



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA



ISABELLE MARIA VILELA DE OLIVEIRA

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DAS CORRENTES SUPERFICIAIS DO
ATLÂNTICO TROPICAL A PARTIR DE DADOS DE SATÉLITE**

RECIFE - PE

2016

ISABELLE MARIA VILELA DE OLIVEIRA

**VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DAS CORRENTES SUPERFICIAIS DO
ATLÂNTICO TROPICAL A PARTIR DE DADOS DE SATÉLITE**

Trabalho de Monografia apresentado ao
Departamento de Oceanografia da
Universidade Federal de Pernambuco
requisito final para obtenção do
grau de Bacharel em Oceanografia.

Orientador: DORIS REGINA AIRES VELEDA

RECIFE – PE

2016

Catálogo na fonte

Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

O48e Oliveira, Isabelle Maria Vilela de.

Variabilidade espaço-temporal das correntes superficiais do Atlântico Tropical a partir de dados de satélite /Isabelle Maria Vilela de Oliveira. - 2016.

51 folhas, il.

Orientador: Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda.

TCC (Graduação) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Departamento de Oceanografia, 2016.

Inclui Referências.

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DAS CORRENTES SUPERFICIAIS DO ATLÂNTICO TROPICAL A PARTIR DE DADOS DE SATÉLITE

Trabalho de Monografia apresentado ao
Departamento de Oceanografia da
Universidade Federal de Pernambuco
requisito final para obtenção do
grau de Bacharel em Oceanografia.

Data de Aprovação:

Profa. Dra. Dóris Regina Aires Velela (orientadora)
Departamento de Oceanografia – UFPE

Prof. Dr. Alex Costa da Silva (titular)
Departamento de Oceanografia – UFPE

Prof. Dr. Pedro Augusto Mendes de Castro Melo (titular)
Departamento de Oceanografia – UFPE

MSc. Pedro Tyaquiã da Silva Santos (suplente)
Departamento de Oceanografia – UFPE

A Deus e os meus pais, Ladjane Vilela e Samuel de Oliveira.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, pela fé inexorável, pela vida, saúde e por ser meu guia quando em meio as águas, não achava o rumo. Agradeço também pela sabedoria nas decisões, pela força e coragem e por todas as pessoas incríveis que estão ao meu lado.

Aos meus pais, Ladjane e Samuel, que apoiaram minhas escolhas com amor e carinho, e mesmo nas dificuldades me proporcionaram o melhor, ensinaram a respeitar à natureza e as pessoas, crescer com honestidade e esforço. Obrigada por sempre acreditarem em mim.

As Minhas avós, Djanira e Terezinha, e aos meus avôs, José Vilela e Samuel Gomes (in memoriam). Em especial, agradeço a minha avó Djanira pelo mais simples amor que rega todos os dias.

Agradeço aos meus familiares, por torcerem por mim, em especial meu Irmão Rafael, minha cunhada Pamella, minha tia Fátima, minhas primas Raissa e Thaciana. Minhas amigas Natália, Admary e Ananda.

Sou muito grata à minha orientadora, o Profa. Dra. Dóris Regina Aires Veleda, pela paciência, respeito e dedicação. E aos demais membros da banca avaliadora: Prof. Dr. Alex Costa da Silva, Prof. Dr. Pedro Augusto Mendes de Castro Melo e ao MSc. Pedro Tyaquicã da Silva Santos, pelas sugestões dadas para melhorar este trabalho.

Agradeço aos meus amigos do curso, em especial a Bárbara Ehrhardt, Jéssica Moura, e Rafaela Fidelis (em ordem alfabética para não ter brigas) que desde o primeiro dia estiveram ao meu lado da área II às melhores viagens.

Agradeço aos amigos que fui conhecendo ao longo do curso de Oceanografia, pelos momentos descontraídos e estudos: Sayonara, Syumara, Cristielen, Kleyton, Liza, Andressa, Germano, Lucas, Marília, Talita, Tatiana, Demétrio, Eduardo, Babie, Pedrinho e Ramilla. Vocês trouxeram alegria durante toda a graduação. Agradeço às minhas amigas do Atual: Natália, Thialy, Wanessa, Carina, Rayana e Larissa. Aos meus amigos da igreja, que são muitos, mas em especial: Lucas, Reinaldo, Amaury, Poly, Fillipe, Jana, Huan,

Neto, Alysson, Vinícius, Artur, Douglas e todos da Direção do EJC que acompanharam minha trajetória com paciência quando trocava as reuniões pelo estudo.

Aos meus amigos do intercâmbio, em especial: Pamela, Laís, Iago, Kenia, Hyejin Jun e Ananda. Agradeço aos meus amigos que todos os dias me fazem sorrir na academia: Andressa, Flávia e Anderson. Aos meus amigos do GGE para a vida: Felipe Guimarães, Neilla e Clyvian, cada questão compartilhada contribuiu para que eu chegasse aqui. Amigos, a vida tem mais graça com vocês.

Obrigada aos colegas e profissionais do LOFEC: Francis, Pedro, Thiago, Marianne, Syumara. Por dividirem o mesmo ambiente de trabalho tornando-o o mais agradável e divertido, promovendo trocas satisfatórias de conhecimentos.

Agradeço ao CNPq e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ambientes Marinhos Tropicais (INCT AmbTropic). À UFPE e ao DOCEAN pelas dependências físicas.

Agradeço aos meus professores que ministraram as disciplinas do curso de Bacharelado em Oceanografia, pelos conhecimentos transmitidos, pelo incentivo e por nos tornarem profissionais qualificados. E a todos os funcionários do DOCEAN, especialmente a André Cordeiro, o competente secretário e grande amigo. Obrigada aos meus professores e educadores do meu intercâmbio, Humboldt States University, todos colaboraram para o meu crescimento como profissional e como pessoa.

Enfim, obrigada a todos que direta ou indiretamente, contribuíram de alguma forma para minha formação acadêmica e pessoal. Nadei contra correntes e naveguei em mares bravos, mas prevaleceu o imenso prazer de cuidar do que nos mantém vivos: os Oceanos.

*“A mais profunda emoção é inspirada pelo
senso de mistério”*

Albert Einstein

RESUMO

As correntes superficiais do Oceano Atlântico Tropical (OAT) são transportadoras de calor e nutrientes na superfície oceânica, sendo essencial o monitoramento da sua variabilidade espaço-temporal, para estudos climáticos e processos de interação oceano-atmosfera. A circulação superficial do OAT destaca-se pela presença de fortes correntes de contorno oeste, como a Corrente do Norte do Brasil (CNB) e subcorrente do Norte do Brasil (SCNB), formadas a partir da bifurcação do ramo Sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE), que alimenta o sistema CNB / SCNB. Os ventos alísios determinam consideravelmente a variabilidade da CNB, que parte do ano sofre um retroflexão para leste (7°N-52°W). Esta retroflexão alimenta a Contra-Corrente Norte equatorial (CCNE) e favorece a formação de vórtices anticiclônicos. No presente estudo foi analisado a variabilidade das correntes superficiais do Atlântico Tropical pela técnica das Funções Ortogonais Empíricas (EOF), que decompõe um conjunto de dados multivariados em modos, reduzindo eficientemente um extenso grupo dados em poucas e novas variáveis. A EOF foi aplicada ao módulo da velocidade das correntes e das componentes zonal e meridional. O primeiro modo (EOF1), reteve a maior variância para o módulo da velocidade (30,51%). O EOF1 da componente meridional retém 17,49% e o EOF1 da componente zonal retém 70,31% da variância total. O EOF mostrou predominância da componente zonal na variabilidade do Atlântico Tropical, principalmente próximo a região equatorial. Em contra partida, a componente meridional identifica principalmente os vórtices associados à CNB. As análises deste trabalho contribuem para uma compreensão da alta dinâmica do Atlântico Tropical, assim colaborando para estudos de distribuição de nutrientes, fluxos de CO₂, além de outros processos de interação oceano-atmosfera.

Palavras-chave: Atlântico Tropical, Correntes superficiais, Função Ortogonal Empírica

ABSTRACT

The surface currents of the Tropical Atlantic Ocean (OAT) are as main drivers of heat and nutrients in the surface ocean, being essential the monitoring of their space-time variability for climatic studies and oceanic-atmosphere interaction processes. The surface circulation is notable for the presence of strong western boundary currents, such as the Northern Brazil Current (CNB) and North Brazil Undercurrent (SCNB), originated from the bifurcation of the Southern branch of the Equatorial South Current (sCSE), which feeds the CNB / SCNB system. The trade winds considerably determine the variability of the CNB, which part of the year retroflects to the east (7°N-52°W). This retroflexion feeds the Equatorial North Countercurrent (CCNE) and favors the formation of anticyclonic vortices. In the present study, the variability of Tropical Atlantic surface currents was analyzed using the technique of Empirical Orthogonal Functions (EOF), which decomposes a multivariate data set into modes, efficiently reducing an extensive group data in a few new variables. The EOF was applied to the velocity of the currents as to the zonal and meridional components. The EOF1 retained the greater variance for the velocity module (30.51%). The EOF1 of the meridional component retains 17.49% and the EOF1 of the zonal component retains 70.31% of the total variance. The EOF showed predominance of the zonal component in the variability of the Tropical Atlantic, mainly near the equatorial region. In contrast, the southern component mainly identifies the vortices associated with CNB. The analyzes of this work contribute to an understanding of the dynamics of the Tropical Atlantic, besides collaborating for studies of nutrient distribution, CO₂ fluxes, as other processes of ocean-atmosphere interaction.

Keywords: Tropical Atlantic, Surface Currents, Empirical Orthogonal Functions

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Distribuição espacial das principais correntes oceânicas superficiais e subsuperficiais do oceano Atlântico Tropical para: a) representa o período referente a primavera austral; b) representa o período referente ao outono austral. Os quadrados a esquerda, próximo à costa africana, estão nomeados com a letra “R” e representam regiões de ressurgência. (Adaptado de STRAMMA & SCHOTT, 1999).

..... 20

Figura 2. A superfície média anual das correntes geostróficas em cm s^{-1} (ARNAULT, 1987)...... 24

Figura 3. Distribuição média das correntes oceânicas com dados do Projeto OSCAR.

..... 26

Figura 4. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da cCSE. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da cCSE; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional cCSE; (C) climatologia (médias mensais) do modulo, das componentes Zonal e Meridional da cCSE. 33

Figura 5. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da sCSE. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da sCSE; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional sCSE; (C) climatologia (médias mensais) do modulo, das componentes Zonal e Meridional da sCSE. 34

Figure 6. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da CCNE. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CCNE; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional CCNE; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CCNE..... 35

Figure 7. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da CNB. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CNB; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional CNB; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CNB..... 36

Figure 8. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da AD. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da AD; (B) anomalias

do modulo, da componente Zonal e Meridional AD; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da AD. 37

Figura 9. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, do modulo das correntes e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo. 39

Figura 10. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, da componente meridional e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo. 41

Figura 11. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, da componente zonal e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo. 44

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Áreas limitadas escolhidas de acordo com as regiões características de cada corrente descrita na literatura.....	27
---	-----------

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

ACPS - Água Circumpolar Profunda Superior

AFA - Água de Fundo Antártica

AIA - Água Intermediária Antártica

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

ATS - Água Tropical Superficial

CB - Corrente do Brasil

CCNE - Contracorrente Norte Equatorial

cCSE - ramo central da Corrente Sul Equatorial

CNB - Corrente Norte do Brasil

CRM - Célula de Revolvimento Meridional

DA - Domo de Angola

EOF - *Empirical Orthogonal Function*

FQC - Fração do Quadrado da Covariância

FOE - Função Ortogonal Empírica

MOC - *Meridional Overturning Circulation*

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

nCSE - ramo norte da Corrente Sul Equatorial

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OSCAR - *Ocean Surface Current Analyses*

OAT – Oceano Atlântico Tropical

OIT - Ondas de Instabilidade Tropical

PIRATA - *Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*

SCE - Subcorrente Equatorial

SCF - *Squared Covariance Fraction*

SCNB - Subcorrente Norte do Brasil

SCNE - Subcorrente Norte Equatorial

sCNE - ramo sul da Corrente Norte Equatorial

SCSE - Subcorrente Sul Equatorial

sCSE - ramo sul da Corrente Sul Equatorial

SVD - *Singular Value Decomposition*

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

TIWs - *Tropical Instability Waves TIWs*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	17
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	19
2.1. Caracterização da Área de Estudo.....	19
2.2. Padrões de circulação das principais correntes do Atlântico Tropical	21
2.2.1. Corrente Sul Equatorial.....	22
2.2.2. Corrente Norte do Brasil	22
2.2.3. Contra Corrente Norte Equatorial	23
2.2.4. Padrões de ventos e deriva de Ekman no Atlântico	24
2.3. Zona de Convergência Intertropical.....	25
3. OBJETIVOS	25
3.1. Objetivo Geral	26
3.2. Objetivos Específicos.....	26
4. MATERIAIS E MÉTODOS	26
4.1. Base de dados	26
4.2. Cálculo da magnitude, climatologia e anomalias.....	28
4.3. Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas.....	28
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
5.1. Magnitude, climatologia e anomalias das principais correntes do Atlântico Tropical	31
5.2. Análise dos modos de variabilidade, EOF referente aos dados diários:	38
5.2.1. EOF aplicado ao módulo das correntes superficiais	38

5.2.2. EOF aplicado à componente meridional das correntes superficiais.....	40
5.2.3. EOF aplicado à componente zonal das correntes superficiais	42
6. CONCLUSÃO.....	45
7. REFERÊNCIAS	47

1. INTRODUÇÃO

O monitoramento das variações de correntes superficiais dos oceanos é essencial para estudos climáticos e processos de interação oceano-atmosfera, uma vez que as correntes oceânicas são as principais transportadoras de calor e nutrientes na superfície oceânica. A circulação oceânica é principalmente dividida entre a circulação superficial e a profunda, regida pelo movimento de massas d'água que transportam energia e nutrientes nos oceanos. Os ventos, que geram a força de fricção, influenciam de forma direta na circulação superficial do Atlântico Tropical, principalmente até os 100 primeiros metros de profundidade. Sverdrup (1947) mostrou que a circulação dos oceanos está diretamente relacionada ao stress do vento, uma vez que o fluxo baroclínico e a circulação associada ao stress do vento desaparecem ao fim da camada de mistura. Em termos de feições de mesoescala próximas ao contorno oeste, (SILVEIRA *et al.*, 1994) explicaram a deriva de Ekman ao fluxo geostrófico de superfície corroborando com os estudos de Arnaut (1987), o que explica a origem da Corrente do Norte do Brasil (CNB) ao norte. Associada a esse padrão estão as Correntes de Contorno Oeste (CCOs), caracterizadas por fluxos estreitos e intensos fluindo ao longo das margens continentais (SILVEIRA *et al.*, 2000).

