Dalton Kei Sasaki

Mudanças dos modos de variabilidade do Atlântico Tropical no Século XX

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de mestre em ciências, Programa de Oceanografia.

Orientadora:

Ilana E. K. C. Wainer

São Paulo

2014

Universidade de São Paulo

Instituto Oceanográfico

Mudanças dos modos de variabilidade do Atlântico Tropical no Século XX

Dalton Kei Sasaki

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do grau de mestre em ciências, Programa de Oceanografia.

Aprovado em ____ / ____ / ____, por:

Prof. Dr. Ilana E. K. C. Wainer

Prof(a). Dr(a). _____

Prof(a). Dr(a). _____

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Padrões Médios	2
1.1.1	Temperatura de Superfície do Mar e Circulação Atmosférica . .	2
1.2	Modos de Variabilidade Tropical	4
1.2.1	Gradiente Interhemsiférico de Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico	5
1.2.2	Modo Zonal do Atlântico	7
1.3	El Niño Oscilação Sul	10
2	Hipótese de trabalho	11
3	Objetivo	11
3.1	Objetivos específicos	12
4	Material e métodos	12
4.1	Dados	12
4.2	Variáveis analisadas e método aplicado	14
4.2.0.1	Análises da TSM, Z20 e SSH	15
4.2.0.2	Análises da Tensão de cisalhamento do vento	15
4.2.0.3	Outras análises	16
4.3	Métodos	16
4.3.1	Cálculo de tendências lineares	16
4.3.2	Climatologia	17
4.4	Funções empíricas ortogonais	18
4.4.1	Funções empíricas ortogonais associadas	20
4.4.2	Correlação de Pearson	21
4.4.3	Valor-p	22
4.4.4	Análises de série temporal	22
4.4.4.1	Transformada de Fourier	22

4.4.4.2	Espectro cruzado da densidade de potencial	24
4.5	O espectro do ruído vermelho	24
4.6	Índices de variabilidade	25
4.6.1	O índice do Gradiente meridional de Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico	26
4.6.2	O índice do Modo Zonal do Atlântico Equatorial	27
5	Resultados	28
5.1	Climatologia sazonal	28
5.1.1	Temperatura de superfície do Mar	28
5.1.2	Tensão de cisalhamento do vento	29
5.1.3	Altura do nível de superfície do mar	30
5.1.4	Profundidade da isoterma de $20^{\circ}C$	31
5.2	Índices de variabilidade do Atlântico Tropical	33
5.2.1	Índice do Gradiente Meridional da Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico	33
5.2.2	Índice z20	33
5.3	Funções Empíricas Ortogonais	34
5.3.1	Temperatura de superfície do mar	34
5.3.1.1	Os modos de acordo com as EOFs e a comparação entre o conjunto SODA2.2.6 e ERSSTv3	34
5.3.1.2	A evolução em períodos de 20 anos dos modos da TSM anômala	36
5.3.2	Altura de superfície do mar	38
5.3.3	Profundidade da isoterma de $20^{\circ}C$	39
5.3.4	Tensão de cisalhamento do vento	41
5.3.4.1	O domínio tropical: $20^{\circ}S$ e $25^{\circ}N$	41
5.3.4.2	O domínio equatorial: $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$	43
5.4	Correlações	46

5.5	Validação de conjunto de dados e avaliação de análises	46
5.5.1	O modo do GMT e a tensão de cisalhamento do vento	48
5.5.2	O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento do vento equatorial .	52
5.5.3	O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento de vento no domínio da bacia do Atlântico	54
5.5.4	A tensão de cisalhamento do vento no atlântico equatorial, a altura de superfície do mar e a profundidade da termoclina de $20^{\circ}C$	56
6	Discussão	57
6.1	Validação do conjunto SODA 2.2.6	57
6.2	Coerência entre os modos de variabilidade do Atlântico e a jEOF do vento	58
6.2.1	O modo do GMT e a tensão de cisalhamento do vento	58
6.2.2	O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento do vento	61
6.2.2.1	A tensão de cisalhamento do vento equatorial	61
6.2.2.2	A tensão de cisalhamento do vento em todo o domínio	63
7	Conclusões	63
8	Bibliografia	66

Agradecimentos

Obrigado gente. Por participar, fazer companhia e me apoiar, às vezes mesmo sem saber, enquanto essa dissertação foi escrita. Dois anos e meio de muito aprendizado. Sinto que mudei muito nesse meio tempo e, felizmente, para melhor. Sem vocês isso jamais ia acontecer.

Mãe e pai vocês sempre estiveram comigo e me apoiaram em todas as escolhas que fiz. Eternamente preocupados por acharem que eu sou aquele moleque, que não sabia se cuidar nem gostava muito de estudar na escola. Que conseguiu quebrar os dois braços ao mesmo tempo e precisou de tanto amparo. Daquele que sofreu crises de pânico ainda no começo da faculdade e trouxe tanta preocupação. Vocês respeitaram minha escolha em não buscar a estabilidade e tentar crescer nessa carreira que escolhi, estiveram aqui o tempo todo. Mas deixa eu falar - eu estou aqui para vocês também. Agora sorrio tranquilo. Na, você sabe bem do que eu falo, não é? Me acompanhou desde pequeno também, me fez tomar chá com sal, brigamos por besteiras, xingamos, rimos, nos apoiamos. Você é uma parceira incrível, irritadiça, brava, certa de seus direitos, correta, sincera, alegre. Agora está com o Samuel, de quem você cuida e por quem você é cuidada. Samuel, obrigado por cuidar da minha irmã. Obrigado por estarem ao meu lado.

Professora Ilana! A liberdade que tive para escrever essa dissertação foi incrível. A criatividade precisa de espaço, não é? As vezes eu derivava do meu trabalho, para muito longe... Mas no fim, entendi o que você disse vez para mim: "Foco Dalton, foco!". Aquele dia, quando a professora Regina estava no laboratório e nós tivemos uma discussão - foi uma das maiores lições que tive ao longo do mestrado, sabe? E você nunca questionou o fato de eu ter remado, mas preciso lhe contar: o remo trouxe uma clareza muito grande pra vida em geral, sabe? Claro que era um pouco de exagero, 15 horas semanais de treino, acordando às 4:30 da manhã. Mas o trabalho começou a dar certo quando comecei a remar (e quando trocamos o conjunto de dados, rs). Você é uma dessas pessoas naturalmente divertidas, que se entedia fácil e é super apaixonada

pela vida. Um grande exemplo. Obrigado por ter me dado esse espaço. Todo o pessoal do OC2 ajudou também. Apesar de ser difícil eu aparecer para os cafés, os cigarros (e até charutos!) e mesmo churrascos, sempre ri muito com eles por perto. E como eu ri da coisas *off topic* discutidas nesse laboratório. Idéias meio fora da casinha, às vezes.. 'Lei Maria da Penha para homens', resgate de avião com camisinhas infladas com gás hélio, bitcoins, motos! Vocês são uma figura à parte.

Muitos amigos no Instituto Oceanográfico e pela USP. Acho que muito desse trabalho não teria acontecido, não fosse por pessoas que me mostraram um norte em um momento improvável do mestrado. O professor Paulo e o Guilherme Castelão deram algumas sugestões sensacionais para dissertação. Preciso agradecer a todo o pessoal do LOS, sempre dispostos a discutir alguma dúvida minha.

As aulas do programa de pós graduação que tive nesse instituto foram muito importantes. E as pessoas ao redor também. Acho que a Bia e o Danilo, em especial, foram companhias iradas durante as disciplinas. Bia que chegou aqui no frio de Novembro para fazer a prova, diretamente de Natal e batendo os dentes - mal sabia eu que conhecia uma das pessoas mais competentes que já vi. E quando estávamos na praia, junto do Gil e Patola e soltei a pérola: 'Incansável!!'?? Me sacaneiem eternamente. Danilo foi sensacional também - outro exemplo de competência ímpar- me ensinou muita coisa (mesmo). E eu achava que o Martim invadia a página do facebook para colocar aquelas besteiras por vontade própria! Só depois eu descobri quem era o verdadeiro agitador... Obrigado aos professores Belmiro, Ilson, Dottori, Joseph, Polito (novamente) e também o Bill Large. Eu nunca entenderia uma vírgula de um artigo sem eles.

No IO o LabQOM é um lugar especial. Esse foi o laboratório que me acolheu ao longo da graduação, onde trabalhei e fiz muitos amigos. Tem mais de 20 pessoas nesse lugar, com quem trabalhei, conversei, me diverti. Confraternizações sensacionais, testemunhadas por um amigo que disse: 'Po... vocês se divertem muito!' É verdade.. Tiveram corridas (uma até em Floripa) e até viagens pelo Cardoso (NUNCA mais andarei de chinelo por 20km, nem tomarei cataia). Até me mandaram para fazer coletas

no Atol das Rocas - o trabalho de campo dos sonhos... Aprender e ensinar análises químicas nesse laboratório, dar aulas de violão (quem diria?), ficar até tarde numa noite e quase encontrar aquele cara que invadia o laboratório para roubar comida, ouvir histórias curiosas, ver uma amiga do remo entrar para esse mesmo laboratório. Discutir sobre política, drogas, manifestações. Comer temaki, sopas, doces. Professora Márcia, prof Rosa, prof Rolf, Satie, Vito, Eric, Silvio, Lori, Felipe, Ana Cecília, Pati, Patrick, Lu, Ana Paula, Amandão, Paula, Natália, Pablo, Lu, Renato, Dê, Fernandinha, Mauro, Hiléia, Josi, Caio, Caio, Eliete, Gabi... Por todos esses momentos e tantos outros, obrigado!

Gilberto, Patola, Felipe, Jéssica, Sarquis e Márcio. Cada um de vocês esteve por perto durante por pelo menos um ano e meio e são todos muito caros para mim. "Cara, você sabe se minha namorada, uma morena de cabelo liso já saiu da prova?" Cariocas! Quanta coisa aconteceu desde então. Quando vimos estávamos alugando a casa perto do p3. Aquele inverno foi frio demais, e no ano seguinte vocês me armam um aniversário surpresa e eu nem imaginava... Tinha uma galera da UERJ em casa nesses dias! Viagens para o rio, escaladas, corridas.. Nessa época lembro do Sarquis saindo às 5 da manhã de casa e eu pensando: 'Cara.. isso é cedo demais...' Ironias da vida.. Então Sarquis e Jéssica vão embora e entra o Felipe, amigo do LabQOM, depois o Felipe vai embora e entra o Márcio. Aí Gil e Patola começam a sair juntos. Aconteceu muita coisa nessa casa! Quase estava esquecendo, mas tem a Natalhã e Ronaldo também! Ficaram alguns meses em casa, mas são grandes parceiros!

E tem o remo! Remar em alto rendimento por 1 ano e meio foi incrível, trouxe uma estabilidade emocional e uma segurança que nunca tive. E muitos amigos e amigas também. Chegar na raia às 5:30 todos os dias, durante a semana. Remar, fazer musculação, nadar, fazer trabalhos de resistência no ergômetro. Não existe mente saudável, sem um corpo saudável - nosso cérebro faz parte do corpo, não é? Algumas viagens, festas competições. As vezes a gente ficava irritado com o barco - "esse babaca não sabe remar!!" E então segue uma imensa lição de humildade. Ninguém sabia remar e só depois percebemos. E existia o incentivo, o cansaço extremo, vontade de vomitar

depois de fazer ergômetro, quase desmaiar. O que não te mata, te fortalece. Acho que é verdade.. Oscarzito, Thigin, Luis, Tarciso, Everson, Judite, Carlão, Mardem, Denis, Matheuzinho, Marcos, Márcio, Murilo, Pati, Fernandinha, Patricia, Di, Dê (de novo!), Irenita, Marcelo, Marinete, Camilinha, Carioca, Samia, Fran, Nicole, Dora, Laura, Gabi - vocês sabem exatamente o que é isso! Desde as competições (poucas para mim), até as muitas festas, a companhia foi fantástica também! O único detalhe é que nossas festas sempre acabavam às 11h, né? Remador dorme cedo.... rs

E o Rugby! Esse foi mais recente, comecei a acompanhar uns treinos e jogos das Tsunamicas. E quando vi, estava ajudando e participando de alguns treinos. Treinei um pouco também com os Demônios de Maxwell, apesar de não ter a oportunidade de conhecê-los muito bem. O rugby tem uma proposta filosófica incrível, um jogo estratégico e o terceiro tempo... festa homérica em potencial... Danilo, Luiza, Maiá, Pedago, Sister, Bau, Selinho, Damatta, Isa, Choco, Ju, Macaca, Gi, Debinha, Ana Paula, Maya Maia, Suigão, Suiginho, Ivan, Thiago, Adalove, Taffa e todos os Demônios! Obrigado! Morde bunda nunca mais!!

Outras pessoas queridas, a Mari, a Di, o Du, Nicolas, Germano. Vocês estiveram por perto e participaram de tanta coisa. Uma viagem totalmente maluca, conversas filosóficas, ensaios e apresentações, festa de casamento. Parceiros, parceiros, parceiros!

Sei que algumas coisas eu nunca mais vou viver e outras pessoas não vou rever. Mas o período me que escrevi essa dissertação foi enriquecedor em todos os sentidos imagináveis. Uma comunidade se estabelece ao redor de um poço de água. A USP é o nosso poço de água. A riqueza da Universidade não é unicamente o ensino, a pesquisa e a extensão, mas a própria experiência de vida tão diversa e heterogênea que ela proporciona. Imensamente grato USP.

Agradeço também ao CNPq pelo apoio financeiro para elaboração dessa dissertação e para toda a comunidade python, sem a qual esse trabalho nunca seria feito.

