



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
INSTITUTO DE CIÊNCIAS DO MAR
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS MARINHAS
TROPICAIS**

LIANA PACHECO BITTENCOURT

**RESPOSTA DA CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO
TROPICAL OESTE AO MODO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

FORTALEZA, CEARÁ

2016

LIANA PACHECO BITTENCOURT

**RESPOSTA DA CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO
TROPICAL OESTE AO MODO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Marinhas Tropicais.

Área de concentração: Utilização e Manejo de
Ecossistemas Marinhos
e Estuarinos

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres
Teixeira

FORTALEZA, CEARÁ

2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

B1r BITTENCOURT, LIANA.

Resposta da circulação no oceano Atlântico Tropical oeste ao Modo Meridional do Atlântico / LIANA BITTENCOURT. – 2016.

81 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Instituto de Ciências do Mar, Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Fortaleza, 2016.

Orientação: Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira.

1. dipolo do Atlântico. 2. eventos extremos. 3. hidrodinâmica oceânica. I. Título.

CDD 551.46

LIANA PACHECO BITTENCOURT

**RESPOSTA DA CIRCULAÇÃO NO OCEANO ATLÂNTICO
TROPICAL OESTE AO MODO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Marinhas Tropicais. Área de concentração: Utilização e Manejo de Ecossistemas Marinhos e Estuarinos

Aprovada em: __/__/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Eduardo Peres Teixeira
Universidade Federal do Ceará - UFC
Orientador

Profa. Dr. Antônio Geraldo Ferreira
Universidade Federal do Ceará - UFC

Prof. Dr. Francisco das Chagas Vasconcelos
Júnior
Fundação Cearense de Meteorologia e
Recursos Hídricos - FUNCEME

Aos meus pais, Ana Cristina e Paulo.

Aos meus irmãos, Carol e Rodolfo.

À minha vizinha, Altair.

Ao meu namorado, Felipe.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Ana e Paulo, aos meus irmãos Rodolfo e Carol, ao meu namorado Felipe e aos meus cunhados Afonso e Marília, que são os principais responsáveis pela pessoa que sou hoje e por terem sempre me apoiado, acreditado em mim e me encorajado a seguir meus sonhos.

Aos meus amigos, por todo o apoio e ajuda.

Aos meus companheiros de laboratório, pelas experiências trocadas e pelas muitas risadas durante esses 2 anos.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Carlos, pela ajuda, dedicação e paciência, sem o qual nada disso seria possível.

Aos professores participantes da banca examinadora, Geraldo e Júnior, pelo tempo e pelas valiosas colaborações e sugestões.

Ao CNPq, pelo incentivo financeiro para a realização deste trabalho.

O conhecimento nos faz responsáveis

(Che Guevara)

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 Área de estudo, compreendendo o AT oeste e a região do noroeste do Atlântico Equatorial (NAE), representada pelo retângulo vermelho. 21
- Figura 2 Padrão médio da circulação atmosférica superficial para os meses de dezembro e março no oceano Atlântico Tropical. Os círculos indicam a posição média da ZCIT em cada período. 23
- Figura 3 Esquema com a média das principais correntes oceânicas superficiais e subsuperficiais do AT para: a) outono boreal (primavera austral); b) primavera boreal (outono austral). Os quadrados pequenos nomeados por “r” representam áreas de ressurgência. 27
- Figura 4 Padrões médios atmosféricos e oceânicos na estação chuvosa no norte do NEB para: a) anos normais e de MMA negativo (chuvoso ou muito chuvoso); b) anos de MMA positivo (seco ou muito seco). As siglas AAN e AAS significam Alta Subtropical do Atlântico Norte e Sul, respectivamente. 28
- Figura 5 Localização das seções meridionais (linhas pretas contínuas). A caixa vermelha corresponde à região Noroeste do Atlântico Equatorial (NAE). 35
- Figura 6 Campo médio dos 200 m da temperatura (em °C) no AT para os meses de novembro e dezembro. 38
- Figura 7 Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro. 38
- Figura 8 Campo médio dos 200 m da climatologia da temperatura (em °C) no AT para os meses de janeiro e fevereiro. 39
- Figura 9 Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro. 39
- Figura 10 Campo médio dos 200 m da climatologia da temperatura (em °C) no AT para

	os meses de março e abril.	40
Figura 11	Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.	40
Figura 12	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de novembro e dezembro.	43
Figura 13	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de janeiro e fevereiro.	44
Figura 14	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de março e abril.	44
Figura 15	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de novembro e dezembro.	45
Figura 16	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de janeiro e fevereiro.	46
Figura 17	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de março e abril.	46
Figura 18	Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.	47
Figura 19	Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro.	48
Figura 20	Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) no AT para os meses de janeiro e fevereiro.	48
Figura 21	Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro.	49
Figura 22	Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) para os	

	meses de março e abril.	49
Figura 23	Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.	50
Figura 24	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.	51
Figura 25	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de janeiro e fevereiro.	51
Figura 26	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de março e abril.	52
Figura 27	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.	53
Figura 28	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de janeiro e fevereiro.	53
Figura 29	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de março e abril.	54
Figura 30	Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de novembro e dezembro.	56
Figura 31	Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro.	56
Figura 32	Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de janeiro e fevereiro.	57
Figura 33	Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro.	57

Figura 34	Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de março e abril.	58
Figura 35	Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.	58
Figura 36	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de novembro e dezembro. ..	59
Figura 37	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de janeiro e fevereiro.	60
Figura 38	Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de março e abril.	60
Figura 39	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de novembro e dezembro. ..	61
Figura 40	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de janeiro e fevereiro.	62
Figura 41	Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de março e abril.	62

LISTA DE SIGLAS

AE – Atlântico Equatorial

AT – Atlântico Tropical

CB – Corrente do Brasil

CCNE – Contracorrente Norte Equatorial

cCSE – Ramo central da Corrente Sul Equatorial

CNB - Corrente Norte do Brasil

CNE – Corrente Norte Equatorial

CSE – Corrente Sul Equatorial

ENSO – El Niño Oscilação Sul

FUNCEME – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

HN – Hemisfério Norte

HS – Hemisfério Sul

JF – Janeiro e Fevereiro

MA – Março e Abril

MMA – Modo Meridional do Atlântico

NAE - Noroeste do Atlântico Tropical

nCSE – Ramo norte da Corrente Sul Equatorial

ND – Novembro e Dezembro

NEB – Nordeste do Brasil

NNEB - Norte do Nordeste do Brasil

PNM – Pressão ao Nível do Mar

SCE – Subcorrente Equatorial

SCNB – Subcorrente Norte do Brasil

sCSE - Ramo sul da Corrente Sul Equatorial

SODA – *Simple Ocean Data Assimilation*

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Anos correspondentes às anomalias de precipitação normalizadas positivas (em negrito) e negativas (em itálico) em Fortaleza (MA corresponde a Março-Abril, núcleo da estação chuvosa no norte do Nordeste do Brasil). Modificado de Hounsou-Gbo (2015).	33
Tabela 2	Anos de MMA positivo (extremo de seca) e de MMA negativo (extremo de chuva) analisados neste trabalho.	33
Tabela 3	Coordenadas das seções meridionais escolhidas neste trabalho.	35
Tabela 4	Transporte de volume (em Sv) do sistema SCNB/CNB na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.	63
Tabela 5	Transporte de volume (em Sv) da CCNE na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.	64
Tabela 6	Transporte de volume (em Sv) da SCE na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.	65

SUMÁRIO

RESUMO	
ABSTRACT	
1 INTRODUÇÃO	17
2 OBJETIVOS	20
2.1 Objetivo Geral	20
2.2 Objetivos Específicos	20
3 ÁREA DE ESTUDO	21
3.1 Variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no AT	21
3.2 Circulação atmosférica superficial no AT	22
3.3 Correntes superficiais e subsuperficiais no AT	24
3.4 Modo Meridional do AT	27
3.5 Modo Meridional do AT e sua influência no NEB	29
4 MATERIAL E MÉTODOS	30
4.1 Bancos de dados	30
4.1.1 <i>Simple Ocean Data Assimilation (SODA)</i>	30
4.1.2 Índices do dipolo e Anomalias de precipitação	31
4.2 Cálculo da climatologia, dos compostos e das anomalias	31
4.3 Média dos 200 m	34
4.4 Seções meridionais	34
4.5 Transporte de volume das correntes	36
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1 Temperatura	37
5.1.1 Médias superficiais e subsuperficiais	37
5.1.2 Seções meridionais	42
5.1.2.1 Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)	42
5.1.2.2 Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)	44
5.2 Velocidade vertical (componente W)	47
5.2.1 Médias superficiais e subsuperficiais	47

5.2.2	Seções meridionais	50
5.2.2.1	Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)	50
5.2.2.2	Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)	52
5.3	Velocidade horizontal das correntes oceânicas (componentes U e V)	54
5.3.1	Médias superficiais e subsuperficiais	54
5.3.2	Seções meridionais - Velocidade zonal (U).....	58
5.3.2.1	Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)	58
5.3.2.2	Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)	60
5.3.3	Transporte de volume das correntes oceânicas	62
5.3.4	Sumário (circulação e transporte das correntes oceânicas)	65
6	CONCLUSÃO.....	68

RESUMO

Neste trabalho foi analisada a influência do Modo Meridional do Atlântico (MMA) na circulação oceânica do Atlântico Tropical (AT) para os anos extremos de seca e de chuva em Fortaleza. Para isso, foram utilizados dados de temperatura e de velocidade de correntes da reanálise do SODA, os índices de dipolo e as anomalias normalizadas de precipitação em Fortaleza entre 1980 e 2008. Por composição, foram construídos anos positivos (4 anos) e negativos (8 anos) e foram escolhidos os que apresentaram, respectivamente, índices positivos e anomalias normalizadas de precipitação abaixo de -0.5, e índices negativos com anomalias de precipitação normalizadas acima de 0.5. Foram realizadas médias dos 200 primeiros metros no AT e duas seções meridionais no AT oeste para os compostos de cada variável estudada. Nos anos extremos de seca, as anomalias positivas de temperatura prevalecem na costa leste e nordeste do Brasil e a região Noroeste do Atlântico Equatorial (NAE) apresenta maior intensificação dessas anomalias positivas, o que diminui as chuvas em Fortaleza. O contrário ocorre nos anos extremos de chuva. Os baixos valores de transporte encontrados para a Subcorrente Equatorial (SCE) ocorrem porque a seção escolhida está próxima à sua região de formação. No geral, os maiores transportes da SCE foram encontrados durante os anos negativos do MMA (extremos de chuva), o contrário do esperado, sendo maiores nos meses de março e abril em todos os eventos estudados. Já o sistema Subcorrente Norte do Brasil/Corrente Norte do Brasil (SCNB/CNB) foi o que apresentou maior diferença quando a comparação é realizada entre os anos extremos de precipitação, estando sempre mais intenso nos anos extremos de seca devido à intensificação dos alísios de sudeste. Com a intensificação do SCNB/CNB nos anos de MMA positivo e com as anomalias positivas de temperatura na costa leste e nordeste do Brasil encontradas nessa fase, ocorre maior transporte de calor do Hemisfério Sul para o Hemisfério Norte por essas correntes, o que pode levar a um aumento das temperaturas na região norte do oceano AT. Esse aumento de temperatura pode atrair a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para si, causando chuvas acima da média na região e abaixo da média em Fortaleza. O contrário acontece nos anos de MMA negativo. Como os transportes de volume da Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) e da SCE são similares quando se comparam as fases extremas do MMA, não foi possível determinar com segurança a relação dessas correntes com a ocorrência de anos extremos de precipitação. A ressurgência equatorial é intensificada no decorrer dos meses durante os anos extremos de seca devido ao aumento do gradiente de temperatura leste-oeste e consequente fortalecimento dos ventos de leste equatoriais nessa fase. O contrário ocorre nos anos extremos de chuva. Na costa nordeste do Brasil, os processos de subsidência são mais intensos nos anos extremos de seca devido à intensificação do transporte de Ekman em direção à costa na região.

Palavras-chave: dipolo do Atlântico, eventos extremos, hidrodinâmica oceânica.

ABSTRACT

This work analyzed Atlantic Meridional Mode (AMM) influence on ocean circulation of Tropical Atlantic (TA) during extreme precipitation years. Were used temperature and current velocity data of SODA reanalysis, the dipole index and standardized precipitation anomalies in Fortaleza between 1980 and 2008. Positive and negative composites were chosen using years presenting, positive index and standardized precipitation anomalies below -0.5 (four drier years), and negative index and standardized precipitation anomalies above 0.5 (eight rainiest years), respectively. Surface and subsurface means and two meridional sections were performed on TA to make composites of each variable. In drier years, positive temperature anomalies prevail on east and northeast Brazilian coast and NEA region presents highest intensification of positive anomalies, which can cause droughts in Fortaleza. The opposite occurs in rainiest years. Small transport values were found for Equatorial Undercurrent (EUC) because the chosen section is close to its forming region. Higher EUC transport was found during AMM negative phase (rainiest years), the opposite of what was expected, being higher in March and April in both events. The North Brazilian Undercurrent/North Brazilian Current (NBUC/NBC) presents weakening during rainiest years and presents the biggest differences when the extreme precipitation years are compared, being always stronger in drier years. In drier years, with the NBUC/NBC intensification and positive temperature anomalies on east and northeast Brazilian coast, more heat is transported from the South hemisphere to the North hemisphere, which can increase the northern region temperatures. This temperature rise displaces the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) northward, causing droughts in Fortaleza. The opposite occurs in rainiest years. Since the transports were similar in extreme precipitation years, it was not possible to find relationship between North Equatorial Countercurrent (NECC) and EUC with the occurrence of extreme precipitation years. Equatorial upwelling strengthens over the months in drier years due to east-west temperature gradient intensification. In drier years, downwelling in northeast Brazilian coast is enhanced by northeast trade winds intensification.

Keywords: Atlantic dipole, extreme events, ocean hydrodynamic.

1 INTRODUÇÃO

As regiões tropicais são importantes depósitos de calor, posto que recebem intensa radiação solar e armazenam grande quantidade de calor, sendo fundamentais para a circulação de larga escala e para o clima global. Em relação ao oceano, isso ocorre devido ao escoamento inter-hemisférico dos fluxos de massa e de calor associados às circulações termohalina e superficial (FRATANTONI *et al.*, 2000; LAZAR; MURTUGUDDE; BUSALACCHI, 2001; SCHOTT *et al.*, 2003). Em relação à atmosfera, a circulação é sensível às flutuações dos campos de temperatura da superfície do mar (TSM), variável importante para o estudo de processos de interação ar-mar, de previsão do tempo e estudos climáticos (FOLTZ *et al.*, 2003; FRANKIGNOUL; CZAJA; LHEVEDER, 1998; INDZEN; NIGAM, 1987).

A bacia do oceano Atlântico Tropical (AT) é uma área que sofre influência, tanto remota como local, das condições impostas pelo sistema acoplado oceano-atmosfera e em diversas escalas temporais (CARTON *et al.*, 1996; NOBRE; SHUKLA, 1996; SERVAIN; CLAUZET; WAINER, 2003). Localmente, o AT é governado pelos balanços de massa e de calor oceânico (LAZAR; MURTUGUDDE; BUSALACCHI, 2001; SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1998; SCHOTT *et al.*, 2002, 2003), enquanto que, remotamente, podem ser citadas as influências dos eventos associados ao El Niño-Oscilação Sul (ENSO) e ao índice de Oscilação do Atlântico Norte (ENFIELD; MAYER, 1997; TAYLOR, 2002).

A variabilidade oceânica no AT é dominada por um ciclo anual forçado pela tensão de cisalhamento do vento. Sobreposto a esse ciclo estão flutuações em escalas temporais que, apesar de mais fracas que as anuais, apresentam variações sistemáticas de grande importância para o aparecimento de anomalias climáticas regionais (MOURA; SHUKLA, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996). Além disso, os processos oceânicos e atmosféricos no AT apresentam variabilidades em escalas intrasazonal, interanual e interdecadal das correntes oceânicas e do campo de temperatura das camadas superiores do oceano (SILVA DIAS; MARENGO, 1999). Em relação ao padrão do ciclo anual no AT, os ventos e a TSM apresentam estrutura norte-sul (dipolo ou MMA) mais pronunciada do que a estrutura leste-oeste (modo equatorial) (MARENGO *et al.*, 2011).

As circulações atmosféricas e oceânicas no AT têm forte impacto sobre a variabilidade do tempo e do clima nos continentes sul-americano e africano, modulando o comportamento anômalo de precipitação responsável pela ocorrência de eventos extremos de chuva e de seca. Particularmente sobre o Brasil, a região do semiárido está entre as mais significativamente influenciadas (NAMIAS, 1972; HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; HASTENRATH, 1984; MECHOSO; LYONS; SPAHR, 1990; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993; ALVES; REPELLI; MELLO, 1993; ALVES *et al.*, 1997; RAO; LIMA; FRANCHITO, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; UVO *et al.*, 1998; GIANNINI; SARAVANAN; CHANG, 2004), principalmente a região Nordeste do Brasil (NEB) (HASTENRATH, 1984; NOBRE; SHUKLA, 1996; MARENGO *et al.*, 2011; XIE; CARTON, 2004), que tem seu regime de chuva modulado principalmente pelas anomalias de TSM no oceano Atlântico (SERRA, 1941; HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996; RAO

et al., 2006).

O NEB apresenta alta variabilidade climática, abrangendo desde o semiárido até regiões com alta pluviosidade, como as áreas costeiras e à noroeste (OLIVEIRA, 2014). Nessa região, os episódios de seca são preocupantes principalmente na região semiárida, enquanto que os episódios chuvosos ocorrem principalmente na região costeira (HASTENRATH; NICKLIS; GREISCHAR, 1993; RAO; LIMA; FRANCHITO, 1993; RAO; CAVALCANTI; HADA, 1996; HASTENRATH, 2012; NOBRE, 1996). A população do NEB é frequentemente afetada por fortes períodos de seca ou de intensa chuva capazes de induzir inundações catastróficas, eventos esses que podem causar danos materiais e humanos para a região, com consequências preocupantes nas questões socioeconômicas.

O que torna o estudo da hidrodinâmica oceânica importante é que, quando se estuda a correlação do sinal de TSM interanual com o fluxo de calor interanual e com a circulação oceânica, ocorre pequena correlação com o fluxo de calor na parte central dos trópicos, sugerindo que, em algumas regiões, a advecção oceânica é importante em criar sinais de TSM que são amortecidos pela atmosfera (JOYCE *et al.*, 2004).

Enquanto grande atenção é dada para a TSM, a circulação oceânica no AT e a relação com os modos de variabilidade climática no AT apresenta pouca notoriedade na literatura quando em comparação, como, por exemplo, Seager *et al.* (2001), Czaja, Vaart e Marshall (2002), Goes (2002) e Joyce *et al.* (2004).

Seager *et al.* (2001) analisaram a variabilidade decadal do AT e encontraram que essa pode ser explicada como sendo a resposta de variações dos fluxos superficiais forçados por variações na intensidade dos alísios e que cada hemisfério responde a variações vento local. Em escalas decadais, mudanças no transporte de calor no oceano são dominadas por advecção horizontal de temperaturas anômalas pelas correntes meridionais médias. Eles encontraram que mudanças no transporte de calor oceânico estão em fase com mudanças nos fluxos de calor superficial e com a TSM. Além disso, eles não encontraram evidências de que as anomalias de TSM nos subtropicais são influenciadas por anomalias térmicas subsuperficiais, exceto próximo à costa da África, e que essas são irrelevantes para a variabilidade climática.

Czaja, Vaart e Marshall (2002) estudaram a resposta do AT norte aos eventos relacionados a Oscilação do Atlântico Norte e ao El Niño Oscilação Sul (ENSO), que causam alterações na intensidade dos centros semipermanentes de alta pressão. Eles observaram que essas alterações ocasionavam mudanças nos ventos alísios superficiais durante esses eventos, induzindo mudanças no fluxo de calor latente superficial, com consequente geração anomalias de TSM. Uma vez geradas, as anomalias positivas de TSM no AT Norte liberavam sua energia para a atmosfera através do aumento da evaporação.

Goes (2002) estudou a variação da circulação oceânica no AT em eventos extremos frios e quentes do modo de variabilidade equatorial do Atlântico (El Niño do Atlântico). Ele encontrou que as principais diferenças na circulação entre os eventos extremos são encontradas na região equatorial. No evento frio, houve maior inclinação da termoclina na bacia e intensificação da circulação dos primeiros 100 metros do oceano. A Subcorrente Equatorial e a Corrente Sul Equatorial intensificaram, e a primeira apresentou núcleo mais profundo nos eventos frios. Com

a intensificação dessas correntes, aumenta o cisalhamento e a mistura entre elas, favorecendo o entranhamento de água fria na superfície. O contrário ocorreu no evento quente.

Por fim, Joyce *et al.* (2004) estudaram o efeito dos fluxos atmosféricos e oceânicos que cruzam o equador na TSM, no conteúdo de calor da camada superior e na circulação zonal dos trópicos, focando na variação no transporte da Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), nos eventos de dipolo do Atlântico. Eles encontraram que o índice do dipolo pode ser usado como preditor de mudanças no conteúdo de calor oceânico e no transporte da CCNE e que a resposta oceânica está quase em fase com o vento forçante e age para reduzir o conteúdo de calor/sinal de TSM criado inicialmente pela atmosfera. O efeito do *feedback* oceânico por si só não é a causa final da variabilidade do AT, mas contribui para a sua amplitude.

Dada a importância da circulação oceânica nos processos de interação oceano-atmosfera e a lacuna de estudos sobre o efeito do MMA na hidrodinâmica do AT, este trabalho visa avançar no entendimento das mudanças oceanográficas causadas pela variação da intensidade dos alísios nas diferentes fases do MMA.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Investigar as mudanças na circulação oceânica no Atlântico Tropical Oeste em eventos extremos de precipitação causados nas diferentes fases do Modo Meridional do Atlântico.

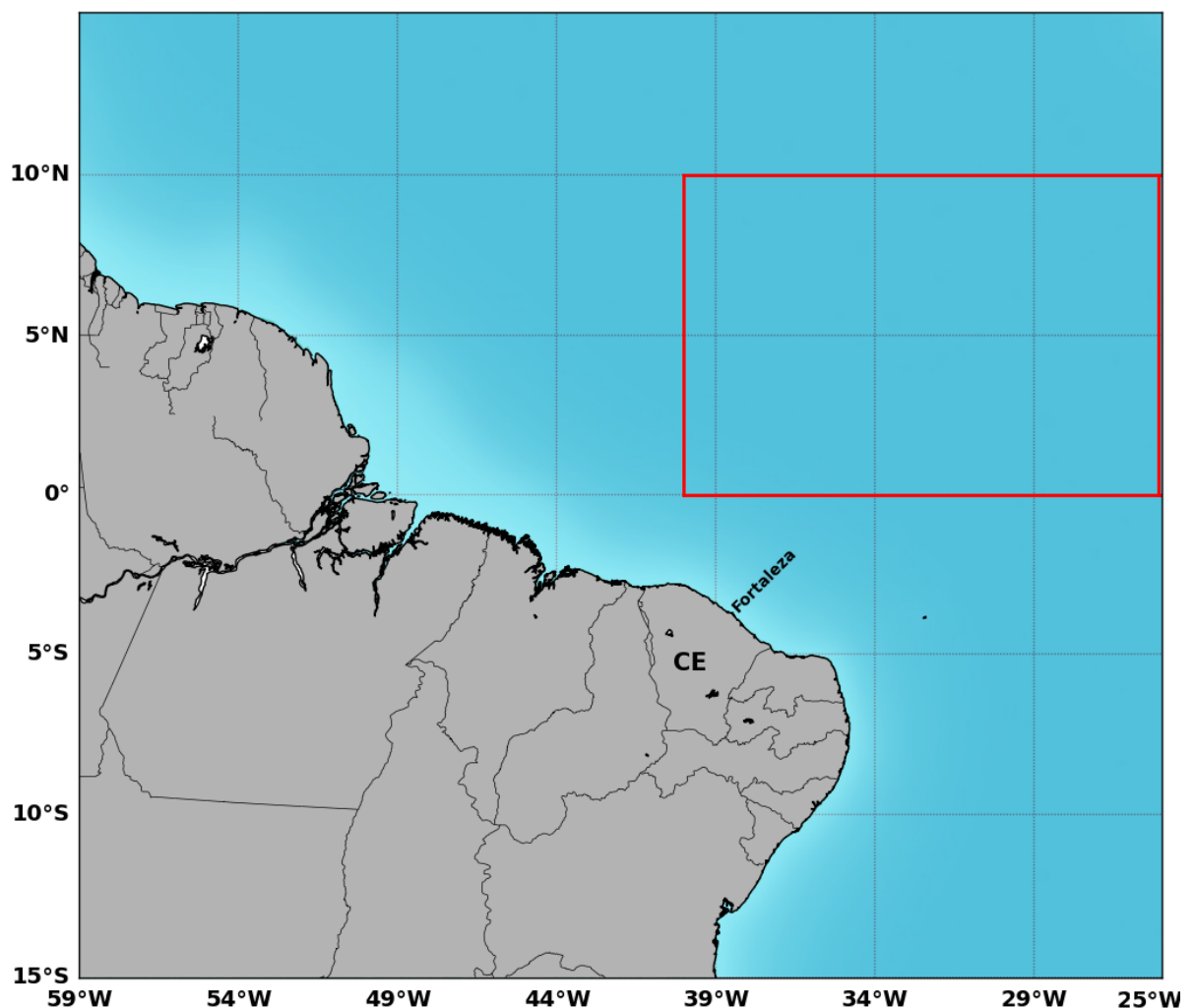
2.2 Objetivos Específicos

- Estudar a evolução do comportamento das variáveis oceânicas do AT durante os eventos extremos de precipitação do Modo Meridional do Atlântico;
- Identificar a diferença nos padrões superficiais e subsuperficiais das variáveis oceânicas do AT (temperatura, velocidades horizontal e vertical) em eventos extremos de precipitação;
- Observar as possíveis relações de tais variáveis com a variabilidade do sistema oceano-atmosfera que influenciam a ocorrência de eventos extremos de precipitação;
- Descrever e compreender os padrões na circulação hidrodinâmica do AT durante os eventos extremos de precipitação, com ênfase na resposta da SCNB/CNB, da SCE e da CCNE.