O sistema do Oceano Atlântico Tropical (OAT) é caracterizado por uma complexa estrutura de correntes e contracorrentes e por forte componente de variabilidade em escala sazonal (figura1). O conhecimento da sua dinâmica para o entendimento dos efeitos que controlam a variabilidade climática interanual e as interações entre trópicos e subtropicais (SCHOUTEN *et al.*, 2005) faz-se necessário, já que as trocas entre oceano e atmosfera nesta região estão intimamente relacionadas com processos de mudanças climáticas globais.

O oceano Atlântico é responsável pelo transporte de energia em forma de calor dos oceanos do equador para os trópicos. A região que abrange a área de 10°N a 10°S é a principal responsável pelo transporte inter-hemisférico de massa e energia no Atlântico, como por exemplo o ramo norte da Corrente Sul Equatorial (CSE) que transporta fluxos de calor do sistema de correntes equatoriais do Atlântico para giro subtropical ao Norte. A borda oeste do Oceano Atlântico Tropical, contornando o Norte/Nordeste do Brasil é um sistema marinho de alta energia, onde ocorre a combinação das CCOs, de correntes zonais equatoriais, dos ventos Alísios, das oscilações de marés, e do lançamento de águas continentais oriundas do Rio Amazonas (SILVA *et al.*, 2005).

Alguns processos bastante estudados e amplamente difundidos na literatura, que fazem parte deste complexo sistema são: a retroflexão da Corrente Norte do Brasil (CNB), ressurgência equatorial e na costa da África, a influência da descarga dos rios de grande porte (rios Amazonas e Congo) e o espalhamento de suas plumas, e os processos de interação entre os giros subtropicais do Hemisfério Norte (HN) e do Hemisfério Sul (HS) (MCCLAIN *et al.*, 2004; GRODSKY *et al.*, 2008; PEREZ *et al.*, 2005). Instabilidades barotrópicas geradoras de Ondas de Instabilidade Tropical (OIT ou *Tropical Instability Waves TIWs*) também fazem parte do sistema e são estruturas superficiais facilmente reconhecidas em imagens de cor do oceano e temperatura (JOCHUM *et al.*, 2004).

A variabilidade sazonal do cisalhamento eólico proveniente dos ventos alísios é um fator determinante na dinâmica oceânica na borda oeste do Atlântico tropical, pois transfere quantidade de energia sazonal vindo da atmosfera e em direção ao oceano. Esses ventos variam sazonalmente com as oscilações da Zona de Convergência Intertropical Atmosférica (ZCIT), localizada no equador térmico, migrando latitudinalmente nos períodos de março a abril para cerca de 5°S, e em agosto a setembro para aproximadamente 15°N. Essa variação da ZCIT resulta na maior influência dos ventos Alísios predominantemente de sudeste durante os meses de junho a novembro, e de nordeste nos meses de dezembro a maio (GEYER *et al.*, 1996).

Na região oceânica adjacente à plataforma continental a circulação próxima da superfície é caracterizada pela presença da corrente Norte do Brasil (CNB) e sua componente em sub-superfície, a subcorrente Norte do Brasil (SCNB). Estas são formadas a partir da bifurcação do ramo Sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE). O sistema de correntes CNB/SCNB transporta água quente do Atlântico sul para noroeste após a bifurcação da sCSE, percorrendo a costa brasileira em direção ao Atlântico Norte. Os padrões de vento e do trajeto das correntes determinam significativamente a variação da CNB, a qual sofre sazonalmente uma retroflexão para leste (7°N-52°W) na primavera austral. Essa retroflexão alimenta a Contra-Corrente Norte Equatorial (CCNE) e contribui para formação de vórtices anticiclônicos. Por meio da troca inter-hemisférica de calor, as correntes oceânicas contribuem para o clima (VELEDA *et al.*, 2012), com ocorrências de tempestades tropicais, apresentando maior ou menor duração de estiagens (MOURA & SHUKLA, 1981), além de influenciam nas distribuições de flora e fauna marinha.

Os dados de satélites vem sendo muito utilizados na ciência para compreensão de fenômenos meteorológicos e mais recentemente nos estudos oceanográficos. Com o advento dos satélites o sensoriamento remoto passou a atingir uma escala global de monitoramento, favorecendo estudos de grande escala. A resolução temporal dos satélites de monitoramento ambiental permitem a coleta de informações em diferentes escalas temporais, o que facilita os estudos dinâmicos de uma região. A resolução espectral permite a obtenção de informações sobre um alvo na natureza em distintas regiões do espectro, permitindo assim informações detalhadas sobre o estado do alvo. Os dados de satélites utilizados nesse trabalho foram retirados do projeto *Ocean Surface Current Analyses* (OSCAR), ao qual é financiado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). Para realizar uma análise estatística desses dados utilizou-se a técnica Função Ortogonal Empírica, a qual reduzir representativamente um extenso grupo de variâncias dos dados em um número menor de variáveis.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Caracterização da Área de Estudo

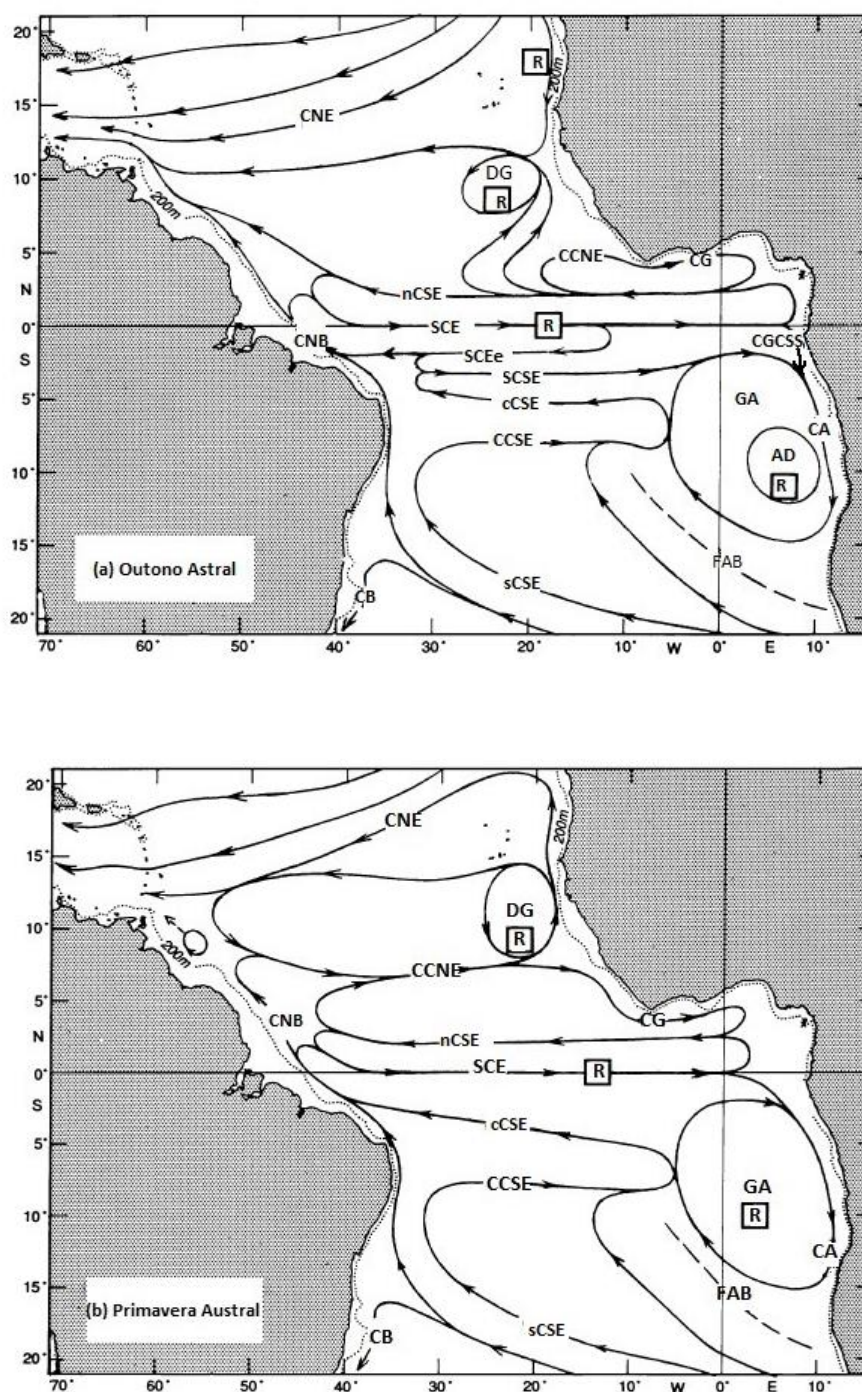
A região compreendida pelo Oceano Atlântico apresenta uma circulação inter-hemisférica complexa, que é importante principalmente para as trocas de propriedades como massa, sais e temperatura (GORDON, 1986). A circulação oceânica superficial é caracterizada pelo transporte dominado principalmente pela força proveniente do cisalhamento dos ventos, força de *Fricção*. Além disso, outro fenômeno que altera a circulação superficial oceânica são os padrões de vórtices, influenciando as correntes superficiais através da instabilidade dinâmica. As Correntes de Contorno Oeste (CCOs) são mais quentes e rápidas, comunicando os oceanos, levando águas quentes das regiões equatoriais para as polares (HOGG e JOHNS, 1995). Assim, as CCOs amenizam extremos negativos de temperatura e contribuem para o balanço térmico global (GORDON, 1986). Já as correntes de contorno leste são mais lentas, levando águas frias do polo em direção às águas equatoriais e absorvendo energia em forma calor ao longo do percurso.

O Oceano Atlântico Tropical (OAT) é caracterizado pelos giros subtropicais anticiclônicos do Atlântico Norte e Sul. Os giros de ambos os hemisférios associados ao efeito de rotação da Terra dão origem e características diferentes às correntes de contorno

oeste e leste, sendo estas zonas de subsidência e ressurgência respectivamente. Ou seja, a circulação superficial do Atlântico é delimitada pelas bordas equatoriais, pelos giros subtropicais e pelas correntes de contorno oeste e leste (STRAMMA *et al.*, 2003). A área escolhida para o desenvolvimento deste trabalho abrange a circulação superficial na região compreendida pelo OAT (entre 20° N e 20° S) (**figura1**). As massas d'água que caracterizam o Atlântico Tropical são a Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Profunda Superior (ACPS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água de Fundo Antártica (AFA).

. A massa d'água AT é quente e salina presente entre os 100 primeiros metros. Logo abaixo, entre os 100 e 500 metros, encontra-se a ACAS formada devido a processos de misturas e turbulência vertical na Convergência Subtropical do Atlântico Sul, que transportada pela CNB flui pelo equador. A AIA encontra-se entre 500 e 1200 metros (LIPPERT & BRISCOE, 1995). Logo, de acordo com Mémery *et al.*, 2000, na região equatorial a distribuição vertical é caracterizada pelas massas d'água: AT, ACAS, AIA, ACPS APAN e AFA.

Figura 1. Distribuição espacial das principais correntes oceânicas superficiais do oceano Atlântico Tropical para: a) representa o período referente a primavera austral; b) representa o período referente ao outono austral. Os quadrados a esquerda, próximo à costa africana, estão nomeados com a letra “R” e representam regiões de ressurgência. (Adaptado de STRAMMA & SCHOTT, 1999).