Resumo

Resultados da reanálise SODA v2.2.6 (Carton, Giese, 2008) e da Renálise do Século 20v2 (Compo, *et al.*, 2011) foram analisados para verificar alterações dos modos de variabilidade da TSM (o modo do Gradiente Meridional de Temperatura (GMT) e o Modo Zonal) no Atlântico Tropical (de 1929 a 2008) através de funções empíricas ortogonais (EOF) e funções empíricas ortogonais associadas (jEOF). A evolução do padrão espacial do modo do GMT se inicia com a configuração de dipolo de temperatura, com eixo central em $\approx 5^{\circ}N$ evoluindo para o GMT com variabilidade concentrada no Atlântico Tropical Norte. O Modo Zonal apresenta inicialmente variabilidade associada à região equatorial (entre $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$) e à costa sudoeste africana, que evolui para um gradiente meridional de TSM, centrado em $\approx 5^{\circ}N$. Sua variabilidade concentra-se exclusivamente no Atlântico Tropical Sul. A variabilidade equatorial se degenera ao longo do período, devido o aumento, gerado pelo vento, da profundidade das isopícnais na termoclina. No equador o acoplamento entre o oceano e a atmosfera ocorre nos períodos de $T = 30$ meses e $T \approx 34$ meses, com o vento antecedendo a temperatura em 1 e 2 meses, respectivamente. O Modo Zonal apresenta acoplamento com o vento durante a segunda metade das análises. O período associado é de $T \approx 34$ meses, com o vento antecedendo a temperatura em cerca de 1 mês. O modo do GMT está associado aos ventos no Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul. Os períodos de acoplamento são de $T = 96$ e $T = 60$ meses, com o vento antecedendo a TSM em 3 e ≈ 2 meses respectivamente.

Palavras-chave: Temperatura de superfície do mar, Modos de variabilidade da TSM, tensão de cisalhamento do vento, EOF, jEOF, mudanças climáticas.

Abstract

The results of SODA v2.2.6 reanalysis (Carton, Giese, 2008) and 20th Century Reanalysis v2 Project (Compo, *et al.*, 2011) were analyzed in order to verify changes of the SST modes (the Meridional Temperature Gradient mode (GMT) and the Zonal Mode) in the Tropical Atlantic (1929 to 2008) using Empirical Orthogonal Functions (EOF) and joint Empirical Orthogonal Functions (jEOF). The spatial distribution of GMT starts initially as a temperature dipole centred at $\approx 5^{\circ}N$. It evolves into a meridional gradient with variability concentrated at the Tropical North Atlantic. The zonal mode variability is initially associated with the equatorial region (between $5^{\circ}S$ and $5^{\circ}N$) and with the northwestern african coast. It evolves into a meridional gradient with central axis located at $5^{\circ}N$. Its variability is concentrated exclusively in the Tropical South Atlantic. The equatorial variability degenerates throughout the period, due to the inhibition of the isopycnal uplift by the wind. At the equator, the coupling occurs in periods of $T = 30$ months and $T \approx 34$ months, with the wind preceding the TSM by 1 and 2 months, respectively. The zonal mode presents coupling with the wind only during the second half of the analyzes. The periods are of $T = 34$ months, with wind preceding TSM by about 1 month. GMT mode is associated to the winds of both Tropical North Atlantic and Tropical South Atlantic. Coupling periods are of $T = 96$ and $T = 60$ months, with the wind preceding TSM in 3 and ≈ 2 months respectively.

Key-words: Sea surface temperature, SST variability modes, wind stress, EOF, jEOF, climate change.

1 Introdução

O Oceano Atlântico é importante, pois sua variabilidade afeta o clima dos continentes adjacentes e suas populações. Padrões de precipitação, vento e temperatura tanto na América como na África. Regiões, por exemplo, como o Nordeste brasileiro e o sudeste dos Estados Unidos são afetados pelo Atlântico, tanto por secas, como pela precipitação.

A variabilidade da temperatura de superfície do mar (TSM) no Atlântico Tropical é importante para a população da África e da América do Sul, pois influencia o regime de precipitação (Seager *et al.*, 2010) particularmente no Nordeste brasileiro (Hastenrath, 1984; Lamb, 1983) e no Sahel africano (Moura, Shukla, 1981). Essa precipitação pode ser associada nos continentes aos fluxos de rios na América do Sul, como é o caso, por exemplo, do rio Uruguai, Negro, Paraná e Paraguai (Genta *et al.*, 1998), afetando o abastecimento de energia gerada por hidrelétricas e também na produção de alimentos agrícolas. Além do regime de chuvas, eventos potencialmente catastróficos como ciclones tropicais também são influenciados pela TSM (e.g. Xie *et al.* 2010; Emanuel, 2005). A TSM do Atlântico Tropical não tem sua importância restrita à bacia e aos continentes adjacentes, mas também a eventos no Pacífico (Ding *et al.*, 2012) e também no Índico (Losada *et al.*, 2010).

A variabilidade média (climatologia) do Atlântico Tropical é relativamente bem conhecida, com variação temporal associada principalmente ao período anual (Carton, 1997). De acordo resultados numéricos, a TSM do Atlântico Tropical apresenta um equador termal em aproximadamente 5°N , que a divide em duas regiões distintas. Ao norte (sul) o máximo de TSM ocorre em setembro (Março-Abril) e as maiores amplitudes (3°C) ocorrem ao leste onde a termoclina é mais rasa. A costa noroeste e sudoeste da África tem sua variabilidade associada à ressurgência costeira induzida pelo vento no equador, a TSM segue o ciclo anual do Atlântico Tropical Sul, com máximos observados em Março e mínimos em Setembro, quando a água fria aparece entre 10°W e 0° e avança para leste.

Simulações numéricas para o período de 1960 a 1989 mostram que os desvios do sinal sazonal (anomalias) estão associados à variabilidade de baixa frequência em bandas decadais e interanuais. A frequência decadal (interanual) está associada a anomalias do fluxo de calor latente fora do equador (no equador) (Carton *et al.*, 1996).

A variação de baixa frequência da TSM é importante pois afeta fenômenos como a distribuição da precipitação (e.g. Zhou, Lau, 2001) sobre os continentes e eventos como ciclones tropicais (e.g. Emanuel, 2005). Zhou e Lau (2001) demonstram que a precipitação sobre a América do Sul tem relações com variações multidecais no Atlântico Tropical. Um maior entendimento da variabilidade baixa frequência da TSM no Atlântico poderia contribuir para a previsão climática e sazonal na América do Sul (Nobre, Shukla, 2006).

Tendências positivas e negativas de TSM também ocorrem junto dos sinais de baixa frequência e muitas vezes são associados à efeitos como a quantidade de aerossóis na atmosfera, ou também ao aquecimento global (Thompson *et al.*, 2009). Os padrões médios da TSM são descritos a seguir, de acordo com a literatura. A região considerada nesse estudo do oceano Atlântico Tropical está compreendida aproximadamente entre $20^{\circ}S$ e $25^{\circ}N$.

1.1 Padrões Médios

1.1.1 Temperatura de Superfície do Mar e Circulação Atmosférica

O padrão médio anual da TSM e ventos para o Atlântico Tropical pode ser visto na Figura 1. O ciclo anual na interação oceano-atmosfera no Atlântico Tropical possui o sinal mais significativo entre as diversas bandas de frequência que compõe a variabilidade na bacia. Suas características são dependentes da posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCIT) e da TSM (Servain *et al.*, 1999).

A ZCIT é a região localizada nos trópicos ao redor da Terra na qual os Alísios do hemisfério sul e hemisfério norte convergem. A latitude central da ZCIT pode ser definida por diferentes parâmetros, como por exemplo o máximo de precipitação

Figura 1: Climatologia anual da TSM (contornos - WOCE - Locarnini *et al.*, 2010) e da tensão de cisalhamento de ventos (campo vetorial - 20thCentv2 - Compo *et al.*, 2009) (1890-2008) .

associado à convecção de nuvens tropicais (e.g. Zhang, 2001), ou também através do ponto onde o vento meridional é nulo (e.g. Zagar et al. 2011).

A climatologia anual no Atlântico do vento meridional integrado da superfície até 900hPa da reanálise ERA INTERIM (Dee *et al.*, 2011), mostra que $v = 0$ é associado à posição central da ZCIT com a latitude aproximada de $6^{\circ}N$. A ZCIT apresenta uma importante variação sazonal - no inverno (verão) boreal ela atinge latitudes, no oceano Atlântico Tropical de $3^{\circ}S$ ($9^{\circ}N$) (Zagar et al., 2011).

Segundo Xie e Carton (2004), o ciclo anual da TSM é bem definido no Atlântico Equatorial Leste, onde os máximos de temperatura ($T > 28^{\circ}C$) são observados durante a primavera boreal. Nesse período os ventos na região apresentam as menores intensidades e a termoclina está mais rasa. Em Julho, a TSM atinge seu mínimo ($T < 23^{\circ}C$) ao longo da costa africana, devido a intensificação dos Alísios. Em Julho e Agosto, uma língua de água fria se forma através da bacia, centrada pouco ao sul do equador. A maior variabilidade da TSM no Atlântico Tropical ocorre em áreas adjacentes à costa

oeste da África (Doi *et al.*, 2009). Segundo Carton e Zhou (1997), ao sul (norte) de 5°S (10°N) a radiação solar é associada a amplitudes de TSM com cerca de 0.3°C no equador e de cerca de 1.2°C (2.4°C) em 20°N (20°). Entre 3°N e 10°N , o sinal anual mais importante está associado à perda de calor latente devido à mudanças da velocidade do vento, implicando num mínimo de TSM no outono boreal. Os autores afirmam que o ciclo anual do fluxo de calor latente tem amplitudes máximas nas latitudes de 10°S e 10°N , ocorrendo no Atlântico Tropical Norte (Sul) em agosto (janeiro), quando os ventos Alísios são mais fracos. As variações de temperatura associadas ao calor são em média de 0.5°C (1.0°C) entre 15°S - 8°S a oeste de 0°E (5°N - 20°N , 55°W - 20°W).

A Figura 1 mostra a climatologia anual da TSM e tensão de cisalhamento do vento obtidas respectivamente no World Ocean Atlas (WOCE - Locarnini *et al.*, 2010) e na reanálise do século 20 (20th Century reanalysis v2 - Compo *et al.*, 2011).

1.2 Modos de Variabilidade Tropical

A variabilidade de baixa frequência em superfície no Atlântico apresenta dois modos principais de variabilidade.

O primeiro deles apresenta variabilidade com período decadal e foi conhecido através de diversos nomes: dipolo do Atlântico (Servain, 1991), ou também gradiente meridional interhemisférico de temperatura do Atlântico (Carton *et al.*, 1996). Neste trabalho o modo será tratado como gradiente meridional de temperatura interhemisférica (GMT). O termo dipolo se refere a uma gangorra de temperatura anômala - quando anomalias de TSM positivas (negativas) ocorrem no Atlântico Tropical Norte, anomalias negativas (positivas) ocorrem no Atlântico Tropical Sul. O GMT se refere a manifestação de um gradiente de TSM anômala entre o Atlântico Tropical Sul ou Norte, que está associado ao fluxo de calor latente em cada uma das bacias (Carton *et al.*, 1996).

O segundo modo da variabilidade de TSM do Atlântico Tropical apresenta variabilidade com período interanual, sendo conhecido como Modo Zonal do Atlântico

, Modo Equatorial, ou Niño do Atlântico. Neste trabalho ele será tratado como Modo Zonal do Atlântico. Esse processo guarda semelhanças dinâmicas em relação ao evento do pacífico, o El Niño Oscilação Sul (ENOS).

1.2.1 Gradiente Interhemsiférico de Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico

O GMT é o modo dominante na primavera boreal (Servain et al. 1998; Mahajan et al. 2010) e consiste de um gradiente norte-sul de anomalias de TSM e de vento através do equador (Murtugudde et al. 2002; Nobre and Shukla 1996). O GMT pode ser descrito por um índice proposto por Servain (1991), baseado em dados de TSM. Ele consiste da subtração das anomalias da TSM (relativas ao ciclo anual) no Atlântico Tropical Sul dos valores de anomalia de TSM do Atlântico Tropical Norte. A variação associada à variabilidade decadal tem uma faixa de temperaturas entre 0.3°C - 0.5°C (Carton *et al.*, 1996). O GMT também pode ser descrito através da análise de funções empíricas ortogonais (EOF) (Servain, 1991).

O GMT obtido através da EOF mostra a existência de uma relação fora de fase de TSM entre o Atlântico Tropical Norte e Sul. Essa informação foi inicialmente interpretada como um dipolo de TSM, entretanto a correlação da TSM em ambas regiões não é significativa quando se considera o sinal anômalo bruto (Houghton, Tourre, 1992) em escala sazonal e interanual (Enfield, Mayer, 1997). Esse dipolo ocorre com frequência pequena (12-15% do tempo) pode ser resultado da sobreposição de variáveis independentes estocásticas, ao norte e ao sul da ZCIT. A configuração do gradiente norte-sul da anomalia de TSM é mais comum, ocorrendo em cerca de 50% do tempo (Enfield et al., 1999; Mélice, Servain, 2003). Análises espectrais considerando períodos associados a determinadas estações do ano indicam uma relação de dipolo em duas bandas de período: 8-12 anos (inverno-primavera boreal) e 2.3 anos (verão-outono).

A variação dos ventos é um importante mecanismo de perda de calor latente de superfície e os padrões meridionais estão associados a mudanças de baixa frequência na evaporação, estando razoavelmente desacoplados de variações da termoclina (Carton

et al., 1996). O mecanismo vento, evaporação, TSM (*wind, evaporation, sea surface temperature* - WES) é consequência da interação entre o vento e a superfície do mar, na qual não apenas o momentum, como também a TSM é afetada, devido à mistura e a alterações do fluxo de calor latente. Chang *et al.* (1997) apresentou a possibilidade da variação decadal da TSM estar associada a esse mecanismo. A resposta WES é mais intensa no oceano Atlântico em relação ao Pacífico, sendo efetivo em áreas fora do equador e associado ao gradiente meridional do Atlântico (Xie *et al.*, 1999), apresentado na Figura 12. O GMT tem sua amplitude aumentada quando o mecanismo de WES está presente (Mahajan, Saravanana, Chang, 2010). A modelagem numérica sugere que padrões de TSM meridionais resultam de variações de mudanças de baixa frequência da evaporação, estando pouco associados à variações da profundidade da termoclina (Carton *et al.*, 1996).