3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende a região do AT oeste (entre 25°-56°W e 15°N-15°S), incluindo a parte Noroeste do Atlântico Equatorial (NAE) (Figura 1), limitada pelas longitudes de 25°W a 40°W e pelas latitudes de 0° e 10°N. A região da NAE foi escolhida por ser considerada como potencial indicador de previsão de chuvas em Fortaleza devido a fortes correlações de TSM e de ventos superficiais com a precipitação (HOUNSOU-GBO, 2015).

Figura 1: Área de estudo, compreendendo o AT oeste e a região do noroeste do Atlântico Equatorial (NAE), representada pelo retângulo vermelho.



Fonte: O autor (2016).

3.1 Variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no AT

A TSM no AT exerce papel fundamental na variabilidade do tempo e do clima em ambos os continentes que margeiam a bacia, uma vez que influencia fortemente as trocas de massa

e de energia entre o oceano e a atmosfera. Neste caso, as regiões tropicais apresentam altos valores de TSM quando comparadas às regiões polares e subpolares, devido à alta incidência da radiação solar nessa área.

A climatologia do AT é relativamente bem estudada, com variação temporal associada principalmente ao período anual (CARTON, 1997; XIE; CARTON, 2004; TEIXEIRA; MACHADO, 2013). A TSM do AT apresenta equador termal em aproximadamente 5°N, que o divide em duas regiões: ao norte, o máximo de TSM ocorre em setembro e as maiores amplitudes ocorrem a leste, enquanto que ao sul o máximo ocorre em março-abril.

A variabilidade da TSM no AT é importante para a população da África e da América do Sul, pois influencia o regime de precipitação (SEAGER *et al.*, 2010). Especificamente no NEB, a principal variável física que influencia as condições da variabilidade climática nos oceanos AT e Pacífico é a TSM (PHILANDER, 1991). No Atlântico Equatorial (AE), entre 5°N-5°S, os gradientes meridionais de TSM têm profundo impacto sobre o total de precipitação no NEB através da modulação do posicionamento latitudinal da ZCIT (HASTENRATH, 1984; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993).

Nobre e Shukla (1996) mostraram que, no AT, TSM mais quentes estão associadas com ventos alísios menos intensos, enquanto que TSM mais frias estão associadas com alísios mais intensos. Variações na intensidade dos alísios aparecem como principal forçante de mudanças termais na superfície do oceano sobre o AT, resultando em padrões anômalos de TSM. A componente meridional do vento parece ser a responsável pelos gradientes meridionais anômalos de TSM no AE, sugerindo que anomalias na circulação atmosférica longe do equador forçam a formação de anomalias no gradiente meridional de TSM, que forçam a ZCIT a acompanhar o deslocamento das águas mais quentes, afetando a distribuição de precipitação no AE e áreas adjacentes.

Em resumo, na parte leste da bacia, o ciclo de TSM depende das variações verticais da termoclina, as quais têm dependência do ciclo anual da componente zonal do vento em superfície, que, por sua vez, tem forte dependência do aquecimento diferencial inter-hemisférico, causado devido à geometria do continente africano nesta região (PHILANDER *et al.*, 1996; LI; PHILANDER, 1997). Já na bacia equatorial oeste, processos oceânicos e de interação oceano-atmosfera têm relações intrínsecas com o ciclo de TSM. As variações da TSM nessa região estão relacionadas a processos advectivos, de mistura vertical e de interação na interface ar-mar (WEINGARTNER; WEISBERG, 1991b), os quais estão ligados, direta ou indiretamente, com o ciclo sazonal da intensidade do vento na bacia equatorial, controlado em grande parte pelo deslocamento sazonal da ZCIT.

3.2 Circulação atmosférica superficial no AT

O padrão de ventos nas camadas inferiores da atmosfera que atua sobre o AT é representado pelos ventos alísios de sudeste (SE) no HS e de nordeste (NE) no HN (Figura 2), que são formados devido à diferença de pressão entre as altas pressões de Açores (HN) e de Santa Helena (HS), causadas pelo movimento descendente das massas de ar, e as baixas pressões da

região equatorial, ocasionadas pela grande radiação solar incidente (NIMER, 1979).

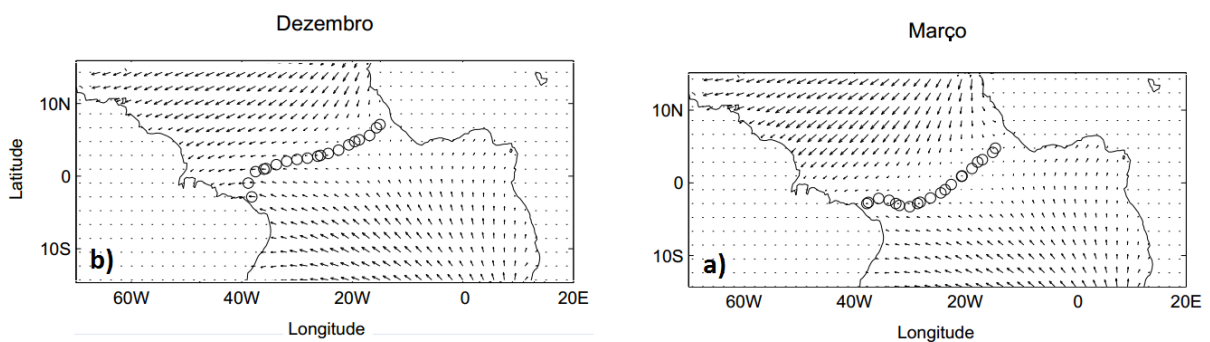
O encontro dos alísios posiciona a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que representa o ramo ascendente da célula de Hadley no AT e marca o equador meteorológico (AMS, 2012; WALISER; GAUTIER, 1993). A ZCIT é caracterizada por apresentar ventos fracos, altas TSM e intensa quantidade de precipitação. Além disso, está associada com a latitude de mínima variância sazonal de TSM e com a latitude de máximo deslocamento vertical da termoclina (HOUGHTON, 1991).

Em resposta ao aquecimento da TSM no Atlântico e à variação na intensidade dos ventos alísios, a ZCIT apresenta deslocamento latitudinal ao longo do ano (WALISER; GAUTIER, 1993; WALISER, 2003). Entre fevereiro e março, localiza-se entre o equador e 5°N, devido a maior TSM no Atlântico Sul durante o verão austral e à intensificação dos alísios de nordeste. Já entre julho e agosto, localiza-se aproximadamente entre 5°-8°N na parte oeste do AT, posição resultante da maior TSM no Atlântico Norte e da subida dos centros de alta pressão dos Açores e de Santa Helena, o que causa intensificação dos alísios de sudeste e enfraquecimento dos alísios de nordeste (PETERSON; STRAMMA, 1991; WAGNER, 1996; HASTENRATH, 2006).

A migração sazonal da ZCIT é o principal mecanismo que induz precipitação na região do AT (HASTENRATH; GREISCHAR, 1993) e variações na sua migração estão relacionadas a anomalias de TSM no AT, conhecida como MMA. No setor norte do nordeste do Brasil (NNEB), a ZCIT é considerada dominante na determinação da precipitação (HASTENRATH; LAMB, 1977; HASTENRATH, 1990).

Essa circulação do vento nas camadas mais inferiores da atmosfera no AT exerce papel importante na circulação oceânica de superfície, uma vez que o vento exerce cisalhamento nas águas superficiais, transmitindo movimento ao oceano e gerando ondas e correntes superficiais e subsuperficiais.

Figura 2: Padrão médio da circulação atmosférica superficial para os meses de dezembro e março no oceano Atlântico Tropical. Os círculos indicam a posição média da ZCIT em cada período.



Fonte: Adaptado de Goes (2002)

3.3 Correntes superficiais e subsuperficiais no AT

A circulação oceânica no AT (Figura 3) reflete fortemente a resposta à forçante dos ventos alísios, que apresentam variabilidades sazonal (STRAMMA; SCHOTT, 1999) e anual (TALLEY *et al.*, 2011). Mudanças sazonais do vento estão relacionadas a mudanças na intensidade e na localização da ZCIT, que são mais fortemente desenvolvidas no verão de cada hemisfério (TALLEY *et al.*, 2011). A intensificação dos alísios de sudeste ocasiona também grande cisalhamento na superfície do mar, o que causa arrasto das águas subsuperficiais da termoclina para a superfície via mistura vertical (JOUANNO *et al.*, 2011).

Na região equatorial, o sistema de correntes e contracorrentes é responsável pelo fluxo aproximadamente zonal e pelas trocas de massa e de energia em diferentes níveis da coluna d'água (CINTRA, 2015). As principais correntes superficiais de oeste que fluem nos hemisférios norte (HN) e sul (HS) são a corrente norte equatorial (CNE) e a corrente sul equatorial (CSE), respectivamente, sendo a última a responsável pelo fluxo dominante para oeste na região.

O ciclo sazonal da CNE e da CSE reflete a resposta da variação sazonal dos alísios e da posição da ZCIT, deslocando-se para norte quando a ZCIT se desloca para norte na primavera e verão boreais, e para sul no restante do ano. A CNE se localiza entre 7-20°N e é fortalecida pelos alísios de NE, representando o ramo sul do giro subtropical do Atlântico Norte (BOURLÈS *et al.*, 1999). A CSE, principal corrente fluindo para oeste no AT sul, localiza-se entre 5°N e 15-25°S e costuma ser dividida em 3 ramos: a parte norte (nCSE), situada ao norte da subcorrente sul equatorial (SCSE); a parte central (cCSE), localizada entre a SCSE e a contracorrente sul equatorial (CCSE); e a parte sul (sCSE), em torno de 20-25°S e a leste de 30°W (MOLINARI, 1982; STRAMMA, 1991). Os alísios causam ainda divergência horizontal na zona equatorial, o que induz a ressurgência equatorial (MOLINARI, 1983).

A sCSE representa o ramo norte do giro subtropical do Atlântico Sul e é alimentada pela corrente de Benguela, enquanto que as partes central e norte da CSE ficam acima do equador, em aproximadamente 5-7°N. A sCSE bifurca perto da plataforma continental leste do Brasil, entre 12°-20°S (STRAMMA; SCHOTT, 1999), gerando duas correntes meridionais ao longo da fronteira oeste do Atlântico: a corrente do Brasil (CB), que flui para sul; e o sistema subcorrente norte do Brasil e corrente norte do Brasil (SCNB/CNB), que flui para noroeste (PETERSON; STRAMMA, 1991; STRAMMA; SCHOTT, 1999; STRAMMA *et al.*, 2005). Sazonalmente, a latitude de bifurcação da sCSE varia de uma posição mais ao sul (17°S) em julho e mais ao norte (13°S) em novembro para as camadas acima de 200m de profundidade (SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1998; RODRIGUES; ROTHSTEIN; WINBUSH, 2007).

De maneira geral, a CSE traz águas superficiais quentes e salinas que margeiam a costa brasileira e são distribuídas ao largo da plataforma continental pelas SCNB, CNB e CB. Ao percorrerem a região intertropical, podem encontrar regiões com condições favoráveis (ventos, radiação) ao acúmulo de energia térmica, estabelecendo regiões anormalmente quentes (CINTRA, 2015).

A CB flui ao longo da costa do Brasil e chega a até aproximadamente 35°S, onde se encontra com a corrente das Malvinas, e o sistema SCNB/CNB flui para norte, compondo o

maior sistema de correntes que transporta águas intermediárias quentes do HS para o HN ao longo da fronteira ocidental do oceano Atlântico.

A SCNB é intensificada em subsuperfície, com núcleo em aproximadamente 100-200 m de profundidade. Esta corrente segue em sentido norte sobre o talude da costa leste da América do Sul e, a partir de 5°S, recebe contribuição superficial da cCSE (SILVEIRA; MIRANDA; BROWN, 1994). A junção dos fluxos da cCSE em superfície e da SCNB em subsuperfície é denominado CNB.

A CNB é a corrente de contorno oeste que fecha o giro equatorial do Oceano Atlântico, seguindo sobre o talude da costa norte da América do Sul. Atinge profundidades de até 1000 m e velocidades de até 1.5 m/s, com dois núcleos de máxima velocidade: um em superfície (cCSE) e outro em subsuperfície (SCNB) (SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1998). A água superficial também inclui a maior parte da água doce desaguada pelo rio Amazonas (TALLEY *et al.*, 2011).

A CNB é um local de notáveis variações de mesoescala. Ao longo de sua trajetória, a CNB sofre retroflexões que geram anéis anticiclônicos e que alimentam o sistema equatorial de correntes. Os anéis da CNB se propagam para noroeste e contribuem para o transporte inter-hemisférico de massa pela região. Na região da termoclina, uma porção retroflete em aproximadamente 45°W, originando a Subcorrente Equatorial (SCE) e alimentando a Subcorrente Norte Equatorial (SCNE) (SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1998; GOES *et al.*, 2005). Na superfície, retroflete em aproximadamente 6-7°N, alimentando a CCNE (FLAGG; GORDON; MCDOWEL, 1986). A continuação da corrente para norte passada a retroflexão é chamada de corrente das Guianas, fechando o ciclo.

No Atlântico, a CNB é a principal responsável pelo transporte líquido de calor do HS para o HN (PHILANDER, 2001) e, ao longo da costa brasileira, o transporte de água quente pelas SCNB/CNB pode ser de grande importância para o clima no NEB (HOUNSOU-GBO, 2015).

A CCNE é alimentada pela CNB e pela recirculação ciclônica da CNE (BOURLÈS *et al.*, 1999). Sua orientação é para leste, está situada entre 3-10°N e é delimitada a norte pela CNE e a sul pela CSE (PETERSON; STRAMMA, 1991; BOURLÈS *et al.*, 1999). Apresenta um núcleo subsuperficial de velocidade em aproximadamente 60-80 m de profundidade, provavelmente porque esta corrente flui contra o vento, sob o transporte de Ekman (BOURLÈS *et al.*, 1999).

Em relação ao ciclo sazonal, que parece estar relacionado à retroflexão superficial, a CCNE apresenta menor transporte na primeira metade do ano e maior em outubro/novembro (FONSECA *et al.*, 2004), com mínimo em março (GARZOLI *et al.*, 2004), que pode inverter de sentido e fluir para oeste durante a primavera boreal (STRAMMA; SCHOTT, 1999). Essa inversão pode ser causada pelo transporte de Ekman para noroeste gerado pelos alísios de nordeste quando a ZCIT se encontra mais ao sul em fevereiro-abril (URBANO; JOCHUM; SILVEIRA, 2006). Lumpkin e Garzoli (2005) defendem que a CCNE existe durante todo o ano e que é mais fraca na primavera boreal, quando passa a ser alimentada principalmente pela CNE (FONSECA *et al.*, 2004).

Além do ciclo sazonal de variação no transporte, a CCNE migra latitudinalmente ao longo

do ano, podendo se situar entre 3°-10°N no Atlântico Equatorial Oeste (FONSECA *et al.*, 2004). Urbano, De Almeida e Nobre (2008) apontam que essa migração tem um padrão influenciado pelo campo de vento, enquanto que Fonseca *et al.* (2004) indicam que a localização segue a migração anual da ZCIT, exceto em fevereiro, quando a CCNE exibe um máximo a norte, enquanto que a ZCIT ainda está se deslocando para sul. Em sua trajetória para leste, a CCNE encontra a África e se divide ao longo da costa em um fluxo para norte e em um para leste na corrente da Guiné (RICHARDSON; REVERDIN, 1987).

A SCE está centrada no equador e atravessa todo o Atlântico, com extensão entre 2°S e 2°N, com núcleo em aproximadamente 70-100 m de profundidade (URBANO; DE ALMEIDA; NOBRE, 2008). Essa corrente apresenta uma das maiores velocidades presentes no sistema equatorial de correntes, podendo atingir até 0.7 m/s em seu núcleo na porção oeste da bacia, em aproximadamente 35°W (SCHOTT *et al.*, 2003).

A SCE no Atlântico apresenta forte ciclo sazonal e migração vertical, com núcleo mais raso na primavera boreal, quando os ventos de sudeste são menos intensos, e mais fundo no outono boreal (JOHNS *et al.*, 2014). Dentro do ciclo sazonal, as menores velocidades do núcleo são encontradas em janeiro e julho, e as velocidades máximas em abril, quando o núcleo da SCE está mais raso, e em setembro quando o núcleo está mais profundo (PROVOST *et al.*, 2004; BRANDT *et al.*, 2006, 2014), como será visualizado nas seções meridionais posteriormente. O máximo encontrado em setembro está relacionado à resposta aos alísios de leste na parte central e oeste da bacia (PHILANDER; PACANOWSKI, 1980), enquanto que o máximo em abril ainda é uma característica menos evidente (HORMANN; BRANDT, 2007).

A principal forçante para a formação da SCE é o gradiente de pressão zonal formado pela resposta da termoclina aos alísios. A SCE é mais intenso onde os ventos de leste ao longo do equador são mais intensos e o gradiente de pressão associado é máximo. No caso do Atlântico, os ventos mais intensos ocorrem mais a oeste da bacia (JOHNSON *et al.*, 2002; BRANDT *et al.*, 2006), causando maior intensificação da SCE nessa região.

Não existe total consenso a respeito da origem das águas da SCE (KRELLING, 2010). Schott, Fischer e Stramma (1998) apontam a presença de águas do HN na SCE, enquanto que Boulès *et al.* (1999) encontram águas provenientes do HS, indicando que a SCE seria formada quase que totalmente pela retroflexão da CNB. Independente das divergências, os autores concordam que pelo menos a maior parte do transporte da SCE é proveniente da CNB.

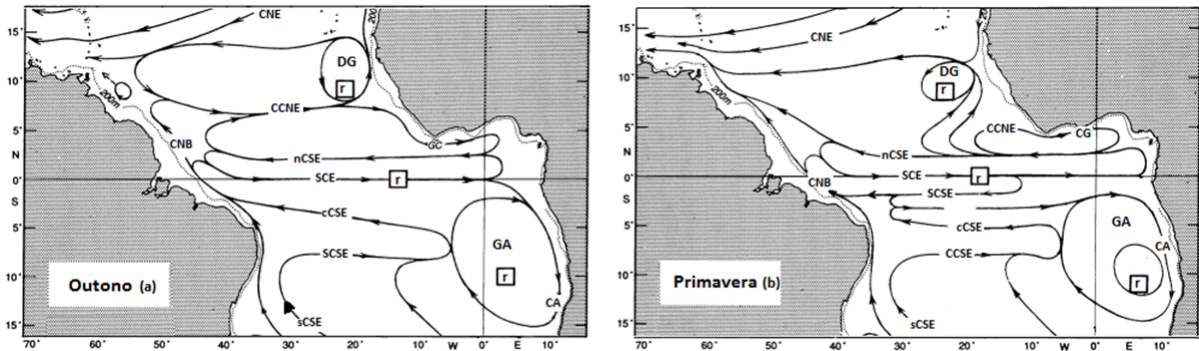
A CNE, a CSE, a CCNE e a SCE são as principais correntes que participam da célula subtropical do Atlântico, principal responsável pelo transporte de águas da termoclina das latitudes médias para a região equatorial do Atlântico (SCHOTT; MCCREARY; JOHNSON, 2004).

Em aproximadamente 7-8°S, entre a sCSE e a cCSE, existe uma contracorrente sul equatorial (CCSE) quase permanente (sazonal) associada com a ZCIT no hemisfério sul. A CCSE termina na costa da África, onde é acompanhada pela ressurgência da SCE.

O conjunto completo dos fluxos subsuperficiais na região equatorial continua a forte característica zonal das correntes superficiais. Em cada lado do equador, em 2-4° de latitude, existem fluxos para leste centrados em torno de 500 a 1000 m, referidos como Subcorrente

Norte Equatorial (SCNE) e Subcorrente Sul Equatorial (SCSE) e as partes mais profundas são denominadas Contracorrente Intermediária Norte (CCIN) e Contracorrente Intermediária Sul (CCIS) (TALLEY *et al.*, 2011).

Figura 3: Esquema com a média das principais correntes oceânicas superficiais e subsuperficiais do AT para: a) outono boreal (primavera austral); b) primavera boreal (outono austral). Os quadrados pequenos nomeados por “r” representam áreas de ressurgência.



Fonte: Adaptado de Stramma e Schott (1999).

3.4 Modo Meridional do AT

Estudos observacionais e simulações numéricas evidenciaram um fenômeno oceano-atmosférico identificado como uma mudança anômala na TSM do AT, comumente chamado de padrão de dipolo do Atlântico ou MMA, e reportaram evidências de que este padrão é o modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala mais importante sobre a bacia do AT durante os meses do outono austral (HASTENRATH; HELLER, 1977; LOUGH, 1986; MOURA; SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; WARD; FOLLAND, 1991; NOBRE, 1993; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993; UVO *et al.*, 1994; NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA, 1997; HUANG; SHUKLA, 1996) e que o principal mecanismo que dirige o MMA é a interação vento-evaporação-TSM (CHANG; SARAVANAN; HEGERL, 2000; XIE; CARTON, 2004).

Segundo Souza e Nobre (1998), em ambas as fases do MMA são evidenciados o acoplamento entre os campos de TSM, pressão ao nível do mar (PNM) e vento, de maneira que o aquecimento acima do normal das águas oceânicas superficiais em ambos os hemisférios está associado à presença de PNM mais baixas do que o normal e ao enfraquecimento relativo dos centros de alta pressão climatológicos (altas subtropicais).

Durante a fase negativa do MMA, a bacia do Atlântico Norte apresenta anomalias negativas de TSM (abaixo da média), as quais estão relacionadas a anomalias positivas de PNM (acima da média) e consequente fortalecimento da alta subtropical do Atlântico Norte, o que intensifica os alísios de NE. No Atlântico Sul ocorrem anomalias positivas de TSM, anomalias de PNM negativas, com consequente enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Sul e dos alísios de SE. Na fase positiva do MMA, essas configurações são inversas. As mudanças na circulação oceânica causadas por essa variação de intensidade dos alísios nas fases positivas e

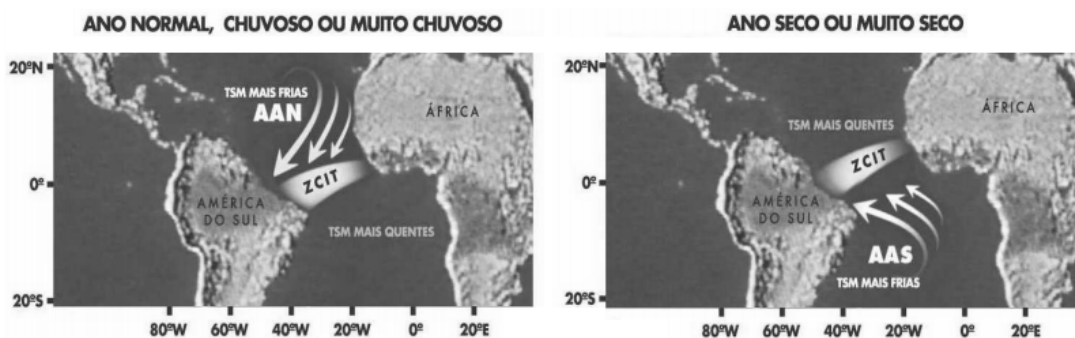
negativas do MMA ainda apresenta lacunas no estudo da hidrodinâmica do AT.

O padrão de anomalias de TSM característico do MMA gera a manifestação de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico nos baixos níveis da troposfera sobre o AE (WAGNER, 1996). Juntamente com os padrões anômalos de vento e de PNM, o gradiente térmico influencia a intensidade e a migração norte-sul da ZCIT sobre o AT (NOBRE, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996), influenciando o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes, tais como as regiões de Sahel e Gana na África (PARKER; FOLLAND; WARD, 1988; ANKOMAH; CORDERY, 1994), o norte da Amazônia e o NEB na América do Sul (ALVES; REPELLI, 1994; NOBRE; SHUKLA, 1996; HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993; NOBRE, 1993; SOUZA, 1997).

Chang, Ji e Li (1997) mostraram um modo dipolo autossustentado, dominado por processos termodinâmicos de *feedbacks* ar-mar. Esses processos são determinados por um *feedback* positivo entre o fluxo de calor e as anomalias de TSM e um *feedback* negativo caracterizado pela advecção de calor por correntes estacionárias, como a CB e a CNB. A variabilidade da termoclina, por sua vez, não contribuiria significativamente para o balanço de calor, indicando a dinâmica de ondas oceânicas como processo secundário. Alguns autores como Houghton e Tourre (1992) e Enfield e Mayer (1997) encontraram que os padrões de anomalias de TSM nos hemisférios norte e sul tendem a agir separadamente, existindo assim dois modos desacoplados ao invés de um dipolo.

O padrão médio do comportamento oceânico e atmosférico nos anos de MMA pode ser visualizado na Figura 4.

Figura 4: Padrões médios atmosféricos e oceânicos na estação chuvosa no norte do NEB para: a) anos normais e de MMA negativo (chuvoso ou muito chuvoso); b) anos de MMA positivo (seco ou muito seco). As siglas AAN e AAS significam Alta Subtropical do Atlântico Norte e Sul, respectivamente.



Fonte: Adaptado de: Ferreira e Melo (2005).

3.5 Modo Meridional do AT e sua influência no NEB

O padrão espacial das anomalias de TSM no AT afeta, sobremaneira, a posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal da precipitação pluviométrica sobre o Atlântico Equatorial, na parte norte do NEB até a parte central da Amazônia (MARENGO; HASTENRATH, 1993; MOLION, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; UVO *et al.*, 1998; MARENGO, 2004). Quando as águas do AT Norte estão mais quentes e as águas do AT Sul estão mais frias, existem movimentos descendentes transportando ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a região setentrional, central e sertão do NEB, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação (fase positiva do MMA), podendo causar secas. Por outro lado, quando as águas do AT Norte estão mais frias e as águas do AT Sul estão mais quentes do que a média durante março-abril-maio, existe a formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido norte para sul. Isso ocasiona PNM mais baixa do que a média sobre o AT sul e mais alta do que a média no AT Norte, enfraquecimento dos alísios de SE e intensificação dos alísios de NE e aumento dos movimentos ascendentes sobre as regiões a sul, intensificando a formação de nuvens e aumentando os totais pluviométricos (fase negativa do MMA) (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; ARAGÃO, 1998).