2.2. Padrões de circulação das principais correntes do Atlântico Tropical

O sistema de correntes superficiais e profundas, que engloba todas as bacias oceânicas, é conhecido como Célula de Revolvimento Meridional (*Meridional Overturning Circulation* - MOC) (SCHMITTNER *et al.*, 2007). A circulação superficial é forçada principalmente pelo cisalhamento dos ventos (força de fricção), e atua na superfície do

mar, uma vez que mudanças na direção, velocidade e extensão nas correntes oceânicas são resultantes da variação dos padrões de vento. Além disso, outro fenômeno que determina a circulação superficial oceânica são os padrões de vórtices, influenciando as correntes superficiais através da instabilidade dinâmica.

2.2.1. Corrente Sul Equatorial

A Corrente Sul Equatorial (CSE) é dividida em três ramos no Atlântico Sul, conhecidos respectivamente por ramo Sul da Corrente Sul Equatorial (sCSE), central Corrente sul Equatorial (cCSE) e norte Corrente Sul Equatorial (nCSE) (MOLINARI, 1982). O giro subtropical do Atlântico Sul nos primeiros 100 metros de profundidade é limitado ao sul pela Corrente do Atlântico Sul (CAS) que flui para leste. A sCSE forma a parte norte do Giro subtropical do Oceano Atlântico Sul, carregando água subtropical da Corrente de Benguela em direção a região da plataforma do Brasil por volta 14° S, onde se bifurca na Subcorrente Norte do Brasil (SCNB), a qual flui para o norte, e a Corrente do Brasil (CB) fluindo para o sul. A bifurcação da sCSE próximo à costa do Brasil ocorre entre 10°S e 20°S (EVANS AND SIGNORINI, 1985; STRAMMA, 1991). A sCSE alimenta a SCNB, percorrendo a costa brasileira, que encontra com a cCSE em torno de 5°S e 30°W e origina a CNB, a qual flui para noroeste cruzando o equador em aproximadamente 35°W (STRAMMA & SCHOTT, 1999).

2.2.2. Corrente Norte do Brasil

A CSE, atinge a costa brasileira em torno de 5° S transportando em torno de 15 Sv em direção ao Norte, com escoamento intenso de núcleo entre 100 a 150 m bordejando o talude continental (SILVEIRA *et al.*, 1994) e alimenta a CNB. Esta apresenta variação sazonal no seu transporte e na sua trajetória. Entre fevereiro e junho, verão e outono no hemisfério Sul, a CNB apresenta fluxo contínuo ao longo da borda oeste do OAT para noroeste. Resultando em um padrão que representa o aumento no fluxo da CNB sobre o talude continental na costa brasileira entre o verão e o outono, em contra partida o fluxo diminui sobre o talude entre o inverno e o verão no hemisfério Sul. A CNB, mais intensa, continua a fluir atravessando o equador e segue avançando para noroeste ao longo da costa. Ao passar pela foz do Rio Amazonas, sofre uma retroflexão para o leste,

aproximadamente em 7 °N e 48°W (LUMPKIN; GARZOLI, 2005). A retroflexão da CNB ocorre entre as latitudes 5°N e 10°N no período de julho a janeiro, alimentando a Contracorrente Norte Equatorial (CCNE), (FLAGG *et al.*, 1986). A partir de modelos de circulação, JOCHUM e MALANOTTE-RIZZOLI (2003) mostraram que a retroflexão da CNB gera em torno de 6 a 7 vórtices anticiclônicos por ano. Esses vórtices podem ser chamados de anéis ou em inglês *rings*, segundo Garzoli *et al.* (2003), sendo estes *rings* responsáveis por mais da metade da troca inter-hemisférica de massa e calor associado a MOC.

2.2.3. Contra Corrente Norte Equatorial

A Contra corrente Norte Equatorial (CCNE) situa-se entre 3° - 10°N e é considerada aproximadamente como o limite norte da Corrente Sul Equatorial (CSE) (PETERSON e STRAMMA, 1991; BOURLÈS *et al.*, 1999). Na parte equatorial leste, durante a primavera austral, águas quentes de até 24°C dominam na região. No final do verão austral, quando é esperado um forte aquecimento superficial, predomina uma língua de água fria (<15°C). Em resposta ao fortalecimento dos ventos de leste, uma termoclina rasa faz com que as temperaturas da camada de mistura ao longo do equador caiam em vários graus e uma língua fria equatorial rasa comece a se formar entre 30°W - 0°W e 4°S - 2°N (GRODSKY e CARTON 2002, WISLON *et al.*, 1994).

Tanto a CCNE quanto a CSE são mais fortes de julho a setembro e também estão em suas posições mais setentrionais durante esse período (Peterson e Stramma, 1991). A cCSE aparece em todas as estações como um forte fluxo para oeste próximo do equador (~ 30 cm s⁻¹), já a sCSE apresenta um fluxo largo e fraco mais ao sul perto de 10°S (10 - 15 cm s⁻¹). A velocidade média da CCNE é de 42 cm s⁻¹, e foram medidas no inverno velocidades de até 50 cm s⁻¹ (FRATANTONI, 2001, ARNAULT, 1987, RICHARDSON e MCKEE, 1984). Fratantoni (2001) estimou que as velocidades de superfície que fluem para o leste na seção ocidental da CCNE são de até 147 cm s⁻¹ e, por Richardson e Reverdin (1987) até 143 cm s⁻¹, estendendo-se até 350 m de profundidade à 28°W.

A fonte principal da CCNE é a retroflexão com cerca de 16 Sv das camadas superiores (100m) da CNB, começando entre 5° - 8°N (BOURLÈS *et al.*, 1999, WILSON *et al.*, 1994, SCHOTT *et al.*, 2002). Há mais 8 Sv de fluxo contribuído para o CCNE pelo

transporte de retroflexão da CNE, bem como da nCSE (WILSON *et al.*, 1994). A CNB contribui com ~ 8 Sv para as camadas intermediárias do sistema CCNE / SCNE (Sub-corrente Norte Equatorial) (WILSON *et al.*, 1994). O escoamento da CCNE para leste alimenta CNE.

2.2.4. Padrões de ventos e deriva de Ekman no Atlântico

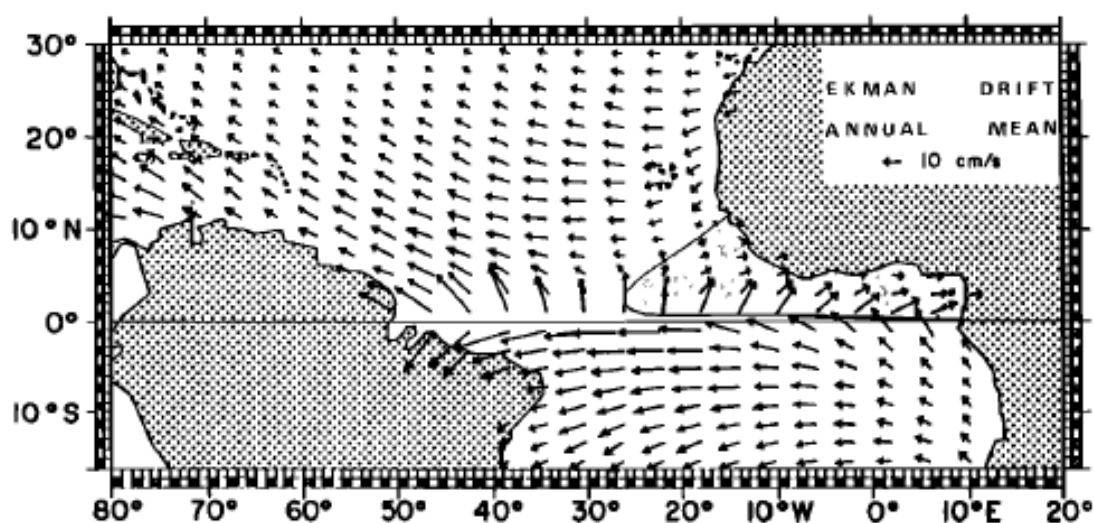
A deriva de Ekman é muito importante para explicar o empilhamento de águas na borda oeste e ressurgência à leste do Atlântico, cujos padrões podem ser obtidos através da tensão de cisalhamento dos ventos (ARNAUT, 1987). Esses padrões estão diretamente relacionados as correntes superficiais.

Os ventos influenciam diretamente na circulação das correntes superficiais no Oceano Atlântico, uma vez que a força de fricção é uma das principais responsáveis no balanço de forças que rege a circulação superficial, ocorrendo nos primeiros 100 metros de profundidade. A Tensão de cisalhamento (τ) é experimentalmente proporcional à velocidade do vento (W) ao quadrado:

$$\tau = cW^2$$

Onde o coeficiente c depende das condições atmosféricas prevalentes (OPEN UNIVERSITY COURSE TEAM, 1991). A deriva de Ekman comparado com as correntes inferidas por derivas de Navio ilustradas na figura 2 (ARNAUT, 1987), ocorrendo de tal forma que as correntes equatoriais são marcadas pelas correntes de Ekman. Ocorre um empilhamento de água na borda oeste do Atlântico em resposta à deriva de Ekman, resultando em maior erosão na região continental adjacente à borda oeste do Atlântico Tropical e um aumento da profundidade da termoclina nessa região devido ao acúmulo de águas superficiais nessa região.

Figura 2. A superfície média anual das correntes geostróficas em cm s^{-1} (ARNAUT, 1987).



2.3. Zona de Convergência Intertropical

A circulação do AT é bastante complexa por ser diretamente influenciada pelo padrão sazonal dos ventos alísios (STRAMMA & SCHOTT, 1999), respondendo a deslocamento e força da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A ZCIT acompanha o equador térmico, se deslocando ao sul durante o verão do hemisfério Sul e migrando mais ao norte durante o verão do hemisfério Norte, o que pode ser explicado pelo aumento da temperatura que induz o fluxo dos ventos, sendo este de alta para baixa pressão (CHIANG *et al.*, 2002). A variação latitudinal da ZCIT induz a mudança no padrão de ventos no Norte e parte norte do Nordeste do Brasil. Quando a ZCIT se desloca mais ao sul, predominam ventos de Nordeste nestas regiões enquanto que, quando a ZCIT está mais ao norte, predominam os ventos de Sudeste. Estas mudanças na direção dos ventos na região norte do Brasil afetam a variabilidade da CNB principalmente. Quando os Alísios de Nordeste estão atuando, a CNB fica confinada ao longo da costa e avança para noroeste. Durante o período de predomínio dos Alísios de Sudeste, a CNB se expande e sofre a retroflexão para leste.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo Geral

Estimar os padrões de variabilidade espaço-temporal da dinâmica das correntes superficiais do Oceano Atlântico Tropical a partir de dados de satélite.

3.2. Objetivos Específicos

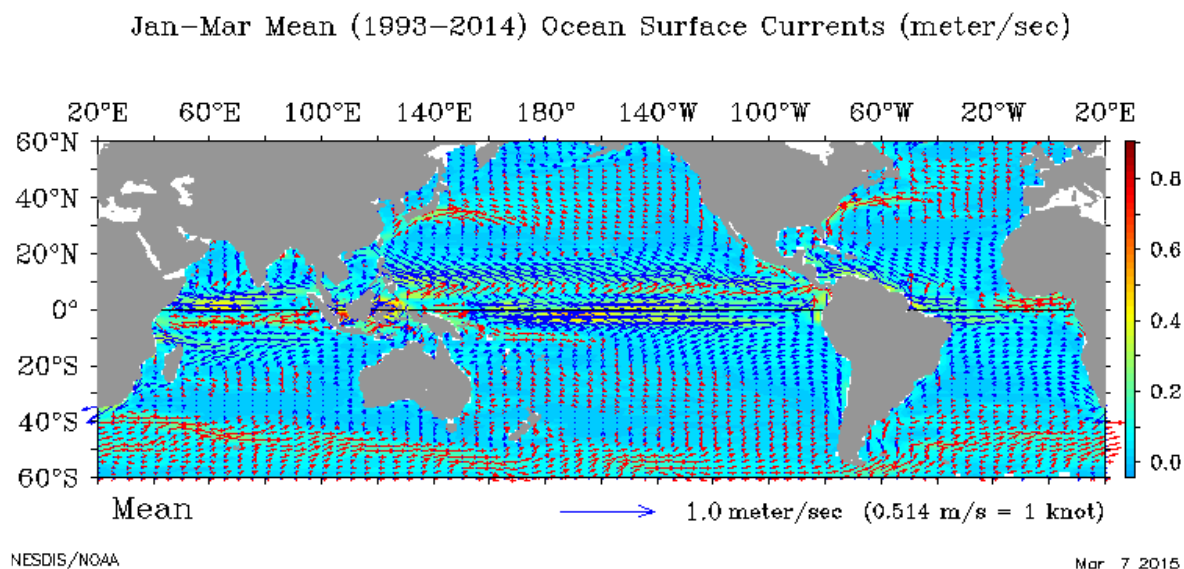
- Analisar a variabilidade espacial e temporal das correntes oceânicas do Atlântico Tropical através das técnicas de análise de dados oceanográficos.
- Explicar os processos oceanográficos que comandam a variabilidade das correntes superficiais no oceano Atlântico tropical, incrementando a capacidade de prever as respostas oceânicas à influência atmosférica.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Base de dados

Os dados utilizados neste trabalho foram adquiridos do Projeto OSCAR (figura 3) (*Ocean Surface Current Analyses – Real time*, disponíveis em <http://www.oscar.noaa.gov>). O projeto OSCAR é um banco de dados global financiado pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), que monitora e analisa a superfície dos oceanos em tempo real. Este projeto tem como objetivo principal ampliar a geração de dados de correntes superficiais geradas pelo cisalhamento dos ventos na superfície dos oceanos e aprimorar a compreensão sobre a transferência de momentum entre a atmosfera e o oceano, o qual acontece na camada limite planetária.