Anderoli e Kayano (2003) investigaram a propagação de sinais de TSM em escala de tempo decadal. Os autores encontraram uma relação na qual o GMT evolui para o modo do Niño do Atlântico e vice-versa. Eles apresentam duas maneiras distintas de evolução, a primeira consiste num regime oscilatório de 12 anos, no qual um padrão de GMT com 2 anos de duração evolui em um padrão do Modo Zonal do Atlântico, com período de cerca de 1 ano (e vice-versa). O segundo padrão de evolução mostra um período de 10 anos de duração, no qual um Modo Zonal do Atlântico, com cerca de 2 anos evolui num padrão do GMT (e vice-versa).

Há uma possível ligação entre a região do Domo da Guiné, ao largo de Dakar e o GMT. O Domo parece estar relacionado às posições anômalas em relação ao ciclo anual da ZCIT e a GMT. Anomalias de temperatura no Atlântico Tropical Norte, através do mecanismo de WES, determinam a localização anômala da ZCIT para norte (sul) através da resposta de WES. A posição da ZCIT determina o bombeamento de Ekman e a evolução do domo da Guiné, que se torna mais forte (fraco) durante o outono boreal. Sua intensidade pode afetar a variabilidade da GMT. Ambas as fases positiva e negativa do GMT, na primavera estão relacionadas com variações com o domo Guiné no outono, através da migração meridional da ZCIT (Doi *et al.*, 2009).

Figura 2: Análise de EOF empregada para visualizar o GMT através de todo o Atlântico . Primeiro modo da EOF para: a) Atlântico Norte (b) Sul, com 43.4% e 44.2% da variância explicada em cada bacia. c) representa a série de tempo em cada ponto da grade de a) e v). O conjunto de dados utilizado é o GISST (Xie *et al.*, 1999).

1.2.2 Modo Zonal do Atlântico

Esse modo caracteriza-se pela variabilidade na direção leste-oeste da bacia. A alternância de eventos quentes e frios no equador é característica do Modo Zonal, no leste da bacia do Atlântico. Os sinais positivos e negativos das anomalias de TSM com relação ao ciclo anual são separados pela posição média da ZCIT. Sua variabilidade interanual obedece a mesma física que a anual (Servain *et al.*, 2000). Em certos anos a ressurgência costeira e equatorial no Golfo da Guiné enfraquece, afetando a precipitação e a pesca na região. Esse padrão observado é análogo ao do ENOS no Pacífico

Tropical (Hisard, 1980). Merle (1980), baseado em dados históricos de anomalias interanuais e anuais de TSM na região, discute a existência no Atlântico, de evento similar ao ENSO, no Pacífico. De fato, a variabilidade do modo do Atlântico Equatorial é semelhante ao ENOS. Zebiak (1993) comprovou as hipóteses de Merle (1980) através de simulações numéricas de um modelo oceano-atmosfera acoplado e dados observados. O autor também demonstrou, que além das semelhanças dinâmicas, há evidências de um sinal acoplado menos robusto do Modo Zonal do Atlântico, em relação a sua contrapartida no Pacífico. As oscilações interanuais do modo favorecem um período de cerca de 4 anos.

O Modo Zonal do Atlântico está contido entre as latitudes de 5°S e 5°N . As anomalias de TSM apresentam amplitudes médias 30% menor em relação ao Pacífico, com valores que podem exceder uma diferença de 1°C na língua fria do Atlântico. (Zebiak, 1993; Carton, Huang, 1994). Ele está em fase com o verão boreal, quando o aumento da intensidade dos ventos de leste tornam a termoclina no Golfo da Guinéa mais rasa (Okumura, Xie, 2006). A Figura 3 (Adaptada de Okumura e Xie, 2006) mostra o padrão de anomalias de TSM no verão boreal, associado ao modo do equatorial.

A altura de superfície do mar (SSH) é um indicador do conteúdo de calor do oceano superior e precede o aparecimento das anomalias de TSM no Atlântico Equatorial por 4-5 meses (Ding et al., 2010). Anomalias positivas de temperatura em subsuperfície são observadas no lado oeste da bacia, como resposta atrasada do evento frio anterior e se propagam para leste, onde podem influenciar a TSM, engatilhando um evento quente. Flutuações no Atlântico equatorial são dominadas pelo Modo Zonal do Atlântico (Chang *et al.*, 2006). Esse modo explica cerca de 70% da variabilidade no Atlântico equatorial leste e 19% da variabilidade equatorial total (Ding *et al.*, 2010). O Modo Zonal do Atlântico afeta fortemente a previsão sazonal nos países africanos que bordejam o Golfo da Guinéa (Chang *et al.*, 2006).

Os mecanismos principais de oscilação são os mesmos para o Pacífico e Atlântico. Devido a menor extensão do Atlântico, poderia-se esperar períodos de oscilação mais curtos neste oceano. Porém, os períodos similares podem ter explicação nas diferenças

Figura 3: Padrão de anomalias em Jun-Jul associado ao Niño do Atlântico. Contornos preenchidos representam a TSM obtida a partir do conjunto OISST; contornos em verde representam regressão da a precipitação do conjunto CMAP com a TSM do Atlântico equatorial; os vetores são a velocidade do vento em 1000hPa. (Okumura, Xie, 2006)

da estrutura zonal, força do acoplamento ar-mar e também na estratificação média inerente a cada bacia (Zebiak, 1993). Anomalias quentes (frias) coincidem com a mudança para oeste (leste) do vento zonal, principalmente na porção central da bacia do Atlântico Tropical (Zebiak, 1993). Ele é forte durante a o verão e primavera boreal (Keenlyside, Latif, 2007). A resposta de Bjerknes que se inicia em novembro é menos intensa e tende a evoluir em um modo meridional, durante Março-Abril (Okumura, Xie, 2006).

No Atlântico Equatorial, a variabilidade da língua de água fria tem diminuído nas últimas 6 décadas, o que implica no aumento da TSM do Atlântico equatorial leste. Durante o verão (primavera) boreal, o aquecimento é máximo (mínimo), quando a ressurgência equatorial é intensificada (suprimida). No leste da bacia há maior convecção atmosférica e Alísios mais fracos, o que diminui a profundidade da termoclina e reforça ainda mais o padrão de aquecimento na superfície. Aerosóis no hemisfério norte podem ser responsáveis pela mudança, além do aumento da temperatura global média (Tokinaga, Xie, 2011).

1.3 El Niño Oscilação Sul

Uma breve síntese do ENOS é apresentada para se fazer o paralelo com o Modo Zonal do Atlântico. O El Niño é o aquecimento anômalo em larga escala das águas de superfície no Oceano Pacífico tropical, que apresenta acoplamento com uma contrapartida atmosférica - uma gangorra de pressão ao nível do mar entre o Pacífico leste e oeste (conhecida como Oscilação Sul). Esse acoplamento é o chamado ENOS. A gangorra atmosférica atua sobre a circulação de Walker - ventos Alísios de leste através do Pacífico Tropical, que geram ascensão de ar no oeste da bacia oceânica e subducção a leste. A circulação de Walker (e os ventos Alísios) se enfraquece quando anomalias positivas de TSM surgem no Pacífico leste. Esse enfraquecimento se deve ao amortecimento do gradiente leste-oeste de TSM e reforça ainda mais as anomalias quentes no leste da bacia. Essa é a fase quente do ENOS, o El Niño (Figura 4a). A termoclina também é um elemento importante no mecanismo ENOS. Anomalias positivas em subsuperfície (aprofundamento da termoclina) no Pacífico oeste ocorrem com até um ano de antecedência em relação ao El Niño. Essas anomalias migram para leste até atingir o limite da bacia, onde o aprofundamento da termoclina induz anomalias positivas na TSM (Wang *et al.*, 2012). A fase fria do ENOS conhecida como - La Niña - é engatilhado antes mesmo da fase madura do El Niño ocorrer. As anomalias quentes de TSM no Pacífico leste são contrapostas por anomalias frias em subsuperfície no oeste (elevação da termoclina), que passam a se propagar para leste, erodindo as anomalias quentes em superfície, intensificando o gradiente de temperatura zonal, os ventos e iniciando o evento La Niña (Wang *et al.*, 2012) (Figura 4b). Os elementos que descrevem o ENOS são conhecidos como resposta de Bjerknes, uma resposta positiva do sistema oceano-atmosfera. Em outras palavras, a resposta de Bjerknes é representada por três elementos, o primeiro são ventos de superfície no oeste da bacia forçados por anomalias de TSM no leste, o segundo são ventos a oeste que forçam o conteúdo de calor no leste e a forçante de anomalias de SST no leste dada pelo conteúdo de calor no leste (Keenlyside, Latif, 2007).

Figura 4: Representação esquemática do El Niño e sistema oceano-atmosfera associado. (a) El Niño; (b) La Niña; (c) Condições normais. (El Niño Theme Page, adaptado de http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino_normal.html, 2014)

2 Hipótese de trabalho

A hipótese desse trabalho é que os modos de variabilidade da TSM do Atlântico Tropical sofreram variações quanto à sua, estrutura espacial e frequência ao longo do século XX, devido a alterações na circulação atmosférica.

3 Objetivo

Investigar as mudanças associadas aos modos de variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Tropical ao longo do século XX.

3.1 Objetivos específicos

- Identificar os padrões médios de variabilidade da TSM
- Identificar os padrões espaciais de modos espaciais da variabilidade tropical da TSM, da altura de superfície do mar, da profundidade da isoterma de 20°C e da tensão de cisalhamento do vento
- Identificar os padrões espaciais de modos espaciais da variabilidade equatorial da TSM
- Verificar alterações dos padrões espaciais ao longo do tempo da TSM

4 Material e métodos

4.1 Dados

Serão utilizados as informações contidas no conjunto observacional NOAA-ERSSTv3 (SST) e nos resultados da reanálise SODA v2.2.6 (Carton, Giese, 2008) (temperatura, vento zonal e meridional e velocidade de correntes.). O conjunto SODA v2.2.6 e o conjunto ERSSTv3 assimilam dados do conjunto ICOADS 2.5.

Dados de superfície do mar dos últimos 3 séculos podem ser obtidos no conjunto ICOADS 2.5 *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*, que provavelmente é a coleção de dados de superfície do mar mais extensa e heterogênea que existe, sendo considerado como o conjunto referência de dados marinhos de longo termo. Ele é um esforço internacional inicialmente liderado pelo *Earth System Research Laboratory* da *National Oceanic Atmospheric Administration* (NOAA, dos EUA) e também pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR, também dos EUA). O conjunto incorpora dados provenientes de diversos sistemas de observação e pesquisa de diversos países. A versão 2.5 incorpora novos dados (atingindo um número de 261 milhões) e possui um novo controle de qualidade. A principal base de dados do ICOADS 2.5 é o COADS 2, um projeto de cooperação dos EUA, que utiliza observações de superfície a partir de navios, bóias fundeadas, derivadores e medidas próximas a superfície de

perfiladores oceanográficos. O conjunto cobre um período de 142 anos, de 1854-1995. A principal fonte de dados de períodos históricos provém de dados de navios e mais recentemente, medições de satélites. Este é um dos conjuntos de dados marinhos disponíveis, que apresenta como variáveis observadas (com controle de qualidade) como TSM, temperatura do ar, umidade, pressão barométrica, cobertura de nuvens e campos de onda (Woodruff *et al.*, 1998).

Tanto o COADS como o ICOADS foram afetados pela diminuição de medidas durante o período de ocorrência das duas grandes guerras mundiais, quando o número de observações globais foram reduzidas a níveis comparáveis ao fim do século XIX.

- i. NOAA-ERSSTv3 - É uma reconstrução global de TSM produzida a partir da base de dados do ICOADS 2.5. Essencialmente é um método de interpolação para dados espacialmente dispersos com um controle de qualidade de dados robusto (Reynolds *et al.*, 2008). A reconstrução baseia-se no trabalho de Smith *et al.* (1998), que é essencialmente o método de Smith *et al.* (1996). O método utiliza a análise de funções empíricas ortogonais em um conjunto de dados (com a tendência e variabilidade de baixa frequência removidos) espacialmente e temporalmente bem descrito (conjuntos com dados de satélite e observações *in situ*) que gera padrões espaciais (autovalores) e série temporal associada (componentes principais). Então assume-se que os padrões espaciais são comuns àqueles de superobservações (média de observações individuais em quadrados de 5° de longitude-latitude) gradeada a partir de um conjunto temporalmente mais extenso, porém com dados espacialmente menos consistentes (observações *in situ* de bóias, navios, campanhas oceanográficas). Define-se então uma função de anomalia reconstruída, que está associada aos padrões espaciais das EOFs e a uma série temporal (peso temporal) que será associado às superobservações. Através da minimização do erro entre a reconstrução e a superobservação é possível obter-se o peso temporal. Esse peso temporal, associado aos padrões espaciais permite a reconstrução da anomalia de alta frequência. Por fim o sinal de baixa frequência é

adicionado à reconstrução. As diferenças apresentadas entre o NOAA-ERSSTv3 e o método de Smith *et al.* (1998) são a área considerada (global), o conjunto base que fornece as superobservações, o uso do método de EOFs rotacionadas para obtenção de padrões espaciais e o controle de qualidade utilizado para produzir os dados.

- ii. SODA v.2.2.6 - Como descrito por Carton, Giese (2008), a reanálise SODA consiste de um modelo de circulação oceânica geral para previsão com assimilação de dados, com correções de estimativas a cada 10 dias. Sua resolução é de $0.5^\circ \times 0.5^\circ \times 40$ níveis.

A versão 2.2.4 representa a primeira assimilação com mais de 100 anos de dados, sendo forçada em superfície pelos ventos da reanálise do século 20 (Compo, *et al.*, 2011). Seu período vai de 1871 a 2008, com resolução mensal. O mesmo período é considerado para a versão 2.2.6, porém seus fluxos de calor e sal foram baseados em fórmulas *bulk* calculadas a partir de variáveis da reanálise do século 20. O ICOADS é a fonte dos dados assimilados (TSM) (http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/soda_2.2.4.php).