Além disso, o excesso ou a deficiência de precipitação ao sul do equador está associado não somente ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT, mas principalmente à duração do período da incursão da ZCIT a sul do equador (NOBRE; CITEAU; UVO, 1989; NOBRE; SHUKLA, 1996). Em anos chuvosos sobre o NEB, a ZCIT permanece ao sul de suas posições latitudinais médias até abril, enquanto em anos extremos de seca a ZCIT retorna ao HN já em março. Existem evidências observacionais de que os mecanismos responsáveis pelo deslocamento latitudinal da ZCIT estejam associados a uma cadeia de processos de interação oceano-atmosfera, envolvendo o acoplamento lateral com distúrbios atmosféricos extratropicais de ambos os hemisférios. Esses contribuem para o aparecimento das anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador que formam o gradiente meridional de anomalias de TSM responsável pelo deslocamento e pela permanência da ZCIT mais para o sul ou para o norte (NOBRE, 1996).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Bancos de dados

4.1.1 *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA)

Os dados superficiais e subsuperficiais da circulação do AT foram obtidos das simulações globais da versão 2.1.6 do *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) para o período compreendido entre 1980 e 2008. Este período foi escolhido porque coincide os anos de dados do SODA com os anos estudados por Hounsou-Gbo (2015) e com os índices de dipolo (SERVAIN, 1991), trabalhos que serão utilizados no desenvolvimento deste estudo.

A reanálise SODA é construída baseada no modelo *Modular Ocean Model* (MOM2) do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*. O produto da reanálise utiliza assimilação de dados em um modelo numérico oceânico baseado no *Parallel Ocean Program 2.1* (POP) (SMITH; GENT, 2002), que possui 900 x 600 pontos de grade com resolução horizontal de 0.25° x 0.4° e resolução vertical de 10 metros nas áreas superficiais, totalizando 40 níveis verticais. Os campos médios são, então, remapeados para um campo uniforme de 0.5° x 0.5°. O esquema de assimilação é descrito detalhadamente por Carton e Cao (2000a, 2000b).

Parte dos dados assimilados pelo modelo são obtidos do conjunto de dados *World Ocean Data-base 2001* do *National Oceanographic Data Center* (NODC) (CONKRIGH *et al.*, 2002). Além disso, são assimilados também dados de perfis de temperatura em tempo real do NODC, obtidos através de boias, fundeios e derivadores Argo. Observações *in situ* do conjunto *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS), estimativas do satélite AVHRR NOAA e observações do nível do mar de satélites altímetros também fazem parte do banco de dados superficiais (CARTON e CAO, 2000a, 2000b; CARTON e GIESE, 2008; DIAZ *et al.*, 2002; VASQUEZ *et al.*, 1998).

A avaliação deste conjunto de dados e a comparação com observações independentes podem ser encontradas, por exemplo, em Carton e Giese (2006), Carton e Giese (2008), Ferrero e Wainer (2008) e Gouveia *et al* (2015).

Os dados do SODA utilizados neste trabalho são médias mensais resultantes de reanálise de temperatura e das componentes U , V e W da velocidade das correntes para profundidades que vão desde a superfície até cerca de 5400 m, com resolução horizontal de 0.5° e 50 níveis verticais espaçados, aproximadamente, entre 10 m (próximo à superfície) e 20 metros no restante da coluna d'água. Esses dados foram utilizados para o estudo da circulação oceânica no AT através da análise da climatologia, dos compostos e das anomalias de cada variável, como será detalhado mais adiante.

Velocidades de correntes (componentes U , V e W) positivas indicam, respectivamente, direção leste-oeste, norte-sul e cima-baixo.

4.1.2 Índices do dipolo e Anomalias de precipitação

O índice do dipolo é definido pela diferença entre as anomalias normalizadas de TSM da bacia norte (28°N-5°N) e as anomalias normalizadas de TSM da bacia sul (20°S-5°N), separadas pelo equador meteorológico (5°N) (SERVAIN, 1991).

O conjunto de dados de precipitação utilizado por Honsou-Gbo (2015) é composto por observações mensais de chuva em Fortaleza, Ceará (3°43'S e 38°32'W), fornecidas pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). As anomalias de precipitação são séries temporais normalizadas, nas quais foram excluídos os eventos que excederam o limiar instantâneo de +/- 0.5 (anomalias de precipitação normalizadas superiores a 0.5 e inferiores a -0.5). A cidade de Fortaleza foi escolhida por representar o NNEB, região fortemente influenciada pela modulação da precipitação nas diferentes fases do MMA.

As anomalias normalizadas citadas anteriormente são calculadas ao se dividir as anomalias pelo desvio padrão climatológico.

4.2 Cálculo da climatologia, dos compostos e das anomalias

- **Climatologia**

Inicialmente, foram realizadas médias climatológicas para cada mês a partir dos dados do SODA (média de todos os janeiro, média de todos os fevereiro, e assim por diante), aqui denominadas de “climatologias mensais”.

- **Compostos positivos e negativos**

Posteriormente, a partir dos índices de dipolo do Atlântico (SERVAIN, 1991) foram determinados os anos correspondentes a MMA positivos e os correspondentes a MMA negativos dos dados do SODA durante o período estudado. Para isto, foram analisados os meses de fevereiro a maio de cada ano estudado e separados os anos em que os índices positivos prevaleciam (anos positivos) e os anos em que os índices negativos prevaleciam (anos negativos) dentre os meses analisados. Após essa separação, os índices entre -0.5 e 0.5 foram eliminados, uma vez que representam a fase neutra, e foram realizadas médias mensais de cada variável para os meses de janeiro a abril de cada ano e de novembro a dezembro do ano anterior a esse ano, para se observar a evolução das variáveis durante os meses de pré-estação e de estação chuvosa em Fortaleza.

Além disso, foram analisadas as anomalias normalizadas de precipitação em Fortaleza calculadas por Honsou-Gbo (2015) e foram selecionados os anos que apresentavam anomalias negativas (anos positivos) e os anos que apresentavam anomalias positivas (anos negativos).

O “composto positiva” foi, então, representado por: anos nos quais os índices positivos prevaleceram e nos quais a anomalia de precipitação era negativa; enquanto que o “composto

negativo” foi representado por: anos nos quais os índices negativos prevaleceram e nos quais a anomalia de precipitação era positiva.

As anomalias de precipitação calculadas por Hounsou-Gbo (2015) para Fortaleza podem ser visualizadas na Tabela 1. Como não foi possível utilizar os dados de novembro e dezembro de 1979 para acompanhar a evolução das variáveis, uma vez que os dados do SODA começam em 1980, este ano foi descartado dos compostos. Ao final, os anos escolhidos foram os mostrados na Tabela 2.

Os anos de 1981 e 1997, apesar de terem apresentado predomínio de índices positivos durante a análise, apresentaram anomalias de precipitação iguais a 0, e foram descartados da análise. Isso ocorreu provavelmente porque outros processos que não o MMA estavam influenciando o regime de chuvas, tais como o El Niño em 1997.

Caso haja coincidência entre os fenômenos da bacia do AT e os do Pacífico Equatorial, a influência dos últimos será menor. Isso ocorre porque, nos anos em que o fenômeno de ENOS coincide com a época da estação chuvosa sobre o norte do NEB, embora as distribuições de TSM sobre o Pacífico Equatorial tenham efeito decisivo na pluviometria sobre o norte do NEB e no leste da Amazônia, os fenômenos atmosféricos e oceânicos sobre a bacia do AT são estatisticamente mais significativos para a variabilidade interanual do clima sobre o NEB do que os fenômenos sobre o Pacífico (CHU, 1984; HASTENRATH; CASTRO; ACEITUNO, 1987). Além disso, as chuvas no NEB apresentam maior correlação com o MMA do AT do que com o El Niño do Pacífico (CHANG; JI; LI, 1997; PEZZI; CAVALCANTI, 2001).

Tabela 1: Anos correspondentes às anomalias de precipitação normalizadas positivas (em negrito) e negativas (em itálico) em Fortaleza (MA corresponde a Março-Abril, núcleo da estação chuvosa no norte do Nordeste do Brasil). Modificado de Hounsou-Gbo (2015).

PRECIPITAÇÃO EM FORTALEZA	
ANOS	ANOMALIAS (MA)
<i>1980</i>	<i>-1.3</i>
1981	0
<i>1982</i>	<i>-0.8</i>
<i>1983</i>	<i>-0.9</i>
1984	+0.2
1985	+1.5
1986	+2.0
<i>1987</i>	<i>-0.3</i>
1988	+0.1
1989	+0.1
<i>1990</i>	<i>-1.2</i>
1991	+0.6
<i>1992</i>	<i>-0.8</i>
<i>1993</i>	<i>-0.9</i>
1994	+0.5
1995	+1.3
1996	+0.8
1997	0
<i>1998</i>	<i>-0.7</i>
<i>1999</i>	<i>-0.5</i>
<i>2000</i>	<i>-0.3</i>
2001	+0.9
2002	+0.5
2003	+0.9
<i>2004</i>	<i>-0.2</i>
<i>2005</i>	<i>-0.9</i>
<i>2006</i>	<i>-0.7</i>
<i>2007</i>	<i>-0.2</i>
2008	+0.1

Tabela 2: Anos de MMA positivo (extremo de seca) e de MMA negativo (extremo de chuva) analisados neste trabalho.

Anos de MMA positivo	Anos de MMA negativo
1983, 1992, 2004, 2007	1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1994, 1995, 1996

- **Anomalias mensais positivas e negativas**

Após a separação dos compostos positivos e negativos, foram calculadas as aqui denominadas "anomalia mensal seca"(compostos secos) e "anomalia mensal chuva"(compostos chuvosos). Para isto, foram subtraídas os compostos positivos menos a climatologia mensal (anomalia mensal seca) e os compostos negativos menos a climatologia mensal (anomalia mensal chuva) (Equações 1 e 2).

$$Anomaliamentalseca = Compostopositivo - Climatologia \quad (1)$$

$$Anomaliamentalchuva = Compostonegativo - Climatologia \quad (2)$$

- **Anomalias bimensais extremas (de seca e de chuva)**

Aqui, foram realizadas médias bimensais da "anomalia mensal seca" (média de todos os novembro-dezembro (ND), todos os janeiro-fevereiro (JF) e todos os março-abril (MA)) e médias bimensais da "anomalia mensal chuva" (média de todos os ND, todos os JD e todos os MA), aqui denominadas de "anomalias seca" e "anomalias chuva" (Equações 3 e 4).

$$Anomaliasseca = mediabimensaldosND/JF/MA da "anomaliamentalseca" \quad (3)$$

$$Anomaliaschuva = mediabimensaldosND/JF/MA da "anomaliamentalchuva" \quad (4)$$

4.3 Média dos 200 m

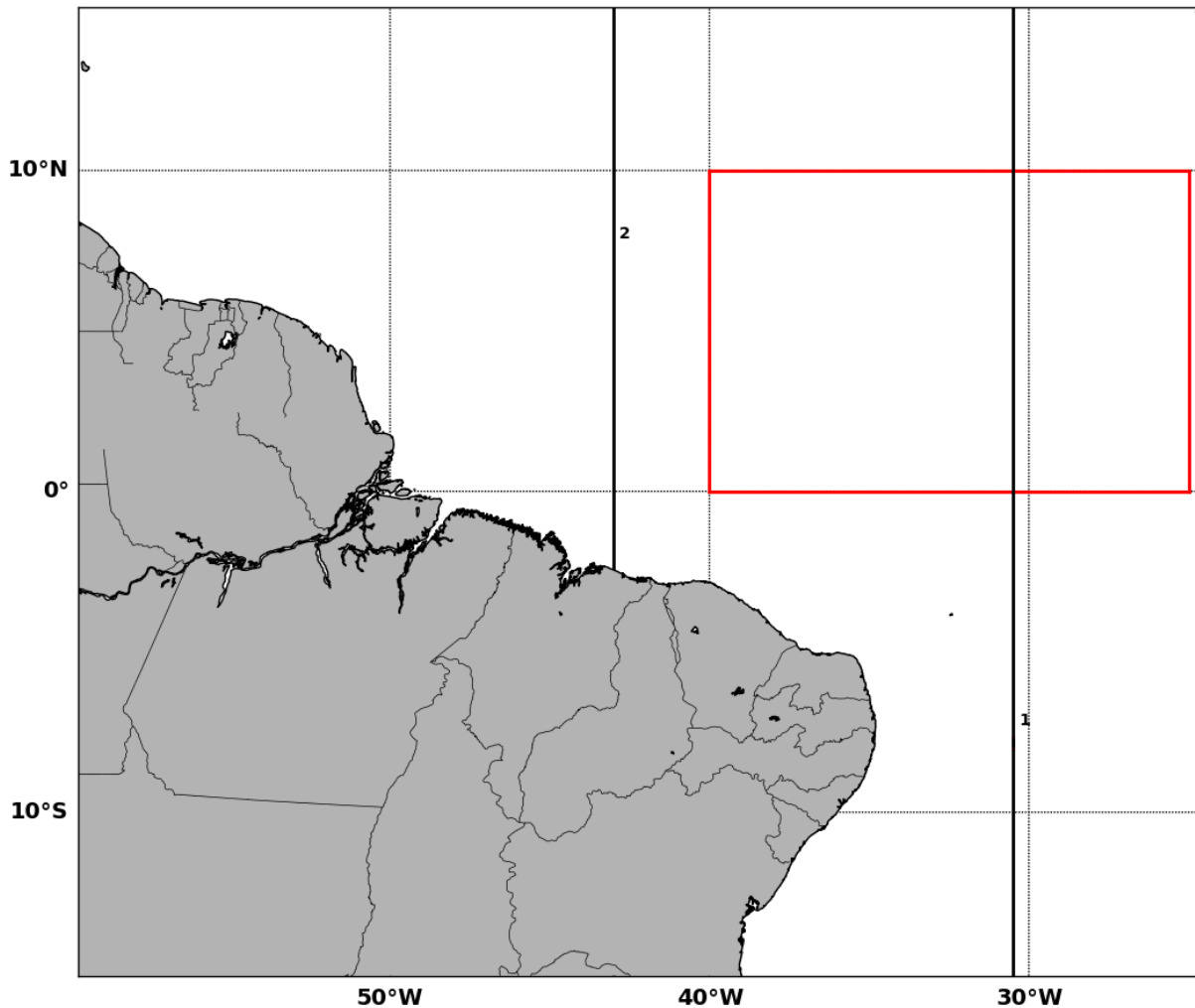
Para melhor visualizar o transporte integrado na coluna d'água do AT, foram realizadas médias bimensais entre 0 e 200 m de profundidade das climatologias e das anomalias dos compostos extremos de precipitação para todas as variáveis: temperatura, correntes horizontais (velocidade resultante entre as componentes U e V) e correntes verticais (componente W) também para os meses de novembro a abril.

4.4 Seções meridionais

Foram escolhidas duas seções distribuídas ao longo do AT oeste para o estudo da hidrodinâmica superficial e subsuperficial, cujas localizações podem ser visualizadas na Figura 5 e na Tabela 3. A seção 1 foi escolhida para representar a região NAE, entre 0°-10°N e 25°-40°W, considerada como potencial indicador de previsão de chuvas em Fortaleza devido a fortes correlações de TSM e de ventos superficiais com a precipitação (HOUNSOU-GBO, 2015). Já a seção 2 foi escolhida por representar o local onde o sistema SCNB/CNB está bem desenvolvido.

A Seção 2 não se estende até 15°S porque intercepta o continente sul-americano e, por isso, os gráficos posteriores correspondentes não representarão os dados até essa latitude.

Figura 5: Localização das seções meridionais (linhas pretas contínuas). A caixa vermelha corresponde à região Noroeste do Atlântico Equatorial (NAE).



Fonte: O autor (2016).

Tabela 3: Coordenadas das seções meridionais escolhidas neste trabalho.

Seção meridional	Longitude	Latitude
1	30.5°W	15° N a 15°S
2	43°W	15° N a 3°S

As seções meridionais para as climatologias mensais e para as anomalias dos compostos extremos foram representadas também para os meses de novembro a abril, desde a superfície até 200 m de profundidade. A profundidade de 200 m foi escolhida para representar a camada de mistura, as variações na termoclina e o que está ocorrendo logo abaixo dessa.

A partir daqui, para facilitar, os anos com acumulado de precipitação acima da média serão denominados "anos extremos de chuva"(no texto) e "chuva"(nos gráficos), para representar os compostos chuvosos. De forma similar, os anos com acumulado de precipitação abaixo da média serão denominados como "anos extremos de seca"(no texto) e "seca"(nos gráficos), para representar os compostos secos. Apesar da denominação utilizada, é importante ressaltar que os "anos extremos de seca"ou "seca"não representam necessariamente os anos nos quais o acumulado de precipitação foi zero, mas sim aqueles nos quais ocorreram chuvas abaixo da média climatológica.

4.5 Transporte de volume das correntes

O transporte de volume consiste em uma medida semelhante à vazão, calculando-se para uma dada área a quantidade de volume que a atravessa, por unidade de tempo. No caso de calcular o transporte para uma seção vertical ao longo de uma longitude, a área utilizada é representada por um espaçamento horizontal (dimensão x) e um vertical (dimensão z).

O cálculo do transporte das correntes foi realizado para o sistema SCNB/CNB, a CCNE e a SCE na Seção meridional 2 de acordo com a Equação (5). Essa seção foi escolhida por representar as três correntes estudadas aqui.

$$T = \iint v(x, z) dz dx \quad (5)$$

onde z é a profundidade (em m), x é a distância meridional (em m) e v é a velocidade da corrente (em m/s). O transporte final foi dado em Sv, equivalente a ($10^6 m^3/s$).

No cálculo do transporte da SCE, os limites de integração são tidos como a área na qual $u \geq 0.2$ m/s, para reduzir o efeito das incertezas no cálculo desse transporte (GORIOU; REVERDIN, 1992). Entretanto, como a seção escolhida está na região de formação da SCE, foram escolhidos os valores positivos entre $0.25^\circ S$ e $1.75^\circ N$. Para o transporte da CCNE, foram utilizadas as velocidades positivas (para leste) na região entre $2.5^\circ N$ e $8^\circ N$ nos 50 metros superiores, assim como Philander e Pacanowski (1986), por ser a região onde está a maior parte do fluxo dessa corrente. De maneira similar, foi calculado o transporte do sistema SCNB/CNB na região entre a costa e 0° , utilizando velocidade negativas (para oeste) nos 200 primeiros metros da seção analisada.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Temperatura

Antes de iniciar a discussão, é válido ressaltar que as escalas dos gráficos foram diminuídas para que fosse possível observar melhor os fenômenos atuantes no AT, especialmente na região oeste.

Além disso, é importante ressaltar que as anomalias de temperaturas podem não ser tão intensas porque são representadas médias dos 200 primeiros metros do oceano, ao invés de somente a camada superficial que representa a TSM.

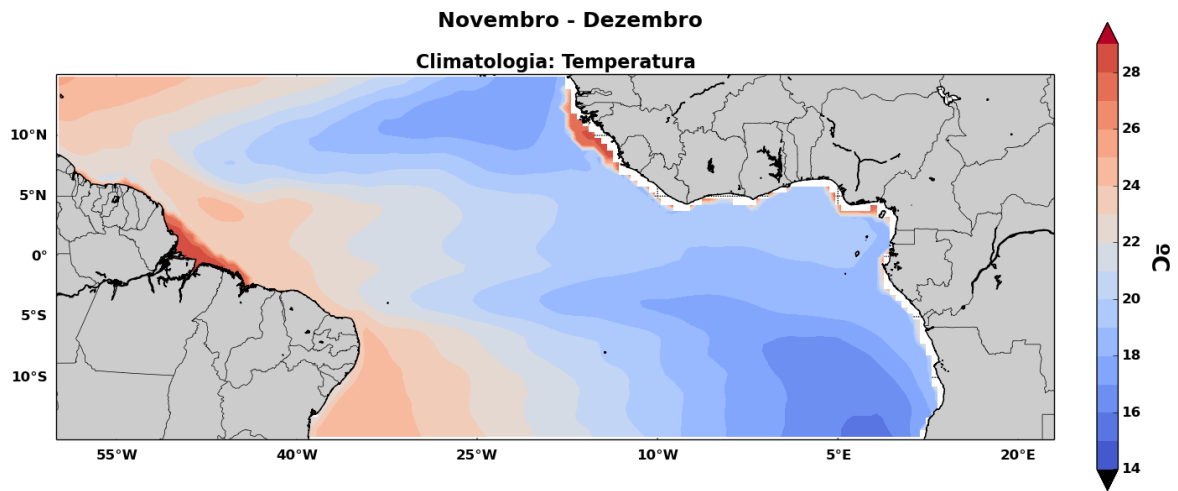
5.1.1 Médias superficiais e subsuperficiais

Na climatologia (Figuras 6, 8 e 10), em todos os meses são observadas temperaturas mais frias a leste do AT, próximo às costas sudoeste e noroeste da África, que estão associadas às zonas de ressurgência costeira permanentes nessa região (SERVAIN *et al.*, 1987). No lado oeste, são visualizadas temperaturas mais quentes associadas à advecção pela CSE e pela CNB, localizadas próximo à costa da América do Sul, sendo a última a principal corrente causadora do transporte líquido de calor do HS para o HN (PHILANDER, 2001). No decorrer dos meses, também são visualizadas águas mais frias ao redor do equador (entre 5°S-5°N) se espalhando para leste, provavelmente devido ao início da formação da língua fria na região, que atinge sua configuração máxima no inverno austral (ZEBIAK, 1993; CARTON; HUANG, 1994).

Em ND na climatologia (Figura 6), a ressurgência costeira é mais intensa na parte sudoeste da África, quando os alísios de SE ainda são mais intensos, ocasionando divergência superficial e aumentando a ascensão de águas com temperaturas mais baixas. Esse comportamento pode ser visualizado através das anomalias negativas na região para os anos de chuva (Figura 7a) e de seca (Figura 7b), devido à atuação dos alísios de SE nesses meses. Além disso, também podem ser visualizadas anomalias positivas na costa noroeste da África em ambos os extremos, devido ao enfraquecimento dos alísios de NE nesse período.

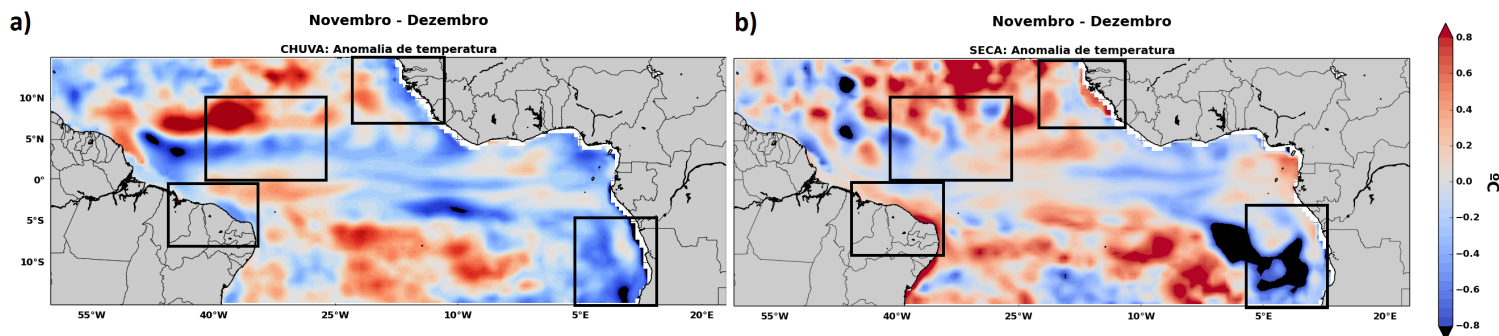
Ainda em ND, nas anomalias dos anos extremos de chuva (MMA negativo) (Figura 7a), é possível notar que o gradiente de temperatura inter-hemisférico é negativo, uma vez que as anomalias positivas prevalecem no HS, comportamento que se torna cada vez mais visível no decorrer dos meses. Além disso, é possível visualizar a presença de anomalias negativas nas costas leste e nordeste do Brasil e na região da NAE, que permanecem assim em todos os meses estudados. Nos anos extremos de seca (MMA positivo) (Figura 7b), esses comportamentos são opostos.

Figura 6: Campo médio dos 200 m da temperatura (em °C) no AT para os meses de novembro e dezembro e dezembro.



Fonte: O autor (2016).

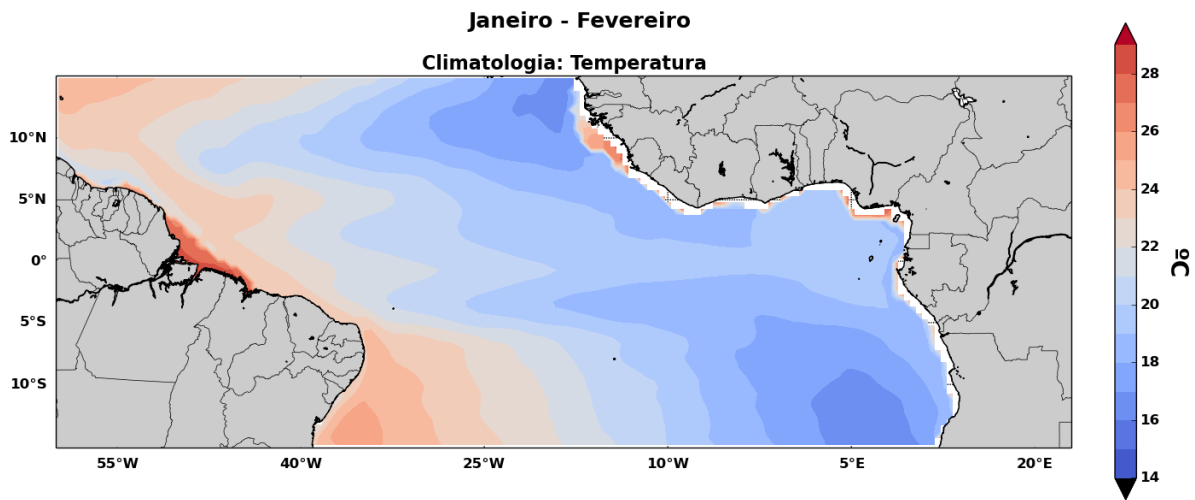
Figura 7: Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro.



Fonte: O autor (2016).