Figura 3. Distribuição média das correntes oceânicas com dados do Projeto OSCAR.



Neste trabalho foram utilizados dados de médias das componentes zonal (u) e meridional (v) das correntes superficiais no oceano Atlântico Tropical, com dados de cinco em cinco dias e resolução espacial de $1/3^\circ$ de grade em formato netcdf. Para analisar a variabilidade do módulo da velocidade e das componentes zonal e meridional, foram gerados gráficos da magnitude, climatologia e anomalias provenientes de dados no período de 22 anos (1º de janeiro de 1993 à 30 de dezembro de 2014), e compreendendo a região de latitudes 20°N à 20°S e longitudes 70°W à 20°E .

No estudo da variabilidade das correntes superficiais do oceano Atlântico Tropical é necessário trabalhar com uma grande matriz de dados. A metodologia empregada no trabalho contempla a necessidade da utilização de ferramentas que permitam a análise de um grande conjunto de dados da variabilidade espaço temporal das correntes. O método de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) ou *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) foi empregado para otimizar a análise dos padrões da dinâmica de correntes e visualizar melhor seus processos. Ou seja, o EOF é um método estatístico capaz de gerar um número menor de combinações lineares representando bem a maioria da variância contida em um extenso conjunto de dados, assim reduzindo de modo eficaz o número de variáveis (WILKS, 1995). O EOF tem grande vantagem em representar bem a descrição da variabilidade espacial e temporal de séries de dados oceanográficos em modos normais estatísticos, sendo assim muito utilizado em estudos climatológicos e oceanográficos (GHOSHAL, 2013). Para os cálculos do método EOF foram utilizados o conjunto de dados referente ao período do dia 1º de janeiro de 2000 à 30 de dezembro de 2014 e a região

estudada abrange de 15°S à 15°N e 70°W à 20°E, restringindo no espaço e no tempo devido às limitações computacionais.

4.2. Cálculo da magnitude, climatologia e anomalias

Foram desenvolvidas rotinas numéricas para a leitura da magnitude e das componentes meridional e zonal das correntes, provenientes da base de satélite do Projeto OSCAR. Também foram elaboradas rotinas de visualização gráfica para plotar os vetores, representando a direção das correntes, onde o tamanho dos vetores representa a intensidade. Foram gerados 73 mapas por ano totalizando 1533 mapas durante o período de 22 anos. A grande quantidade de matrizes de dados torna quase que inviável sua interpretação. Para sintetizar a análise inicial, foram filtradas as principais correntes do Atlântico Tropical, através da seleção dos limites latitudinais e longitudinais, característicos de cada uma. As principais correntes selecionadas foram, as correntes do ramo Sul e Central da Corrente Sul Equatorial (sCSE e cCSE), a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), a Corrente Norte do Brasil (CNB) e Domo de Angola (DA).

Tabela 1: Áreas limitadas escolhidas de acordo com as regiões características de predomínio de cada corrente descrita na literatura.

Correntes	Latitude	Longitude
DA	2°S - 16°S	5°W - 10°E
sCSE	12°S - 16°S	70°W - 10°E
cCSE	3°S - 5°S	70°W - 30°E
CCNE	3°N - 10°N	70°W - 10°E
CNB	5°N - 4°S	70°W - 30°E

Inicialmente, foram calculadas as médias mensais das componentes u e v da velocidade proveniente dos dados coletados de 5 em 5 dias durante o período de 22 anos (1993-2014). Com as médias mensais foram calculados e plotados gráficos da magnitude, climatologia e anomalias para cada uma das cinco correntes delimitadas (**tabela 1**).

4.3. Cálculo das Funções Ortogonais Empíricas

Para análise dos padrões de correntes oceânicas utilizou-se a técnica de Funções Ortogonais Empíricas, ou em Inglês, *Empirical Orthogonal Functions* (EOF). Essa técnica tem finalidade de reduzir, eficientemente um grande grupo de variâncias dos dados originais em poucas e novas variáveis. Ou seja, o EOF é uma análise estatística que representa bem a variância de um longo conjunto de dados reduzindo o número de variáveis (WILKS, 1995). Esse método foi utilizado para extrair características intrínsecas que variam temporal e espacialmente, transformando várias dimensões em poucas. Segundo Preisendorfer (1988), é possível reduzir para escalares complexos empregados no método EOF complexo e maximizar a projeção dos dados nas estruturas. Essa análise estatística é usada por meteorologistas e oceanógrafos, uma vez que o EOF é de grande utilidade para estudar a variação espacial e temporal dos campos de extensas bases de dados oceânicos e atmosféricos. (GHOSHAL, 2013).

O EOF decompõe um conjunto de dados multivariado em modos, os quais representam a variabilidade no tempo e no espaço a partir dos dados originais, sendo EOF o método baseado na análise multivariada em modos de variabilidade (DELCOURT, F.T; CHAPRON, B.; ALONSO, 2013). A técnica estatística EOF gera como resultados modos, onde para o primeiro modo estima-se a primeira componente principal (PC), a qual é representada pela máxima fração da variância relacionada àquele modo. No segundo modo, ocorre uma combinação linear não relacionada com o primeiro, representada a maior variância do conjunto de dados que restaram. Do terceiro modo em diante, de forma similar, não existe combinação linear relacionado ao modo anterior. As séries temporais estão associadas aos padrões temporais referente a cada modo, representando a evolução de modos espaciais no tempo (YODER, J.A., KENNELLY, 2003). O conjunto de EOF foi calculado a partir da matriz covariância construído a partir do produto da matriz pela transposta da mesma. O cálculo do EOF é estimado a partir do cálculo dos autovetores, de uma matriz diagonal representando a porcentagem dos modos e do cálculo dos autovalores. Esse método mostra como as principais covariâncias, forçando um agrupamentos de mesma variabilidade temporal, porém com diferentes padrões de variabilidade espacial (WILSON E ADAMEC, 2001).

Para calcular o EOF é necessário transformar a matriz de dados de três em duas dimensões, resultando em uma matriz espacial x temporal. Consideramos N mapas de tempos $t=1... N$, onde cada mapa contém medidas de localização $m=1... M$, uma vez que, todas as localizações contribuem igualmente para as análises. A matriz espacial M possui

latitudes e *longitudes*, formando uma matriz de três dimensões com a matriz temporal N : $\mathbf{f} = [\text{latitudes longitudes tempos}]$, sendo necessário realizar análise combinatória na matriz $\mathbf{f}$ entre *latitudes* e *longitudes*, a fim de gerar outra matriz $\mathbf{F}$ com duas dimensões.

A matriz $\mathbf{F}$ com duas dimensões, $M \times N$, onde M linhas (representando a localização m) e N colunas (representando o tempo t).

$$\begin{array}{c} \text{Tempo} \longrightarrow \\ \mathbf{F} = \begin{bmatrix} F_1(1) & F_1(2) & \dots & F_1(N) \\ F_2(1) & F_2(2) & \dots & F_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ F_M(1) & F_M(2) & \dots & F_M(N) \end{bmatrix} \downarrow \text{Localização} \end{array} \quad (1)$$

Foi calculada a matriz de covariância $\mathbf{Cov}$ através do cálculo da matriz $\mathbf{F}$ multiplicada a sua transposta $\mathbf{F}'$.

$$\mathbf{Cov} = \mathbf{F} * \mathbf{F}' \quad (2)$$

Os cálculos da matriz de covariância são:

$$\mathbf{Cov} = \begin{bmatrix} \langle \mathbf{F}_1 \mathbf{F}_1 \rangle & \langle \mathbf{F}_1 \mathbf{F}_2 \rangle & \dots & \langle \mathbf{F}_1 \mathbf{F}_M \rangle \\ \langle \mathbf{F}_2 \mathbf{F}_1 \rangle & \langle \mathbf{F}_2 \mathbf{F}_2 \rangle & \dots & \langle \mathbf{F}_2 \mathbf{F}_M \rangle \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \langle \mathbf{F}_N \mathbf{F}_1 \rangle & \langle \mathbf{F}_N \mathbf{F}_2 \rangle & \dots & \langle \mathbf{F}_N \mathbf{F}_M \rangle \end{bmatrix} \quad (3)$$

A combinação linear $\langle F_i F_j \rangle$ é a covariância entre as séries temporais F_i e F_j , sendo $i, j = 1 \dots M$ a localização na matriz, calculado pela equação:

$$\langle \mathbf{F}_i \mathbf{F}_j \rangle = \langle \mathbf{F}_j \mathbf{F}_i \rangle = \frac{1}{N-1} \sum_{t=1}^N \mathbf{F}_i(t) \mathbf{F}_j(t) \quad (4)$$

O método de decomposição em valores singulares, ou *Singular Value Decomposition* (SVD), calcula as amplitudes temporais, os modos de oscilação espaciais e seus valores próprios correspondentes (YODER et al., 2002). O SVD se baseia no conceito de que qualquer matriz $\mathbf{F}$ quadrada $M \times N$ pode ser escrita pelo produto de três matrizes: uma matriz $\mathbf{U}$ $M \times M$, matriz diagonal $\mathbf{S}$ $M \times N$ e uma matriz transposta ($\mathbf{V}'$) de uma matriz $\mathbf{V}$ $N \times N$.

$$\mathbf{F} = \mathbf{U} * \mathbf{S} * \mathbf{V}' \quad (5)$$

A matriz $\mathbf{S}$ é uma matriz retangular $M \times N$ com elementos zeros fora da diagonal e na diagonal elementos positivos ou zeros. Os escalares na diagonal são chamados de *singular values* e estão localizados em ordem decrescente de magnitude. As colunas da matriz quadrática $\mathbf{U}$ $M \times M$ são ortogonais e são conhecidas por *left singular vectors* da

matriz F . As linhas da matriz quadrada V' $N \times N$ são ortogonais e são chamados de *right singular vectors* de F .

Para calcular a matriz A multiplicamos a matriz S pela sua transposta S' , logo temos a matriz A que em sua diagonal contém os autovalores λ_k :

$$A = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_k \end{bmatrix} \quad (6)$$

Cada autovalor λ_k é proporcional à percentagem da variância de F , sendo representada pelo modo K . Essa percentagem é calculada:

$$\% \text{ variância do modo } K = \frac{\lambda_k}{\sum_{i=1}^K \lambda_i} * 100 \quad (7)$$

Estes valores de percentagem da variância são expressos como a “Fração do Quadrado da Covariância (FQC)” ou *Squared Covariance Fraction* (SCF).

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Magnitude, climatologia e anomalias das principais correntes do Atlântico Tropical

As anomalias zonais do ramo central Corrente Sul Equatorial (cCSE) em 1997/1998, 2000/2001, 2006 e 2009 (figura 4) são coincidentes com os sinais positivos de El Niño-Oscilação Sul (ENSO). A climatologia da cCSE apresenta altos valores da velocidade nos meses de maio a julho, contra valores mais baixos de setembro a novembro (figura 4).

A sCSE é intensificada nos meses em que os ventos alísios de sudeste são predominantes de junho a agosto (figura 5). A climatologia da CCNE mostra significativa intensificação de agosto a novembro, também influenciada pelo padrão de ventos alísios de Sudeste (figura 6).

A Corrente Norte do Brasil (CNB) tem anomalias positivas em anos de ENSO, em 1998, 2004, 2006 e 2009 (figura 7). O episódio El Niño 1997-98 foi um dos mais intensos do século e o mais intenso nos últimos 50 anos. (OLIVEIRA; SATYAMURTY, 1998). A

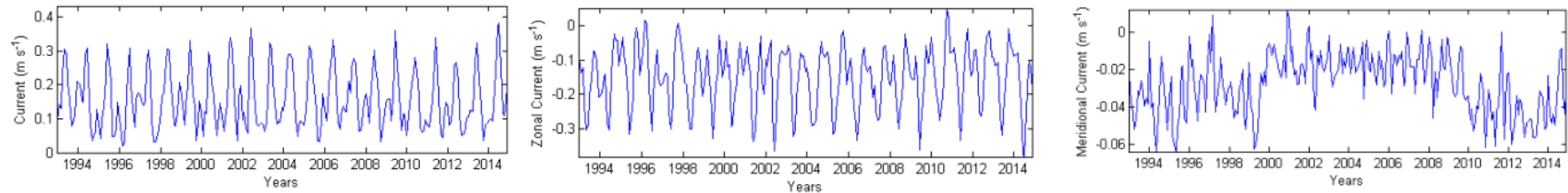
relação entre a anomalia da temperatura é significativa no Atlântico tropical norte, o que pode influir nas chuvas sobre o Nordeste, através da alteração dos alísios e da posição da ZCIT (GRIMM; FERRAZ; CARDOSO, [s.d.]).