Segundo Carton e Giese (2008), a baixa (alta) frequência, considerando períodos decadais (próximo a anuais) é dominada pela variabilidade temporal dos dados assimilados (modelo)

4.2 Variáveis analisadas e método aplicado

As variáveis do conjunto SODA serão analisadas de acordo com os seguintes métodos (métodos são descritos no item "Métodos" do texto). O período considerado será de janeiro de 1929 a dezembro de 2008. O período de 80 anos foi definido considerando os dados disponíveis no ICOADS 2.5. A análise incluiu o período da segunda guerra mundial, conflito que durou 6 anos (de 1939 a 1945), no qual houve diminuição importante do número de observações (período pré guerra: $\approx 1 \text{ mi ano}^{-1}$, período durante a guerra $> 0.4 \text{ mi ano}^{-1}$) (Woodruff *et al.*, 2011). Optou-se pela não inclusão

do período da primeira guerra mundial (1914 a 1918), pois o período inicial da análise seria contaminado por uma quantidade de dados significativamente menor durante o período de 1909 a 1948. As duas guerras afetam o número de observações no oceano no início do século (Woodruff *et al.*, 2011).

As variáveis analisadas serão:

- Temperatura de superfície do Mar (TSM)
- Profundidade da isoterma de 20°C (z20)
- Altura de superfície do mar (*Sea surface height* - SSH)
- Tensão de cisalhamento do vento

4.2.0.1 Análises da TSM, Z20 e SSH

As TSM, a z20 e a SSH serão analisadas da seguinte maneira:

- Cálculo de climatologia do ciclo anual
- Cálculo da anomalia em relação ao ciclo anual
- Análise de EOF das variáveis normalizadas e com a tendência linear removida para o período de 1929 a 2008 (e para subperíodos de 20 anos (1929 a 1948, 1949 a 1968, 1969 a 1988, 1989 a 2008)).
- Análise da série temporal da EOF, por meio de transformada de Fourier

4.2.0.2 Análises da Tensão de cisalhamento do vento

- Cálculo de climatologia do ciclo anual
- Cálculo da anomalia em relação ao ciclo anual
- Análise de função empírica ortogonal associada (*joint Empirical Orthogonal Function* - jEOF) da tensão de cisalhamento do vento variáveis normalizadas e com a tendência linear removida para o período de 1929 a 2008 (e para subperíodos de 20 anos (1929 a 1948, 1949 a 1968, 1969 a 1988, 1989 a 2008)).
- Análise da série temporal da EOF, por meio de transformada de Fourier

4.2.0.3 Outras análises

As séries temporais obtidas a partir da EOF e jEOF das variáveis normalizadas serão submetidas a comparações por meio do espectro cruzado da densidade potencial para encontrar períodos comuns entre os sinais os diferentes conjuntos de dados e também a relação de fase desses sinais. A normalização é realizada através da divisão dos conjuntos pelo valor de seus respectivos desvios padrões.

4.3 Métodos

Para atingir o objetivo proposto e verificar a hipótese serão realizadas as seguintes análises:

4.3.1 Cálculo de tendências lineares

As tendências lineares serão calculadas através do procedimento do método de mínimos quadrados, que determina o melhor ajuste de reta aos dados. O problema consiste em se encontrar a melhor reta $y = ax + b$ para um $n \in \{1, \dots, N\}$, onde há os pares (x_n, y_n) .

O erro entre os pares dados para uma reta $y = ax + b$ é:

$$E(a, b) = \sum_{n=1}^N (y_n - (ax_n + b))^2 \quad (1)$$

O objetivo é encontrar o menor erro observado. Para isso, tem-se:

$$\frac{\partial E}{\partial a} = 0, \quad \frac{\partial E}{\partial b} = 0 \quad (2)$$

A diferenciação acima produz:

$$\begin{aligned} \left(\sum_{n=1}^N x_n^2 \right) a + \left(\sum_{n=1}^N x_n \right) b &= \sum_{n=1}^N x_n y_n \\ \left(\sum_{n=1}^N x_n \right) a + \left(\sum_{n=1}^N 1 \right) b &= \sum_{n=1}^N y_n \end{aligned} \quad (3)$$

onde:

$$\begin{pmatrix} a \\ b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_{n=1}^N x_n^2 & \sum_{n=1}^N x_n \\ \sum_{n=1}^N x_n & \sum_{n=1}^N 1 \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \sum_{n=1}^N x_n y_n \\ \sum_{n=1}^N y_n \end{pmatrix}$$

4.3.2 Climatologia

Certos padrões de variabilidade podem ser avaliados através do cálculo da climatologia. Ela pode ser relacionada à teoria das perturbações do seguinte modo:

Para qualquer medida de uma dado parâmetro F^* , pode-se escrever:

$$F^* = F + f(t) \quad (4)$$

Onde F é um estado estacionário e $f(t)$ um é uma perturbação ou agente modificador do estado estacionário. Nesse caso $F \gg f(t)$ e para um $t \rightarrow \infty$, a média da perturbação, dada por $\bar{f}(t)$ fica:

$$\lim_{t \rightarrow \infty} \bar{f}(t) = \lim_{t \rightarrow \infty} \frac{1}{t} \int_{t-\tau}^{\tau} f d\tau = 0 \quad (5)$$

Para $t \rightarrow \infty$, a média dos valores observados $\bar{F}^*$ é aproximadamente o estado estacionário $\bar{F}$:

$$\bar{F}^* \approx \bar{F} \quad (6)$$

A climatologia representa o padrão médio e estacionário de um determinado parâmetro, quando consideramos um tempo t suficientemente longo. A Figura 5 apresenta um exemplo de sinal sintético de temperatura, com cerca de 50 anos de informação mensal. A Figura 5a é o sinal bruto medido (F^*), a Figura 5b são as perturbações (ou anomalias, dadas por $f = F^* - \bar{F}^*$) e a Figura 5c é o estado estacionário (ou climatologia $\bar{F} \approx \bar{F}^*$)

Ao se subtrair de cada ano do conjunto de dados a média climatologica (sazonal, mensal, etc), obtém-se anomalias da observação ou do resultado numérico.

Figura 5: Exemplo sintético de um sinal com 50 anos (600 meses) de temperatura. O gráfico (a) mostra o sinal bruto, (b) apresenta a subtração (a)-(c) (anomalia do ciclo anual) — onde (c) é a climatologia mensal

Anomalias são sinais independentes da climatologia e contém a variabilidade de mais alta/baixa frequência do conjunto.

4.4 Funções empíricas ortogonais

Funções empíricas ortogonais (*Empirical Orthogonal Function*) são utilizadas para encontrar padrões espaciais estacionários e temporais de variabilidade, em geral, de campos escalares. A média das séries temporais de uma matriz F é calculada de modo que seu valor seja nulo.

A matriz de covariância de F é calculada através de: $R = F^t F$.

Então resolve-se o problema de autovalor:

$$RC = C\Lambda \quad (7)$$

Onde Λ é a matriz diagonal que contém os autovalores λ_i ou r . A coluna c_i de vetores de C são os autovetores de R correspondentes aos autovalores de λ_i . Ambos Λ e C tem um tamanho de p por p .

Os autovetores c_i resultantes, que estão associados aos padrões espaciais, correspondem aos respectivos autovalores λ_i . Os autovetores devem ser ordenados de acordo com seu tamanho. Assim, EOF1 é o autovetor associado ao maior autovalor e cada autovalor λ_i está associado a uma fração da variância total R explicada pelo modo. Ela é obtida ao se dividir o autovalor λ_i pela soma de todos os autovalores.

Uma propriedade da matriz de autovetores C é que ela apresenta a propriedade $C^t C = C C^t = I$, onde I é a matriz identidade. Isso significa que as diferentes EOFs não são correlacionadas no espaço, ou que elas são ortogonais entre si.

Os padrões colocados em um mapa representam **oscilações estacionárias** que evoluem de acordo com os autovalores. Essa evolução pode ser reconstruída, para EOF1, por exemplo, como:

$$\vec{a}_1 = F \vec{c}_1 \quad (8)$$

A reconstrução pode ser feita total ou parcialmente através da somatória dos valores, assim:

$$F = \sum_{j=1}^p \vec{a}_j (EOF_j) \quad (9)$$

A reconstrução parcial com os modos com maior variância explicada da EOF é um uso comum dos dados para se obter informações com ruídos 'filtrados'.

4.4.1 Funções empíricas ortogonais associadas

As funções empíricas ortogonais associadas (*joint Empirical Orthogonal Function* - jEOF) são uma extensão do método de EOF. Duas ou mais variáveis são introduzidas através da matriz de correlação, que é analisada através do método de EOF. O resultado final consiste de campos espaciais associados a suas respectivas variáveis e apenas uma série temporal responsável por dar a evolução no tempo de ambos os campos estacionários.

Seu cálculo consiste na fusão de matrizes dadas, $G(s, t)$ e $H(s, t)$ na matriz de covariância $F(s, t)$. Aqui, s e t correspondem aos índices espacial e temporal, respectivamente. Tanto $G(s, t)$, como $H(s, t)$ devem ser normalizadas antes da fusão na matriz $F(s, t)$.

$$F(s, t) = G(s, t) \cup H(s, t) = \begin{bmatrix} U_1(t=1) & U_1(t=2) & \dots & U_1(t=N) \\ U_2(t=1) & U_2(t=2) & \dots & U_2(t=N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ U_M(t=1) & U_M(t=2) & \dots & U_M(t=N) \\ T_1(t=1) & T_1(t=2) & \dots & T_1(t=N) \\ T_2(t=1) & T_2(t=2) & \dots & T_2(t=N) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ T_M(t=1) & T_M(t=2) & \dots & T_M(t=N) \end{bmatrix}$$

A análise de EOF é realizada normalmente e a matriz final deve ser separada e reorganizada, seguindo o arranjo das matrizes iniciais. Tanto o campo espacial (autovalores), como a série temporal (autovetores) devem ser interpretados como os resultados de uma EOF normal.

Neste estudo, apenas as componentes da tensão de cisalhamento do vento foram tratadas através desse método, para evitar a introdução de viés de outras variáveis. Isso pode ocorrer, quando a normalização não é feita adequadamente. Alguns testes

realizados (não apresentados) mostram claramente que mesmo após a normalização, a temperatura (por exemplo) é capaz de introduzir desvios importantes aos campos de vento. Esses desvios podem ser interpretados erroneamente como mecanismos físicos no oceano e na atmosfera.

4.4.2 Correlação de Pearson

O grau de correlação entre variáveis foi calculado através do coeficiente de correlação de *pearson*, onde ele é dado por r :

$$r = \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (10)$$

Onde x_i e y_i são as valores medidas das variáveis comparadas e $\bar{x}$ $\bar{y}$ são os valores médios dados por:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (11)$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (12)$$

A correlação de *pearson* é considerada:

- forte para $|r| > 0.7$
- moderada para forte para $0.5 < |r| < 0.7$
- moderada para $0.3 < |r| < 0.5$
- fraca para $|r| < 0.3$

Por simplificação, neste trabalho correlações fracas foram denominadas também como não significativas, embora o termo esteja atrelado ao valor-p. A correlação fraca mostra que a medida de similaridade entre variáveis independentes é pequena ou nula. Correlação não significativa pode apontar para uma correlação forte, mas como a hipótese de correlação nula tem uma probabilidade grande de ocorrer, os resultados não podem ser considerados. Em ambos os casos a relação entre variáveis

independentes não pode ser considerada.

4.4.3 Valor-p

O valor-p é a função densidade probabilidade do teste-t de student e mede a compatibilidade entre a amostra e a hipótese nula. A função densidade de probabilidade é uma gaussiana. Para um valor t_{obs} , o valor p é a probabilidade de se obter um $t \geq t_{obs}$, sob a hipótese nula (H_0).

$$p = P\{t \geq t_{obs} | H_0\} \quad (13)$$

A definição pode ser simplificada para os valores de t confinados de 0 a infinito. Se a distribuição de H_0 for dada pela função densidade de probabilidade $f_0(t)$, então:

$$p(t) = 1 - \int_0^{\infty} f(t)dt = 1 - F_0(t) \quad (14)$$

Valores-p pequenos (normalmente $p \leq 0.05$) são considerados forte evidência contra a hipótese nula. Valores-p grandes (normalmente $p > 0.05$) são considerados evidências fracas contra a hipótese nula.

4.4.4 Análises de série temporal

As análises da séries temporais que utilizam a transformada de Fourier foram baseadas em Emery e Thomson (1998). Os períodos e fases encontrados através da análise de Fourier e do espectro cruzado foram testados através de simulações de Monte Carlo, uma vez que o período é insuficiente para se empregar o método de Welch, que reduziria o ruído estocástico.

4.4.4.1 Transformada de Fourier

A premissa básica da transformada de Fourier é que uma série temporal que se repete infinitamente, definida num intervalo principal $[0, T]$ pode ser representada com uma

soma linear de senos e cossenos na forma:

$$y(t) = \bar{y}(t) + \sum_p [A_p \cos(\omega_p t) + B_p \sin(\omega_p t)] \quad (15)$$

Onde $\bar{y}(t)$ é o valor médio do registro, A_p e B_p são constantes e ω_p são frequências angulares ($p = 1, 2, \dots$) múltiplos da frequência fundamental $\omega_1 = 2\pi f_1 = 2\pi/T$ e T é o comprimento total da série temporal. A_p e B_p definem a contribuição de cada componente oscilatória ω_p . Isso permite a estimativa de espectros de potência de uma série temporal.

Considerando a forma discreta da série de Fourier finita, tem-se:

$$y(t_n) = \frac{1}{2}A_0 + \sum_{p=1}^{N/2} [A_p \cos(\omega_p t_n) + B_p \sin(\omega_p t_n)] \quad (16)$$

Para se estimar os valores de A_p e B_p , multiplica-se o registro da série temporal $y_n = y(t_n)$ pelo cosseno e seno, de modo que:

$$A_p = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \cos\left(\frac{2\pi pn}{N}\right), \quad p = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2} \quad (17)$$

$$A_0 = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n, \quad B_0 = 0 \quad (18)$$

$$A_{N/2} = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n, \quad B_{N/2} = 0 \quad (19)$$

$$B_p = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^N y_n \sin\left(\frac{2\pi pn}{N}\right), \quad p = 0, 1, 2, \dots, \frac{N}{2} - 1 \quad (20)$$

A somas apresentadas nas equações acima consistem de uma 'escolha' ons registros, de componentes com frequência específica. A condição de ortogonalidade para reconstrução do sinal exige que os argumentos das funções trigonométricas sejam múltiplos do comprimento total $T = N\Delta t$.