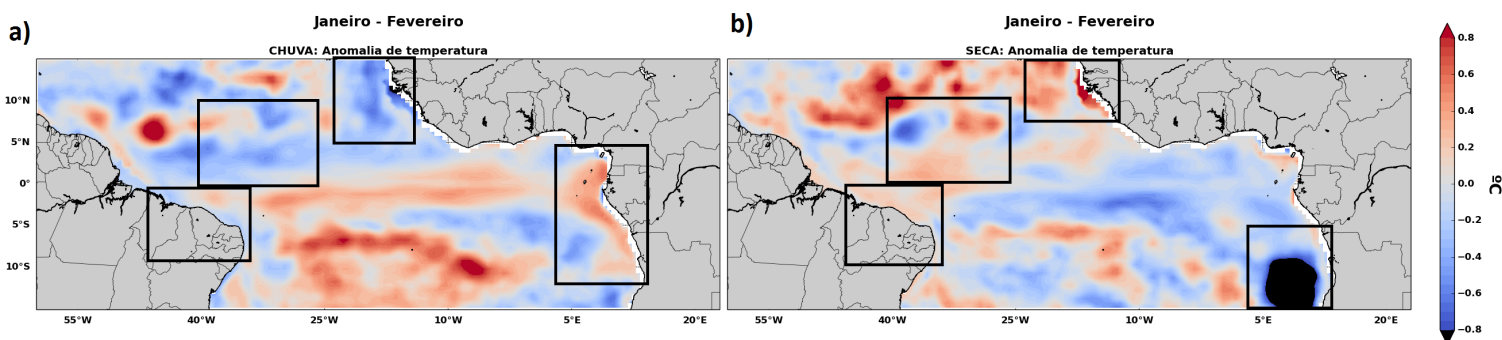
Em JF, devido ao enfraquecimento dos alísios de SE nos anos extremos de chuva (Figura 8a), ocorre enfraquecimento da ressurgência costeira na parte sudoeste da África, o que leva ao aparecimento de anomalias positivas na região. Em contrapartida, com o fortalecimento dos alísios de NE, ocorre intensificação da ressurgência costeira na parte noroeste da África, ocasionando o aparecimento de anomalias negativas na região. Nos anos extremos de seca (Figura 8b), esse comportamento é oposto.

Figura 8: Campo médio dos 200 m da climatologia da temperatura (em °C) no AT para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 9: Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro.



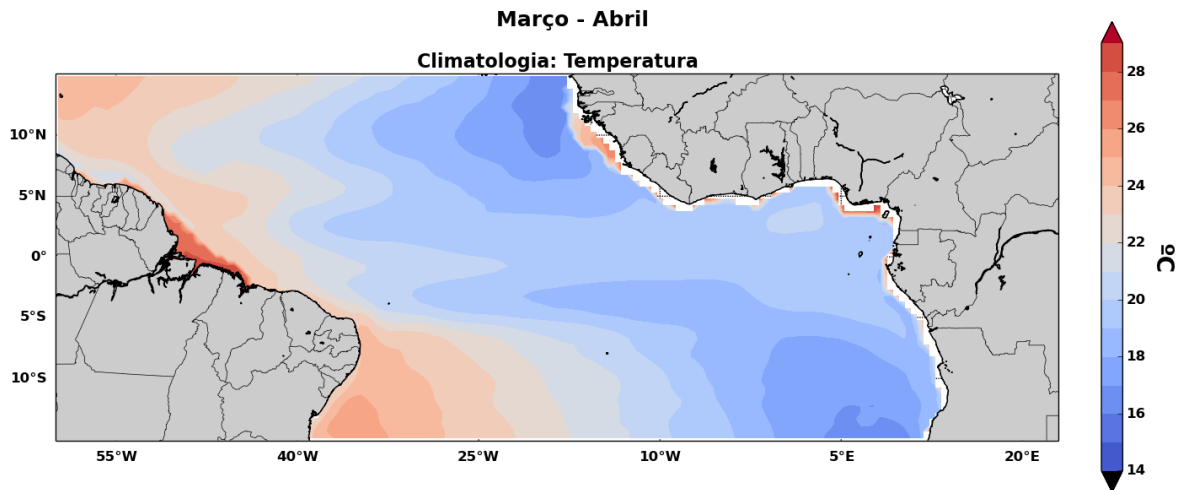
Fonte: O autor (2016).

Em MA na climatologia (Figura 10), a ressurgência costeira é mais intensa na parte noroeste da África, quando os alísios de NE no fim do inverno boreal são mais intensos (PHILANDER, 2001). Nas anomalias dos anos de chuva (Figura 11a), a menor atuação dos alísios de SE ocasiona anomalias positivas na parte sudoeste da África, devido ao enfraquecimento da ressurgência na região, enquanto que a intensificação dos alísios de NE ocasiona anomalias negativas na parte noroeste da África, devido à intensificação da ressurgência na região. O oposto ocorre nos anos de seca (Figura 11b).

Ainda em MA, é possível observar que o comportamento observado anteriormente para o gradiente de temperatura (negativo nos extremos de chuva e positivo nos extremos de seca), para a NAE (anomalias negativas nos extremos de chuva e positivas nos extremos de seca) e para as costas leste e nordeste do Brasil (anomalias negativas nos extremos de chuva e positivas

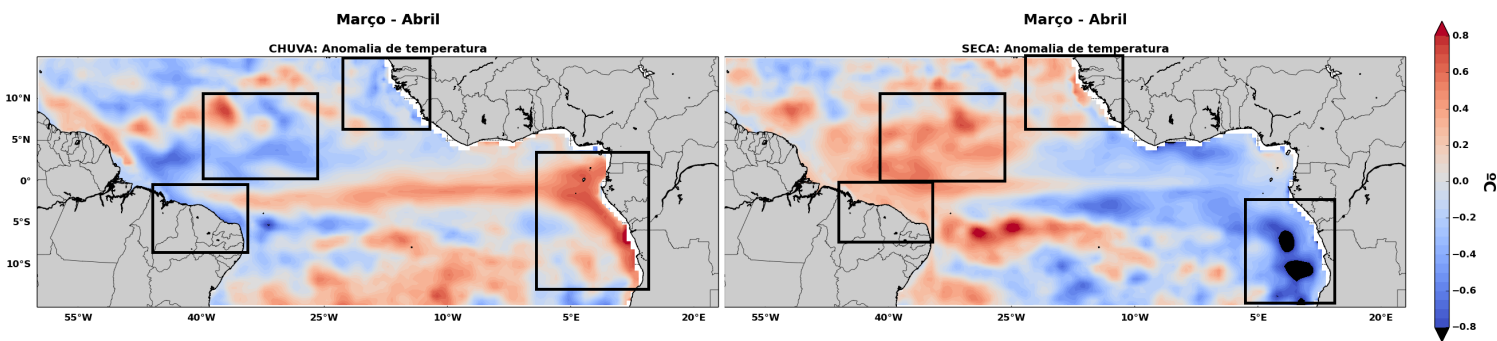
nos extremos de seca) está mais visível em ambos os extremos de chuva (Figura 11a) e de seca (Figura 11b).

Figura 10: Campo médio dos 200 m da climatologia da temperatura (em °C) no AT para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

Figura 11: Campo médio dos 200 m das anomalias de temperatura (em °C) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

A maior parte do AT norte apresenta anomalias positivas de temperatura nos anos de MMA positivo, que se intensificam no decorrer dos meses, atingindo seu máximo em extensão em MA. O contrário acontece no HS, com anomalias positivas em ND, que se tornam principalmente negativas em JF e ganham intensidade em MA, sendo as anomalias positivas sempre menos intensas do que no HN. Essas anomalias positivas acima da média estimulam a convecção e deslocam a ZCIT para o HN, intensificando a precipitação nessa região e inibindo as chuvas no HS, o que leva às secas em Fortaleza nas fases positivas do MMA. O contrário

ocorre para os extremos de chuva (NOBRE, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; SOUZA; NOBRE, 1998). O contrário ocorre nos anos extremos de seca, com anomalias positivas acima da média estimulando a convecção e deslocando a ZCIT para o HS, o que intensifica a precipitação em Fortaleza na fase negativa do MMA.

A região da NAE no HN é a que apresenta maior intensificação das anomalias positivas no decorrer dos meses. Como a correlação da precipitação em Fortaleza com a TSM nessa região é negativa (HOUSOU-GBO, 2015), isso reforça ocorrência de acumulado de chuva abaixo da média em Fortaleza. O oposto ocorre nos anos extremos de chuva, no qual são observadas anomalias negativas prevalecendo em todos os meses, o que reforça a ocorrência de chuvas acima da média em Fortaleza.

Nos anos extremos de chuva, é possível notar a presença de anomalias negativas próximas nas costas leste e nordeste do NEB em todos meses estudados. O oposto ocorre nos anos extremos de seca, nos quais as anomalias positivas passam a prevalecer na região.

Segundo Goes (2002), o golfo da Guiné atinge temperaturas mais altas no verão e no outono do HS, enquanto que, no inverno, há ali o aparecimento de uma língua de água fria (MOORE *et al.*, 1978). Quando esses resultados são comparados com os observados aqui, existem temperaturas acima da média no golfo da Guiné nos anos extremos de chuva no verão-outono austral, devido ao enfraquecimento da ressurgência costeira, o que possivelmente pode afetar a formação da língua fria no inverno. Nos anos extremos de seca, temperaturas abaixo da média são observadas no golfo da Guiné nessas estações, devido à intensificação da ressurgência costeira, o que pode ocasionar a formação da língua fria antes da chegada do inverno.

Nobre e Shukla (1996) estudaram o comportamento da TSM no AT e, na fase fria (negativa), encontraram anomalias negativas de TSM no nordeste do Atlântico, próximo à costa da África, e anomalias positivas na parte central do Atlântico Sul. Tais autores observaram também expansão aparente para oeste das TSM anômalas no AT norte de dezembro-janeiro-fevereiro para março-abril-maio. Isso também foi observado aqui para as médias integradas na coluna d'água.

Goes (2002) analisou a profundidade da isoterma de 20°C e observou regiões de maior profundidade a noroeste do AT, associadas aos giros subtropicais do AT norte, e próximo à costa do Brasil, onde foi encontrado profundidades de até 200 m. Isso indica a presença de temperaturas mais quentes superficiais e subsuperficiais nessas regiões, tal qual foi encontrado aqui. As menores profundidades foram encontradas na parte leste da bacia, em 10°N e em 5°S, relacionados aos domos da Guiné e de Angola, respectivamente. Isso indica a presença de águas mais frias próximo à superfície, devido à intensa ressurgência costeira nessas regiões, corroborando com os resultados encontrados aqui.

É sabido que, na superfície, as anomalias de TSM afetam significativamente a posição e a intensidade da ZCIT e, portanto, exercem influência considerável no padrão de chuvas do NE brasileiro (MOURA; SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; ENFIELD; MAYER, 1997). Particularmente, anomalias quentes de TSM ao norte do equador estão associadas à intensificação e à migração da ZCIT para norte da sua posição média, o que pode ocasionar períodos de seca no NE. Esse comportamento também foi observado aqui para as médias superficiais e subsuperfi-

ciais de temperatura.

5.1.2 Seções meridionais

5.1.2.1 Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)

A estrutura meridional de cristas e cavados na termoclina é relacionada às principais correntes zonais (DONGUY; MEYERS, 1996), por isso a importância de se analisar a temperatura superficial e subsuperficial neste estudo.

Na climatologia, a camada de mistura no HS é maior em ND (Figura 12), devido a maior intensidade dos ventos na região nessa época, e fica menor ao longo os meses com o enfraquecimento dos ventos. A termoclina, então, apresenta ciclo sazonal, estando mais profunda em ND (Figura 12) e mais rasa e desenvolvida em MA (Figura 14). A elevação da termoclina na parte oeste do AT é uma resposta ao relaxamento anual do cisalhamento do vento de leste quando a ZCIT alcança sua posição mais ao sul durante fevereiro-março (GOES, 2002).

As temperaturas superficiais mais quentes são observadas em ND no HN (Figura 12) e em MA no HS (Figura 14). Esse aumento das temperaturas superficiais com o passar dos meses é acompanhado pelo deslocamento da ZCIT sobre as TSM mais elevadas, estando mais ao norte em ND (Figura 12) e mais ao sul em MA (Figura 14).

No equador, é observado o aprofundamento das isotermas em todos os meses, devido à zona de baixa equatorial. Em ND (Figura 12), as isotermas se encontram mais profundas e a termoclina está mais fraca, enquanto que, no decorrer dos meses, as isotermas se aproximam da superfície e a termoclina se apresenta mais intensa. Esse enfraquecimento da termoclina é ocasionado pela presença da SCE e o levantamento das isotermas em MA (Figura 14) é devido ao deslocamento da ZCIT mais para sul (GOES, 2002). Esse levantamento progressivo é responsável pela intensificação e subida da SCE no decorrer dos meses, como será demonstrado posteriormente na seção de velocidade zonal das correntes.

Nas latitudes ao norte do equador, a termoclina sofre influência da ZCIT e ocorre levantamento das isotermas em ND (Figura 12), que é a responsável pelo fluxo para leste da CCNE entre 5°-10°N. Com o passar dos meses, a ZCIT se desloca mais para sul, as isotermas a norte aprofundam e a CCNE enfraquece. A maior intensidade da CCNE em ND (Figura 14) e o enfraquecimento com o passar dos meses também podem ser visualizados na média dos 200 m da climatologia da velocidade (Figuras 30, 32 e 34, Páginas 56-58) e na climatologia das seções meridionais da componente U da velocidade (Figuras 36-38, Páginas 59-60).

Em torno de 15°S, é observado um aprofundamento das isotermas, que está associado à zona de influência do giro subtropical do Atlântico Sul. O empilhamento de água causado nos giros leva à subsidência, que posteriormente fluem de volta ao equador, e novamente chegam à superfície pela ressurgência equatorial. A divergência equatorial faz com que a água ressurgida do equador volte aos trópicos.

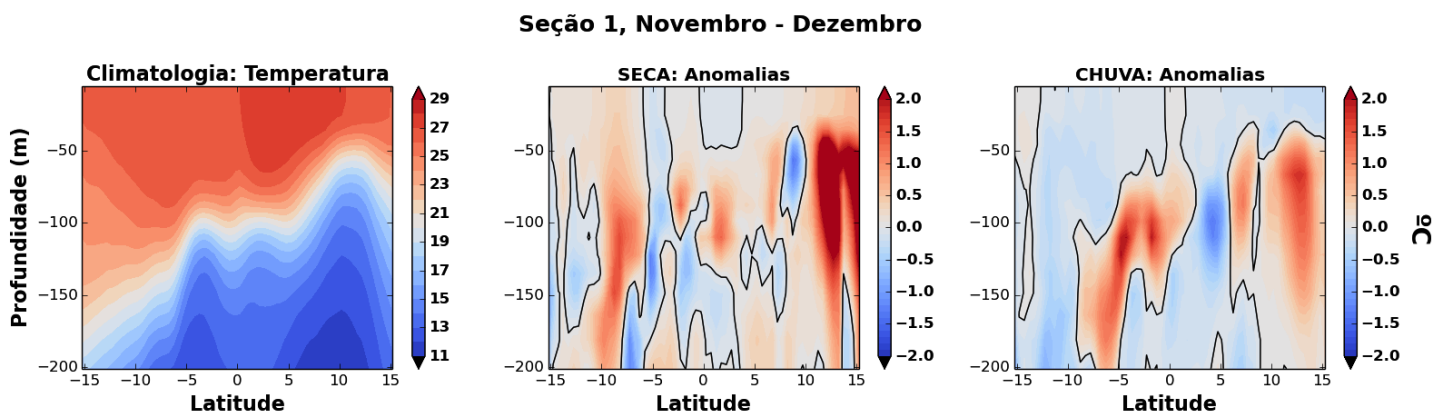
Para as anomalias nos extremos de seca, em ND (Figura 12) prevalecem anomalias positivas de temperatura em quase toda a seção, sendo mais intensas a norte de 10°N. Em JF (Figura

13), as anomalias negativas passam a ocupar toda a superfície no HS, a exceção da região ao redor de 10°S, e as anomalias positivas continuam prevalecendo no HN, a exceção do equador. Já em MA (Figura 14), as anomalias negativas passam a ocupar toda a superfície no HS e as anomalias positivas continuam prevalecendo no HN. Abaixo de 50 m, ocorrem intensificação e distribuição das anomalias positivas em quase toda a seção.

Para as anomalias nos extremos de chuva, em ND (Figura 12), anomalias positivas ocupam quase toda a superfície da seção, com exceção do equador e da região mais ao sul. Em subsuperfície, são observadas anomalias positivas mais intensas entre 0°-10°S e entre 5-15°N. Em JF (Figura 13), anomalias positivas superficiais passam a prevalecer no HS e anomalias negativas ocupam quase toda a seção do HN, com exceção das anomalias positivas subsuperficiais entre 10-15°N. Ao contrário dos anos extremos de seca, as anomalias positivas ocupam toda a região superficial e as anomalias negativas prevalecem abaixo de 50 m no HS em MA (Figura 14). No HN, as anomalias negativas ocupam quase toda a coluna d'água, sendo observado um núcleo de anomalias positivas em subsuperfície entre 10-15°N.

As temperaturas climatológicas e as anomalias nos anos extremos de chuva e de seca (em °C) para a Seção 1 podem ser visualizadas nas Figuras 12 a 14.

Figura 12: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de novembro e dezembro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 13: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de janeiro e fevereiro.

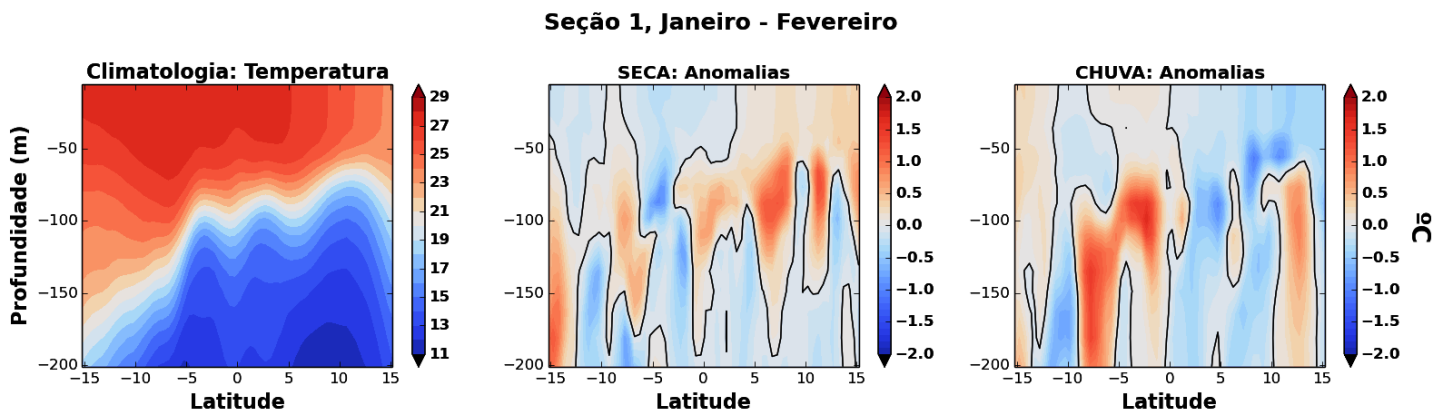
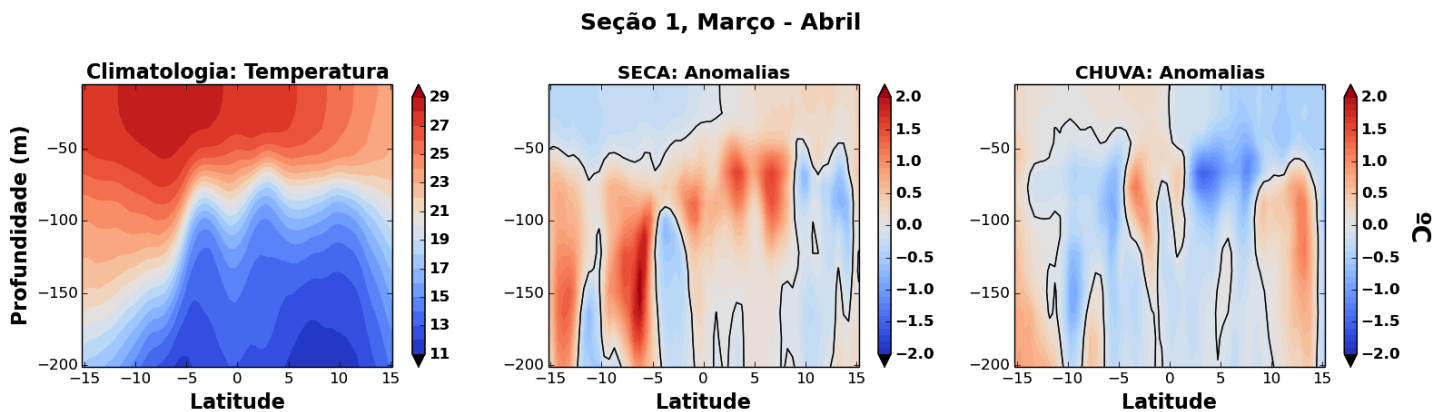


Figura 14: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de março e abril.



Como era esperado, é possível concluir que anomalias de temperaturas superficiais mais positivas forçam o deslocamento da ZCIT para si. Isso pode ser visto na maior distribuição das anomalias positivas no HS e das anomalias negativas no HN em JF (Figura 13) e MA (Figura 14) na fase negativa do MMA, que favorecem a incursão da ZCIT mais para sul, ocasionando chuvas nessa região. Na fase positiva, o oposto ocorre, estando as anomalias positivas mais distribuídas no HN e as anomalias negativas mais espalhadas no HS, o que desloca a ZCIT para as águas mais quentes, ocasionando chuva nesse local e seca no HS.

5.1.2.2 Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)

Na climatologia, são observadas temperaturas mais quentes e mais espalhadas na superfície em ND (Figura 15), que se tornam mais quentes e com menor extensão no decorrer dos

meses.

Entre a costa e o equador, as isotermas se encontram mais profundas em ND (Figura 15) e mais rasas e inclinadas em MA (Figura 17), indicando fortalecimento da SCE ao longo dos meses na região ao redor do equador.

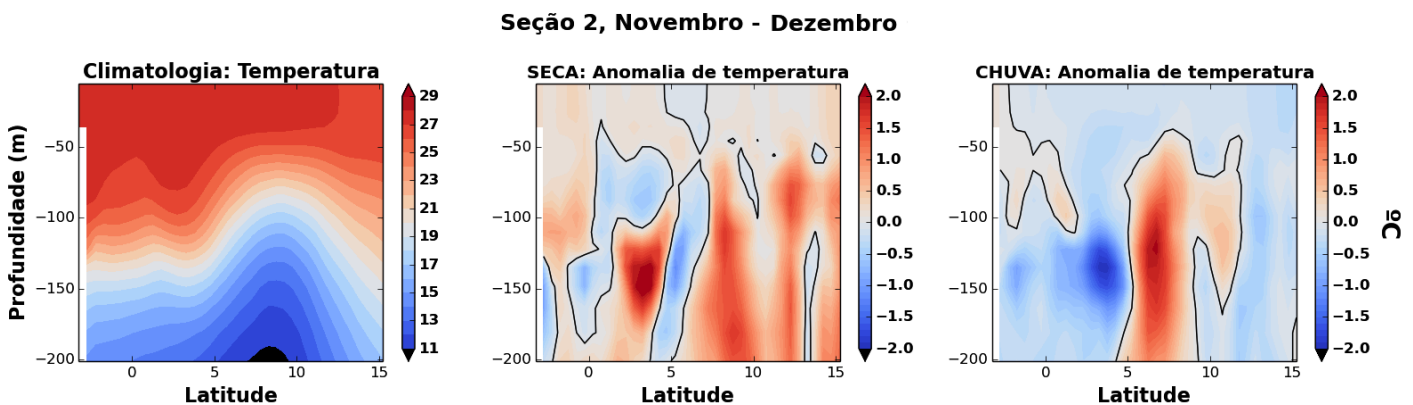
Entre 5-10°N, as isotermas estão mais próximas à superfície e mais inclinadas em ND (Figura 15), e mais profundas e com menor inclinação em MA (Figura 17). Isso indica maior intensidade da CCNE na região em ND e enfraquecimento ao longo dos meses.

Para as anomalias de seca, em ND (Figura 15), as anomalias positivas prevalecem em quase toda a seção, com alguns núcleos de anomalia negativa distribuídos pela coluna d'água. Em JF (Figura 16), as anomalias positivas se expandem pela seção e intensificam em relação à ND. Na região entre 5°N e a costa, anomalias negativas são observadas até aproximadamente 100 m. Em MA (Figura 17), as anomalias positivas intensificam em toda a coluna d'água e anomalias negativas só são observadas entre 0° e a costa e em alguns núcleos em subsuperfície.

Ao contrário dos anos extremos de seca, em ND dos extremos de chuva (Figura 15) são observadas anomalias negativas em quase toda a coluna d'água, com um núcleo de anomalia negativa abaixo de 50 m entre 5-10°N e outro próximo à costa. Em JF (Figura 16), as anomalias negativas se expandem e intensificam, o oposto do ocorrido nos anos extremos de seca, enquanto que as anomalias positivas entre 5-10°N ficam restritas à região abaixo de 100 m. Em MA (Figura 17), anomalias negativas se expandem ainda mais pela seção, sendo ainda observadas anomalias positivas entre 5-10°N em subsuperfície.

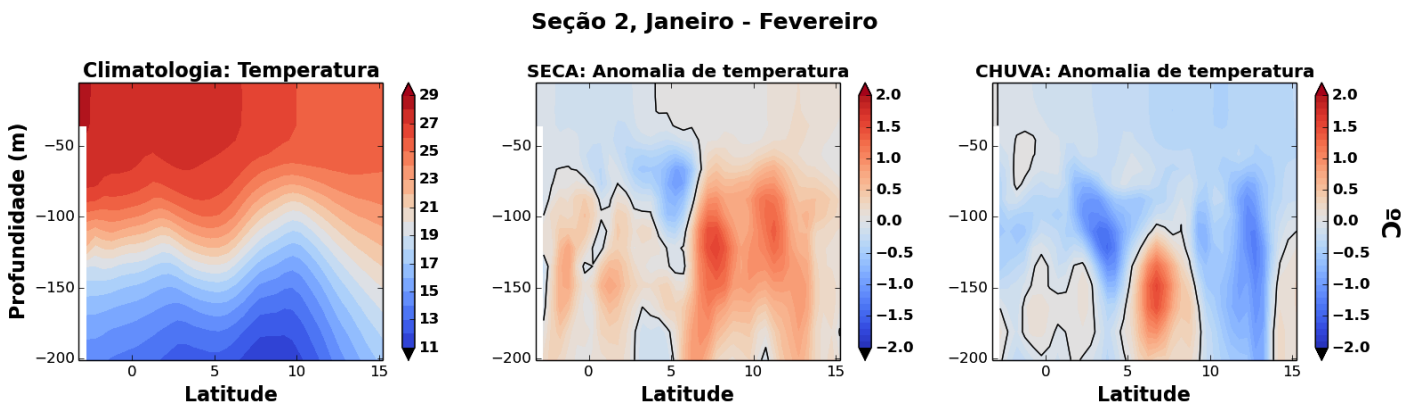
As temperaturas climatológicas e as anomalias nos anos extremos de chuva e de seca (em °C) para a Seção 2 podem ser visualizadas nas Figuras 15 a 17.