O ramo sul da Corrente Sul equatorial (sCSE) é intensificado nos meses de junho a agosto. A CNB tem anomalias positivas nos anos ENSO, como 1998, 2004, 2006 e 2009 (figura 7). A climatologia da componente zonal da CNB mostra dois picos em abril-maio e setembro-outubro e um mínimo em julho, enquanto a componente meridional é positiva a partir de junho a janeiro, indicando a retroflexão da CNB (figura 7). A ZCIT mostra ventos Alísios predominantemente de sudeste durante os meses de junho a novembro, por outro lado em dezembro a maio predomina os ventos de nordeste (GEYER *et al.*, 1996). A variabilidade da retroflexão da CNB ocorre devido à essa reversão dos ventos alísios, a CNB mostrou anomalias negativas do módulo da velocidade em 1997 e 2011 (figura 7), indicando um enfraquecimento ou reversão da Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE) (figura 6).

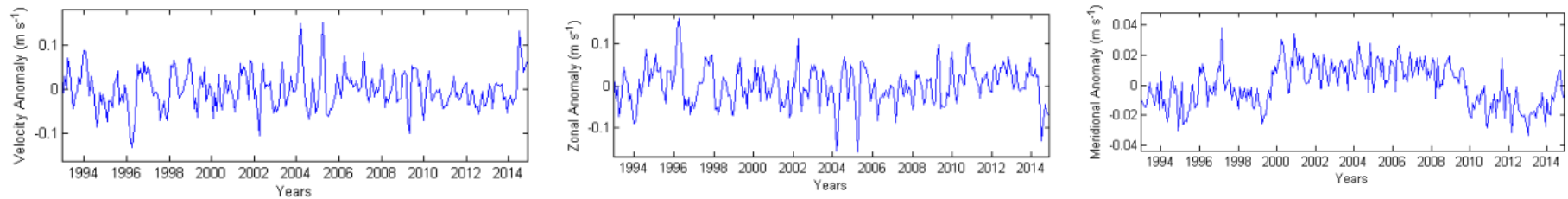
A climatologia para a componente zonal da DA é mais forte em fevereiro e outubro, podendo estar relacionada com os meses em que os ventos alísios nessa região são mais fortes, e mais fraca em junho. A climatologia para a componente meridional da DA é mais forte entre maio e julho (figura 8).

Figura 4. Variabilidade do módulo e das componentes zonal e meridional da cCSE. (A) A magnitude do módulo, das componentes Zonal e Meridional da cCSE; (B) anomalias do módulo, da componente Zonal e Meridional cCSE; (C) climatologia (médias mensais) do módulo, das componentes Zonal e Meridional da cCSE.

(A) Magnitude, componente zonal e meridional



(B) Anomalia



(C) Climatologia

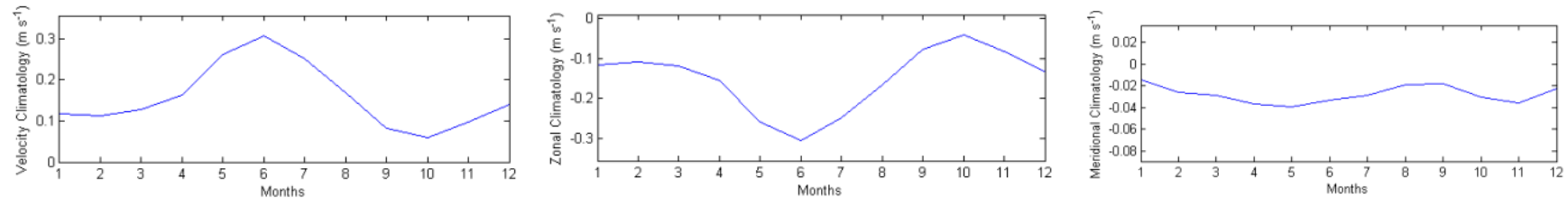
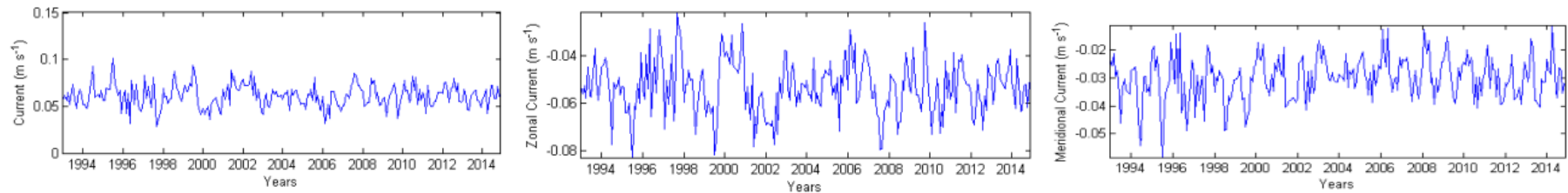
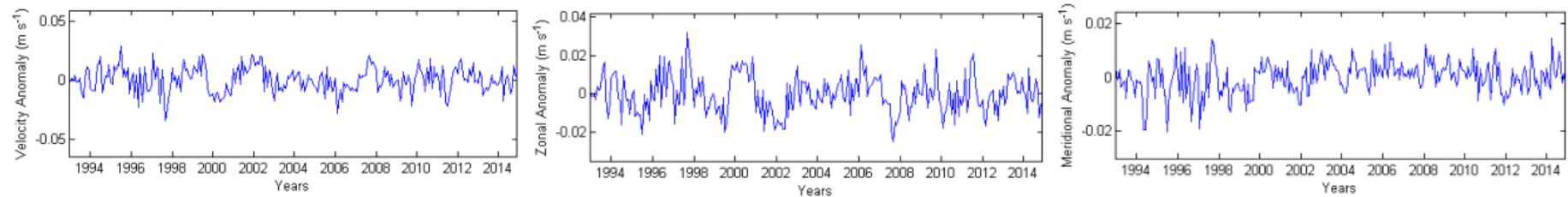


Figura 5. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da sCSE. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da sCSE; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional sCSE; (C) climatologia (médias mensais) do modulo, das componentes Zonal e Meridional da sCSE.

(A) Magnitude, componente zonal e meridional



(B) Anomalia



(C) Climatologia

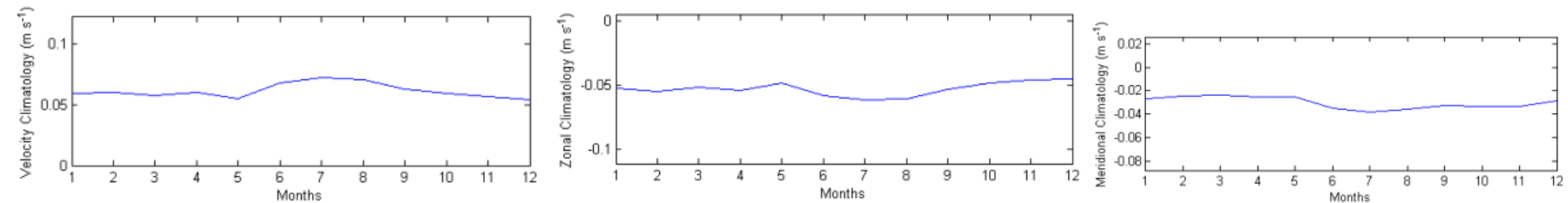
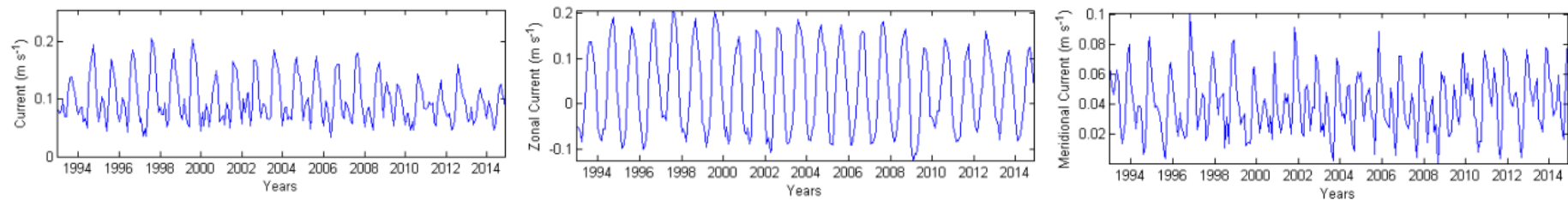
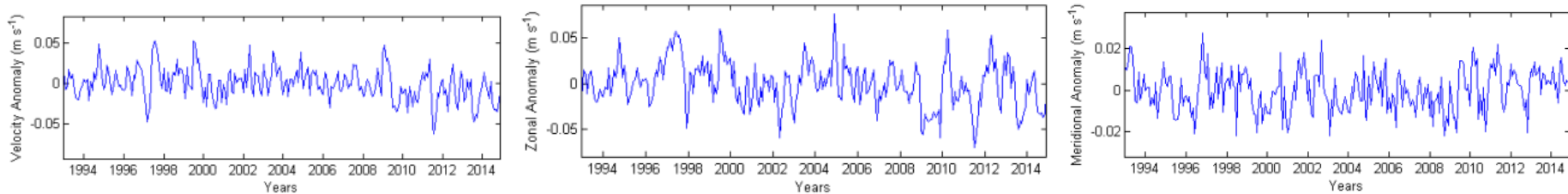


Figura 6. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da CCNE. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CCNE; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional CCNE; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CCNE.

(A) Magnitude, componente zonal e meridional



(B) Anomalia



(C) Climatologia

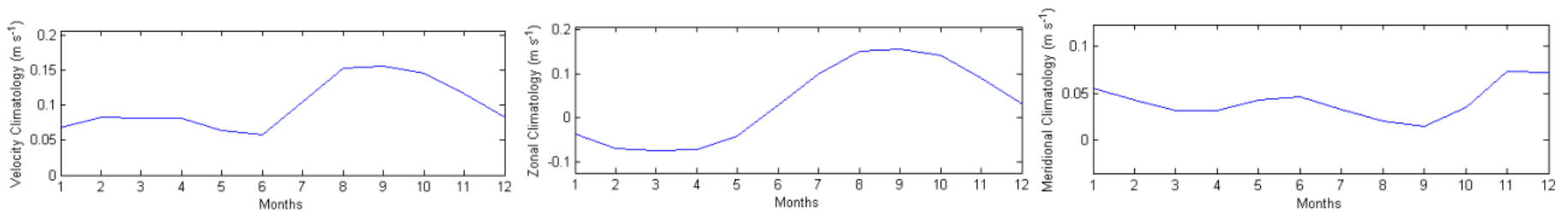
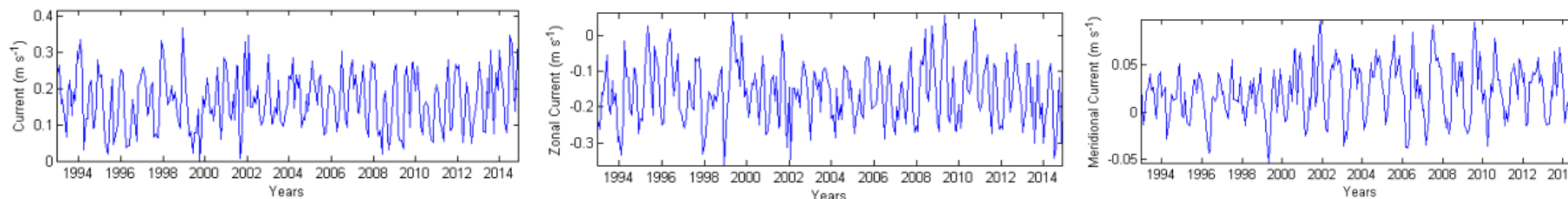
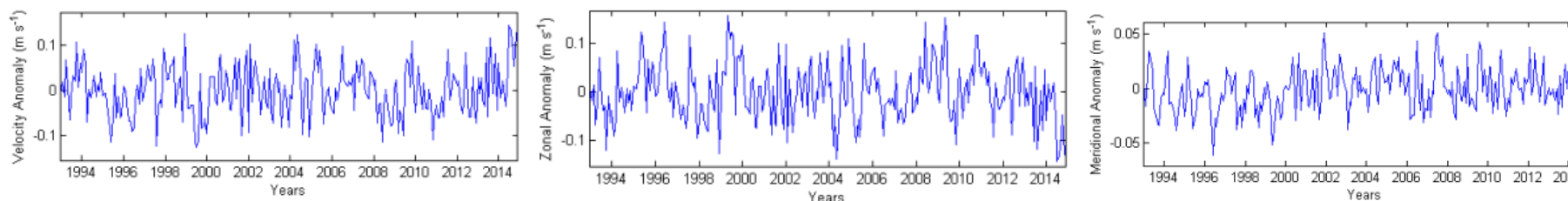


Figura 7. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da CNB. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CNB; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional CNB; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da CNB.