4.4.4.2 Espectro cruzado da densidade de potencial

O espectro cruzado da densidade potencial determina períodos em comum de dois

espectros de potencia, mostrando a potencia associada. Ele também permite calcular a diferença de fase entre os sinais, ou em outras palavras, o atraso que um tem em relação ao outro. Diferente de uma correlação cruzada, o espectro de densidade potencial é capaz achar as relações de fase em comum de diversas frequências diferentes.

Considerando a existência de uma bivariada $\{x_1(t), x_2(t)\}$ com frequência igual f_0 , amplitudes diferentes $\{A_1, A_2\}$ e fases diferentes $\{\phi_1, \phi_2\}$ e fazendo:

$$x_k = A_k \cos 2\pi f_0 t + \phi_k, \quad k = 1, 2 \quad (21)$$

A transformada de Fourier de x_k , em $-T/2 \leq t \leq T/2$ é:

$$X_k(f) = \frac{A_k}{2} \left\{ e^{i\phi_k} \frac{\sin \pi(f - f_0)T}{\pi(f - f_0)} + e^{-i\phi_k} \frac{\sin \pi(f + f_0)T}{\pi(f + f_0)} \right\}, \quad k = 1, 2 \quad (22)$$

O espectro cruzado é dado por:

$$S_{12} = \frac{1}{T} \left[X_1^*(f) X_2(f) \right] \quad (23)$$

Onde X_1^* é o complexo conjugado de X_1 . Da equação se obtém:

$$S_{12} = \frac{A_1(f)A_2(f)}{T} \left[e^{i[\phi_2(f) - \phi_1(f)]} \right] \quad (24)$$

Onde $A_1(f)A_2(f)/T$ é a amplitude média geométrica das cooscilações de frequência e $\phi_2(f) - \phi_1(f)$ é a diferença de fase entre as cossenoidais.

4.5 O espectro do ruído vermelho

O espectro do ruído vermelho é utilizado para verificar o nível de significância do espectro de Fourier calculado. Para isso é necessário determinar-se um espectro em segundo plano. Esse espectro pode ser tanto o ruído branco como o ruído vermelho, dependendo do tipo de dado apresentado. Gilman *et al.* (1963), apresentou um modelo

de espectro do ruído vermelho (espectro vermelho médio), que é descrito pela seguinte equação:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha(2k\pi/N)} \quad (25)$$

Onde k é o índice da frequência $k = 0 \dots N/2$. Os valores de α estão associados ao tipo de ruído obtido. O limite de $\alpha \rightarrow 1$ representa o ruído vermelho e $\alpha = 0$ é o ruído branco. Nas palavras de Gilman *et al.* (1963): "(...) usualmente é possível estimar o valor apropriado de α através da comparação direta do espectro normalizado, com a família de curvas (...)". O autor cita que o método é uma estimativa boa o suficiente para testes preliminares de significância. Torrence e Compo (1998) assumem que o sinal analisado apresenta um espectro médio, possivelmente dado pela equação de Gilman *et al.* (1963) e que se o espectro está significativamente acima dessa média. Para isso é necessário multiplicar-se o espectro médio por um determinado percentil (nesse caso, o de 95%) do χ^2 .

Os resultados acima da curva de significância são definidos como sinais com 95% de nível de confiança de que a hipótese nula pode ser rejeitada. A comparação entre os resultados das análises de Fourier/espectro cruzado de densidade potencial com o espectro do ruído vermelho é baseada na normalização dos sinais analisados.

4.6 Índices de variabilidade

Os índices de variabilidade são calculados através dos métodos apontados por Servain (1991) e Servain *et al.* (2000), para o GMT e para o índice do Modo Zonal respectivamente.

4.6.1 O índice do Gradiente meridional de Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico

Para se calcular o índice do GMT são definidas duas áreas associadas à bacia do Atlântico delimitadas pelo paralelo de 5°N, elas são: a área de 5°N a 28°N e a área

entre $5^{\circ}N$ e $20^{\circ}S$ (Figura 6). O resto da subtração da série temporal associada à média espacial ao norte e à média espacial ao sul é o índice do GMT. Segundo Servain *et al.*, o Atlântico Tropical Norte e o Atlântico Tropical Sul podem ser separados de acordo com o Equador térmico, definido aproximadamente na latitude de $5^{\circ}N$.

O GMT também pode ser identificado através da análise de EOF das anomalias de TSM.

Os dados utilizados são resultados da reanálise SODA.

Figura 6: As séries temporais utilizadas para o cálculo do índice do gradiente meridional de TSM são obtidas através da média da temperatura anômala na área delimitada pelo Atl. Tropical Norte e o Atl. Tropical Sul. O Atlântico Tropical Norte e o Atlântico Tropical Sul são divididos pela latitude de $5^{\circ}N$. Essas áreas são baseadas no trabalho de Servain (1991).

4.6.2 O índice do Modo Zonal do Atlântico Equatorial

Originalmente o índice da do modo equatorial proposto por Servain *et al.* (2000) foi calculado sobre rotas de navio no Atlântico Tropical leste (próximo a $30^{\circ}W$) e oeste (próximo a $10^{\circ}W$) entre $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$. O índice representa uma medida da inclinação da termoclina entre os dois lados da bacia, considerando a isoterma de $20^{\circ}C$.

A proposta de Servain *et al.* (2000) aqui é adaptada considerando as áreas delimitadas, a oeste pelas coordenadas $31^{\circ}W$ e $29^{\circ}W$ e a leste pelas coordenadas $11^{\circ}W$

e 9°W , entre 5°N e 5°S (Figura 7). O resto da subtração da série temporal associada à média espacial a leste e a média espacial a oeste é o índice do modo equatorial.

Figura 7: As séries temporais utilizadas para o cálculo do modo equatorial são obtidas através da média na área delimitadas no Atl. Equatorial Leste (31°W e 29°W) e Atl. Equatorial Oeste (11°W e 9°W), entre 5°S e 5°N . As áreas de foram definidas com base no trabalho de Servain *et al.* (2000).

5 Resultados

5.1 Climatologia sazonal

5.1.1 Temperatura de superfície do Mar

A Figura 8 mostra a climatologia sazonal de TSM para o período de 1920 a 2008 da reanálise Simple Ocean Data Analysis (SODA). Ela mostra os padrões médios de TSM das diferentes estações do ano

O sinal do ciclo sazonal é caracterizado por uma componente anual norte-sul assimétrica em relação ao equador. A assimetria pode ser observada na Figura 8, na qual nota-se maiores temperaturas ($T > 28^{\circ}\text{C}$) associadas ao hemisfério norte, particularmente durante o verão e outono boreal. A componente assimétrica é a banda de temperaturas ($T > 25^{\circ}\text{C}$), cujo centro se localiza aproximadamente no Equador

Figura 8: Climatologia da TSM para o (a) inverno , (b) primavera , (c) verão e (d) outono boreal do período de 1929 a 2008 da reanálise SODA 2.2.6.

($\approx 2^\circ\text{S}$) no inverno boreal (Janeiro a Março) e migra para sua posição mais setentrional ($\approx 8^\circ\text{N}$) durante o verão boreal (Julho a Setembro) . Na região à oeste (leste) de aproximadamente 20°W a extensão meridional da zona com temperaturas superiores a 25°C é maior (menor), chegando a 50° (20°) de comprimento meridional. As temperaturas mais frias ($T < 20^\circ\text{C}$) se concentram na costa africana ao sul e a norte de aproximadamente 15°N/S . Temperaturas superiores a 28°C ocorrem em ambos os lados da bacia. Durante metade do ano (primavera e verão) essa TSM é observada próximo ao Equador e à costa africana e durante a segunda metade (verão e outono) encontra-se ao norte do Equador e da costa sul-americana. O verão boreal é marcado pela presença de temperaturas inferiores a 23°C no equador, a leste de 14°W . A TSM cai tipicamente de 28°C (inverno boreal) para 23°C (verão boreal).

5.1.2 Tensão de cisalhamento do vento

A Figura 9 mostra a climatologia sazonal da função de corrente da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical. A figura mostra duas bandas com sentido aproximadamente zonal, cuja a intensidade da tensão de cisalhamento tem valores superiores, em média, à 0.08 N m^{-2} . Uma delas ocorre entre 4°N e 20°N e a outra entre 0°S e 30°S . A sazonalidade é marcante no sinal. Durante o inverno/primavera (verão/outono) boreal a intensidade do vento é maior no hemisfério norte (sul). Essas bandas estão associadas aos ventos Alísios.

A convergência dos ventos alísios ocorre aproximadamente entre 0°N e 10°N e está associado a valores baixos da intensidade do vento, a ITCZ. Ela apresenta variabilidade espacial sazonal, associada a sua posição meridional e zonal. Durante o inverno/primavera (verão/outono) seu eixo central, marcado pelas menores intensidades ($\tau < 0.08 \text{ Nm}^{-2}$), está mais próxima (distante) do equador, em aproximadamente 4°N (10°N). Existe também uma reversão zonal da direção dos ventos. Ao longo do ano, a medida que ocorre o deslocamento para norte da ITCZ, ocorre uma migração da costa da África, em direção a longitudes mais centrais do Atlântico tropical.

5.1.3 Altura do nível de superfície do mar

A climatologia sazonal de SSH é apresentada na Figura 10. Em média o Atlântico oeste apresenta SSH maiores do que o Atlântico leste. A feição do ciclo sazonal da SSH mais característica é o desenvolvimento, no equador, de uma língua de SSH positiva no lado oeste da bacia em direção ao leste, logo ao norte do Equador durante o verão e outono boreal. Nesses locais, a diferença da SSH atinge 10cm. O desenvolvimento da língua de nível mais alto é acompanhado pelo aumento (diminuição) da SSH média na região NW (SW) da bacia durante o verão e outono. O inverso ocorre durante o inverno e a primavera, quando ocorre a retração da língua de nível mais alto.

Dois centros de SSH negativa podem ser observados na região central e oeste da bacia do Atlântico Tropical. Durante o inverno e primavera boreal o centro associado

Figura 9: Climatologia sazonal da função de corrente da tensão de cisalhamento do vento do SODA 2.2.6 para o período de 1929 a 2008. Os períodos correspondem a (a) Janeiro - Março (Inverno boreal), (b) Abril-Junho (Primavera boreal), (c) Julho-Setembro (Verão boreal), Novembro-Dezembro (d) (Outono boreal)

ao Atlântico Norte (Sul) apresenta seu nível mais baixo (alto), assim como sua extensão horizontal parece ser maior (menor). O inverso ocorre durante o verão e outono boreal.

5.1.4 Profundidade da isoterma de 20°C

A climatologia da profundidade da isoterma de 20°C (z_{20}) é apresentada na Figura 11. As maiores profundidades estão associadas ao Atlântico Norte ($z_{20} > 200\text{m}$), ao norte de 10°N e ao Atlântico sudoeste ($z_{20} > 150\text{m}$). A z_{20} também apresenta maiores valores no oeste do oceano ($z_{20} > 150\text{m}$), de onde faixas de profundidades mais altas se projetam em direção ao interior do oceano. A variabilidade associada ao ciclo sazonal é mais pronunciada no lado oeste da bacia.

Figura 10: Climatologia sazonal da altura de superfície do mar do SODA 2.2.6 para o período de 1929 a 2008. Os períodos correspondem a (a) Janeiro - Março (Inverno boreal), (b) Abril-Junho (Primavera boreal), (c) Julho-Setembro (Verão boreal), Novembro-Dezembro (d) (Outono boreal)

Figura 11: Climatologia sazonal da profundidade da isoterma de 20°C do SODA 2.2.6 para o período de 1929 a 2008. Os períodos correspondem a (a) Janeiro - Março (Inverno boreal), (b) Abril-Junho (Primavera boreal), (c) Julho-Setembro (Verão boreal), Novembro-Dezembro (d) (Outono boreal)

5.2 Índices de variabilidade do Atlântico Tropical

5.2.1 Índice do Gradiente Meridional da Temperatura de Superfície do Mar do Atlântico

O índice do GMT, definido anteriormente na secção Métodos, é apresentado na figura 12. A amplitude máxima da diferença da anomalia de temperatura entre o hemisfério norte e sul é de 1.5°C , em módulo.

Figura 12: Série temporal do índice do GMT (anomalia de temperatura) para o período de 1929 a 2008.

5.2.2 Índice z20

O índice da profundidade da isoterma de 20°C , definido na secção Métodos, é apresentado na figura 13. A amplitude máxima da diferença da anomalia de profundidade entre o Atlântico leste e oeste chega a 30m, em módulo.

Figura 13: Série temporal do índice da z20 (anomalia de profundidade) para o período de 1929 a 2008.

5.3 Funções Empíricas Ortogonais

5.3.1 Temperatura de superfície do mar

5.3.1.1 Os modos de acordo com as EOFs e a comparação entre o conjunto SODA2.2.6 e ERSSTv3

A Figura 14 (15) mostra os padrões do primeiro (segundo) modo de EOF da TSM anômala com a tendência linear removida, considerando o período de 1929 a 2008. Os conjuntos de dados utilizados são (a) a reanálise SODA 2.2.6. e (b) o conjunto Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v3. O intuito da comparação é validar os resultados de temperatura do conjunto SODA v2.2.6 e apresentar o primeiro e segundo modo de variabilidade obtidos a partir das EOFs da temperatura anômala do Atlântico Tropical.

A Figura 14 apresenta o primeiro modo de variabilidade da TSM anômala dos conjuntos SODA e o conjunto ERSST, com a tendência linear removida. Esse é também o Modo Zonal do Atlântico. A série temporal, os padrões espaciais e a variância explicada em cada um dos painéis da Figura 14 são semelhantes. Os campos espaciais (autovalores) apresentam no equador (à leste de $30^{\circ}W$ em $\approx 0^{\circ}$) e na costa oeste da África (à leste de $5^{\circ}W$ e $\approx 15^{\circ}S$) maiores valores ($> |0.20|$). No Atlântico Tropical Norte e à oeste de $5^{\circ}W$ e ao sul de 0° a variabilidade associada aos autovalores é menor ($< |0.20|$). A variância explicada pelo primeiro modo da EOF é para o SODA 24,95% e para o ERSSTv3 29,19%. As séries temporais do SODA e do ERSST apresentam correlação forte, apesar do período entre 1940 e 1950, quando a componente principal associada ao SODA apresenta seus valores máximos até 3 vezes maiores do que a componente principal do ERSST.