Figura 15: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de novembro e dezembro.



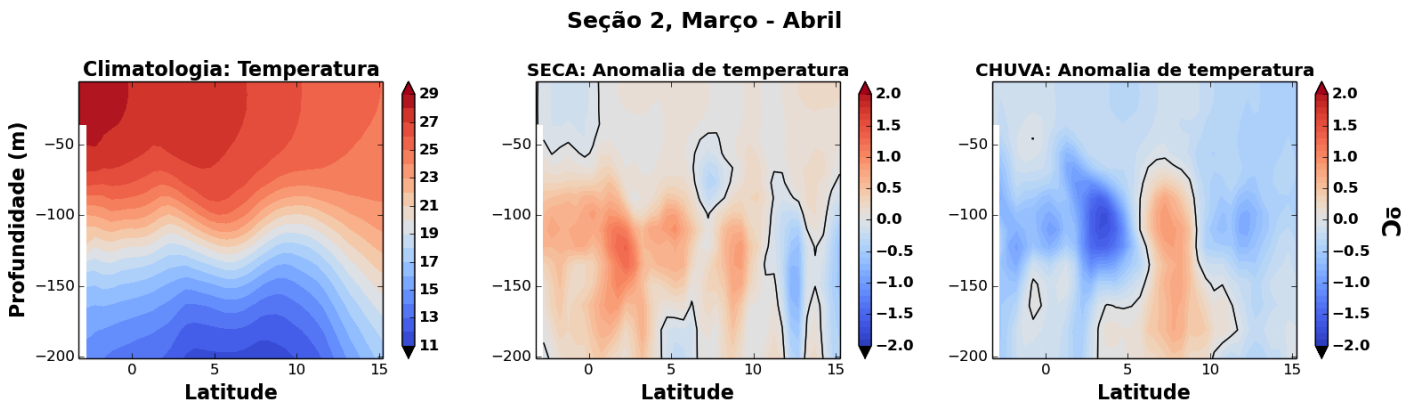
Fonte: O autor (2016).

Figura 16: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 17: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da temperatura (em °C) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

Como a Seção 2 está localizada praticamente toda no HN, o que ocorre na Seção 1 se repete aqui. Quando as anomalias positivas de temperatura prevalecem nos anos extremos de seca, a ZCIT é forçada a se deslocar para norte, aumentando a precipitação nessa área e diminuindo na região de Fortaleza. Quando as anomalias negativas prevalecem nos anos extremos de chuva, a ZCIT se desloca mais para sul, ocasionando chuvas acima da média em Fortaleza.

As variações espaciais na profundidade da termoclina estão associadas a fortes gradientes horizontais de densidade que refletem a interação dinâmica entre o oceano, os ventos de superfície e o nível do mar na região. Como os alísios são dirigidos para oeste da bacia do Atlântico, ocorre empilhamento de água e aumento do nível do mar na região mais a oeste, onde os ventos são mais intensos (GOES, 2002). Isso faz com que a termoclina na parte mais a oeste seja mais profunda (Seção 2) e mais rasa a leste (Seção 1).

O comportamento observado para a temperatura foi o esperado para condições de MMA e similar aos encontrados em outros estudos, servindo, em parte, como validação da metodologia empregada.

5.2 Velocidade vertical (componente W)

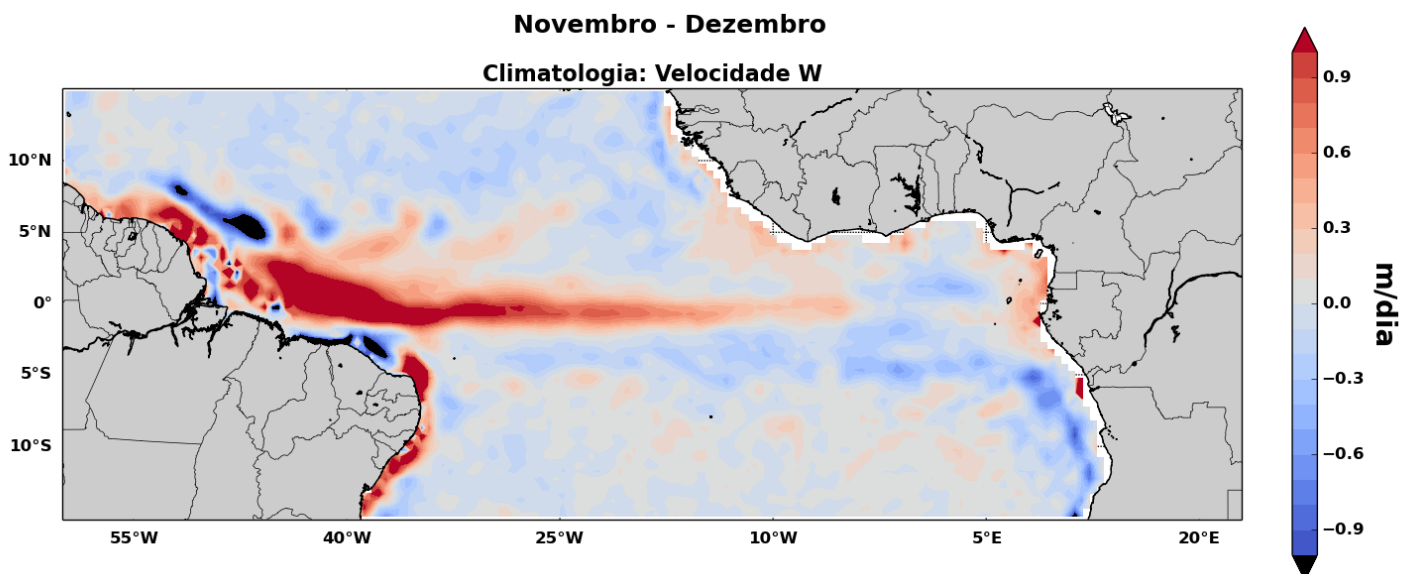
5.2.1 Médias superficiais e subsuperficiais

Em todos os meses é possível observar ressurgência equatorial mais intensa na região oeste da bacia, devido a maior intensidade dos ventos zonais na região. Resultados similares foram encontrados por Giordani e Cainaux (2011), ao estudarem os movimentos verticais nas camadas superiores do oceano Atlântico Equatorial, com valores médios a oeste acima de 2 m/dia e valores médios a leste em torno de 0.5 m/dia na ressurgência da Angola.

A ressurgência equatorial é mais intensa e mais espalhada em ND (Figura 18), devido a maior intensidade dos ventos de leste equatoriais nessa época, e enfraquecem ao longo dos meses.

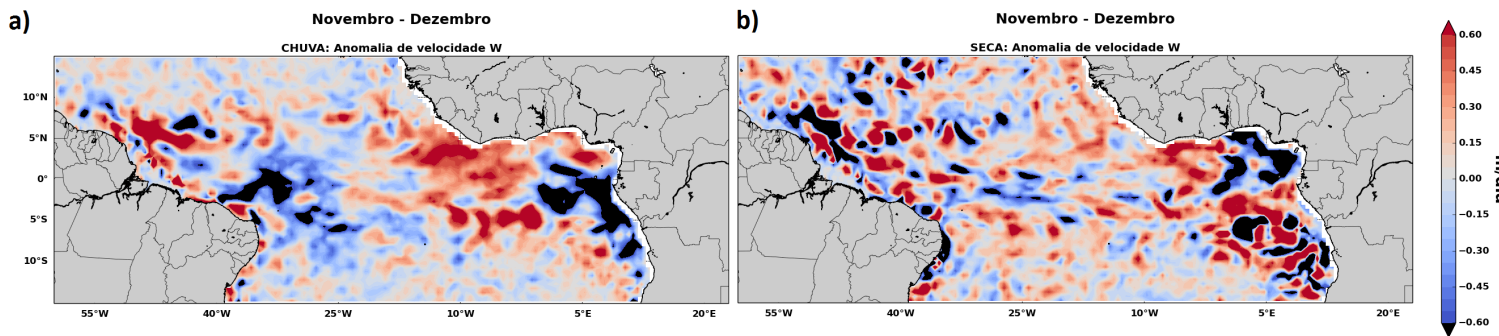
Também é possível observar uma área de subsidência próxima à costa do Ceará até o Maranhão, mais intensa e com maior extensão em ND (Figura 18). Isso provavelmente ocorre devido a maior intensidade dos alísios de SE nessa época, que atuam paralelo à costa, são defletidos para a esquerda pela força de Coriolis e causam transporte de Ekman na direção da costa, intensificando a subsidência costeira na região.

Figura 18: Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.



Fonte: O autor (2016).

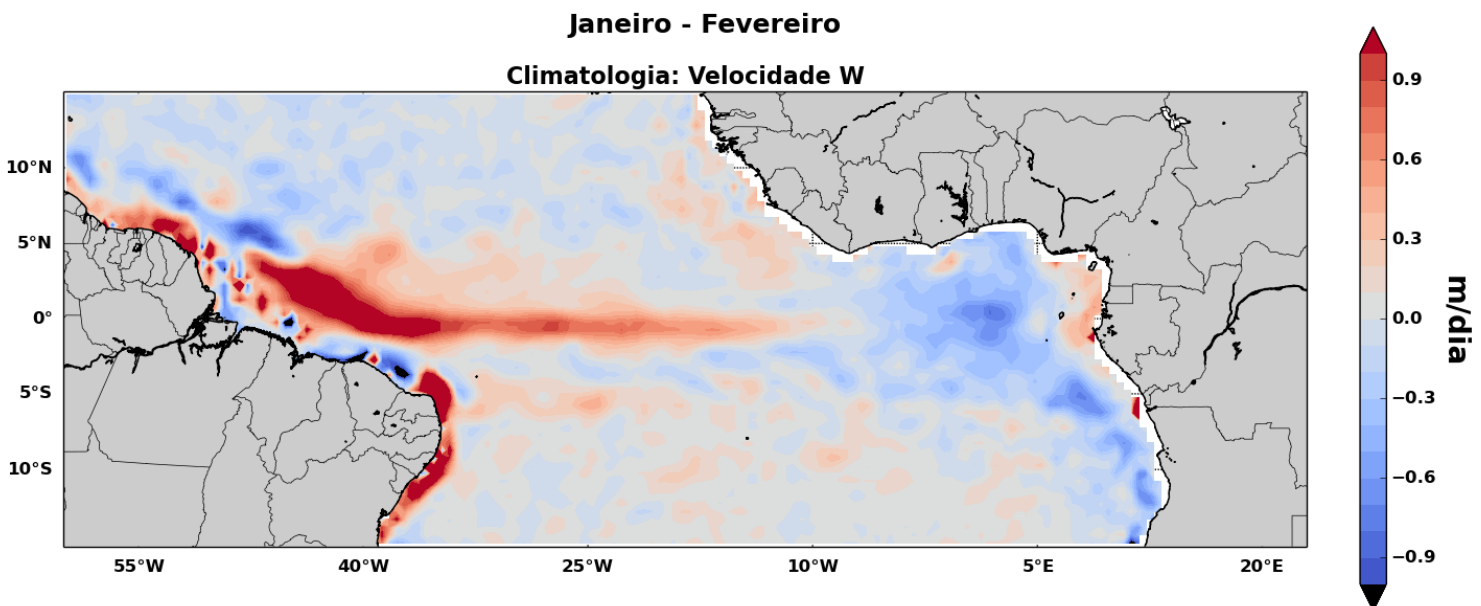
Figura 19: Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro.



Fonte: O autor (2016).

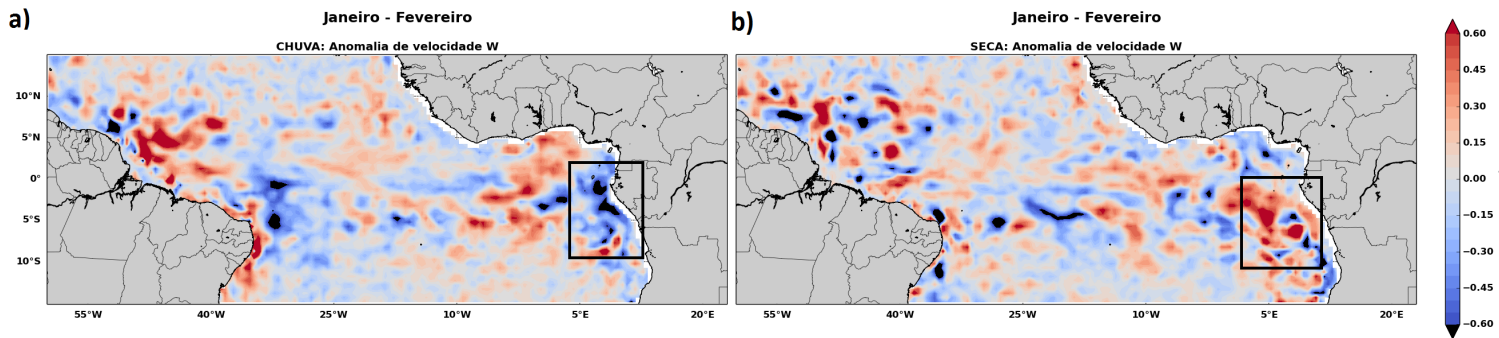
Para as anomalias de velocidade vertical nos anos extremos de chuva, em JF (Figura 21a), as anomalias negativas na costa sudoeste da África (aumento da subsidência costeira) justifica as anomalias positivas de temperatura visualizadas nas médias superficiais e subsuperficiais (Figura 9a, Página 37). Para os anos extremos de seca (Figuras 21b), o oposto ocorre, no qual as anomalias positivas de velocidade vertical (intensificação da ressurgência costeira) justificam as anomalias negativas de temperatura na costa sudoeste da África devido ao afloramento de águas com temperaturas mais baixas (Figuras 9b, Página 37).

Figura 20: Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) no AT para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

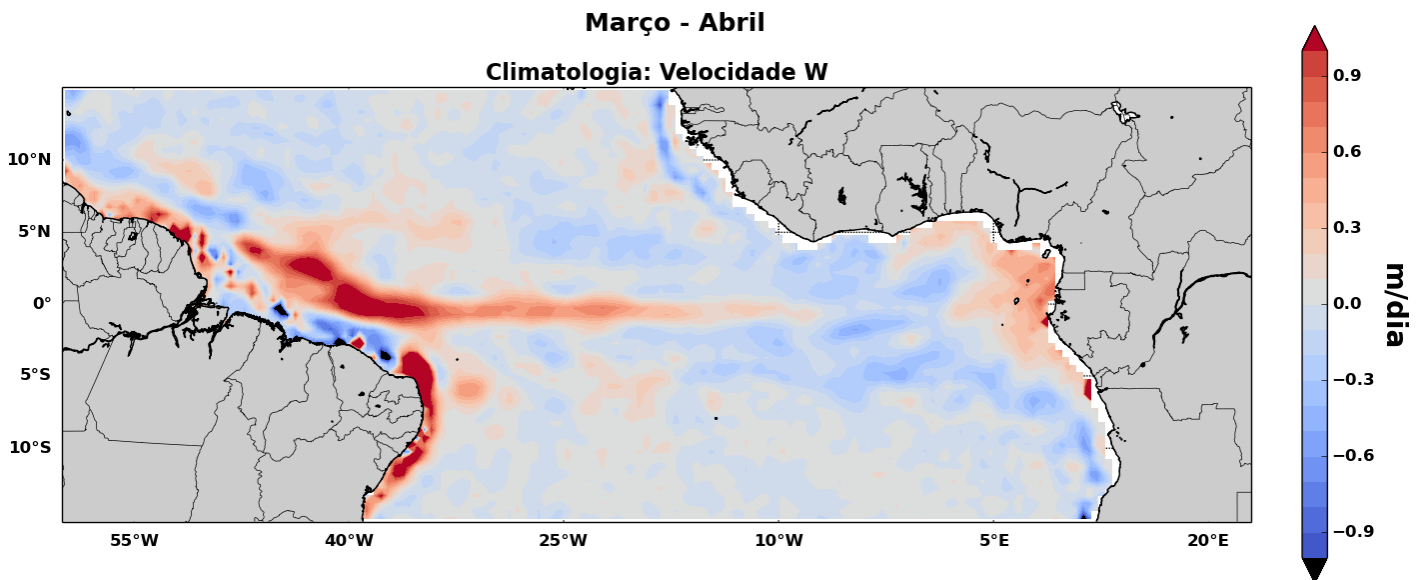
Figura 21: Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

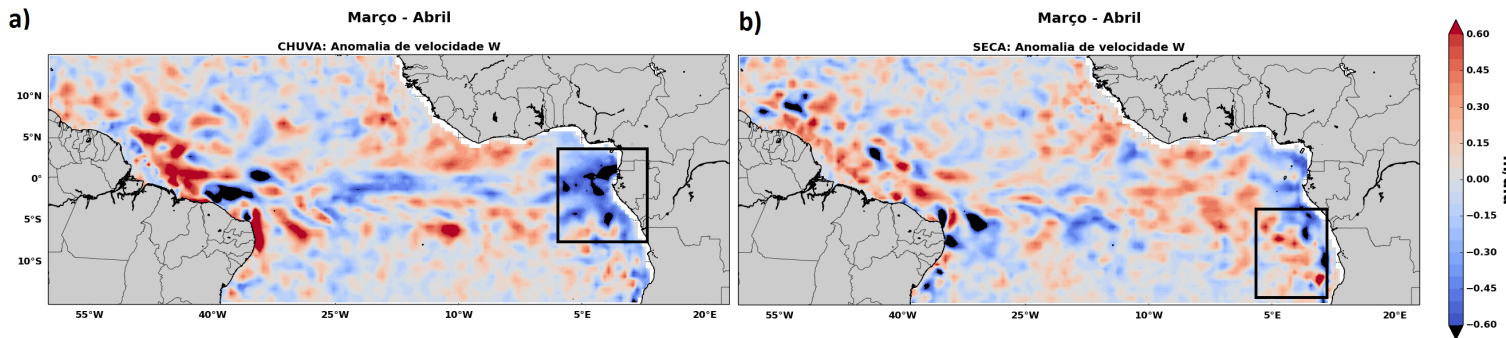
Assim como observado em JF, as relações entre a velocidade vertical e as temperaturas no sudoeste da África se repetem e são mais intensas em MA para ambos os extremos de chuva (Figura 23a) e de seca (Figura 23b).

Figura 22: Média dos 200 m da climatologia da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

Figura 23: Média dos 200 m das anomalias de velocidade vertical W (em m/dia) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

5.2.2 Seções meridionais

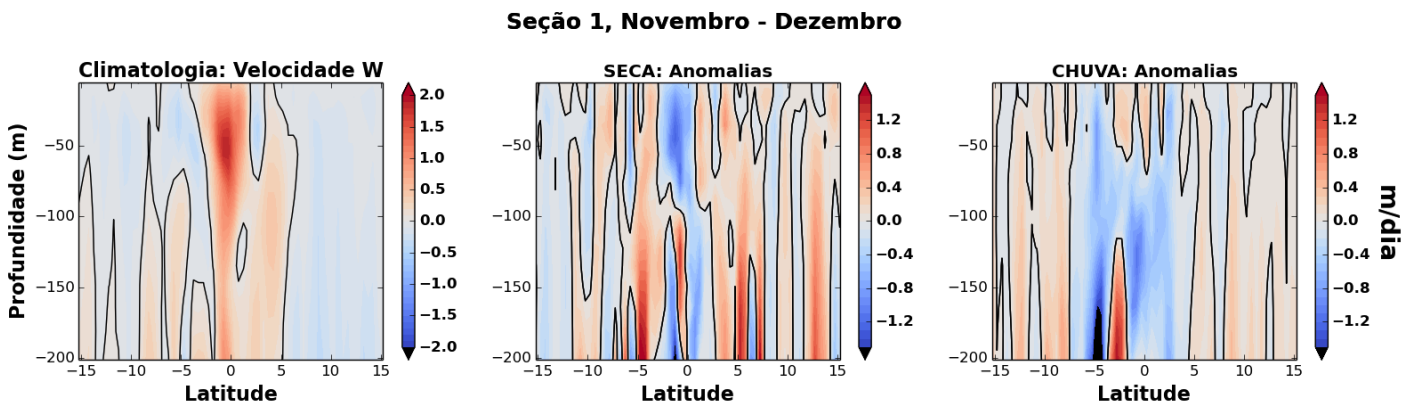
5.2.2.1 Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)

Na climatologia, é possível notar o enfraquecimento da ressurgência equatorial no decorrer dos meses, devido ao enfraquecimento dos ventos de leste equatoriais.

Para as anomalias nos anos extremos de seca, a ressurgência equatorial é menos intensa do que a média climatológica em ND (Figura 24) e passa a ser mais intensa nos outros meses estudados. Ao se analisar as médias dos 200 m das anomalias de temperatura (Figuras 7, 9 e 11, Páginas 36-38), é possível notar que, nos anos extremos de seca, as anomalias equatoriais se tornam mais positivas a oeste e mais negativas a leste no decorrer dos meses, aumentando o gradiente de temperatura leste-oeste. Esse comportamento fortalece a circulação de Walker (GILL, 1980; LINDZEN; NIGAM, 1987), resultando em ventos de leste mais intensos no equador, o que intensifica a ressurgência equatorial. Nos anos extremos de chuva, ocorre o oposto, com enfraquecimento do gradiente de temperatura leste-oeste e dos ventos de leste equatoriais, com consequente diminuição da ressurgência equatorial.

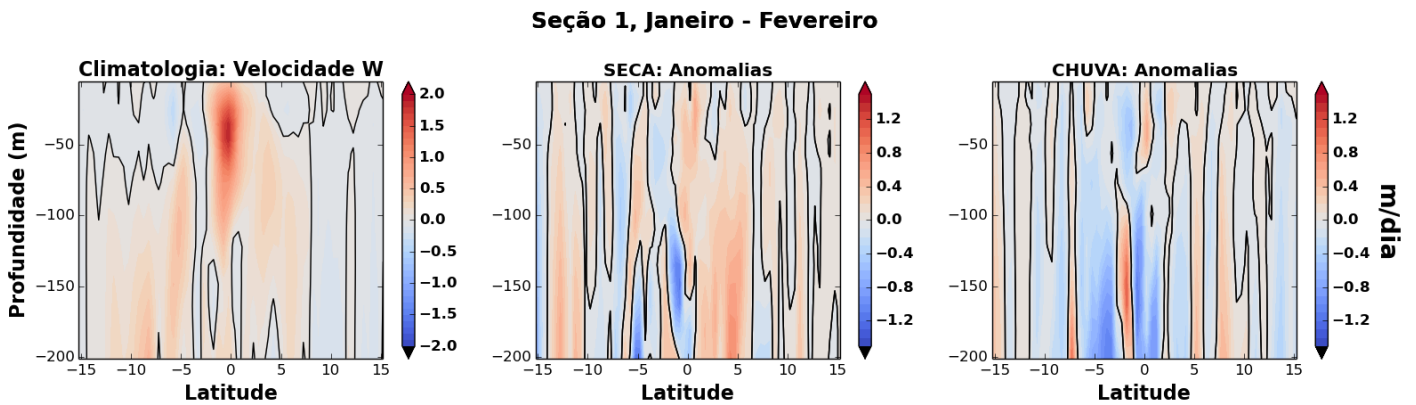
A climatologia e as anomalias dos compostos extremos de precipitação de velocidade vertical (em m/dia) na Seção 1 podem ser visualizadas nas Figuras 24 a 26.

Figura 24: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.



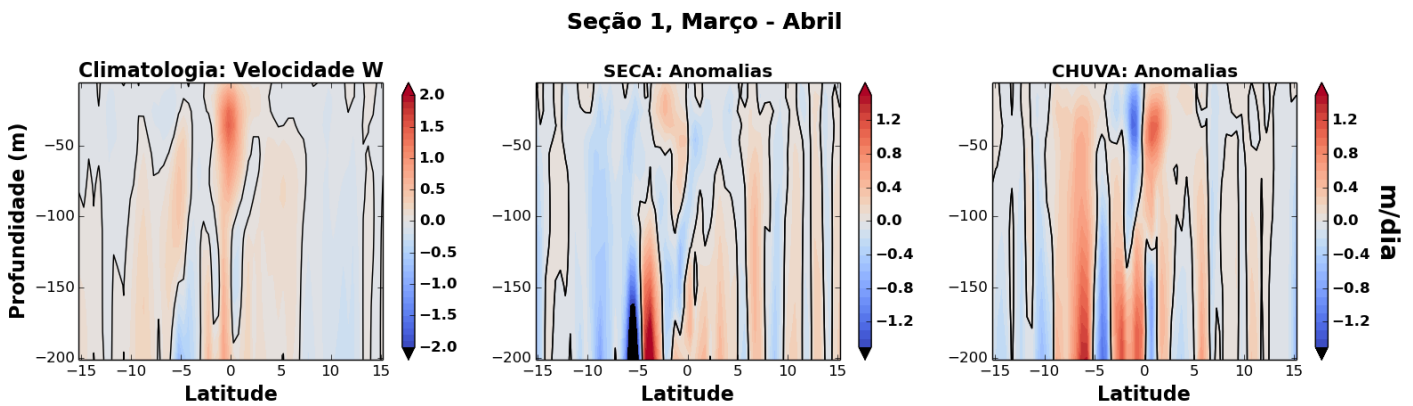
Fonte: O autor (2016).

