as duas regiões.

O impacto desse trem de ondas é visível sobre o Atlântico Norte, entre 20°N e 40°N, onde aparecem anomalias de divergência do vento em altos níveis diminuindo a subsidência nessa região e consequentemente enfraquecendo a alta subtropical do Atlântico Norte. Essas condições são mais intensas em anos de El Niños longos quando comparados aos anos de El Niños curtos. O enfraquecimento da alta subtropical diminui a intensidade dos alísios do HN, que por sua vez tem um importante papel no resfriamento das águas dos oceanos.

Esses ventos quando enfraquecidos reduzem a capacidade de evaporação das águas do ATN, tornando-as anomalamente mais aquecidas e reduzindo a pressão sobre essa região. Dessa forma se estabelece um gradiente interhemisférico de pressão entre a parte norte e sul da bacia, favorecendo os alísios do HS a cruzarem o equador e reduzindo ainda mais a intensidade dos alísios do HN, que por sua vez inibe ainda mais a evaporação.

Em anos de El Niños longos se forma um gradiente interhemisférico de anomalias de TSM entre o ATN e o ATS que permanecem até o final do período chuvoso, com anomalias positivas mais intensas sobre a região norte da bacia. Isso faz com que a convergência dos alísios aconteça sobre essa região e consequentemente a formação de nuvens convectivas também. Dos 9 eventos de El Niños longos, 7 deles resultaram em eventos de seca sobre o Ceará, 1 na média e 1 chuvoso.

A composição da anomalia de TSM sobre a região do Atlântico Tropical em anos de El Niños curtos mostra anomalias em torno de zero para toda a bacia. A análise individual dos eventos confirma esse fato, já que dos 9 eventos registrados 3 deles apresentaram gradiente

positivos, 3 negativos e 3 não apresentaram gradiente. A mesma proporção aparece para os eventos de precipitação sobre o estado do Ceará, 3 chuvosos, 3 secos e 3 normais.

Dessa forma fica claro que é de vital importância que a fonte de calor sobre o Pacífico equatorial se mantenha até o início da primavera boreal para que se estabeleça a ponte atmosférica entre o Pacífico equatorial e o Atlântico Norte capaz de influenciar os processos termodinâmicos na parte tropical do Atlântico, e consequentes eventos de seca sobre o Ceará.

REFERÊNCIAS

- ALEXANDER, M. A. et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. **Journal of Climate**, v. 15, n. 16, p. 2205–2231, 2002.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R.J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. 9. ed. São Paulo: Bookman, 2013. 512 p.
- BJERKNES, J. Atmospheric Teleconnections From The Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969.
- CHANG, P.; JI, L.; LI, H. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, 1997.
- COVEY, D. L.; HASTENRATH, S. The Pacific El Niño Phenomenon and the Atlantic Circulation. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 9, p. 1280–1287, 1978.
- CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 15835, 1995.
- ENFIEL, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, 1997.
- HASTENRATH, S. Predictability of Java Monsoon Rainfall Anomalies: A Case Study. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, 1987.
- HASTENRATH, S., **Climate dynamics of the tropics**, 488 pp., Kluwer Academic, Boston, USA, 1991.
- HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-scale phenomena associated with the Southern Oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, n. 10, p. 813–829, 1981.
- HUANG, B., V.F. BANZON, E. FREEMAN, J. LAWrimore, W. LIU, T.C. PETERSON, T.M. SMITH, P.W. THORNE, S.D. WOODRUFF, and H.-M. ZHANG. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST.v4): Part I. Upgrades and intercomparisons. **Journal of Climate**, 2014.
- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 1996.
- KAROLY, D. J. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, 1983.
- LEE, S. K.; ENFIELD, D. B.; WANG, C. Why do some El Niños have no impact on tropical North Atlantic SST? **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 16, p. 1968–1969, 2008.
- LI, L., and T.R. NATHAN. The global atmospheric response to low-frequency tropical forcing: Zonally averaged basic states. **J. Atmos. Sci.**, 1994.
- LIEBMANN B. and C.A. SMITH. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 77, 1275-1277, 1996.
- MITCHELL, T. P.; WALLACE, J. M. The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. **Journal of Climate**, 1992.
- NOBRE J., P. ; S. Variation of Sea surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, 1996.

- RODRIGUES, R. R. et al. The impacts of inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3402–3422, 2011.
- SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1988.
- SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. **Nature**, v. 513, n. 7516, p. 45–53, 2014.
- THIESSEN, A. H. Precipitation averages for large areas. **Monthly Weather Review**, 39, 1082–1084, 1911.
- TRENBERTH, K. E. The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771–2777, 1997.
- TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. El Niño and climate change. **Geophysical Research Letters**, 1997.
- TRENBERTH, K. E. et al. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, v. 103, n. C7, p. 14291–14324, 1998.
- XIE, S. P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. **Geophysical Monograph Series**, v. 147, p. 121–142, 2004.