(A) Magnitude, componente zonal e meridional



(B) Anomalia



(C) Climatologia

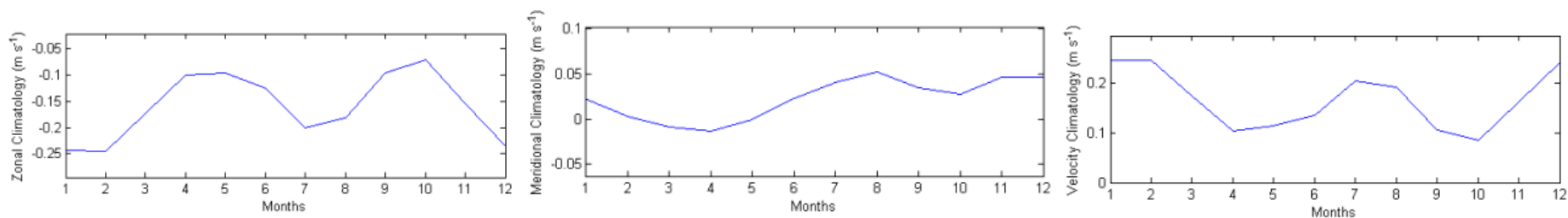
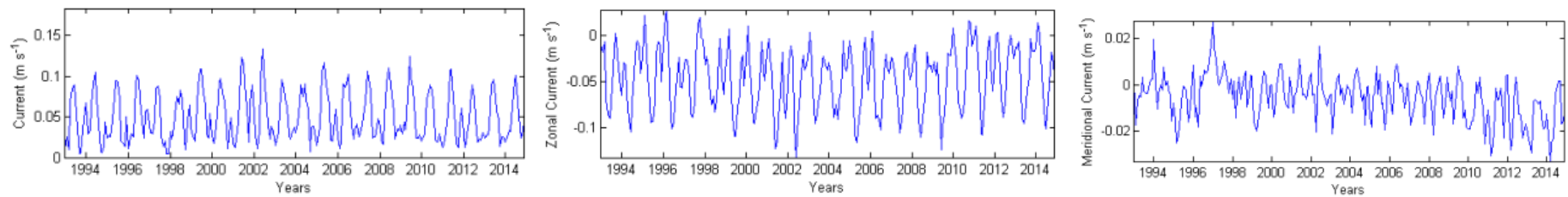
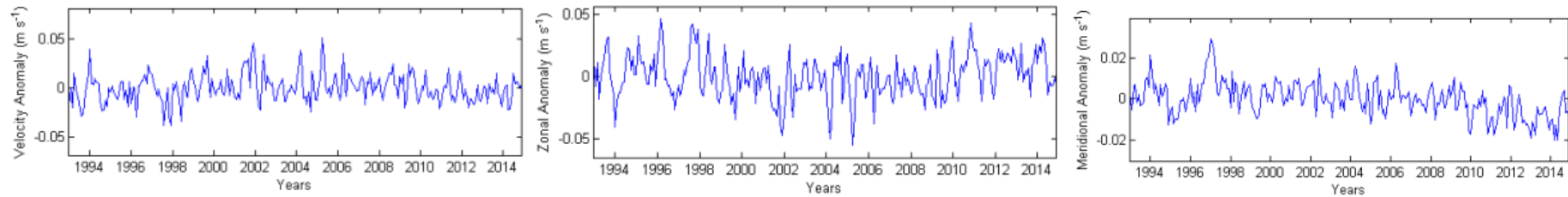


Figura 8. Variabilidade do modulo e das componentes zonal e meridional da DA. (A) A magnitude do modulo, das componentes Zonal e Meridional da DA; (B) anomalias do modulo, da componente Zonal e Meridional DA; (C) climatologia do modulo, das componentes Zonal e Meridional da DA.

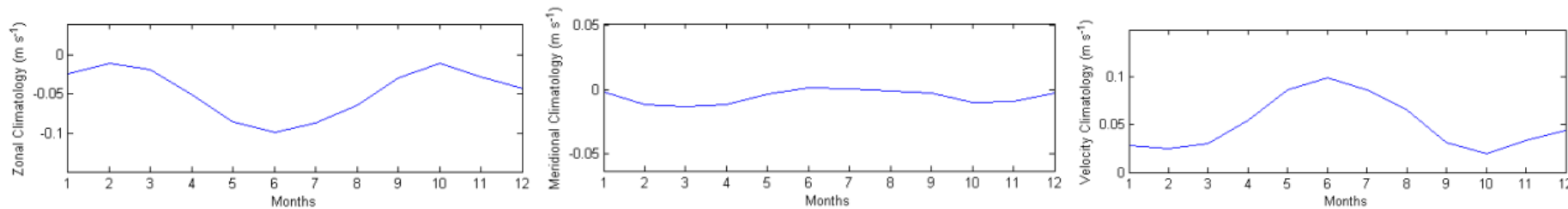
(A) Magnitude, componente zonal e meridional



(B) Anomalia



(C) Climatologia



5.2. Análise dos modos de variabilidade, EOF referente aos dados diários de 5 em 5 dias:

5.2.1. EOF aplicado ao módulo das correntes superficiais

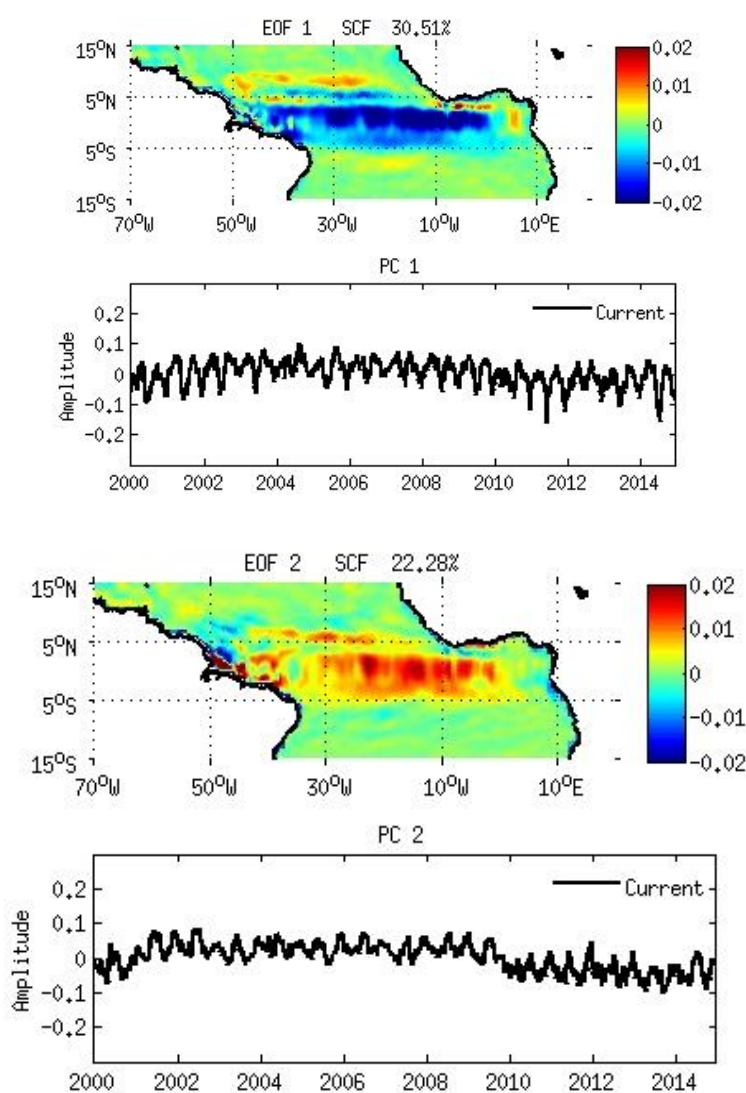
A análise das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) para o módulo das principais correntes superficiais do Oceano Atlântico Tropical (OAT) mostrou modos de variabilidade espacial, com a respectiva “Fração do Quadrado da Covariância (FQC)” (ou *Squared Covariance Fraction* - SCF). A partir daqui será referenciado como SCF, e temporal descrito na Componente Principal (PC) (Figura 9). O primeiro modo (EOF1) retém 30.51% da variância total (Figura 9), sendo esta a maior variância. O segundo modo (EOF2) retém 22.28% (Figura 9) e o terceiro (EOF3) 6.35%, (Figura 9) da variância total. Os três primeiros modos explicam eficientemente a maior parte da variabilidade espaço temporal das variáveis, pois somam quase 60% do sinal.

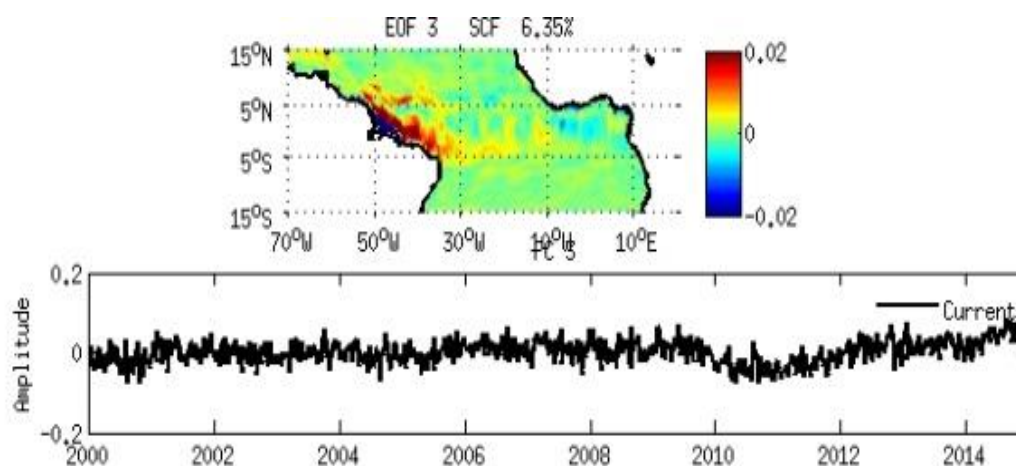
No primeiro modo (EOF1) (Figura 9), predominam as correntes zonais e foi observado um sinal forte negativo e abrangendo uma área larga em torno de 5°N a 5°S e 50°W a 5°E, relacionado com o ramo central da Corrente Sul Equatorial (cCSE) que flui em direção à oeste próximo do equador. Em contrapartida, um sinal positivo e fraco a 7°N representa a CCNE chegando a aproximadamente 10°W. A CCNE é responsável por carregar para o meio da bacia do OAT altas concentrações de nutrientes provenientes da pluma do Rio Amazonas. Diante dessas considerações, a identificação de um padrão de variância associado as correntes CSE e CCNE, auxilia na compreensão da dinâmica oceânica dessa região e dá suporte para outros estudos sobre circulação e também impactos em atividades biológicas influenciadas por estas correntes.

O segundo modo (EOF2) também mostra um predomínio das correntes zonais, mas contrário ao primeiro, um sinal positivo representado pelos autovetores mostra o enfraquecimento na cCSE e a intensificação da CCNE (figura 9). Já no terceiro modo

(EOF3), a componente meridional é bem representada pelo sinal positivo na borda oeste do OAT (figura 9). Esse sinal positivo está associado a CNB que flui ao longo da costa brasileira sentido noroeste. Os autovalores representam a variabilidade temporal associado a cada modo espacial das correntes superficiais, denominado de PC. Os PC 1, 2 e 3 mostraram que os modos das circulação apresentam variação interanual com anos de maior amplitude, como em 2005 e menor, como em 2011 (figura 9).

Figura 9. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, do modulo das correntes e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo.





5.2.2. EOF aplicado à componente meridional das correntes superficiais

Os resultados para componente meridional foram que o primeiro modo retém 17.49% da variância total (EOF1) (**figura 10**) e foram observados três sinais positivos e dois sinais negativos intercalados respectivamente se concentrando do lado oeste da bacia. Esses sinais se encontravam predominantemente na região que abrange a CNB, o que pode ser relacionado a alta dinâmica devido aos vórtices anticiclônicos característicos da CNB. A Corrente Norte do Brasil por ser uma intensa corrente de contorno oeste e fechar o giro do Atlântico Equatorial, fluindo para noroeste (DA SILVEIRA *et al.*, 1994), carregando nutrientes para essa direção próximo a plataforma continental. Essa região apresenta alta dinâmica devido ao regime de ventos, a vazão do rio Amazonas e que sofre influência do empilhamento de água resultante do transporte de Ekman sobre a plataforma continental.

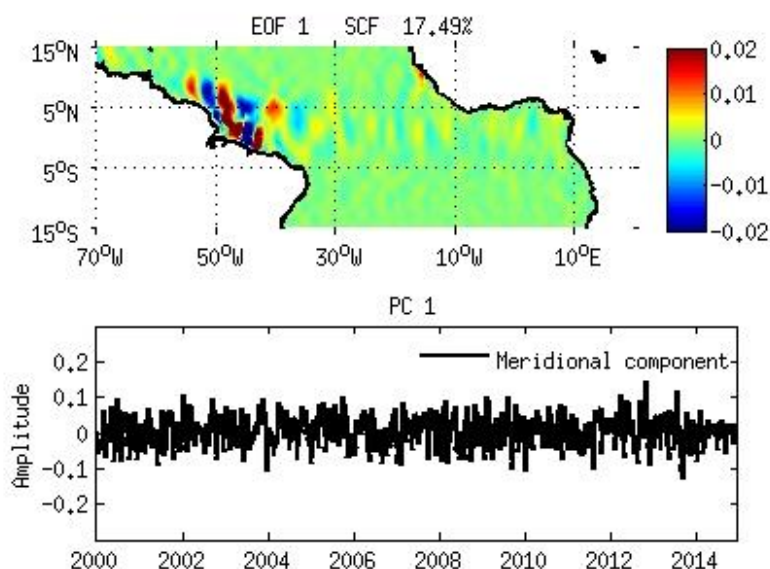
O segundo modo retém 13.62% (EOF2) (**figura 10**) e apresentou um sinal predominantemente positivo, onde a Corrente Norte do Brasil (CNB) transporta energia e nutrientes em direção à noroeste ao longo da costa brasileira (de 5N-4S e de 70W-30W). Pode ser visualizado no mapa dos autovetores para o EOF2 (**figura 10**), os vórtices se expandindo e enfraquecendo até a parte leste da faixa equatorial. Com isso, o EOF2 mostrou o mesmo padrão, alta dinâmica próximo a borda oeste, porém se expandindo e enfraquecendo até a parte leste da faixa equatorial.