Figura 25: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 26: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

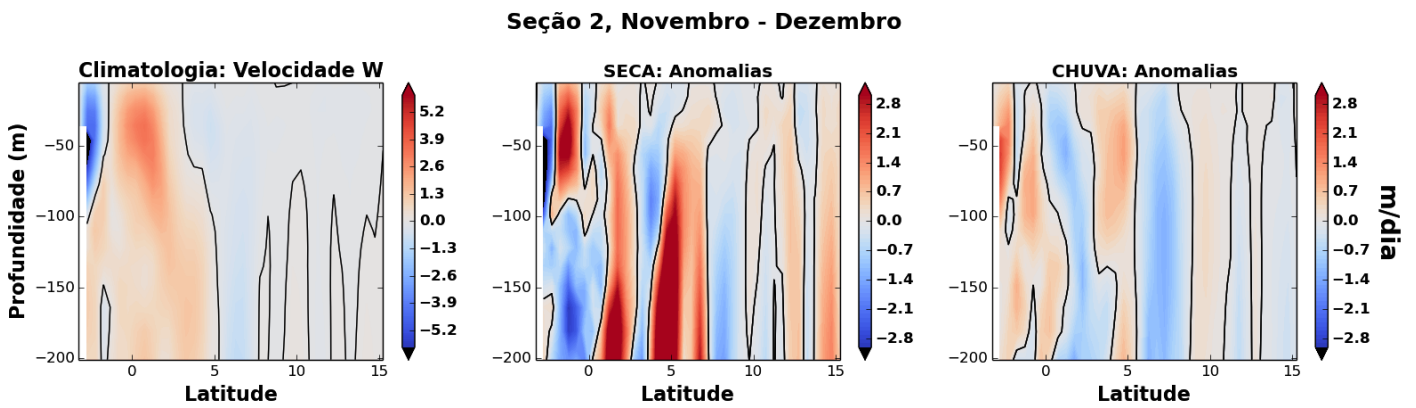
5.2.2.2 Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)

Na climatologia, zonas de subsidência são observadas próximo à costa, que são mais intensas em ND (Figura 27) e enfraquecem ao longo dos meses. Com a maior atuação dos alísios de SE paralelos à costa do Brasil em ND (Figura 27), ocorre transporte de Ekman em direção à costa devido à deflexão causada pela força de Coriolis, aumentando a subsidência costeira na região. No decorrer dos meses, os alísios de SE enfraquecem e os de NE fortalecem, diminuindo o transporte de Ekman e enfraquecendo a subsidência na costa.

Para as anomalias nos anos extremos de seca, as zonas de subsidência próximas à costa são mais intensas do que a média climatológica em todos os meses estudados, com maior intensidade em ND (Figura 27). Isso era esperado, uma vez que, nos anos extremos de seca, a influência dos alísios de SE é maior, intensificando o transporte de Ekman na costa e, conseqüentemente, aumentando a subsidência na região. Nos anos extremos de chuva, ocorre o oposto, com diminuição da subsidência costeira devido ao enfraquecimento dos alísios de SE.

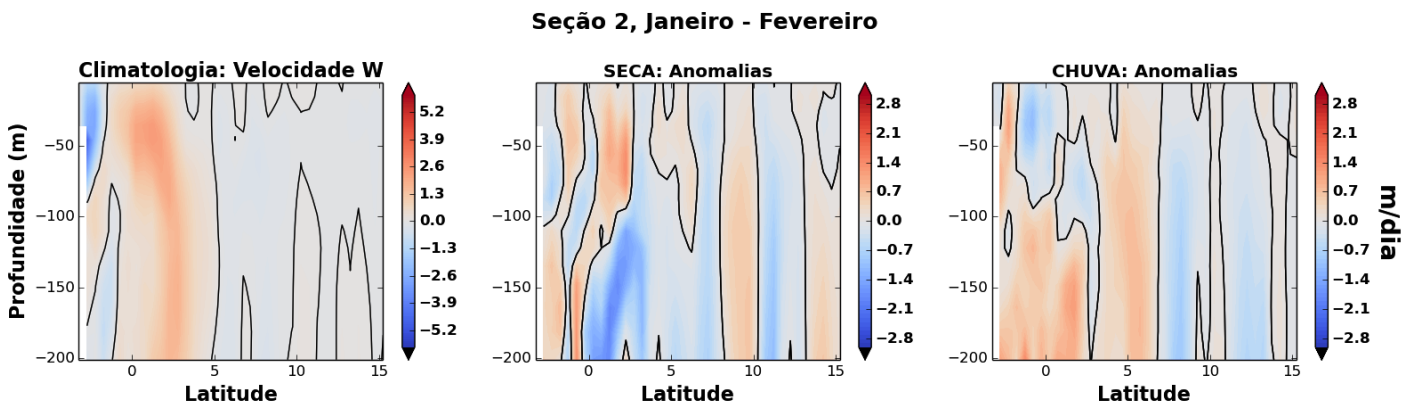
A climatologia e as anomalias dos compostos extremos de precipitação de velocidade vertical (em m/dia) na Seção 2 podem ser visualizadas nas Figuras 27 a 30.

Figura 27: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de novembro e dezembro.



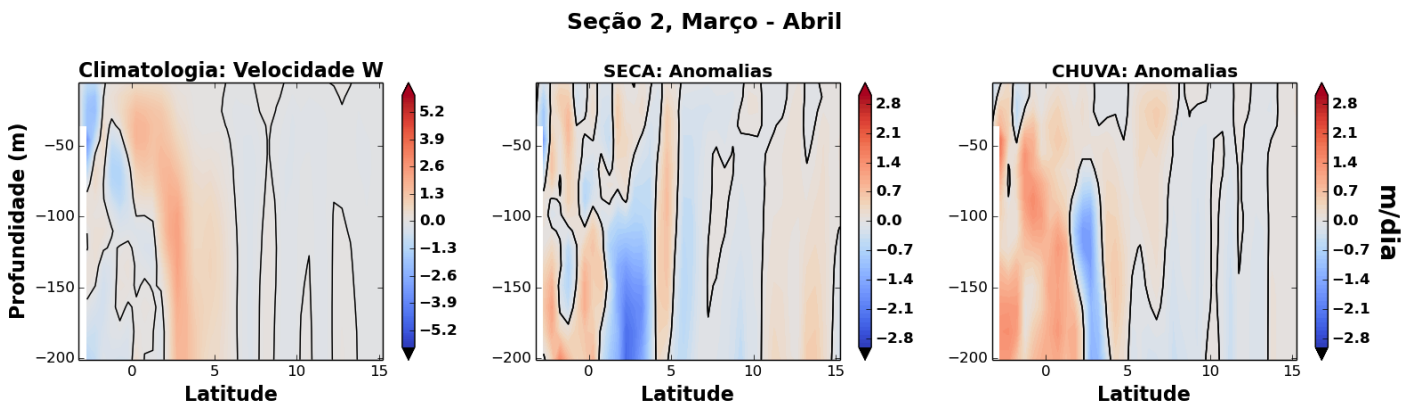
Fonte: O autor (2016).

Figura 28: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 29: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade vertical (em m/dia) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

5.3 Velocidade horizontal das correntes oceânicas (componentes U e V)

5.3.1 Médias superficiais e subsuperficiais

Antes de iniciar a discussão, é válido ressaltar que, nas anomalias de velocidade, a mudança de direção das setas não indica mudança na direção da corrente, mas sim que as velocidades dos anos estudados estão mais fracas do que as médias climatológicas. Ou seja, se a seta do período estudado estiver na mesma direção da seta na climatologia, isso indica que está mais intenso do que a média, enquanto que setas na direção contrária indicam que está mais fraca do que a média climatológica.

Na climatologia, do lado oeste do AT são observadas intensas velocidades para noroeste próximo à costa leste e norte do NEB e norte do Brasil, relacionadas à intensa atuação do sistema SCNB/CNB nessas regiões. As velocidades máximas são similares em todos os meses, estando um pouco maiores em MA (Figura 34). O fortalecimento da SCNB/CNB em ND (Figura 30) está associado ao fortalecimento do vento zonal durante o deslocamento da ZCIT mais para o norte, que deixa o equador sob o efeito dos alísios de SE.

Para as anomalias da SCNB/CNB nos anos extremos de chuva, anomalias muito positivas são observadas nas costas nordeste e norte do Brasil em todos os meses (Figuras 31a, 33a e 35a). Como a direção das setas é para sudeste nessa época, isso indica enfraquecimento do SCNB/CNB nos anos de MMA negativo em relação à climatologia.

Para as anomalias da SCNB/CNB nos anos extremos de seca, anomalias muito positivas na parte oeste também são observadas. Como a direção das setas é para norte/noroeste em ND (Figura 31b), isso indica intensificação em relação à climatologia. Em JF (Figura 33b), as anomalias enfraquecem e a direção das setas inverte e, em MA (Figura 33b), as anomalias voltam a fortalecer e a direção permanece invertida. A inversão das setas nesses meses indica menores velocidades em relação à climatologia.

Também é notável a presença de intensas velocidades para leste relacionadas à SCE em torno do equador que atingem todo o AE. Essas velocidades aumentam no decorrer dos meses, apresentando máximo em MA (Figura 34), assim como encontrado por (PROVOST *et al.*, 2004; BRANDT *et al.*, 2006, 2014), sendo mais intensas na parte oeste do AT e enfraquecendo na medida em que a corrente se desloca para leste. O máximo encontrado em abril ainda é uma característica menos evidente (HORMANN; BRANDT, 2007).

Para as anomalias da SCE nos anos extremos de chuva, em ND (Figura 31a), nas regiões equatoriais central e oeste são observadas anomalias positivas referentes à SCE, que apontam para oeste, invertendo a direção para leste em JF (Figura 33a) e MA (Figura 35a). Isso significa que a SCE está mais fraca do que a média em ND e mais intenso do que a média em JF e MA. A redução da SCE apresenta forte impacto no balanço de calor da camada superficial no AE, uma vez que essa corrente é normalmente fonte de água fria que alimenta a ressurgência equatorial (BRYDEN; BRADY, 1985).

Para as anomalias da SCE nos anos extremos de seca, o comportamento é oposto aos anos extremos de chuva. Em ND (Figura 31b) nas regiões equatoriais entre 25-30°W são observadas anomalias positivas que apontam para leste. Essas anomalias enfraquecem e invertem a direção no decorrer dos meses (Figuras 33b e 35b). Isso significa que, nos anos extremos de seca, a SCE está mais intenso do que a média em ND e mais fraca nos outros meses analisados.

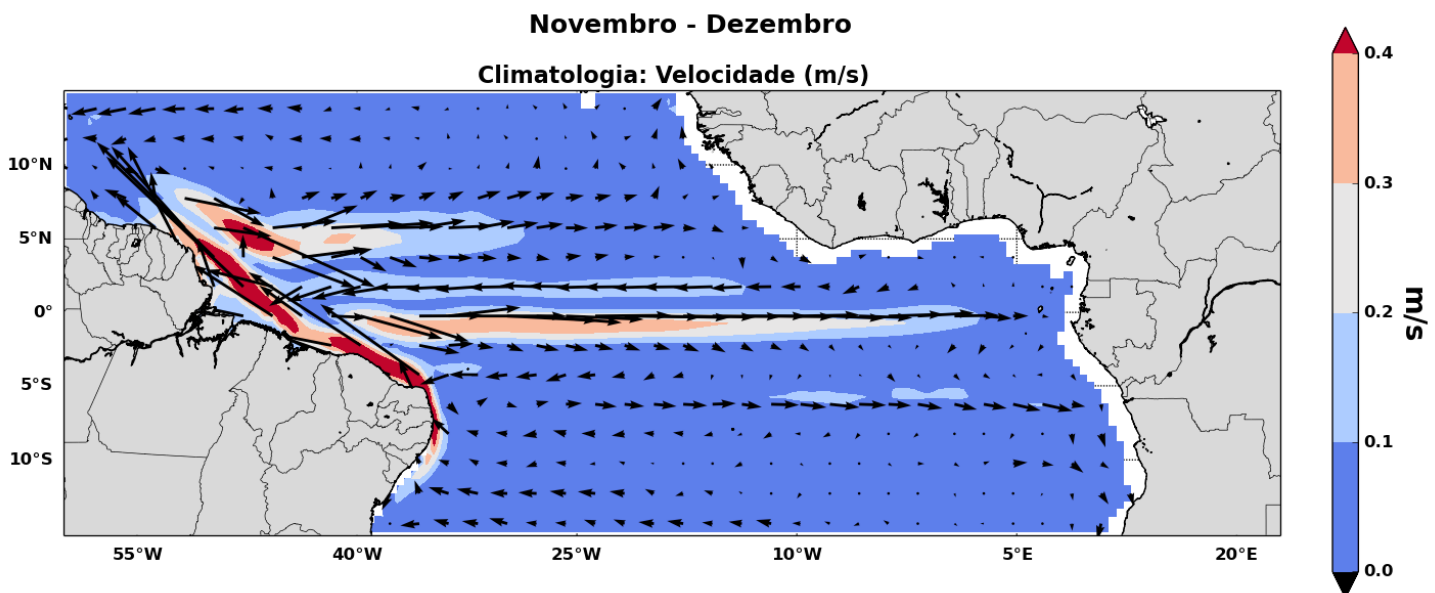
Em torno de 5°N, são observados fluxos relacionados à CCNE, que são mais intensos em ND (Figura 30) e enfraquecem no decorrer dos meses, com mínimo em MA (Figura 34). Alguns estudos indicam que, durante o verão boreal, quando a ZCIT está localizada na sua posição mais ao norte, são observados máximos de velocidade no fluxo para leste da CCNE (RICHARDSON; REVERDIN, 1987). No início do ano, quando a ZCIT está localizada na sua posição mais ao sul e devido à ausência de retroflexão pela CNB, a CCNE se torna muito fraca, podendo inclusive ser substituída por um fluxo para oeste (GARZOLI; KATZ, 1983; RICHARDSON; REVERDIN, 1987; GARZOLI; RICHARDSON, 1989).

Lumpkin e Garzoli (2005) defendem que a CCNE é mais fraca na primavera boreal, quando passa a ser alimentada principalmente pela CNE (FONSECA *et al.*, 2004). Esse enfraquecimento da CCNE pode ser causado pelo transporte de Ekman para noroeste gerado pelos alísios de NE quando a ZCIT se encontra mais ao sul em fevereiro-abril (URBANO; JOCHUM; SILVEIRA, 2006). Segundo Goes *et al.* (2005), em fevereiro a CCNE pode ser alimentada somente por águas oriundas do HN, transportadas pela CNE. A CNB pode ocupar regiões mais próximas à plataforma continental e não sofrer reflexões (JOHNS *et al.*, 1998), ou as águas que sofreram retroflexão podem alimentar outros fluxos do sistema zonal de correntes que não a CCNE, o que poderia justificar o enfraquecimento da CCNE e o fortalecimento da SCE no decorrer dos meses estudados.

Para as anomalias da CCNE nos anos extremos de chuva, anomalias muito positivas de velocidade são observadas na região de atuação desta corrente, principalmente em ND (Figura 31a). Essas anomalias enfraquecem no decorrer dos meses (Figuras 33a e 35a), sendo sempre menores do que a média. Como a direção predominante das setas varia em todo o período, as velocidades estão sempre mais fracas do que a climatologia.

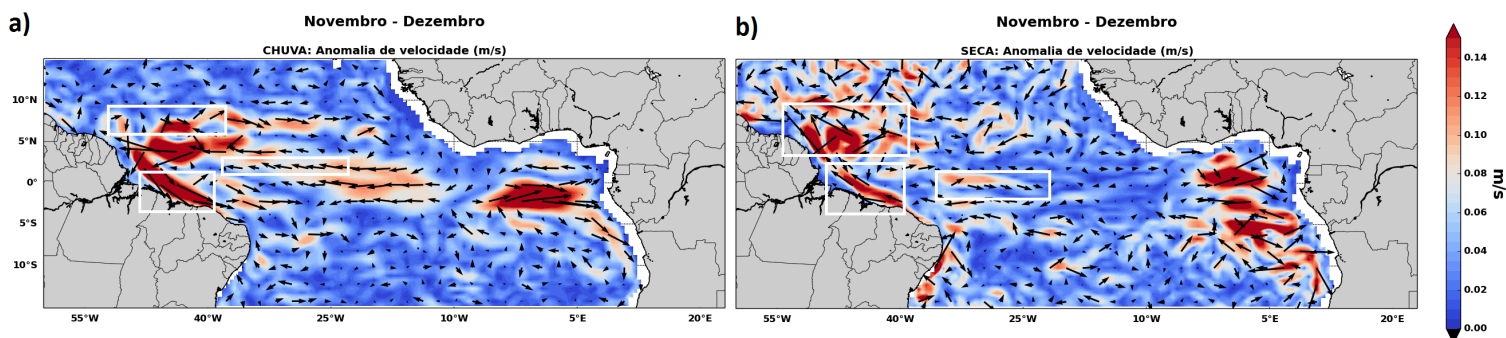
Para as anomalias da CCNE nos anos extremos de seca, em ND (Figura 31b) as anomalias mais positivas são encontradas na parte oeste da bacia, na região de retroflexão da CNB, quando esta passa a alimentar a CCNE. Apesar de serem intensas, as setas não apresentam direção única, não sendo possível afirmar se a corrente está enfraquecendo ou fortalecendo nesse período. Em JF (Figura 33b), as anomalias relativas à CCNE enfraquecem e a direção predominante das setas varia, indicando velocidades menores do que a média climatológica. Em MA (Figura 35b), as anomalias relativas à CCNE são muito pequenas e as setas pouco visíveis, indicando comportamento similar ao da média nesse período.

Figura 30: Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de novembro e dezembro.



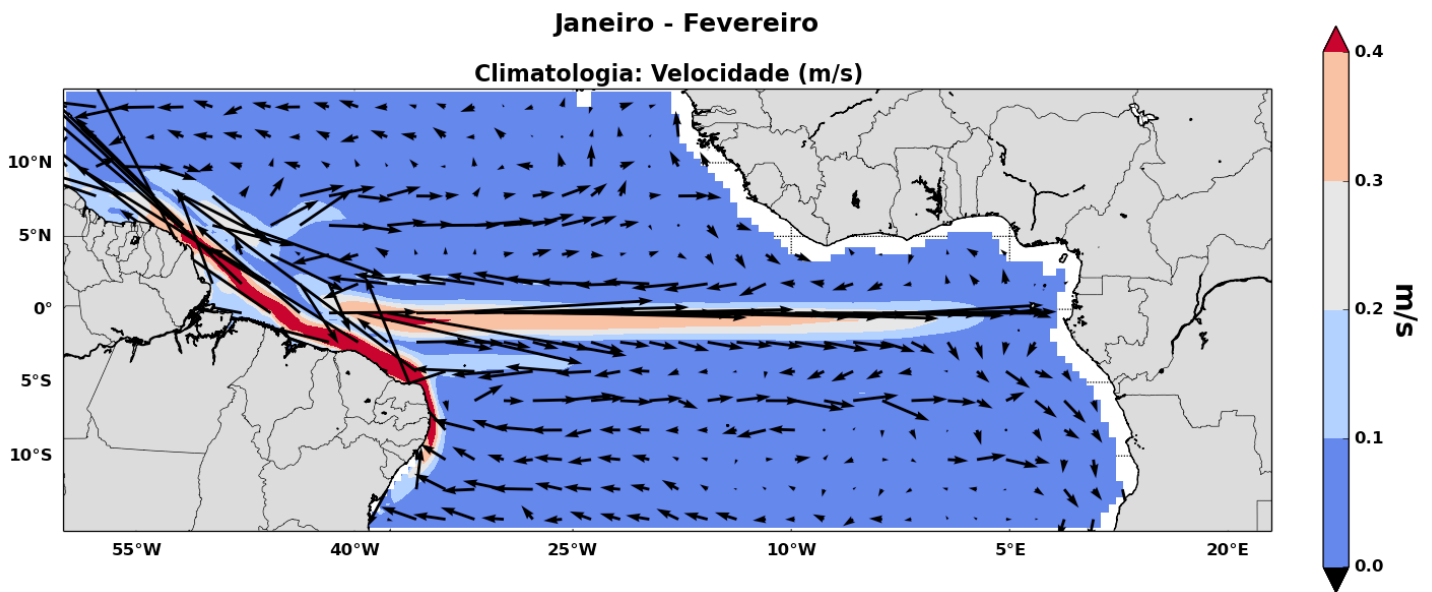
Fonte: O autor (2016).

Figura 31: Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de novembro e dezembro.



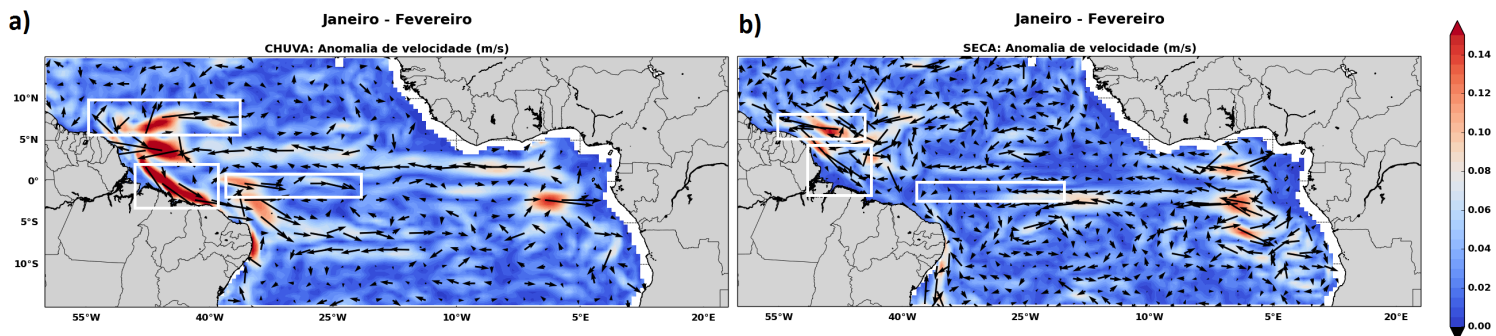
Fonte: O autor (2016).

Figura 32: Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de janeiro e fevereiro.



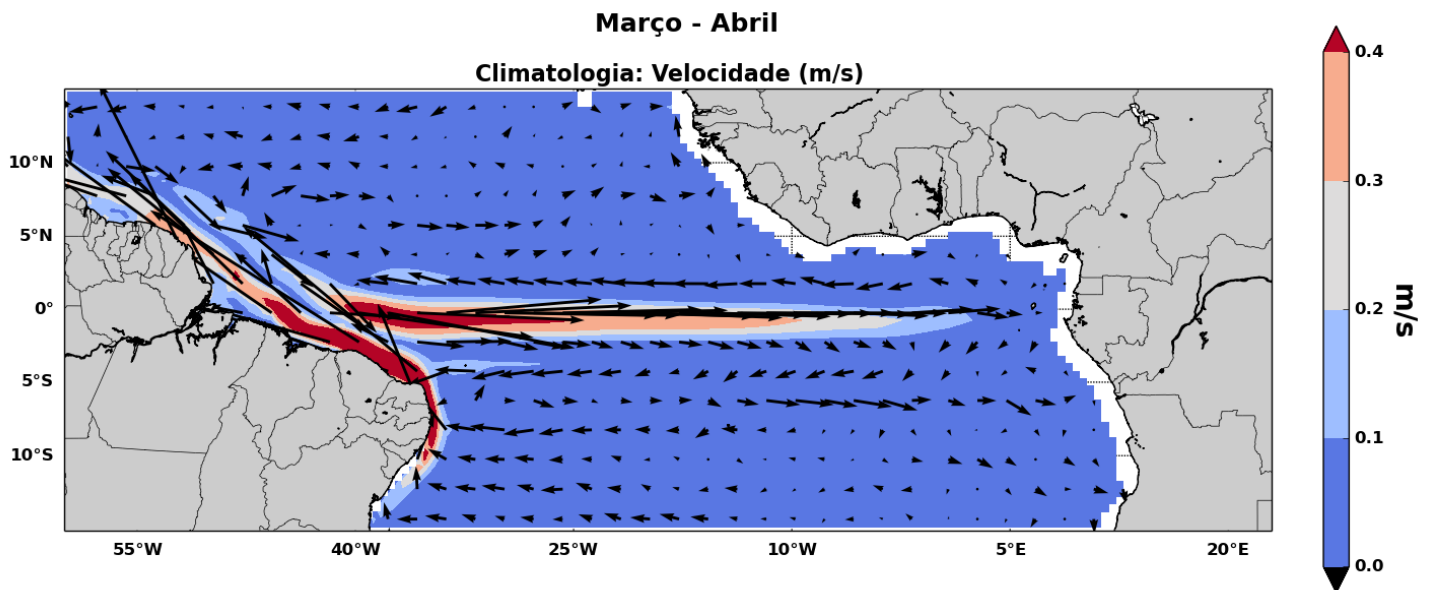
Fonte: O autor (2016).

Figura 33: Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de janeiro e fevereiro.



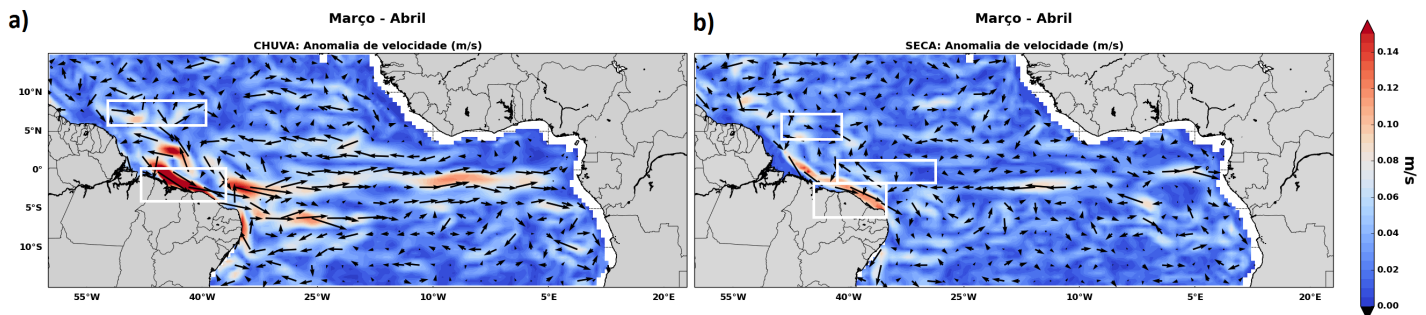
Fonte: O autor (2016).