A Figura 15 apresenta o GMT, obtido através das EOFs da TSM anômala. A série temporal, os padrões espaciais e a variância explicada em cada um dos painéis da Figura 15 são semelhantes. O GMT se apresenta em ambos os conjuntos na forma de um gradiente de temperatura anômala entre os hemisférios com padrões espaciais

Figura 14: Primeiro modo da função empírica ortogonal aplicada para a TSM anômala com a tendência removida para o período de novembro de 1981 a dezembro de 2008 dos conjuntos (a) SODA, (b) ERSSTv3.

de maior amplitude no hemisfério norte, ao leste de $40^{\circ}W$. A variância explicada pelo primeiro modo da EOF é para o SODA 17,90% e para o ERSSTv3 23,88%. Os autovalores (campos espaciais) para ambos conjuntos apresentam duas regiões com sinal oposto ao sul e ao norte do equador. Os valores máximos ($> |0.4|$) em módulo ocorrem entre 10 e $20^{\circ}N$ à leste de $30^{\circ}W$ no hemisfério norte e entre 10 e $20^{\circ}S$ à leste de $5^{\circ}W$, próximos à costa africana. As componentes principais são apresentadas no gráfico de série temporal da Figura 15 e possuem forte correlação ($r > 0.89$).

Figura 15: Primeiro modo da função empírica ortogonal aplicada para a TSM anômala com a tendência removida para o período de novembro de 1981 a dezembro de 2008 dos conjuntos (a) SODA, (b) ERSSTv2.

5.3.1.2 A evolução em períodos de 20 anos dos modos da TSM anômala

O primeiro e segundo modo da variabilidade do Atlântico Tropical foram calculados para quatro períodos diferentes do conjunto SODA 2.2.6. com intuito de se avaliar como o Modo Zonal e o GMT se comportaram ao longo do século.

A variância explicada do primeiro modo diminui progressivamente, de acordo com os períodos - de 1929 a 1948, 1949 a 1968, 1969 a 1988 e 1989 a 2008 a variância é 31,38%, 28,24%, 27,42% e 25,11% respectivamente - assim como o padrão associado

à variabilidade equatorial e da costa africana (Figura 16).

A intensidade do gradiente meridional diminui, considerando os valores dos campos espaciais, maior que 0.60 (maior que 0.80) no equador (na costa africana) à leste de 25°W e $\approx 0^{\circ}$ (à leste de 5°W e $\approx 15^{\circ}\text{S}$) para valores maiores que 0.5. Visualmente, a Figura 16 mostra um enfraquecimento da estrutura equatorial ao longo do século. A alteração espacial não se restringe ao equador e à estrutura na costa africana. No Atlântico Tropical Norte, a partir da segunda metade do período (Figura 16 (c) e (d)), pode-se observar a inversão dos sinais do campo espacial ao norte da latitude 5°N , com valores de ≈ 0.10 . A variação espacial na bacia do Atlântico Tropical Sul, à oeste de 5°W e sul de 10°S , adquire uma importância maior em relação aos períodos anteriores. Durante o período de 1969 a 1988, os valores dos campos espaciais da EOF1 nessa região chega a valores de 0.4 e durante 1989 a 2008, ela se mantém, com valores de cerca de 0.3. De modo geral, observa-se uma degeneração do padrão espacial associado à equatorial.

Figura 16: Primeiro modo da função empírica ortogonal da TSM anômala com a tendência linear removida do conjunto para os períodos de (a) 1929 - 1948, (b) 1949 - 1968, (c) 1969 - 1988, (d) 1989 - 2008. As série temporal associada é similar àquela apresentada na Figura 14 para os respectivos períodos.

A evolução do GMT apresenta mudanças associadas à intensidade de seus

campos espaciais e à variância explicada ao longo dos diferentes períodos. Ao longo do século, o valor da variância explicada, em média, aumentou - para os períodos de 1929 a 1948, 1949 a 1968, 1969 a 1988 e 1989 a 2008 os valores são respectivamente 15,50%, 13,95%, 23,41%, 18,69%.

Os maiores autovalores (maiores que 0.5) ocorrem no hemisfério norte, na região à oeste de 30°W, entre 10°N e 20°N. Ao longo do século, entre 1929 e 1968, as áreas associadas à esses valores (de $\approx 5^\circ \times 5^\circ$) aumentam (para 20° de longitude $\times$ 10° de latitude). No Atlântico Tropical Sul, os valores negativos na região à leste de 5°W se aproximam de zero ao longo do tempo. Durante os vinte anos finais da análise, a variabilidade espacial se restringe a um monopolo no Atlântico Norte. O gradiente de temperatura é definido no período de 1969 a 2008 (Figura 17 (c) e (d)).

Figura 17: Segundo modo da função empírica ortogonal da TSM anômala com a tendência linear removida do conjunto para os períodos de (a) 1929 - 1948, (b) 1949 - 1968, (c) 1969 - 1988, (d) 1989 - 2008. As série temporal associada é similar àquela apresentada na Figura 15 para os respectivos períodos.

5.3.2 Altura de superfície do mar

A Figura 18 mostra o padrão espacial do primeiro modo da EOF da SSH anômala com a tendência linear removida para o período de 1981 a 2008 e sua série

temporal. Esse modo explica $\approx 19\%$ da variância total. O padrão espacial da EOF-1 mostra a existência de uma língua associada a SSH na região equatorial, partindo da costa africana. Seu sinal vai até $25^\circ W$, onde duas outras línguas ocorrem ao norte ao sul, porém com sinal inverso ao do equador. Durante meados da década de 60, pode-se perceber uma rápida queda dos valores de SSH até a década de 70. A partir de então, aparentemente, há uma mudança no regime da variabilidade, no qual a frequência decadal tem seu sinal menos aparente em relação ao sinal interanual. Além disso existe um aumento pequeno, embora consistente dos valores do sinal a partir da década de 70.

Figura 18: Primeiro modo da função empírica ortogonal aplicada da SSH anômala sem a tendência linear do conjunto SODA 2.2.6, para o período de 1929 a 2008.

A evolução dos campos espaciais não apresentam mudanças importantes em relação à análise ao longo de todo o período.

5.3.3 Profundidade da isoterma de $20^\circ C$

A Figura 19 mostra os padrões do primeiro modo da EOF para a profundidade da isoterma de $20^\circ C$ anômala, para o período de 1929 a 2008, com sua tendência linear

removida. Os padrões espaciais e a série temporal associada à esse modo são similares aos observados na Figura 18.

A variabilidade espacial apresenta uma divisão entre porção oriental e ocidental do Atlântico Tropical. Existem três núcleos de variabilidade observados no campo, dois com valores negativos (≈ -2) em aproximadamente em $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$ (o núcleo ao sul apresenta uma extensão em direção à leste até cerca de $5^{\circ}W$), em aproximadamente $35^{\circ}W$ e um segundo, positivo (≈ 2), na costa africana sudoeste, com extensão equatorial até cerca de $20^{\circ}W$. Os padrões de variabilidade da série temporal na Figura 19 parecem se alterar a partir de meados da década de 60. Do início de 1929 a 1960, aproximadamente, as oscilações de baixa frequência (interanual a decadal), sendo visíveis no gráfico. Esse sinal dá lugar de meados 70 até o fim do período a um aumento sutil dos valores da série, com a diminuição da oscilação de baixa frequência. Os valores crescem de, em média, -1 durante meados da década de 70 para aproximadamente 1 durante a década do ano 2000.

Figura 19: Primeiro modo da função empírica ortogonal aplicada da z_{20} anômala sem a tendência linear do conjunto SODA 2.2.6, para o período de 1929 a 2008.

5.3.4 Tensão de cisalhamento do vento

5.3.4.1 O domínio tropical: $20^{\circ}S$ e $25^{\circ}N$

A variabilidade atmosférica e oceânica no domínio do GMT podem ser relacionadas através do mecanismo de WES, da transferência de momentum para o oceano e também através do bombeamento de Ekman (p. ex. Chang *et al.*, 1997). Embora a tensão de cisalhamento do vento não esteja diretamente associada aos fluxos de calor latente, ela está relacionada aos valores de velocidade do vento ($\tau_{ar} = \rho C_D |U|U$, onde τ_{ar} é a tensão de cisalhamento do vento, ρ a densidade do ar, C_D é o coeficiente de arrasto do vento e U é a velocidade à $10m$).

Os dois primeiros modos das jEOF da tensão de cisalhamento do vento anômalo são apresentadas nas Figuras 20 e 21. A variabilidade de cada modo está associado ao vento anômalo de latitudes subtropicais, que apresentam maior variabilidade em relação aos trópicos. O campo espacial foi normalizado para a visualização dos vetores.

Figura 20: Campo espacial e série temporal do primeiro modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical, do conjunto SODA 2.2.6.

A Figura 20 apresenta a jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento. A variância explicada é de 29,76%. As maiores intensidades normalizadas ($\tau_{a_N} > 3$) desse campo ocorrem em latitudes setentrionais (maiores que 10°N). A variabilidade associada à série temporal ocorre principalmente num intervalo entre -1 e +1.

A Figura 21 apresenta a jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento. A variância explicada é de 11,60%. As maiores intensidades normalizadas ($\tau_{a_N} > 3$) desse campo ocorrem em latitudes meridionais (maiores que 10°S). A variabilidade associada à série temporal ocorre principalmente num intervalo entre -1.5 e +1.5.

A jEOF2 apresenta variância explicada pequena, o que pode sugerir o resultado como inválido. Para demonstrar a consistência deste segundo modo foi feita a análise de jEOF da tensão de cisalhamento no Atlântico Tropical Norte (5°N e 25°N – não apresentado) e também no Atlântico Sul (5°S e 20°S – não apresentado). O primeiro modo da jEOF no Atlântico Sul apresenta variabilidade espacial e temporal praticamente idêntica à jEOF1 da tensão de cisalhamento em todo o domínio, porém variância explicada diferente (variância $\approx 40\%$ x $\approx 30\%$, respectivamente). A análise de jEOF da tensão de cisalhamento no Atlântico Tropical Sul (5°S e 20°S – não apresentado) apresenta primeiro modo com variabilidade espacial e temporal praticamente idêntica à jEOF2 da tensão de cisalhamento em todo o domínio, porém variância explicada diferente (variância $\approx 30\%$ x $\approx 12\%$, respectivamente).

A variância explicada da jEOF1 e jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento para todo o domínio são indícios que variabilidade do vento associada ao Atlântico Sul Tropical é mascarada pelo sinal do Atlântico Norte Tropical.

A Figura 22 apresenta a jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento ao longo do século e a variância explicada para todos os painéis é de $\approx 30\%$. A variabilidade desse modo se restringe principalmente à bacia do Atlântico Norte Tropical, ao norte do equador e o campo espacial não apresentou alterações significativas em sua estrutura.

A variação espacial do primeiro e segundo modo da jEOF para a tensão de cisalhamento anômala do vento pode ser visto nas Figuras 22 e 23. Os períodos consi-

Figura 21: Campo espacial e série temporal do segundo modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical, do conjunto SODA 2.2.6.

derados foram de vinte anos, com intervalos de 1929 a 1948, 1949 a 1968, 1969 a 1988 e 1989 a 2008.

A Figura 23 apresenta a jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento ao longo do século. A variância explicada pela para a jEOF1 tem valores de $\approx 12\%$ em todos os períodos e a variabilidade dos campos espaciais se alterou ao longo do tempo. A variabilidade no Atlântico Norte Tropical parece diminuir, chegando a valores próximo a zero, para o período de 1969 a 2008. No Atlântico Sul Tropical os padrões espaciais manteriveram-se aproximadamente constantes ao longo de todo o século. A estrutura principal nos campos espaciais desse modo está associada principalmente à bacia do Atlântico Sul Tropical.

5.3.4.2 O domínio equatorial: $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$

Uma das forçantes do Modo Zonal do Atlântico é a tensão de cisalhamento do vento (Carton *et al.*, 1996). Ao longo do ciclo anual, a região da ZCIT apresenta

Figura 22: Primeiro modo da jEOF da tensão de cisalhamento anômala do vento para os períodos de (a) 1929 - 1948, (b) 1949 - 1968, (c) 1969 - 1988, (d) 1989 - 2008. As série temporal associada é similar àquela apresentada na Figura 20 para os respectivos períodos.

tensão de cisalhamento do vento com intensidades climatológicas médias de 0.04 Nm^{-2} , que corresponde a cerca de 40% do valor médio observado na área de influência dos alísios (Figura 9). A tensão é relativamente constante ao longo do ano, indicando uma variabilidade pequena ao longo do ano, em relação à latitudes entre 5°N - 15°N e 5°S - 15°S . Por isso, o sinal equatorial (entre 5°N e 5°S) observado nas jEOFs da tensão de cisalhamento do vento realizadas no domínio 20°S a 25°N é quase nula – a importância relativa da variabilidade do vento no domínio equatorial é pequena, se comparada à região tropical. Em resumo: a variabilidade tropical mascara a variabilidade equatorial.

Para ter acesso à informação no equador, a análise de jEOF foi feita em um domínio relativamente pequeno, entre 5°S e 5°N . O resultado é válido, pois a série temporal da jEOF1 do vento é significativamente ($p < 0.01$) correlacionada com o índice da z20 ($r > 0.87$), o que indica uma forte relação entre o regime de vento e a estrutura equatorial associada a termoclina.