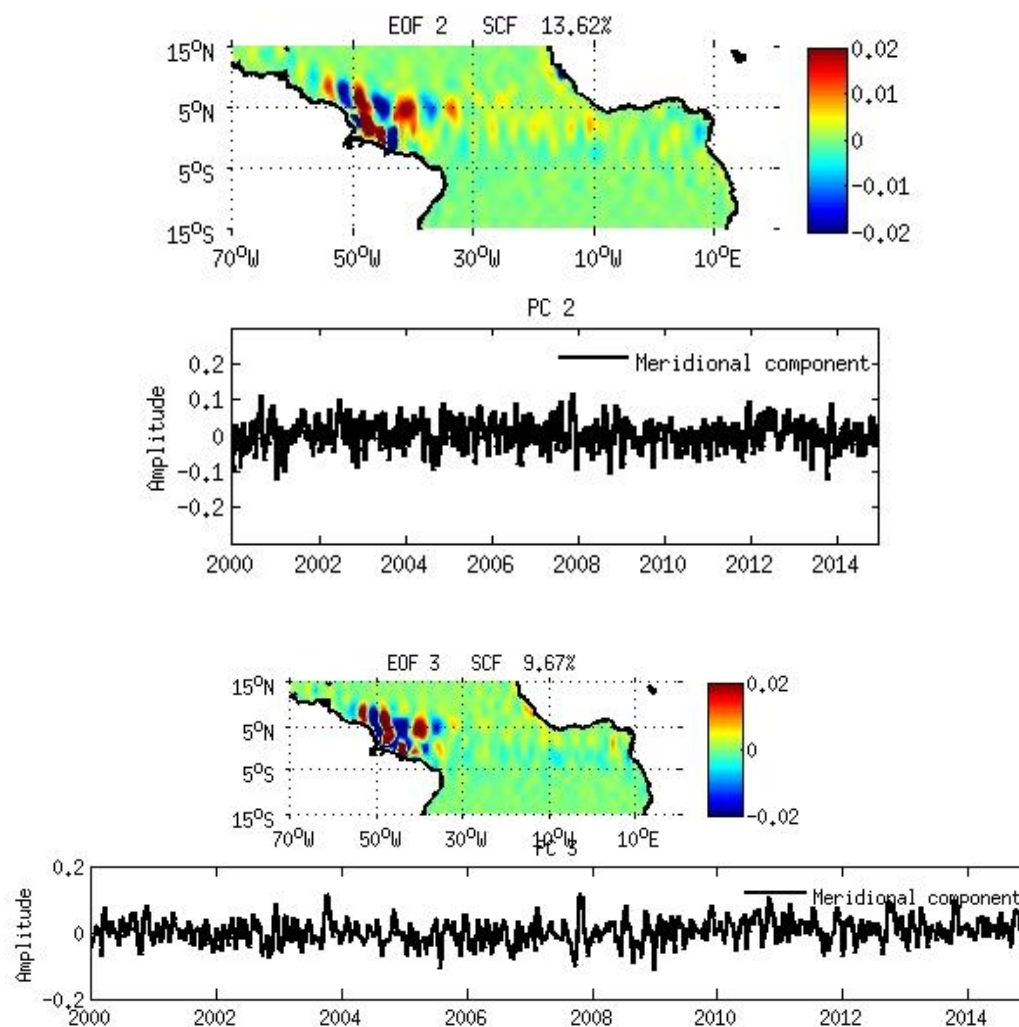
O terceiro modo retém 9.67% (EOF3) (**Figura 10**) da variância total. O EOF2 apresenta o mesmo padrão, alta dinâmica próximo a borda oeste, porém se expandindo e

enfraquecendo até a parte leste da faixa equatorial. O EOF 3 mostra um padrão similar ao encontrado no EOF1, porém com maiores intensidades. As PCs associadas a cada modo não mostraram um padrão distinto, mas muito similar e com oscilações de alta frequência. Para extrair mais informações das PCs, seria necessário a aplicação de outras técnicas de análises de sinais para identificar periodicidades dominantes, mas isso deve ser abordado em um trabalho futuro.

Todos os demais modos mostraram sinais negativos intercalados de sinais positivos nos EOFs 1, 2 e 3 (**Figura 10**), padrões similares, corroborando com a alta dinâmica nessa região onde ocorre a retroflexão da CNB (para leste a 7°N e 52°W) e formações de vórtices anticiclônicos. Esses vórtices são responsáveis pela maior parte da troca interhemisférica de massa e calor, a qual é associada à circulação meridional (GARZOLI *et al.*, 2003). A retroflexão da CNB alimenta a Contra Corrente Norte Equatorial (CCNE), a qual carrega a pluma do Rio Amazonas para o meio da bacia, podendo ser visualizada no EOF para a componente zonal (**figura 11**) já que a CCNE flui predominantemente para leste.

Figura 10. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, da componente meridional e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo.





5.2.3. EOF aplicado à componente zonal das correntes superficiais

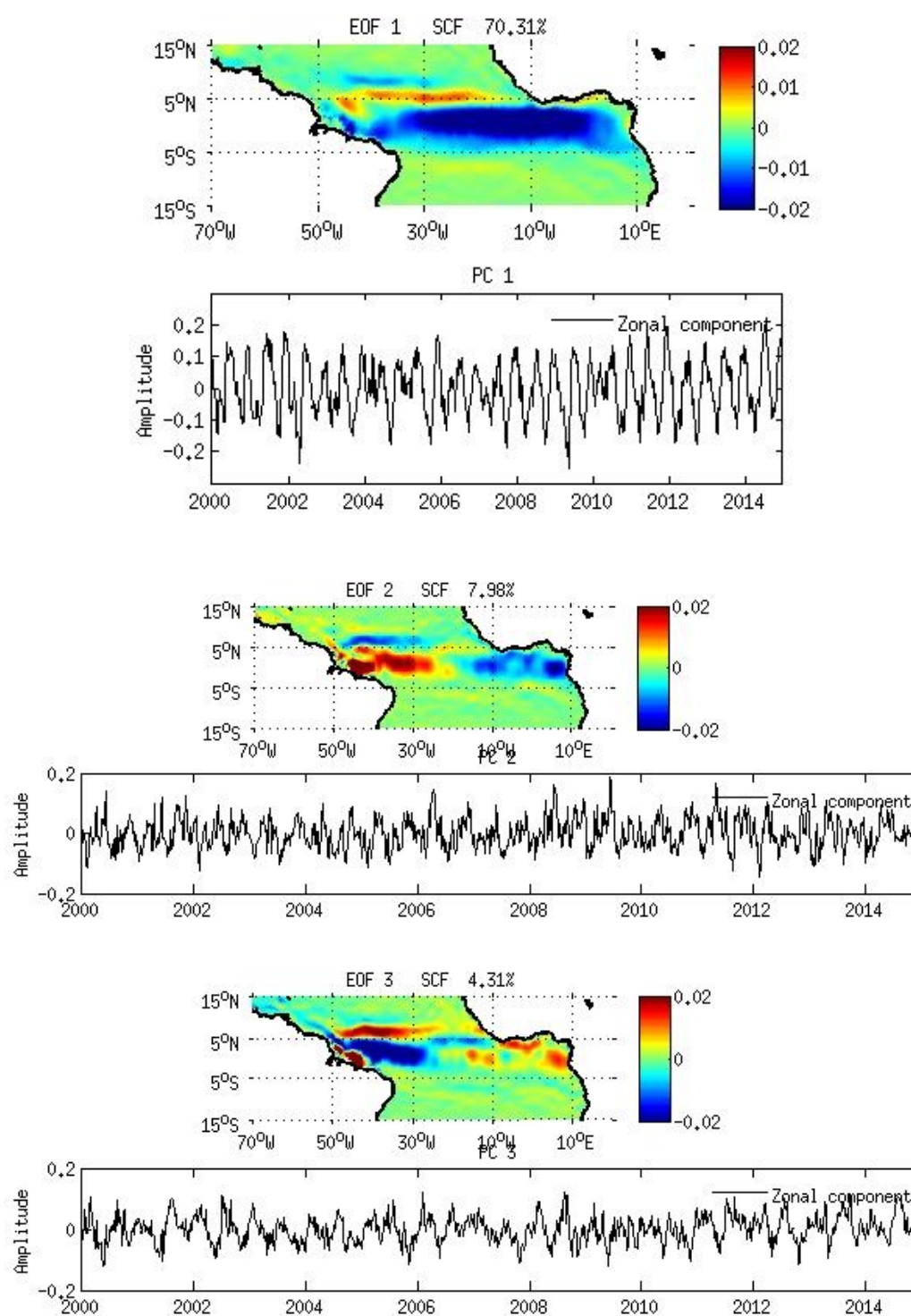
Os resultados encontrados para o primeiro modo (EOF1) da componente zonal reteve 70,31% da variância total (**figura 11**). No mapa dos autovetores pode-se visualizar um eixo negativo à aproximadamente 5°S, representado pela cCSE. Ao norte em torno de 5°N, um eixo positivo mais fraco indica movimento para leste, caracterizando CCNE (**figura 11**). Ainda mais ao norte encontra-se um sinal negativo fraco, relacionado a Corrente Norte Equatorial (CNE) (**figura 11**).

Na região 7°N, no primeiro modo mostra um sinal positivo estreito correlacionado com as flutuações anuais nos pontos fortes da retroflexão Corrente Norte do Brasil. De acordo com Flagg *et al.*, 1986; Field, 2005, entre o inverno e verão a CNB retroflecta para leste alimentando a Contracorrente Norte Equatorial CCNE entre 5°N e 10°N. Essa retroflexão além de alimentar a CCNE (**Figura 11**), contribui para formação de vórtices anticiclônicos (**Figura 10**) que influencia no clima por meio da troca inter-hemisférica de calor através das correntes oceânicas (VELEDA *et al.*, 2012). Krelling (2010) analisou durante três anos resultados de uma simulação global em alta resolução na porção superficial e identificou quatro tipos de formação dos vórtices da CNB (**figura 10**). Essas contribuições climáticas afetam a distribuições da biota marinha. Os PCAs 1, 2 e 3 para os modos mostram um padrão cíclico anual com variação de alta frequência, mostrando variações sazonais. Para obter um melhor entendimento da variação temporal seria necessário uma análise espectral.

O segundo modo retém 7.98% da variância total (EOF2) e se comporta diferente do primeiro modo, apresentando um dipolo zonal com um sinal positivo à oeste e um negativo à leste do oceano (**figura 11**). Esse dipolo pode ocorrer devido ao enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste na borda oeste, logo nessa região o empilhamento de águas se reduziria. Por outro lado, na borda leste, o enfraquecimento dos alísios de sudeste permitir que os alísios de nordeste prevaleçam, contribuindo para a ressurgência na borda leste do OAT (fenômeno chamado de *Língua Fria*).

O terceiro modo (EOF3) retém 4,31% da variância total (**Figura 11**), apresentando um sinal positivo em torno de 7°N o podendo estar relacionado com a flutuação da retroflexão da CNB alimentando a CCNE e carregando nutrientes da pluma do Rio Amazonas até o meio da bacia. Ainda no terceiro modo (EOF1), um dipolo contrário ao do EOF2 é encontrado com um sinal negativo próximo a costa brasileira até o meio da bacia e outro negativo mais fraco à leste do oceano Atlântico. No entanto, mostrou um padrão predominante negativo que pode representar a nCSE se dirigindo para oeste e parte deste escoamento confinando próximo a costa e retornando para leste.

Figura 11. Mapas de distribuição espacial dos EOF 1, 2 e 3, da componente zonal e a evolução temporal das Componentes Principais associadas a cada modo.



6. CONCLUSÃO

A proposta principal deste trabalho é estimar os padrões de variabilidade espaço-temporal da dinâmica superficial do Oceano Atlântico Tropical, a partir de dados de satélite. A Função Ortogonal Empírica (EOF) aplicada ao módulo da velocidade das correntes e às componentes zonal e meridional permitiu obter diferentes padrões espaciais e temporais.