Figura 34: Média dos 200 m da climatologia das velocidades das correntes (em m/s) no AT para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

Figura 35: Média dos 200 m das anomalias de velocidade das correntes (em m/s) em: a) anos extremos de chuva; b) anos extremos de seca, para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

5.3.2 Seções meridionais - Velocidade zonal (U)

5.3.2.1 Seção 1 (15°N-15°S, 30.5°W)

Na climatologia, em torno de 5°N, é possível notar um fluxo para leste associado à CCNE, que é mais intenso em ND (Figura 36) e menos intenso em MA (Figura 38), migrando meridionalmente ao longo do ano, podendo se situar entre 3°N e 10°N no AE Oeste (FONSECA *et al.*, 2004). Urbano, De Almeida e Nobre (2008) apontam que a migração latitudinal tem um padrão influenciado pelo campo de vento, enquanto que Fonseca *et al.* (2004) indicam que a localização segue a migração anual da ZCIT, exceto em fevereiro, quando a CCNE exibe um

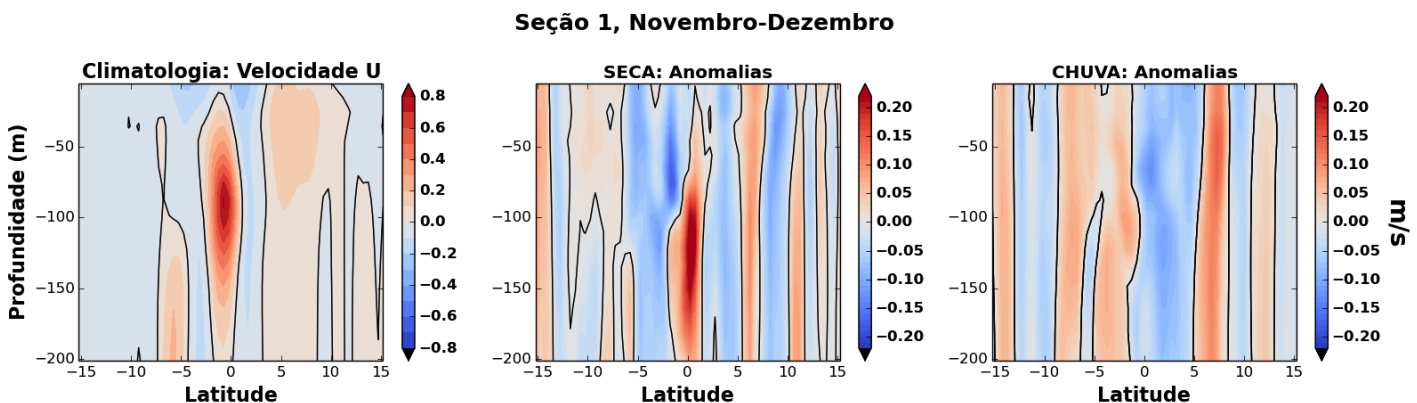
máximo a norte, enquanto que a ZCIT ainda está se deslocando para sul.

Para as anomalias da CCNE nos anos extremos de seca, é difícil determinar com segurança se está enfraquecendo ou fortalecendo em ND (Figura 36) e em JF (Figura 37), uma vez que as anomalias se alternam na área de atuação. Entretanto, essa corrente se mostra mais intenso do que a média em MA (Figura 38), devido à predominância de anomalias positivas na região. Para os anos extremos de chuva, essa corrente está mais intenso do que a média em todos os meses estudados.

No equador, o destaque está para o intenso núcleo subsuperficial para leste, associado à SCE. A SCE se localiza entre aproximadamente 1.5°S e 1.5°N, estando de acordo com Goriou e Reverdin (1992). Essa corrente apresenta maiores velocidades em MA (Figura 38), estando de acordo com Provost *et al.* (2004) e Brandt *et al.*, (2006, 2014). A SCE no Atlântico apresenta forte ciclo sazonal e migração vertical, com núcleo mais profundo em ND (Figura 36), devido à intensificação dos alísios de SE e da CSE, e mais raso em MA (Figura 38), quando os alísios de SE e a CSE são menos intensos (JOHNS *et al.*, 2014). Dentro do ciclo sazonal, as maiores velocidades do núcleo são encontradas em abril, quando o núcleo da SCE está mais raso (PROVOST *et al.*, 2004; BRANDT *et al.*, 2006, 2014), tal qual encontrado aqui (não está bem visível devido à diminuição das escalas dos gráficos).

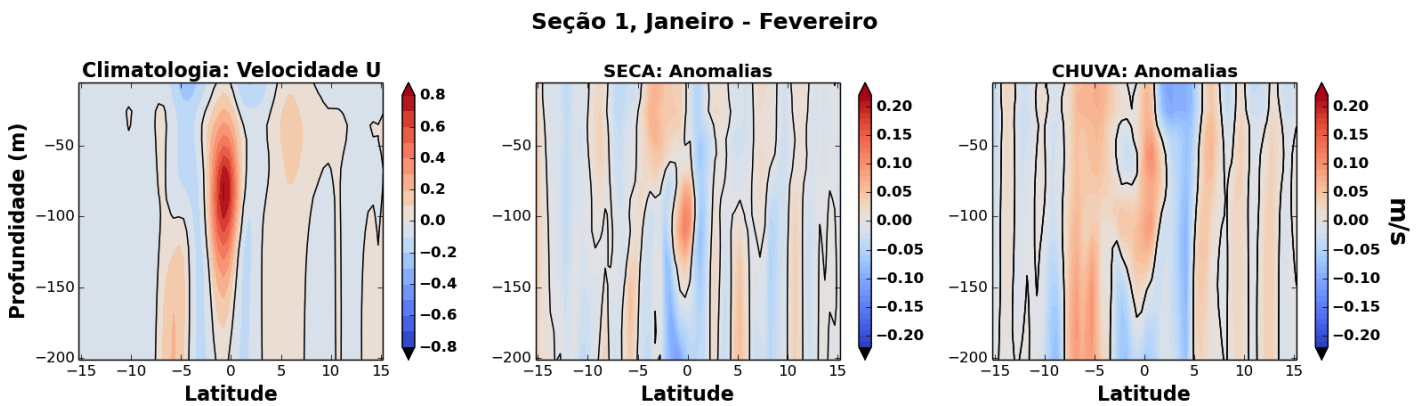
Para as anomalias da SCE nos anos extremos de seca, apesar de as velocidades máximas referentes ao núcleo serem sempre maiores do que a climatologia, ao se observar toda a área de atuação, essa corrente está mais intenso do que a média em ND (Figura 36) e mais fraca em MA (Figura 38), devido à predominância das anomalias negativas. Na parte mais superficial, a CSE é mais intenso do que a média em ND, deslocando o núcleo da SCE para baixo. Para as anomalias da SCE nos anos extremos de chuva, o comportamento é oposto, estando essa mais fraca do que a média em ND (Figura 36) e mais intenso do no restante dos meses (Figuras 37 e 38).

Figura 36: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de novembro e dezembro.



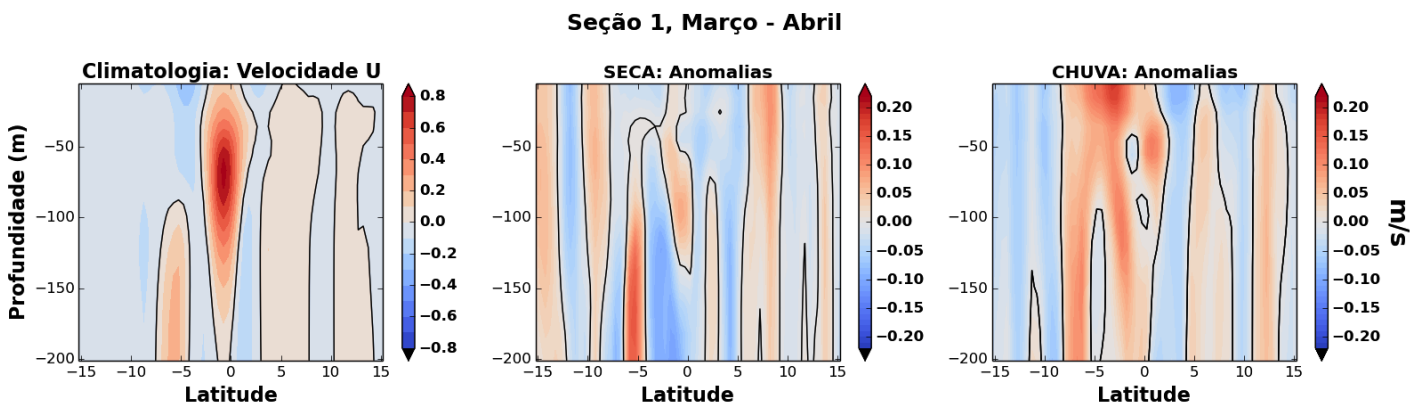
Fonte: O autor (2016).

Figura 37: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 38: Seção meridional (1) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

5.3.2.2 Seção 2 (15°N-3°S, 30.5°W)

Na climatologia, fluxos para oeste associados ao sistema SCNB/CNB são observados próximo à costa em todos os meses estudados (Figuras 39, 40 e 41). O núcleo mais superficial corresponde à CNB e o subsuperficial à SCNB. A velocidade desse sistema intensifica no decorrer dos meses, apresentando maior extensão superficial em ND, e fica confinada entre o equador e a costa em MA.

Para as anomalias nos anos extremos de seca, o sistema SCNB/CNB se apresenta mais intenso do que a média em ND (Figura 39) e menos intenso nos outros meses estudados (Figuras 40 e 41). Para os extremos de chuva, o sistema SCNB/CNB está menos intenso do que a média em todos os meses estudados.

Um fluxo para leste relacionado à SCE é observado em subsuperfície entre o equador e aproximadamente 3°N, que intensifica e possui maior extensão em MA (Figura 41), chegando a atingir as camadas superficiais.

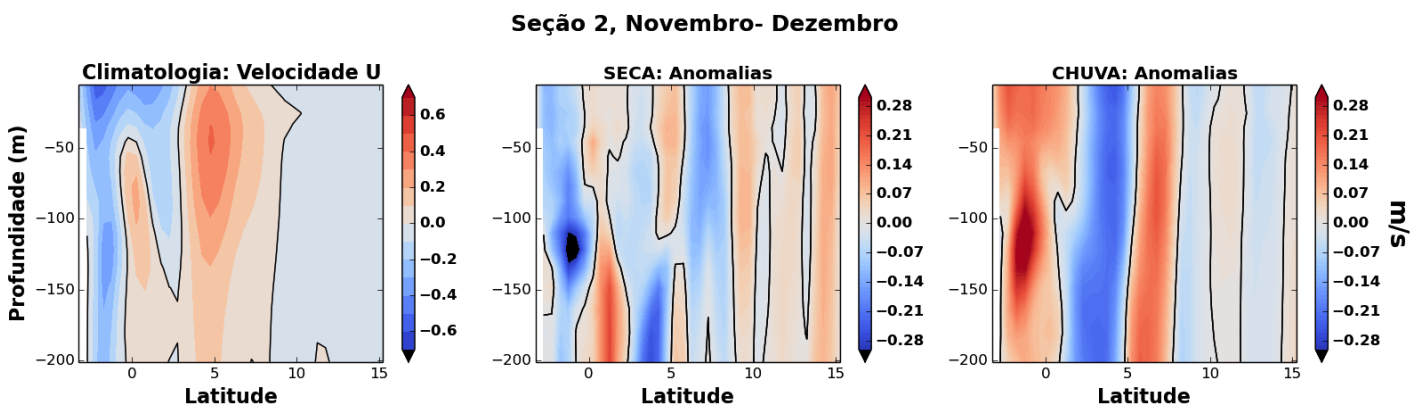
Para os anos extremos de seca, a SCE está mais intenso do que a média climatológica em ND (Figura 39) e menor nos outros meses analisados (Figuras 40 e 41). Diferente do que ocorre nos anos extremos de seca, nos extremos de chuva a SCE está mais intenso do que a média climatológica em todos os meses estudados.

Intensos fluxos para leste relativos à CCNE em toda a coluna d'água são observados entre 3-8°N em ND (Figura 39), que se deslocam mais para norte e enfraquecem no decorrer dos meses (Figuras 40 e 41). Esse fluxo ocupa toda a coluna d'água em ND e JF e se estende até aproximadamente 150 m em MA.

Para as anomalias nos anos extremos de seca, o núcleo superficial da CCNE está mais intenso do que a média em ND (Figura 39) e em MA (Figura 41), apresentando pequeno enfraquecimento em relação à média em JF (Figura 40). Para os extremos de chuva, a CCNE se apresenta mais intensa do que a média em todos os meses estudados, principalmente em ND.

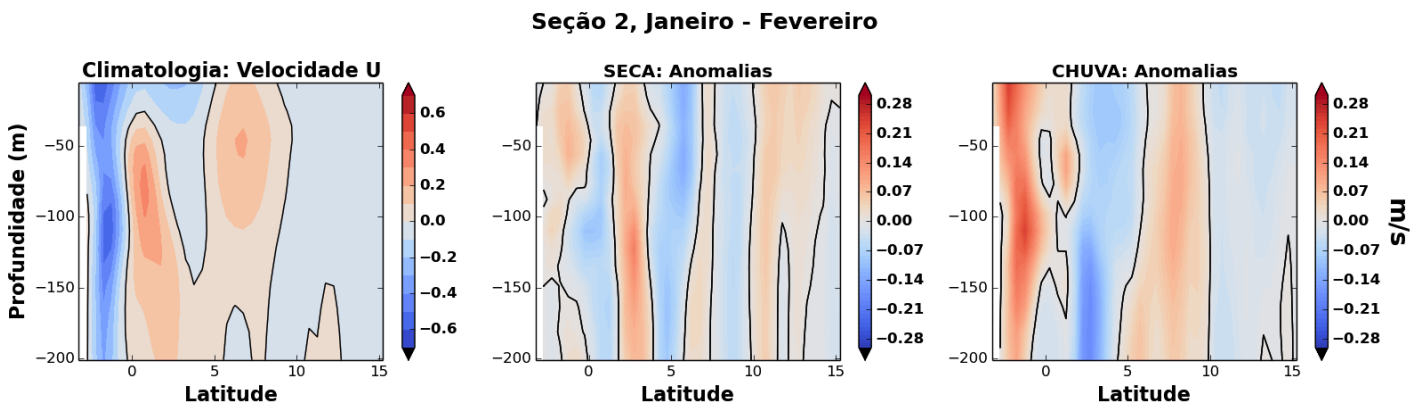
A climatologia e as anomalias dos compostos extremos de precipitação da velocidade U (em m/s) na Seção 2 podem ser visualizadas nas Figuras 33 a 35.

Figura 39: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de novembro e dezembro.



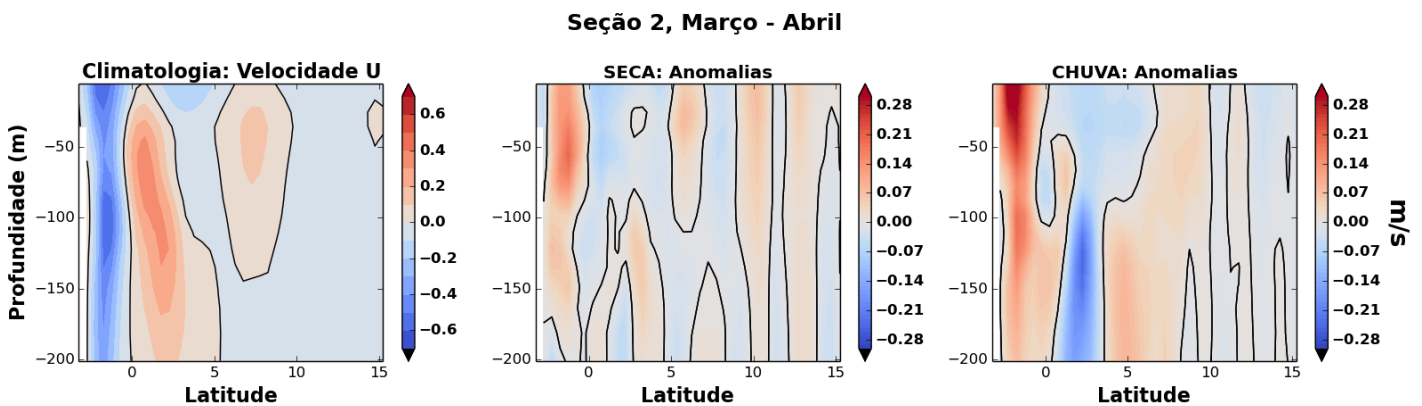
Fonte: O autor (2016).

Figura 40: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de janeiro e fevereiro.



Fonte: O autor (2016).

Figura 41: Seção meridional (2) da climatologia e das anomalias extremas de seca e de chuva da velocidade U (em m/s) para os meses de março e abril.



Fonte: O autor (2016).

5.3.3 Transporte de volume das correntes oceânicas

- SCNB/CNB

Para o sistema SCNB/CNB, o transporte calculado na Seção 2 (Tabela 4) sofreu aumento no decorrer dos meses na climatologia e nos anos extremos de chuva, diferente do encontrado por Johns, Zantopp e Goni (2003), onde o transporte mínimo foi encontrado entre abril e maio. Nos anos extremos de seca ocorreu o contrário, havendo diminuição do transporte no decorrer dos meses.

Na seção de estudo, as maiores diferenças em relação à climatologia foram encontradas nos anos extremos de chuva, que apresentou enfraquecimento abrupto do transporte, atingindo

diferenças de até 62% (7.52 Sv) em ND. Para os anos extremos de seca, as velocidades estavam menores que a climatologia em MA e maiores nos outros meses estudados, com diferença máxima de 48.1% (5.8 Sv).

Quando a comparação é realizada entre os anos extremos, o sistema SCNB/CNB se apresenta mais intenso nos extremos de seca, com diferenças de até 74.4% (13.35 Sv) em ND.

Tabela 4: Transporte de volume (em Sv) do sistema SCNB/CNB na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.

SCNB/CNB			
	Climatologia	Seca	Chuva
ND	12.11	17.94	4.59
JF	13.76	13.81	8.92
MA	14.25	12.88	9.15

- **CCNE**

O transporte da CCNE calculado na Seção 2 pode ser observado na Tabela 5. No geral, há pequena diferença de transporte entre os eventos extremos de precipitação e a climatologia, resultado similar ao encontrado por Goes (2002) ao se estudar o transporte de volume da CCNE em anos de modo equatorial.

Em relação à climatologia, o transporte em ambos os anos extremos são um pouco mais intensos em ND e em MA. As diferenças são pequenas, atingindo máximo de 14.4% (0.76 Sv) no extremo de seca em ND.

Quando a comparação é realizada entre os anos extremos, o transporte é maior em ND nos anos extremos de seca, com diferença de 9.7% (0.53 Sv), e maior nos anos extremos de chuva nos outros meses estudados, com diferença máxima de 18.1% (0.48 Sv) em JF.

Joyce *et al.* (2004) estudaram o transporte interanual da CCNE em anos de dipolo do Atlântico (MMA) através de modelagem numérica e encontraram que o índice do dipolo pode ser usado como preditor de mudanças no conteúdo de calor oceânico e no transporte da CCNE, e também que o vento meridional afeta o transporte zonal dessa corrente, entretanto não discutiram sobre a variação sazonal do seu transporte em anos de MMA.

Tabela 5: Transporte de volume (em Sv) da CCNE na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.

CCNE			
	Climatologia	Seca	Chuva
ND	5.25	6.01	5.48
JF	2.53	2.17	2.65
MA	0.52	1.23	1.44

- **SCE**

A Tabela 6 mostra o transporte médio da SCE na Seção 2 para cada composto analisado.

Em relação à climatologia, os anos extremos de seca apresentaram maior transporte em ND e menor nos outros meses, enquanto que o transporte nos anos extremos de chuva foram sempre maiores.

Quando a comparação é realizada entre os anos extremos, os anos de seca apresentaram maior transporte em JF e menor nos outros meses. No geral, os anos extremos de chuva apresentaram maior transporte, com valores que excedem os anos extremos de seca em até 29.6% (1.06 Sv) em JF.

Os valores observados para o transporte da SCE são pequenos porque a Seção 2 está próxima à sua região de formação, localizada em torno de 44°W (SCHOTT; FISCHER; STRAMMA, 1998). Logo, essa corrente ainda não está bem desenvolvida. Para confirmar que esses resultados estavam corretos para a seção estudada, foram calculados os transportes para a longitude

de 23°W e os valores e o comportamento da SCE foram similares aos encontrados por Brandt *et al.* (2014), ao estudarem a variabilidade sazonal da SCE, e por Goes (2002), ao estudar o transporte de volume da SCE em eventos frios e quentes do modo equatorial.

Tabela 6: Transporte de volume (em Sv) da SCE na climatologia e nos anos extremos de seca e de chuva para a Seção 2.

SCE			
	Climatologia	Seca	Chuva
ND	0.80	2.95	2.25
JF	2.87	2.52	3.58
MA	3.37	3.33	3.94

5.3.4 Sumário (circulação e transporte das correntes oceânicas)

Em relação à climatologia, nos anos extremos de seca a velocidade da SCE está mais intenso em ND e mais fraca nos outros meses estudados. Nos anos extremos de chuva, ocorre o contrário, com velocidades mais fracas do que a média em ND e mais intenso em MA. Esse comportamento em relação à climatologia também foi observado para o transporte da SCE na Seção 2.

O padrão observado no comportamento médio da SCE, no qual ocorre aumento do transporte no decorrer dos meses, com máximo em abril, se repete e são sempre mais intensos nos anos extremos de chuva. Como o comportamento no MMA negativo (chuva) é o de que a ZCIT permanece mais tempo a sul, o processo que intensificaria a SCE na climatologia em MA, característica até então menos evidente (HORMANN; BRANDT, 2007), provavelmente é fortalecido nessa fase do MMA. Já para os anos extremos de seca, como a ZCIT retorna à sua posição mais ao norte em meados de fevereiro-março, ocorre diminuição do transporte nessa época, seguido por um máximo em MA, que é provavelmente causado devido à intensificação dos alísios de SE. Esse comportamento da SCE de apresentar transporte máximo devido ao aumento dos alísios de SE é observado no mês de setembro no comportamento médio dessa corrente (PHILANDER; PACANOWSKI, 1980).

Quando a comparação é realizada entre os eventos extremos de precipitação, os transportes da SCE são maiores nos anos positivos do MMA (anos extremos de seca) em ND e nos anos negativos nos outros meses analisados. Já em relação à climatologia, nos anos negativos (anos extremos de chuva) os transportes são maiores que a climatologia em todos os meses. Este resultado não é esperado e deve ser esclarecido em trabalhos futuros, uma vez que a SCE deveria estar mais intenso com o aumento dos alísios de SE na fase positiva do MMA.

Apesar de os transportes encontrados para a SCE na Seção 2 serem pequenos por esta seção estar próxima a região de formação da corrente, os maiores transportes ocorrem nos meses de MA em todos os eventos analisados, o que corrobora com os transportes máximos

encontrados para essa corrente no mês de abril (PROVOST *et al.*, 2004; BRANDT *et al.*, 2006, 2014).

Segundo Richardson e Reverdin (1987), no início do ano, quando a ZCIT está localizada na sua posição mais ao sul e devido à ausência de retroflexão pela CNB, a CCNE se torna muito fraca. Nos anos de MMA positivo (anos extremos de seca), as velocidades da CCNE são mais intensas em ND, enfraquecem em JF e voltam a fortalecer em MA. Isso provavelmente ocorre devido ao deslocamento da ZCIT que, na fase positiva do MMA, permanece menos tempo em sua posição mais ao sul, voltando a se deslocar para norte em meados de fevereiro-março. Esse deslocamento é acompanhado de enfraquecimento dos alísios de NE, e, por consequência, ocorre pequeno fortalecimento da CCNE nessa época.

Nos anos de MMA negativo, o esperado era que as velocidades da CCNE fossem menores do que a climatologia e do que os anos positivos, devido a maior intensidade dos alísios de NE, o que só foi observado em MA. Entretanto, apesar de as anomalias serem sempre positivas, elas enfraquecem ao longo dos meses. Como os alísios de NE permanecem fortes até MA nessa fase e a ZCIT permanece por mais tempo em sua posição mais ao sul, a CCNE apresenta diminuição de velocidade em MA.

A velocidade e o transporte do sistema SCNB/CNB nos anos extremos de seca (MMA positivo) estão mais intensos do que os dos anos extremos de chuva (MMA negativo) em todos os meses estudados, devido a maior intensidade dos alísios de SE nessa fase. Para os meses de MA, Goes (2002) também encontrou variação na velocidade da CNB ao se estudar as diferentes fases do modo equatorial, com maiores valores nos eventos frios (alísios de SE mais intensos) e menores nos eventos quentes. Entretanto, as velocidades observadas pelo autor estão subestimadas em relação às encontradas aqui, provavelmente devido ao uso apenas da modelagem numérica em seu estudo.

Goes (2002) encontrou variações no comportamento da SCE, da CNB e da CCNE em eventos quentes e frios do modo equatorial do Atlântico. O autor observou fortalecimento dessas correntes devido à intensificação dos alísios de SE forçante nos eventos frios e enfraquecimento devido à diminuição do vento forçante nos eventos quentes, indicando que variações no gradiente de temperatura do oceano são seguidas por variação na intensidade dos alísios, com consequente variação na velocidade das correntes no AE.

Após o exposto, é possível concluir que, com a intensificação dos alísios de SE nos anos de MMA positivo (anos extremos de seca), ocorre intensificação da SCNB/CNB em relação aos anos de MMA negativo. Juntamente com as anomalias positivas de temperatura na costa leste e nordeste do Brasil encontradas na fase positiva do MMA (Figuras 9-11, páginas 39-40), ocorre maior transporte de calor do HS para o HN pela SCNB/CNB, o que pode levar a um aumento das temperaturas na região norte. Esse aumento de temperatura atrai a ZCIT para si, causando chuvas acima da média na região e consequente ocorrência de chuvas abaixo da média em Fortaleza.

O contrário acontece nos anos de MMA negativo (anos extremos de chuva). Com o enfraquecimento dos alísios de SE (intensificação dos alísios de NE), ocorre enfraquecimento da SCNB/CNB em todos os meses estudados em relação aos anos de MMA positivo (anos

extremos de seca), o que pode levar a uma diminuição do transporte de calor para o HN. As águas mais quentes passam a prevalecer no HS, o que é acompanhado por um deslocamento da ZCIT mais para o sul e consequente ocorrência de chuvas acima da média em Fortaleza.

Como os transportes da CCNE e da SCE não são tão diferentes entre as fases do MMA, não foi possível observar relação desses com a ocorrência de anos extremos, indicando que o sistema SCNB/CNB provavelmente é o mais importante na determinação da ocorrência desses anos extremos.

6 CONCLUSÃO

A importância desse trabalho está na caracterização da dinâmica da circulação tropical no Atlântico relativa aos eventos extremos de seca e de chuva causados nas diferentes fases do modo meridional do Atlântico (MMA), visto que a maioria dos trabalhos sob o ponto de vista oceânico trata principalmente das variações na TSM e nos alísios.