O três primeiros modos da jEOF, com variância explicada de 38.5%, 17.3%

Figura 23: Segundo modo da jEOF da tensão de cisalhamento anômala do vento para os períodos de (a) 1929 - 1948, (b) 1949 - 1968, (c) 1969 - 1988, (d) 1989 - 2008. As série temporal associada é similar àquela apresentada na Figura 21 para os respectivos períodos.

e 13.7%, são apresentados nas Figuras 24, 25, 26. O domínio de $20^{\circ}S$ a $25^{\circ}N$ é apresentado para a visualização dos dados. A evolução temporal dos modos a cada 20 anos não é apresentada, pois não foram constatadas alterações significativas ao longo do século no campo espacial das jEOF da tensão de cisalhamento equatorial. Os resultados do terceiro modo de variabilidade são incluídos, pois apresentam forte correlação ($r > 0.77$) com o primeiro modo das EOFs da SSH e da z_{20} .

A jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial (Figura 24) apresenta ventos que variam no eixo sudeste-noroeste, principalmente a oeste da longitude de $5^{\circ}W$, com intensidades de 0.04 (considerando o campo espacial). Essa intensidade decresce em regiões próximas à costa da África.

A jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial (Figura 25) apresenta ventos que variam no eixo sudoeste-nordeste, principalmente à oeste da longitude de $5^{\circ}W$, com intensidades de 0.04 (considerando o campo espacial). Essa intensidade decresce em regiões próximas à costa da África e a direção dos vetores é

Figura 24: Campo espacial e série temporal do primeiro modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical, do conjunto SODA 2.2.6.

aproximadamente paralela à linha de costa do continente africano.

A jEOF3 (Figura 26) apresenta divergência do campo vetorial em aproximadamente $30^{\circ}W$. A oeste (leste) da latitude do centro de divergência, o sentido adotado pelo campo é aproximadamente paralelo à costa brasileira (africana), com intensidades de 0.02 (0.04). Os maiores valores observados da tensão de cisalhamento (e sua direção) à oeste de $5^{\circ}W$ na costa Africana estão associados ao aprofundamento da termoclina observado na Figura 19.

5.4 Correlações

5.5 Validação de conjunto de dados e avaliação de análises

Correlações entre as séries temporais sem filtragem dos diversos parâmetros foram calculadas para validar o conjuntos de dados, avaliar a coerência entre as análises de EOF e eventos oceânicos e para verificar a relação entre variáveis independentes.

Figura 25: Campo espacial e série temporal do segundo modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical, do conjunto SODA 2.2.6.

As correlações utilizadas para a validação do conjunto SODA através do conjunto de dados observados de ERSST são obtidas a partir dos resultados apresentados nas Figuras 14 e 15. As séries temporais possuem padrões similares de variabilidade, correlação de pearson com $r > 0.80$ para o Modo Zonal e $r > 0.89$ para o GMT.

O índice do GMT (Modo Zonal), baseado em Servain (1991) (Servain *et al.*, (2000)) apresenta correlação forte (moderada a forte) como o GMT baseado na EOF2 da TSM anômala (com a EOF1 da z20), com valor de $r \approx 0.88$ ($r \approx 0.58$) e valor-p $p < 0.01$. As correlações altas indicam a consistência das análises de EOF, apesar da variância explicada relativamente baixa para a EOF1 da SSH (menor que 20%) e EOF1 e 2 da z20 (menor que 14%)

Relações para as seguintes séries temporais de variáveis independentes também foram calculadas:

- EOF1 da SSH, com EOF1 da z20. Forte valor de correlação com $r \approx 0.88$ e valor-p $p < 0.01$. A correlação cruzada (não apresentada) demonstra que ambas

Figura 26: Campo espacial e série temporal do terceiro modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Tropical, do conjunto SODA 2.2.6.

ocorrem simultaneamente.

- EOF1 da z_{20} , com EOF1 da SST. Valor moderado de correlação com $r \approx 0.44$ e valor-p $p < 0.01$. A correlação cruzada (não apresentada) indica que a profundidade da isoterma precede em um mês as anomalias de TSM.

5.5.1 O modo do GMT e a tensão de cisalhamento do vento

O espectro de Fourier é apresentado na Figura 27. As linhas verdes apontam para sinais do espectro de mesmo período, coincidentes entre o espectro da série temporal da jEOF1 e jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento e da EOF2 da TSM anômala. A linha em vermelho representa o ruído vermelho, considerando o nível de significância de 95%.

Os períodos com maior energia registrados pela análise para a jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento de $T = 96$ meses e para a EOF2 da TSM anômala de $T = 60$ meses.

Figura 27: Espectros de densidade da série temporal de (a) jEOF1 e (b) jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento, (c) EOF2 da TSM anômala. O marcado pelas linha verde horizontais é de 96. A linha amarela representa é o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelho representa o ruído vermelho, considerando um nível de significância de 95%.

Considerando o período encontrado no espectro da Figura 27, foi aplicado um filtro passa-baixa na série temporal de EOF2 da TSM anômala e na série associada à jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento.

A Figura 28 mostra a série temporal da EOF2 da TSM anômala e da jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento. As linhas em preto sobrepostas aos gráficos são o sinal tratado por um filtro passa baixa (janela de Hanning) e contém sinais com período superior a 96 meses, da EOF2 da TSM anômala e da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento.

A Figura 29 mostra a série temporal da EOF2 da TSM anômala e da jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento. As linhas em preto sobrepostas aos gráficos são o sinal tratado por um filtro passa baixa (janela de Hanning) e contém sinais com período

superior a 60 meses, da EOF2 da TSM anômala e da jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento.

Figura 28: Série temporal da EOF2 da TSM anômala (acima - azul) e série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento (abaixo - verde) . As linhas suavizadas em preto sobrepostas às séries temporais representam a filtragem com um passa baixa (janela de Hanning), ambas com período de $T = 96$ meses

Figura 29: Série temporal da EOF2 da TSM anômala (acima - azul) e série temporal da jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento (abaixo - verde) . As linhas suavizadas em preto sobrepostas às séries temporais representam a filtragem com um passa baixa (janela de Hanning), ambas com período de $T = 60$ meses

A correlação entre as séries filtradas da EOF2 da TSM anômala com a jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento (Figura 20) é $r \approx -0.68$. A correlação entre a

série da EOF2 e jEOF2, a correlação é ≈ -0.65 . A hipótese de correlação inexistente é rejeitada, com base no valor-p ($p < 0.01$).

A densidade espectral cruzada é apresentada na Figura 30 e 31. O método foi utilizado para definir os períodos que apresentam coerência entre a série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento e da EOF2 da TSM anômala. A linha vermelho representa o espectro do ruído vermelho.

A análise de densidade espectral cruzada entre a jEOF1 da tensão de cisalhamento e EOF2 da TSM são apresentadas nas Figuras 30a. As diferenças de fase são apresentadas nas Figuras 30b. A jEOF1 da tensão de cisalhamento antecede a EOF2 da TSM anômala em 1.7 meses considerando o sinal com período de 96 meses.

A análise de densidade espectral cruzada entre a jEOF2 da tensão de cisalhamento e EOF2 da TSM são apresentadas nas Figuras 31a. As diferenças de fase são apresentadas nas Figuras 31b. A jEOF2 da tensão de cisalhamento antecede a EOF2 da TSM anômala em 3 meses considerando o sinal com período de 60 meses.

Figura 30: (a) Densidade espectral cruzada entre a série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento e da EOF2 da TSM anômala. (b) Diferença de fase entre sinais com mesma frequência. A linha vertical (verde) corresponde ao período importante em ambas as variáveis ($T = 96$). As fases associadas correspondem ao vento precedendo a temperatura em 1.7 meses. A linha amarela representa o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelho representa o ruído vermelho, considerando um nível de significância de 95%.

Figura 31: (a) Densidade espectral cruzada entre a série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento e da EOF2 da TSM anômala. (b) Diferença de fase entre sinais com mesma frequência. A linha vertical (verde) corresponde ao período importante em ambas as variáveis ($T = 60$). As fases associadas correspondem ao vento precedendo a temperatura em 3 meses. A linha amarela representa o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelha representa o ruído vermelho, considerando um nível de significância de 95%.

5.5.2 O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento do vento equatorial

Os resultados da EOF1 da TSM anômala demonstram que esse modo apresenta sinal espacial associado ao Atlântico Equatorial e ao Atlântico Sul Tropical.

As análises de Fourier demonstram que a EOF1 da TSM apresenta sinais importantes associados à períodos de $T = 30$, $T \approx 34$ e $T = 60$ meses (Figura 32). O sinal equatorial explicado na secção anterior está associado ao vento no Atlântico Equatorial (entre $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$ – jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento equatorial).

O espectro de Fourier dos três modos calculados da jEOF da tensão de cisalhamento do vento equatorial e da EOF1 da TSM anômala são apresentados na Figura 32. O terceiro modo da jEOF da tensão de cisalhamento do vento equatorial demonstrou relações importantes com a variabilidade equatorial (demonstrado na secção "A tensão de cisalhamento do vento no Atlântico Equatorial, a altura de superfície do mar e a profundidade da termoclina de $20^{\circ}C$ ").

O espectro cruzado da densidade potencial entre a EOF1 e a jEOF1 (Figura

Figura 32: Espectros de densidade da série temporal de (a) jEOF1 e (b) jEOF2 (c) jEOF3 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial, (d) EOF1 da TSM anômala. Os períodos, da menor, para a maior frequência marcados pelas linhas vermelhas horizontais são de 60, 36 e 32 meses. A linha amarela representa é o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelha representa o ruído vermelho.

33) mostra a existência de sinais importantes com períodos de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses, com o vento precedendo as mudanças de temperatura (diferença de fase) em 1.1 e 1.6 meses.

O espectro cruzado da densidade potencial entre jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial e da EOF1 da TSM (não apresentado) mostra um período associado entre as duas séries temporais de $T = 60$ meses. A diferença de fase é de 28 meses, com a temperatura antecedendo a tensão de cisalhamento do vento. Esse fato indica, que embora ambos os conjuntos apresentem sinais com mesma frequência,

Figura 33: (a) Densidade espectral cruzada entre a série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial e da EOF1 da TSM anômala. (b) Diferença de fase entre sinais com mesma frequência. As linhas verticais (verde) correspondem às frequências períodos importantes em ambas as variáveis e representam os períodos $T = -1.6$ mês e $T = -1.1$ mês. As fases associadas correspondem a 36 e 32 meses respectivamente. A linha amarela representa o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelha representa o ruído vermelho, considerando um nível de significância de 95%.

provavelmente não há relação entre eles.

Um filtro passa-banda foi construído (duas janelas de hanning para períodos entre $26 < T < 38$, para selecionar os períodos de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses) para a EOF1 da TSM e a jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial, baseado nos resultados da Figura 33. As séries filtradas são apresentadas na Figura 34. A correlação é $r \approx 0.55$, com valor-p $p < 0.01$.

5.5.3 O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento de vento no domínio da bacia do Atlântico

O espectro cruzado das últimas seções mostrou que a EOF1 da TSM apresenta variabilidade associada aos períodos de $T = 30$, $T \approx 34$. A variabilidade com período de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses é relacionada ao vento no Atlântico Equatorial (entre $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$). O sinal com período de $T = 34$ meses também demonstra sinal em comum com a jEOF2 da tensão de cisalhamento para todo o domínio.

Figura 34: Série temporal da EOF1 da TSM anômala (acima - azul) e série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial (abaixo - verde) filtro passa-banda foi construído (para períodos entre $26 < T < 38$, para selecionar os períodos de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses).

A estrutura espacial da EOF1 da TSM é diferente na primeira e na segunda metade da análise no Atlântico Sul Tropical e aponta para uma mudança nos processos que afetam esse modo. A análise espectral cruzada foi realizada separadamente para os dois períodos. O espectro cruzado entre a EOF1 da TSM e as jEOF da tensão de cisalhamento do vento de 1929-1968 não possuem picos significativos (não apresentado). Já o período de 1969-2008 mostra sinal significativa com período de ≈ 34 meses e diferença de fase de ≈ 1 mês (Figura 35).

A Tabela 1 apresenta as correlações observadas para os diferentes períodos analisados entre a EOF1 da TSM e as jEOF da tensão de cisalhamento do vento. As séries temporais foram filtradas, considerando o intervalo $28 < T < 38$.

A correlação das séries temporais (tratadas por um filtro passa-banda para períodos entre $26 < T < 38$) é significativa para o período de 1969-2008. A correlação é de $r \approx 0.48$, com hipótese de correlação nula descartada devido ao valor- $p < 0.01$.

Figura 35: (a) Densidade espectral cruzada entre a série temporal da jEOF1 da tensão de cisalhamento anômala e da EOF1 da TSM anômala. (b) Diferença de fase entre sinais com mesma frequência. A linha vertical (verde) corresponde ao período $T \approx 34$ importante e comum a ambas variáveis. A fase associada corresponde a um sinal do vento antecedendo a temperatura em ≈ 1 mês. A linha amarela representa é o espectro médio do ruído vermelho. A linha vermelho representa o ruído vermelho, considerando um nível de significância de 95%.

Tabela 1: Correlação entre a EOF1 da TSM e a jEOF da tensão de cisalhamento do vento (períodos filtrados para o intervalo $28 < T < 38$)

Período	jEOF1		jEOF2	
	r	p	r	p
1929-2008	-0.13	< 0.01	-0.27	< 0.01
1929-1968	-0.13	< 0.01	-0.01	≈ 0.89
1969-2008	-0.10	< 0.05	0.48	< 0.01

5.5.4 A tensão de cisalhamento do vento no atlântico equatorial, a altura de superfície do mar e a profundidade da termoclina de 20°C

As correlações dessa seção demonstram a tendência de aumento sutil da profundidade da z20 e da SSH a partir de meados da década de 70. As correlações das séries filtradas com um passa-baixa de 20 meses mostram que a jEOF3 da tensão de cisalhamento do vento e a EOF1 da SSH (z20) tem correlação de $r \approx 0.76$ ($r \approx 0.68$).