A variabilidade espacial para o módulo das velocidades das correntes foi bem representado pela variância encontrada nos 3 primeiros EOFs. O primeiro modo (EOF1) retém 30.51% da variância total (Figura 9), onde observa-se bem definido um sinal negativo e largo está associado a variabilidade da cCSE. O resultado do primeiro modo corrobora com a característica da cCSE descrita na literatura, onde esta apresenta um forte fluxo para oeste próximo do equador. O segundo modo (EOF2) retém 22.28% (Figura 9) da variância e explica o predomínio das correntes zonais, mostrando o enfraquecimento da cCSE e a intensificação da CCNE. Já o terceiro modo (EOF3) com 6.35% (Figura 9) da variância total, mostra o predomínio das correntes meridionais de contorno oeste, indicando à CNB, a qual flui ao longo da costa brasileira no sentido noroeste. A variabilidade encontrada para cada componente, zonal e meridional, corroborou com os resultados encontrados para o módulo. A variabilidade temporal das Componentes Principais (PC) associadas aos modos 1, 2 e 3, apresentam variação interanual com anos de maior amplitude, como em 2005 e menor, como em 2011 (figura 9).

O EOF encontrado para a componente meridional mostrou que o primeiro modo retém 17.49% da variância total (EOF1), o segundo modo retém 13.62% (EOF2) e o terceiro 9.67%, (EOF3) (Figura 10) da variância total. Para os três primeiros EOFs foram observados sinais positivos intercalado com sinais negativos da componente meridional, porém mais concentrados do lado oeste da bacia, mais precisamente na região que abrange a CNB, onde ocorre uma alta dinâmica relacionada aos vórtices anticiclônicos característicos da CNB. No EOF1, estas oscilações indicando vórtices estão mais confinadas na borda oeste. O EOF2 apresenta o mesmo padrão, porém se expandindo e enfraquecendo até a parte leste da faixa equatorial. O EOF 3 mostra um padrão similar ao encontrado no EOF1, porém com maiores intensidades. As PCs associadas a cada modo não mostraram um padrão distinto, mas muito

similar e com oscilações de alta frequência. Para extrair mais informações das PCs, seria necessário a aplicação de outras técnicas de análises de sinais para identificar periodicidades dominantes, mas isso deve ser abordado em um trabalho futuro.

O primeiro modo (EOF1) da componente zonal mostra um padrão espacial de dipolo meridional. O EOF1 retém 70,31% da variância total, com um eixo negativo aproximadamente a 5°S, que pode estar relacionado à cCSE. Mais acima, próximo de 5°N, existe um eixo positivo, indicando movimento para leste, caracterizando CCNE (figura 11). Mais ao norte deste sinal positivo, identifica-se um sinal negativo, mais fraco, caracterizam a Corrente Norte Equatorial (CNE).

O segundo modo (EOF2) da componente zonal retém 7.98% e mostra um dipolo zonal, com sinais opostos no Atlântico Tropical, sendo estes positivo a oeste e um negativo a leste do oceano (figura 11). Esse dipolo zonal encontrado no EOF2 pode ser uma resposta ao enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste para a borda oeste, com isso o empilhamento de águas na borda oeste seria reduzido. Enquanto que na borda leste, o enfraquecimento dos alísios de sudeste poderia dar lugar aos alísios de nordeste, o que também contribuiria para a ressurgência na costa africana (chamado de *Língua Fria*). O EOF3 reteve pouca porção da variância, em torno 4% apenas. No entanto, mostrou um padrão predominante negativo que indica a nCSE se dirigindo para oeste e parte deste escoamento confinando próximo a costa e retornando para leste.

Processos de interação oceano-atmosfera comandam a variabilidade das correntes superficiais no oceano Atlântico Tropical, tal como o padrão dos ventos alísios e a variação da ZCIT. O estudo da variabilidade das correntes do OAT é muito importante por ter a capacidade de prever respostas oceânicas à influência atmosférica, uma vez que as correntes superficiais são responsáveis pelo transporte inter-hemisférico de massa, sais, nutrientes e energia em forma de calor no Atlântico.

Os resultados analisados neste trabalho, permitiram quantificar a importância das principais correntes no OAT, uma vez que identificou-se os principais modos dominantes através dos padrões espaciais e, permitiu, através das componentes principais identificar a variabilidade temporal destes modos.

Dos resultados analisados, podemos inferir o papel da componente zonal na dinâmica desta região, uma vez que o padrão espacial dominante (EOF1) reteve 70% da variância. A componente zonal é dominante próximo a região equatorial como um todo. Já a componente meridional mostrou ter um papel mais importante na dinâmica da borda oeste do OAT, como visto nos três principais modos encontrados. A EOF da componente meridional identifica principalmente os vórtices associados à CNB.

Os resultados deste trabalho contribuem para a compreensão da dinâmica do OAT, como também para estudos de distribuição de nutrientes, fluxos de CO₂, além de outros processos de interação oceano-atmosfera.

7. REFERÊNCIAS

- ARNAUT, S. Tropical Atlantic geostrophic currents and ship drifts. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 92(C5), 5076 – 5088, 1987.
- BOURLÈS, B., R.L. MOLINARI, E. JOHNS, W.D. WILSON, K.D. LEAMAN. Upper layer currents in the western tropical North Atlantic (1989-1991). **Journal of Geophysical Research**, 104(C1), 1361-1375, 1999.
- CHIANG, J. C. H., KUSHNIR, Y., GIANNINI, A., Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability, **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. 1, p. 4004, 2002.
- DA SILVEIRA, I. C. A.; MIRANDA, L. B.; BROWN, W. S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**. V. 105, pp. 22501–22512, 1994.
- DELCOURT, F.T; CHAPRON, B.; ALONSO, J. J. A Classification of the South Atlantic By the Seawifs Chlorophyll Concentration Variability in Ecological Provinces. **Pluralidade**, v. 2, p. 1–20, 2013.

- FRATANTONI, D. M. North Atlantic Surface Circulation during the 1990's Observed with Satellite-Tracked Drifters. **Journal of Geophysical Research**, 106(C10), 22067-22093, 2001.
- FFIELD A. Amazon and Orinoco River plumes and NBC Rings: Bystanders or participants in hurricane events. **Journal of Climate**, 20, 316-333, 2007.
- FFIELD, A. "North Brazil Current Rings Viewed by TRMM Microwave Imager SST and the Influence of the Amazon Plume". **Deep-Sea Research**. V. 52, pp. 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**. V. 16, pp. 1412–1429, 1986.
- GARZOLI, S.L., YAO, Q., FFIELD, A. North Brazil Current rings and the variability in the latitude of retroflexion. In: Goni, G., Malanotte-Rizzoli, P., (Eds.), Interhemispheric Water Exchange in the Atlantic Ocean. **Elsevier Oceanographic Series**, pp. 357–374, 2003.
- GEYER WR, BEARDSLEY RC, LENTZ SJ, CANDELA J, LIMEBURNER R, JOHNS WE, CASTRO BM & SOARES ID. Physical oceanography of the Amazon shelf. **Continental Shelf Research**, 16: 575-616, , 1996.
- GIBBS RJ. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. **Journal of Marine Research**, 28: 113-123, 1970.
- GHOSHAL, T. India. Implication of empirical orthogonal function analysis to objectively analyzed sea surface temperature data of Bay of Bengal. **Centre for Oceans, Rivers, Atmosphere, and Land Sciences Indian Institute of Technology Kharagpur.**, 2013.
- GRODSKY, S. A. AND J. A. CARTON., 2002. Surface drifter pathways originating in the equatorial Atlantic cold tongue. **Geophysical Research Letters**, 29(23), 2147, 2013.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, n.435, p. 77-92, 1977.
- HOGG, N. G.; JOHNS, W. E. - "Western Boundary Currents". U.S. National Report to International Union of the Geodesy and Geophysics 1991-1994, **Supplement to Reviews of Geophysics**. V. 33, pp. 1311–1334, 1995.

JOCHUM, M.; MALANOTTE-RIZZOLI, P. On the generation of the North Brazil Current rings. **Journal of Marine Research**. V. 61, pp. 147–173, 2003.

JOCHUM, M., MALANOTTE-RIZZOLI, P., BUSALACCHI, A. J. Tropical instability waves in the Atlantic Ocean. **Ocean Modelling**, v. 7, p. 145–163, 2004.

KRELLING, A. P. M. Estudo da retroflexão da Corrente Norte do Brasil. **Dissertação de Mestrado**. UFRJ/COPPE. 74p., 2010.

LIPPERT, A. & M. G. BRISCOE. Antarctic intermediate water circulation in the tropical and subtropical south atlantic. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 100(7), 13.441–13453.646, 1995.

LUMPKIN, R.; GARZOLI, S. L. Near-surface circulation in the Tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers**, v. 52, n. 3, p. 495–518, 2005.

MÉMERY, L.; ARHAN, M.; ALVAREZ-SALGADO, X. A.; MESSIAS, M. J.; MERCIER, H.; CASTRO, C. G.; RIOS, A. F. “The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic”. **Progress in Oceanography** V. 47, pp. 69–98, 2000.

MOLINARI, R.L. Observations of eastward currents in the tropical South Atlantic Ocean: 1978–1980. **Journal of Geophysical Research** 87, 9707–9714, 1982.

MOURA AD & SHUKLA J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences** 38: 2653-2675, 1981.

PETERSON, R.G., AND L. STRAMMA. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, 26, 1-73, 1990.

POULAIN, P.-M., NIILER, P. Statistical analysis of the surface circulation in the California Current System using satellite-tracked drifters. **Journal of Physical Oceanography** 19, 1588–1603, 1989.

PREISENDORFER, R. W. Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Vol. 17. **Developments in Atmospheric Science, Elsevier**, 425 pp., 1988.

RICHARDSON, P.L. AND T.K. MCKEE., 1984. Average Seasonal Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship Drifts. **Journal of Physical Oceanography**, 14, 1226-1238., , 1984.

RICHARDSON, P.L. AND G. REVERDIN. Seasonal Cycle of Velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrent as Measured by Surface Drifters, Current Meters, and Ship Drifts. **Journal of Geophysical Research**, 92(C4), 3691-3708, 1987.

RICHARDSON, J.D., PAULARENA, K.I., BELCHER, J.W. AND LAZARUS, A.J. Solar wind oscillations with a 1.3-year period. **Geophysical Research Letters** 21: doi: 10.1029/94GL01076. issn: 0094-8276, 1994.

SCHOTT, F.A., P. BRANDT, M. HAMANN, J. FISCHER, AND L. STRAMMA. On the boundary flow off Brazil at 5°-10°S and its Connection to the Interior Atlantic. **Geophysical Research Letters**, 29(17), 1840, 2002.

SILVEIRA, I. C. A., A. C. K. SCHMIDT, E. J. D. CAMPOS, S. S. GODOY, & Y. IKEDA. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, 48(2), 171–183, 2000.

SILVEIRA, I. C. A., L. B. MIRANDA, & W. S. BROWN. On the origins of the north brazil current. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 99(C11), 22.501 – 22.512, 1994.

SILVA AC, ARAUJO M & BOURLÈS B. Variação Sazonal da Estrutura de Massas de Água na Plataforma Continental do Amazonas e área oceânica adjacente. **Revista Brasileira de Geofísica**, 23(2): 145-157, 2005.

SVERDRUP, H. U. Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; With application to the equatorial currents of the eastern Pacific. **Proceedings of the National Academy of Sciences, USA**. Vol. 33, p. 318-326, 1947.

STRAMMA, L. & SCHOTT, F. The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean. **Deep-Sea Research Part II** v. 46, n. 1–2, p. 279–303, 1999.

VELEDA, DORIS; ARAUJO, MOACYR; MONTAGNE, RAUL; SILVA, MARCUS. Seasonal and interannual variability of the southern south Equatorial Current

bifurcation and meridional transport along the eastern Brazilian edge. **Tropical Oceanography** (Impresso), v. 39, p. 27-59, 2011.

VELEDA, D., ARAUJO, M., ZANTOPP, R., MONTAGNE, R. Intraseasonal variability of the North Brazil Undercurrent forced by remote winds. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, n. 11, p. 1–10., 2012.

WILSON, C. AND ADAMEC, D. Correlation between chlorophyll and sea surface height in the tropical Pacific during 1997-1999 El Niño Southern Oscillation event. **Journal of Geophysical Research**, 106 (C12), 31,175–31,188, 2001.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic Press**. WILSON, W.D., E. JOHNS, AND R.L. MOLINARI., 1994. Upper layer circulation in the western tropical North Atlantic Ocean during August 1989. **Journal of Geophysical Research**, 99, 22513-22523, 1995.

YODER, J.A., KENNELLY, M.A. Seasonal and ENSO variability in global ocean phytoplankton chlorophyll derived from 4 years of SeaWiFS measurements. **Global Biogeochemical Cycles**, 17(4), pp. 1112, 2003.

YODER, J.A., HAWKE, N.A., EASON, D.D., MUELLER, M.G., DAVIDS, B.J., GILLIN, F.D., AND LITMAN, G.W., 2002. BIVM, a novel gene widely distributed among Deuterostomes, shares a core sequence with an unusual gene in *Giardia lamblia*. **Genomics** 79(6): 750-755.

YODER, J.A. AND M.A. KENNELLY. Seasonal and ENSO variability in global ocean phytoplankton chlorophyll derived from 4 years of SeaWiFS measurements. **Global Biogeochemical Cycles**, 17(4), 1112, 2003.

ZHANG, D., M. J. MCPHADEN, AND W.E. JOHNS. Observational Evidence for Flow between the Subtropical and Tropical Atlantic: The Atlantic Subtropical Cells. **Journal of Physical Oceanography**, 33, 1783-1797, 2003.