Os dados da reanálise representaram bem as variações sazonais de temperatura, mantendo as características previamente citadas por outros autores, o que serviu em parte como validação dos dados utilizados.

Além disso, a região da NAE é a que apresenta maior intensificação das anomalias positivas de temperatura no decorrer dos meses nos anos extremos de seca (MMA positivo) e, como a correlação da precipitação em Fortaleza com as temperaturas dessa região é negativa, isso reforça a ocorrência de acumulado de precipitação abaixo da média em Fortaleza. O contrário ocorre nos anos extremos de chuva (MMA negativo), nos quais prevalecem anomalias negativas na NAE e, conseqüentemente, leva ao aumento de precipitação em Fortaleza.

O sistema SCNB/CNB foi o que apresentou maiores diferenças nas velocidades e nos transportes nas diferentes fases do MMA, mostrando a sua provável importância na ocorrência de eventos extremos de seca e de chuva em Fortaleza.

O padrão observado na climatologia da SCE, no qual ocorre aumento gradativo do transporte no decorrer dos meses, se repete e os transportes são sempre mais intensos nos anos extremos de chuva. Como a ZCIT permanece mais tempo em sua posição mais ao sul nessa fase, os processos que intensificam a SCE em abril, até então menos evidentes, provavelmente são intensificados aqui. Nos extremos de seca, como a ZCIT retorna à sua posição mais ao norte em fevereiro-março, ocorre diminuição do transporte nessa época, seguido por um máximo em MA, provavelmente devido à intensificação dos alísios de SE.

Foi possível concluir que, com a intensificação dos alísios de sudeste, ocorre intensificação do sistema SCNB/CNB nos anos de MMA positivo. Juntamente com as anomalias positivas de temperatura na costa leste e nordeste do Brasil encontradas nessa fase, ocorre maior transporte de calor do HS para o HN pela CNB e maior distribuição para oeste pela CCNE, o que pode levar a um aumento das temperaturas na região norte. Esse aumento de temperatura é acompanhado por um deslocamento da ZCIT sobre as temperaturas mais altas, ocasionando chuvas acima da média na região e seca em Fortaleza. O contrário acontece nos anos de MMA negativo.

Em relação às correntes verticais, a ressurgência equatorial é intensificada no decorrer dos meses durante os anos extremos de seca. Ao se analisar o comportamento médio da temperatura, é possível notar que as anomalias a oeste se tornam mais positivas e as anomalias a leste se tornam mais negativas no decorrer dos meses nos anos de MMA positivo, aumentando o gradiente de temperatura leste-oeste. Isso ocasiona fortalecimento da circulação de Walker e, conseqüentemente, dos ventos de leste equatoriais, o que intensifica a ressurgência nesse período. O contrário ocorre nos anos extremos de chuva.

Na costa nordeste no Brasil, foi possível observar que, nos anos extremos de seca, os processos de subsidência são mais intensos. Isso ocorre devido a maior influência dos alísios de sudeste na região, que atuam paralelo à costa e geram maior transporte de Ekman em direção à região costeira. O contrário ocorre nos anos extremos de chuva.

Neste trabalho, foram mostrados pela primeira vez os efeitos dos eventos extremos de precipitação nas diferentes fases do MMA na circulação do oceano Atlântico Tropical. De forma geral, esse fenômeno afeta a circulação oceânica desde a superfície até profundidades de 200 metros. Como a circulação equatorial é responsável pelas trocas inter-hemisféricas no Atlântico, os eventos extremos de MMA podem estar alterando a quantidade de calor transferida entre os hemisférios, o que vai afetar processos de acoplamento oceano-atmosfera, tais como a precipitação, levando à ocorrência de eventos extremos de seca e de chuva nas regiões em que o padrão de chuvas depende dessa transferência de calor.

Para trabalhos futuros, sugere-se:

- a) Analisar como os modos MMA influenciam o transporte e os caminhos referentes as trocas de água e de calor inter-hemisféricas no Atlântico;
- b) Quantificar o transporte de calor inter-hemisférico em eventos de MMA e a sua relação com a ocorrência de eventos extremos de seca e de chuva;
- c) Utilizar modelos acoplados oceano-atmosfera direcionados à compreensão dos mecanismos responsáveis pela ocorrência destes eventos extremos de precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVES, J. M. B. *et al.* Episódios de La Niña na Bacia do Oceano Pacífico Equatorial e a Distribuição de Chuvas no Setor Norte do Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. L], v. 12, p.63-76, 1997.

_____; REPELLI, C. A.. As chuvas na Bacia Amazônica e a temperatura dos oceanos adjacentes. In: VIII CBMet e II CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 1994, Belo Horizonte. **Anais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. p. 114 -118.

_____; _____; MELLO, N. G. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. L], v. 8, p.22-30, 1993.

AMS, American Meteorological Society, 2012. Climatology. Glossary of Meteorology. [Available online at: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Intertropical_convergence_zone]

ANKOMAH, O. Y.; CORDERY, I. Atlantic sea surface temperatures and rainfall variability in Ghana. **Journal Of Atmospheric Sciences**, [s. L], v. 7, p.551-558, 1994.

ARAGÃO, J. O.. Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. **Bulletin de L'institut Français D'études Andines**, [s. L], v. 27, p.839-844, 1998.

BOURLÈS, B. *et al.* Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). **Journal Of Physical Oceanography**, [s. L], v. 104, p.1361-1375, 1999.

BRANDT, P. *et al.* Circulation in the central equatorial Atlantic: Mean and intraseasonal to seasonal variability. **Geophysical Research Letters**, [s.l.], v. 33, n. 7, p.1-4, abr. 2006.

_____. The Equatorial Undercurrent in the central Atlantic and its relation to tropical Atlantic variability. **Climate Dynamics**, [s. L], v. 43, p.2985-2997, 2014.

BRYDEN, H. L.; BRADY, E. C.. Diagnostic model of the three dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, [S. l], v. 15, p. 1255-1273, 1985.

CARTON, J. A. *et al.* Decadal and Interannual SST Variability in the Tropical Atlantic Ocean. **Journal Of Physical Oceanography**, [s.l.], v. 26, n. 7, p.1165-1175, jul. 1996.

_____. Tropical Atlantic Circulation. In: MAJUMBAR, S. K. (Ed.). **Physical-Chemical Dynamics And Human Impact**, Easton, p.74-87, 1997.

_____; HUANG, B.. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, [s. L], v. 24, p.888-903, 1994.

CARTON, J. A.; CAO, X. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. part i: Methodology. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, p. 294–309, 2000.

_____ ; _____. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95. part ii: Results. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, p. 311–326, 2000b.

_____ ; GIESE, B. S. Soda: a reanalysis of ocean climate. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, 2006.

_____ ; _____. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136(8), p. 2999–3017, 2008.

CHANG, P.; LI, J.; LI, H.: A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air–sea interactions. **Nature**, [S. l], v. 385, p. 516–518, 1997.

_____ ; SARAVANAN, L.; HEGERL, G. C.. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. **Journal Climate**, [s. l], v. 13, p.2195-2216, 2000.

CHU, P. S.. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the northeast Brazil - tropical Atlantic sector. **Journal of Meteorology Society**. Japan, v. 62, p. 363-370, 1984.

CINTRA, M. M. **Processos termodinâmicos e hidrodinâmicos no Oceano Atlântico Tropical Sudoeste**. 2015. 127 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Universidade Federal do Paraná, Paraná, 2015.

CONKRIGH, M. E. et al. World ocean database 2001 and world ocean atlas 2001. **AGU Fall Meeting Abstracts**, p. B220+, 2002.

CZAJA, A.; VAART, P. van Der; MARSHALL, J.. A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. **Journal Climate**, [s. l], v. 15, p.3280-3290, 2002.

DIAZ, H. et al. Workshop on advances in the use of historical marine climate data. **Bulletin of the World Meteorological Organization**, v. 51(4), p. 377–379, 2002.

ENFIELD, D; MAYER, D.. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Nino Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 929-945, 1997.

DONGUY, J.; MEYERS, G.. Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean, **J. Phys. Oceanogr.**, v. 3, p. 1105-1122, 1996.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N. G. S.. Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a Região nordeste do Brasil e a influência dos oceanos Pacífico e Atlântico no clima da região. **Revista Brasileira de Climatologia**, [s. L], v. 1, n. 1, p.15-28, 2005.

FERRERO, B.; WAINER, I. Estudo comparativo da temperatura e salinidade entre os resultados do community climate system model, os dados hidrográficos do world ocean data atlas 2001 e da reanálise oceânica simple ocean data assimilation. **Atlântica**, v. 30(2), p. 89–100, 2008.

FFIELD, A.. North Brazil Current Rings Viewed by TRMM Microwave Imager SST and the Influence of the Amazon Plume. **Deep – Sea Research**, [s. L], v. 52, p.137-160, 2005.

FLAGG, C. N.; GORDON, R. L.; MCDOWELL, S.. Hydrographic and Current Observations on the Continental Slope and Shelf of the Western Equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, [s. L], v. 16, p.1412-1429, 1986.

FOLTZ, G. R. *et al.* Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean. **Journal Of Geophysical Research**, [s.l.], v. 108, n. 5, p.8169-8188, 2003.

FONSECA, C. A. *et al.* Investigation of the North Brazil Current retroflexion and North Equatorial Countercurrent variability. **Geophysical Research Letters**, [s. L], v. 31, n. 21, p.1-5, 2004.

FRANKIGNOUL, C.; CZAJA, A.; L'HEVEDER, B.. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. **Journal Of Climate**, [s. L], v. 11, p.2310-2324, 1998.

FRATANTONI, D. M. *et al.* Low-latitude circulation and mass transport pathways in a model of the tropical Atlantic Ocean. **Journal Of Physical Oceanography**, [s. L], v. 30, p.1944-1966, 2000.

GARZOLI, S. L. *et al.* North Brazil current retroflexion and transports. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 109, n. 01013, p.1-15, 2004.

_____ ; KATZ, E. J.. The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. **Journal Of Physical Oceanography**, [s. L], v. 13, p.2082-2090, 1983.

_____ ; RICHARDSON, P. L.. Low frequency meandering of the North Equatorial Countercurrent. **Journal Geophysical Research**, [s. L], v. 94, p.2079-2090, 1989.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P.. The preconditioning role of tropical Atlantic variability in the development of the ENSO teleconnection: Implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, [s. L], v. 22, p.839-855, 2004.

GIAROLLA, E. *et al.* The Atlantic Equatorial Undercurrent: PIRATA observations and simulations with GFDL modular ocean model at CPTEC. **Geophysical Research Letter**, [s. L], v. 32, n. 10617, p.1-4, 2005.

GILL, A. E.. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 106, p. 447–462, 1980.

GIORDANI, H.; CANIAUX, G.. Diagnosing vertical motion in the Equatorial Atlantic. **Ocean Dynamics**, [s.l.], v. 61, n. 12, p.1995-2018, 19 jul. 2011.

GOES, M. P.. **Circulação no Atlântico Tropical para Eventos Extremos**. 2002. 87 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Oceanografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.

_____ *et al.* Retroreflections of the North Brazil Current during February 2002. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, [s.l.], v. 52, n. 4, p.647-667, abr. 2005. Elsevier BV.

GORIOU, Y.; REVERDIN, G.. Isopycnal and diapycnal circulation of the upper equatorial Atlantic ocean in 1983-1984. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 97, p.3543-3572, 1992.

GOUVEIA, M. B. *et al.* **Comparação entre os dados de temperatura da superfície do mar do Soda 2.0.4, 2.2.4 e do AVHRR**. In: Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa, pp. 7595-7602, de abril de 2015, INPE, 2015.

HASTENRATH, S.. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress In Oceanography**, [s. L], v. 70, n. 2-4, p.407-415, 2006.

_____. Exploring the climate problems of Brazil's Northeast: A review. **Climatic Change**, [s. L], v. 112, n. 2, p.243-251, 2012.

_____. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, [s. L], v. 112, p.1097-1107, 1984.

_____. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, [s. L], v. 3, p.893-904, 1990.

_____; CASTRO, L. C.; ACEITUNO, P.. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. **Contrib. Atmos. Phys.**, v. 60, p. 447-463, 1987.

_____; GREISCHAR, L.. Circulation mechanisms related to northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 98, n. 3, p.5093-5102, 1993.

_____ ; HELLER, L.. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. **Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society**, [s. L], v. 110, p.411-425, 1977.

_____ ; LAMB, P.. **Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans**. Wisconsin: University Of Wisconsin Press, 117 p., 1977.

_____ ; NICKLIS, A.; GREISCHAR, L.. Atmospheric-hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the western equatorial Indian Ocean. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 98, p.20219-20235, 1993.

HISARD, P.; HÉNIN, C.. Response of the Equatorial Atlantic Ocean to the 1983-1984 Wind From the Programme Français Océan et Climat Dans l'Atlantique Equatorial Cruise Data Set. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n, C4, pp 3759-3768, 1987.

HORMANN, V.; BRANDT, P.. Atlantic Equatorial Undercurrent and associated cold tongue variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. C06017, p. 1-18, 2007.

HOUGHTON, R. W.. The relationship of sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the tropical Atlantic Ocean. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 96, p.15173-15185, 1991.

_____ ; TOURRE, Y.. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, [S. l.], v. 5, p. 765–771, 1992.

HOUNSOU-GBO, G. A.. **Dinâmica do Atlântico Tropical e seus impactos sobre o clima ao longo da costa do Nordeste do Brasil**. 2015. 144 f. Tese (Doutorado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Oceanografia, Oceanografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

HUANG, B.; SHUKLA, J.. **Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean**. 30. ed. Maryland: Center For Ocean-land-atmosphere Studies (cola), 1996. 57 p.

IPCC. **Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability**. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Parry, M. L.; Canziani, O. F.; Palutikof, J. P.; Van der Linden, P.J.; Hanson, C.E.. Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976 p, 2007.

JOHNS, W. E. *et al.* North Brazil Current retroflection: seasonal structure and eddy variability. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 95, p.22103-22120, 1990.

_____ *et al.* Zonal structure and seasonal variability of the Atlantic Equatorial Undercurrent. **Climate Dynamics**, [s. L], v. 43, p.3047-3069, 2014.

_____ ; ZANTOPP, R. J.; GONI, G. J.. Cross – gyre transport by North Brazil Current rings. In: JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P.. **Interhemispheric Water Exchange**. [s. L]: Elsevier Oceanographic Series, p. 14-30, 2003.

_____ *et al.*. Annual cycle and variability of the North Brazil Current. **Journal of Physical Oceanography**, [S. l.], v. 28, p. 103–128, 1998.

JOHNSON, E.S. *et al.* Surface salinity advection in the tropical oceans compared with atmospheric freshwater forcing: A trial balance. **J. Geophys. Res.**, [s.l.], v. 107, n. 12, p.15-27, 26 nov. 2002.

JOUANNO, J. *et al.* Seasonal modes of surface cooling in the Gulf of Guinea. **Journal of Physical Oceanography**, [s. L], v. 14, p.1408-1416, 2011.

JOYCE, T. M. *et al.* Ocean response and feedback to the SST dipole in the tropical Atlantic. **American Meteorological Society**, [s. L], v. 34, p.2525-2540, 2004.

KATZ, E. J., R. et al.. Zonal pressure gradient along the equatorial Atlantic, **J. Mar. Res.**, v. 35, pp. 293-307, 1977.

KRELLING, A. P. M.. **A estrutura dos vórtices da corrente norte do brasil**. 2010. 60 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2010.

LAZAR, A.; MURTUGUDDE, R.; BUSALACCHI, A. J.. A model study of temperature anomaly propagation from the subtropics to tropics within the South Atlantic thermocline. **Geophysical Research Letters**, [s. L], v. 28, p.1271-1274, 2001.

LI, T.; PHILANDER, S. G. H.. On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic Ocean, **J. Clim.**, v. 10, p. 813-817, 1997.

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S.. On the role of sea surface temperature gradients in forcing lowlevel winds and convergence in the tropics. **Journal Of Atmospheric Sciences**, [s. L], v. 44, p.2418-2436, 1987.

LOUGH, J. M.. Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in Subsaharan África. **Monthly Weather Review**, [s. L], v. 114, p.561-570, 1986.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L.. Near-surface circulation in the tropical Atlantic Ocean. **Deep-sea Research**, [s. L], v. 52, n. 3, p.495-518, 2005.

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S.. Case studies of climatic events in Amazon basin. **Journal Of Climate**, [s. L], v. 6, n. 4, p.617-627, abr. 1993.

_____. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical And Applied Climatology**, [s. L], v. 78, p.79-96, 2004.

- _____. *et al.* **Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro.** In: Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas. Instituto Nacional do Semiárido: Campina Grande, p.384-422, 2011.
- MECHOSO, C. R.; LYONS, S. W.; SPAHR, J. A.. The impact of sea surface temperature anomalies in the rainfall over Northeast Brazil. **Journal Of Climate**, [s. L], v. 3, p.812-826, 1990.
- MOLINARI, R. L.. Observation of near surface currents and temperature in the central and western tropical Atlantic Ocean. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 88, p.4433-4438, 1983.
- _____. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978–1980. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 87, p.9707-9714, 1982.
- MOLION, L. C. B.. **Amazonian rainfall and its variability.** In: Hydrology and Water Management in the Humid Tropics, Ed., p.p. 99-111, Cambridge University Press, Cambridge, 1993.
- MOORE, D. W. *et al.* Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. **Geophysical Research Letters**, [s. L], v. 5, p.637-640, 1978.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J.. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal Of Atmospheric Sciences**, [s. L], v. 38, p.2653-2675, 1981.
- NAMIAS, J.. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, 24, p. 336-342, 1972.
- NIMER, E., **Climatologia do Brasil.** Rio de Janeiro: IBGE, 421 p., 1979.
- NOBRE, C. A.; CITEAU, J.; UVO, C. R. B.. **A note on ITCZ migration in the tropical Atlantic and rainfall anomalies in Northeast Brazil.** unpublished manuscript, 1989.
- NOBRE, P. A.. **Variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul.** Climanálise. 10 anos – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, CPTEC/INPE, 1996.
- _____. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic basin.** 1993. 151 f. Dissertação (Mestrado), University of Maryland at College Park, Maryland, 1993.
- _____; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America, **Journal Of Climate**, [s. L], v. 9, p.2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, P. T.. **Estudo Estatístico sobre Eventos de Precipitação Intensa no Nordeste do Brasil**. Tese (Doutorado). 114 f. UFRN, Natal, 2014.

PARKER, D.E., FOLLAND, C.K., WARD, M.N. Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. **Nature**, v.3, n. 10, p. 483-485, 1988.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L.. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress In Oceanography**, [s. L], v. 26, p.1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, v.17, p. 205-212, 2001

PHILANDER, S. G. H.. Atlantic Ocean Equatorial Currents. In: STEELE, J. H.; TUREKIAN, K. K.; STEVE, A. (Ed.). **Encyclopedia of Ocean Sciences**, Elsevier, p.188-191, 2001.

_____. **El Niño, La Niña and southern oscillation**. Londres: Academic Press, 289 p., 1991.

_____ et al.. Why the ITCZ is mostly north of the Equador, **J. of Climate.**, v. 9, p. 2958, 1996.

_____; PACANOWSKI, R. C.. The generation of equatorial currents, **J. Geophys. Res.**, v. 85, p. 1123 – 1136, 1980.

_____; _____. The Mass and Heat Budget in a Model of the Tropical Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, pp. 14212-14220, 1986.

PROVOST, C. *et al.* TOPEX/Poseidon and Jason equatorial sea surface slope anomaly in the Atlantic in 2002: comparison with wind and current measurements at 23° W. **Marine Geodesy**, [s. L], v. 27, n. 1-2, p.31-45, 2004.

RAO, V. B. *et al.* Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? **Journal Of Climate**, [s. L], p.4448-4453, 2006.

_____; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K.. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 101, n. 21, p.26539-26551, 1996.

_____; LIMA, M. C. D.; FRANCHITO, S. H.. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **Journal Of Climate**, [s. L], v. 6, p.1754-1763, 1993.

RICHARDSON, P. L.; REVERDIN, G.. Seasonal cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal Of Geophysical Research**, [s. L], v. 92, p.3691-3708, 1987.

RODRIGUES, R. R; ROTHSTEIN, L. M.; WIMBUSH, M.. Seasonal variability of the South Equatorial Current bifurcation in the Atlantic Ocean: A numerical study, **Journal of Physical Oceanography**, vol. 37, pp. 16–30, 2007.

SCHOTT, F. A. *et al.* On the boundary flow off Brazil at 5-10°S and its connection to the interior tropical Atlantic. **Geophys. Res. Lett.**, [s.l.], v. 29, n. 17, p.21-31, set. 2002.

_____ *et al.* The zonal currents and transports at 35°W in the tropical Atlantic. **Geophys. Res. Lett.**, [s.l.], v. 30, n. 7, p.1-10, abr. 2003.

_____, FISCHER, J., STRAMMA, L.. Transports and pathways of the upper layer circulation in the western tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, pp. 1904–1928, 1998.

_____; MCCREARY, J.; JOHNSON, G.. Shallow overturning circulations of the tropical-subtropical oceans, In: WANG, C; S; XIE, P.; CARTON, J. A. (Ed). **Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction**. AGU Geophysical. p. 261–304, 2004.

SEAGER, R. *et al.* Looking for the role of the ocean in tropical Atlantic decadal climate variability. **Journal Of Climate**, [s. L], v. 14, p.638-655, 2001.

_____ *et al.* Tropical Oceanic Causes of Interannual to Multidecadal Precipitation Variability in Southeast South America over the Past Century. **Journal Of Climate**, [s.l.], v. 23, n. 20, p.5517-5539, out. 2010.

SERRA, A. B. The general circulation over South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. L], v.22, p.173-179, 1941.

SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and Some Applications. **Journal of Geophysical Research**, [s. L], v. 96, n. C8, p. 137-146, august, 1991.

_____ *et al.* Climatic atlas of the tropical Atlantic wind stress and sea surface temperature: 1980-1984. **Ocean Air Interaction**, [s. L], v. 1, p.109-182, 1987.

_____; CLAUZET, G.; WAINER, I. C.. Modes of tropical Atlantic climate variability observed by PIRATA. **Geophysical Research Letters**, [s.l.], v. 30, n. 5, p.1-10, mar. 2003.

SILVA DIAS, P. L.; MARENGO, J. A. Águas Atmosféricas. In: REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G. (Ed). **Águas Doces no Brasil - Capital Ecológico, Uso e Conservação**. São Paulo: Escrituras Editora, cap 3, p. 65-115, 1999.

SILVEIRA I. C. A; MIRANDA, L.B.; BROWN W.S.. On the origins of the North Brazil

Current. **J. Geophys. Res.**, v. 99, n. C11, p. 22501–22512, 1994.

SMITH, R.; GENT, P. Reference manual for the parallel ocean program (pop), ocean component of the community climate system model (ccsm2.0 and 3.0). **Los Alamos National Laboratory Technical Report**, v. 3, p. 02–2484, 2002.

SOUZA, E. B. **Um Estudo Observacional sobre o Padrão de Dipolo de Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar no Oceano Atlântico Tropical**. Dissertação (Mestrado). Curso de Meteorologia, INPE, São José dos Campos – SP, 117p, 1997.

_____; NOBRE, P. Uma Revisão Sobre o Dipolo no Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.13, n. 1, p. 31-44, 1998.

STRAMMA, L. *et al.* Upper ocean circulation in the western tropical Atlantic in boreal fall 2000. **Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, [s.l.], v. 52, n. 2, p.221-240, fev. 2005.

_____. Geostrophic transport of the South Equatorial Current in the Atlantic, **Journal of Marine Research**, v. 49, p. 281-294, 1991.

_____; SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic ocean. **Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography**, v. 46, n. 1–2, p. 279 – 303, 1999.

TALLEY L.D. *et al.* **Descriptive Physical Oceanography: An Introduction** (Sixth Edition), Elsevier, Boston, 560 pp, 2011.

TAYLOR, M. A.. Influence of the tropical Atlantic versus the tropical Pacific on Caribbean rainfall. **J. Geophys. Res.**, [s.l.], v. 107, n. 9, p.3127-3135, 2002.

TEIXEIRA, C. E. P.; MACHADO, G. T.. On the temporal variability of the Sea Surface Temperature on the Tropical Southwest Atlantic Continental Shelf. **Journal of Coastal Research**, [s. L], v. 165, p. 2071-2076, 2013.

URBANO, D. F.; JOCHUM, M.; SILVEIRA, I. C. A. da.. Rediscovering the second core of the Atlantic NECC. **Ocean Modelling**, [s.l.], v. 12, n. 1-2, p.1-15, jan. 2006. Elsevier BV.

_____; DE ALMEIDA, R.A.F.; NOBRE, P.. Equatorial Undercurrent and North Equatorial Countercurrent at 380W: a new perspective from direct velocity data. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. C04041, 2008.

UVO, C.R.B. *et al.*. The influence of tropical Pacific and Atlantic sst on northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, abril 1994.

_____ *et al.*. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n.4, p. 551-562, Apr. 1998.

VASQUEZ, J.; SUMAGAYSAY, R.; PERRY, K. **NOAA-NASA AVHRR Ocean Pathfinder Sea Surface Ocean Data Set - User's Reference Manual**. [S.l.], 1998.

WACONGNE, S.. On the difference in strength between Atlantic and Pacific undercurrents. **Journal of Physical Oceanography**, [S.l.], v. 20, p. 792–799, 1990.

WAGNER, R G.. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, [S.l.], v. 9, n. 9, p. 2010–2019, 1996.

WALISER, D. E.. Intertropical convergence zones. In: HOLTON, J.R.; CURRY, J. A.; PYLE, J. A. (Ed). **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. p. 2325–2334, Academic, San Diego, California, 2003.

_____; GAUTIER, C.. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, [S.l.], v. 6, n. 11, p. 2162–2174, 1993.

WARD, M. N.; FOLLAND, C. K.. Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea surface temperature. **International Journal of Climatology**, v. 11, p. 711–743, 1991.

WEINGARTNER, T. J.; WEISBERG, R. H. A description of the annual cycle in the sea surface temperature and upper ocean heat in the equatorial Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 21, p. 82-96, 1991b.

XIE, S. P.; CARTON, J. A.. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. In: WANG, C.; XIE, S. P.; CARTON, J. A. (Ed). **Earth's Climate**, American Geophysical Union, Washington DC, 2004.

ZEBIAK, S. E.. Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, [S. l~], v. 6, p. 1567-1586, 1993.