A Figura 36 mostra que a partir da década de 70, uma tendência de aumento dos valores associados às séries temporais da jEOF2 da tensão de cisalhamento do

vento e da EOF1 da SSH. O resultado é similar para a z_{20} . A média normalizada de ambos os sinais em 1970 tem valores de ≈ -1.5 e ao final da análise valores de ≈ 1.5

Figura 36: Série temporal da EOF1 da SSH anômala (acima - azul) e série temporal da jEOF3 da tensão de cisalhamento anômala do vento (abaixo - verde) . Os gráficos representam as séries temporais tratados com um passa baixa (janela de Hanning), ambas com período de $T = 20$ meses

6 Discussão

6.1 Validação do conjunto SODA 2.2.6

A validação dos modos de variabilidade da TSM foi realizada através da comparação entre os modos da função empírica ortogonal da TSM anômala do conjunto SODA 2.2.6 e do conjunto observacional ERSSTv3.

A comparação dos modos de variabilidade obtidos da renálise oceânica e dos dados observados são apresentados na Figura 14 e na Figura 15. A semelhança entre os painéis e a correlação entre as séries temporais das respectivas EOF1 e EOF2 da TSM anômala permitem afirmar que os resultados do SODA 2.2.6 reproduzem consistentemente os padrões de variabilidade de temperatura ao longo do século.

A diferença máxima observada nas comparações ocorre no primeiro modo de EOF, durante a década de 1940, quando a diferença de temperatura entre o conjunto SODA e ERSST é máxima (até 2°C). A diferença de valores pode ser atribuída à

segunda guerra mundial, quando o número de amostragens e medições de TSM caíram para níveis similares aos do século XIX (Woodruff *et al.*, 2011). O método de interpolação do ERSST foi otimizado para amostragens esparsas (Smith *et al.*, 2008), ao passo que o modelo da reanálise SODA parece apresentar problemas devido a carência de dados, durante esta década.

Os índices de variabilidade do GMT e do Modo Zonal respectivamente apresentados nas Figuras 12 e 13 foram definidos no Atlântico Tropical e descrevem parte da variabilidade da bacia. Há alto grau de correlação entre os índices do GMT (EOF1 da TSM) e o índice proposto por Servain (1991) – ($r > 0.88$) e entre o índice da isoterma de 20°C e o índice de SSH ($r > 0.58$). Através deles, é possível demonstrar que as análises de EOF de TSM anômala (segundo modo) e SSH (primeiro modo) não são flutuações estatísticas independentes dos processos no oceano.

6.2 Coerência entre os modos de variabilidade do Atlântico e a jEOF do vento

A estrutura espacial característica do Modo Zonal e do modo GMT são exibidas respectivamente nas Figuras 14 e 15. A evolução das estruturas espaciais ao longo do século XX podem ser observadas nas Figuras 16 e 17. Ambas demonstram alterações espaciais ao longo do século XX. A tensão de cisalhamento do vento tem sua estrutura característica, de acordo com a análise jEOF, apresentada na Figura 20 e 21. Sua evolução é demonstrada nas Figuras 22 e 23.

6.2.1 O modo do GMT e a tensão de cisalhamento do vento

O gradiente meridional da temperatura de superfície anômala do mar e a tensão de cisalhamento do vento estão acoplados, ao longo do século. Os resultados indicam que o vento é responsável por forçar a temperatura em escalas interanuais. O modo do GMT, segundo os campos espaciais da EOF2, também apresenta alterações em sua estrutura espacial ao longo do período analisado.

Considerando o período de 1929 a 2008 (Figura 15), a EOF2 de TSM anômala mostra um padrão espacial que consiste de um dipolo de temperatura entre o Atlântico Tropical Sul e o Atlântico Tropical Norte. Essa característica foi apontada inicialmente por Servain (1991), mas posteriormente mostrou-se que de fato trata-se de um gradiente meridional, cuja variabilidade está associada às escalas sazonais a interanuais (Enfield, Mayer, 1997).

A evolução dos campos espaciais do modo do GMT não demonstra o mesmo padrão ao longo de todo o período. O 'dipolo' caracteriza os primeiros vinte anos dos resultados de EOF (Figura 17). Porém, ao longo do século, os valores em módulo, do campo espacial no Atlântico Sul Tropical se aproximam de zero deixando a variabilidade restrita ao Atlântico Norte Tropical. Os resultados apresentados não demonstram relação entre as alterações do vento e a alteração da estrutura do GMT ao longo do século.

Neste trabalho, considera-se a tensão de cisalhamento como representativa dos padrões de velocidade de vento sobre o oceano. Isso implica ao longo do século na alteração do fluxo de calor latente sobre os oceanos e alteração dos padrões de TSM, de escala interanual a decadal.

As Figuras 20 e 21 mostram a jEOF1 e jEOF2 da tensão de cisalhamento anômala do vento. As alterações na série temporal da EOF2 de TSM e jEOF (Figuras 15, 20 e 21) foram analisadas através da análise de Fourier.

Os resultados sugerem frequências associadas ao acoplamento oceano atmosfera via vento e TSM, através da EOF2 da TSM e da jEOF1 e jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento. A frequência em comum, obtidas através do espectro cruzado de densidade de potência, é $T = 96$ meses e antecede o vento em 1.7 mês para a jEOF1. Para a jEOF2, o período é $T = 60$ meses e o vento antecede a temperatura em 3 meses. As séries temporais filtradas da EOF2 da TSM e jEOF1 da tensão de cisalhamento mostram correlação forte ($r \approx -0.68$). A correlação entre a EOF2 da TSM e jEOF2 é de $r \approx -0.65$.

A variabilidade do vento do Atlântico Norte Tropical mascara não somente o

vento no Atlântico Sul Tropical, como provavelmente afeta a amplitude da temperatura observada no modo GMT, no qual o Atlântico Norte Tropical apresenta valores maiores que 0.4, ao passo que ao longo do século, os valores no Atlântico Sul são próximos a 0.

Diversos estudos descrevem diferentes frequências associadas ao modo do GMT. Considerando períodos de 34 anos, Mélice e Servain (2003) encontraram variações decadais bem definidas associadas ao Atlântico Tropical Norte (Sul) com períodos de 9.6 (14) anos. O período dos dados utilizados por Mélice e Servain (2003) é inferior (34 *versus* 80 anos) ao utilizado no presente trabalho, podendo afetar o resultado final das análises. Além disso, os autores não comparam os resultados com o ruído vermelho, o que fundamentaria as análises estatisticamente.

Tanimoto e Xie (2002) identificaram em observações, durante um período de 46 anos, dois centros de variabilidade máxima associados às latitude $15^{\circ}N$ e $15^{\circ}S$. Os autores realizaram análises independentes de EOF no Atlântico Norte e Sul e encontraram períodos associados de 8-16 anos. A diferença de domínio pode justificar a diferença em relação aos períodos observada entre o presente estudo e o de Tanimoto e Xie (2002). As bandas de frequência utilizadas autores foi baseada em resultados de outros trabalhos, como, por exemplo Servain (1991) e Tourre *et al.* (1999).

Servain (1991) aponta também para a existência de variabilidade temporal associada a frequências decadais associadas ao modo do GMT no Atlântico Tropical, porém, suas análises, indicam apenas qualitativamente a existência de variabilidade decadal e não associam períodos ou frequências aos resultados.

Tourre *et al.* (1999) demonstra a existência de variabilidade associada à frequências quase decadal (11.4 anos). O período de 4.4 anos está associado principalmente ao Atlântico Norte e o de 11.4 anos está associado à variabilidade em toda a bacia. O presente trabalho não encontrou associações com variabilidade quase decadal, porém o período de 4.4 anos pode estar associado ao período de 5 anos (60 meses) no Atlântico Sul Tropical.

O acoplamento encontrado no Atlântico Norte Tropical e está de acordo com os resultados encontrados por Tanimoto e Xie (2002), para a variabilidade associada ao

período de 8 anos. A EOF2 da TSM representa o gradiente meridional de temperatura, que está associado principalmente ao Atlântico Norte Tropical e a respectiva forçante do vento.

6.2.2 O Modo Zonal e a tensão de cisalhamento do vento

Carton *et al.* (1996) mostra através de resultados de simulação numérica que o sinal da TSM anômala no Atlântico Equatorial (entre $5^{\circ}N$ e $5^{\circ}S$) está associado com a variabilidade anômala (sem o sinal anual) da tensão de cisalhamento do vento local. Em outras palavras, o vento é uma forçante importante da variabilidade do Modo Zonal do Atlântico. De acordo com os autores, a variabilidade da TSM é associada à frequência decadal e ao fluxo de calor latente. A estimativa mais comum para o fluxo de calor latente é dada por $Q_L = \rho L C_E U_{10} (Q_s - Q_a)$, onde ρ é a densidade do ar, L é o calor latente de evaporação, C_E é o coeficiente de transferência e Q_s e Q_a são as umidades específicas na superfície do mar e a 10m acima da superfície.

6.2.2.1 A tensão de cisalhamento do vento equatorial

A língua equatorial, característica do Modo Zonal se degenera, a partir da década de 70. A variabilidade equatorial inicialmente concentrada entre $3^{\circ}S$ e $3^{\circ}N$ e a variabilidade associada à costa africana, à leste de $5^{\circ}W$ e em $\approx 15^{\circ}$ diminuem em intensidade e o restante da bacia do Atlântico Tropical Sul passa a apresentar uma importância maior de acordo com a evolução da EOF1 da TSM (Figura 16).

A jEOF da tensão de cisalhamento do vento está relacionada com as alterações dos campos espaciais da EOF1 da TSM observada na Figura 16. Sua variabilidade espacial é importante na região de ocorrência da ressurgência equatorial. A correlação de $r \approx 0.76$ ($r \approx 0.68$) entre a jEOF3 da tensão de cisalhamento anômala do vento equatorial (Figura 26) e a EOF1 da SSH (z20) da Figura 18 (Figura 19) sugere que alterações na SSH (da profundidade da z20) podem estar associadas às mudanças do regime de vento.

A evolução da série temporal filtrada da jEOF3 da tensão de cisalhamento

equatorial (períodos retidos superiores a 20 meses) mostra, aproximadamente, que a intensidade dos ventos de noroeste aumenta na região à oeste de $5^{\circ}W$, induzindo o transporte de Ekman na direção da costa africana. A tensão de cisalhamento do vento na região equatorial é responsável pelo aprofundamento da termoclina, cuja assinatura é observada no aumento da SSH, ao largo da África. O mecanismo dinâmico similar ao ENOS descrito por Zebiak (1993), que ocorre no Atlântico Equatorial está relacionado tanto à forçante do vento, quanto à presença de ondas internas que se propagam através da termoclina e são responsáveis por intensificar a ressurgência na costa africana. Os resultados do presente trabalho indicam a inibição a ressurgência equatorial e a formação da língua de água fria característica do equador devido ao vento. Esses resultados estão de acordo com as análises em observações de Tokinaga e Xie (2011), que descrevem o enfraquecimento da variabilidade da língua fria de TSM ao longo a bacia equatorial do Atlântico e não relatam os períodos do processo.

A EOF1 de TSM anômala (a variabilidade da língua de água fria do Atlântico Equatorial) também está acoplada à jEOF1 da tensão de cisalhamento do vento equatorial (Figura 20). Evidências do acoplamento são a correlação moderada ($r \approx 0.55$), para períodos de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses, com o vento precedendo alterações da temperatura em cerca de 1 mês. Essa variabilidade se mantém relativamente constante ao longo de todo o período, não sendo afetada pela diminuição da profundidade da termoclina (z20) na costa africana.

Tourre *et al.* (1999) demonstra a existência de variabilidade associada à frequências interanuais (2.7, 3.5, 4.4 anos). Embora similares, os períodos de 2.7 e 3.5 anos estão associados à processos distintos. O período de 2.7 anos se restringe à uma região equatorial próximo à África (aproximadamente à oeste de $25^{\circ}W$, entre $10^{\circ}S$ e $10^{\circ}N$) e o período de 3.5 anos abrange todo o domínio equatorial (entre $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$), evolui para parões tropicais (ao norte de $10^{\circ}N$ e sul de $10^{\circ}S$).

Os períodos encontrados por Tourre *et al.* (1999) são similares aos encontrados no presente trabalho, apresentando períodos de $T = 30$ meses (≈ 2.5 anos) e $T \approx 34$ meses (≈ 2.8 anos).

6.2.2.2 A tensão de cisalhamento do vento em todo o domínio

Durante a segunda metade do período observado (1969-2008), o enfraquecimento do Modo Zonal foi acompanhado pela intensificação da variabilidade em toda a bacia do Atlântico Tropical Sul (Figura 16).

De acordo com as análises de Fourier (Figura 27b e 32d), o período de ≈ 34 meses é comum à série temporal da jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento e a EOF1 da TSM. A jEOF2 apresenta campos espaciais associados principalmente ao Atlântico Sul (Figura 22). A diferença observada nas análises de EOF2 da TSM ao longo do século se deve ao aumento da importância da jEOF2 da tensão de cisalhamento do vento na segunda metade do período analisado. A correlação entre ambos a série temporal do vento e da TSM é de ≈ 0.48 para o período de 1969-2008 e não é significativa para 1929-1968.

7 Conclusões

Os modos de variabilidade sofreram mudanças ao longo do século XX devido a alterações da circulação atmosférica. Os padrões médios de variabilidade foram identificados através dos campos de variáveis calculados a partir da climatologia sazonal. Os modos de variabilidade da TSM presentes são o modo do GMT e o Modo Zonal. A SSH e a z20 apresentam modos de EOF associados, principalmente à variabilidade equatorial, entre $5^{\circ}S$ e $5^{\circ}N$. De acordo com resultados de jEOF, a tensão de cisalhamento apresenta variabilidade associada separadamente ao Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul. A hipótese que motivou esse trabalho foi confirmada, assim como o objetivo e objetivos específicos foram cumpridos.

A variabilidade temporal e espacial dos dois principais modos da TSM do Atlântico Tropical foram caracterizados. Em escala interanual a decadal em ambos os modos, observou-se a importância do acoplamento entre a atmosfera e o oceano através da tensão de cisalhamento do vento.

O Modo Zonal da TSM apresenta as maiores mudanças ao longo do século.

A variabilidade no equador diminui substancialmente ao longo de todo o período (a amplitude dos campos espaciais diminui de 0.6 para cerca de 0.2) e observa-se um aumento da importância da variabilidade na região ao sul do equador (o aumento foi de 0.2 para 0.4 nos campos espaciais).

As mudanças associadas à região equatorial se devem a alteração dos padrões de vento, que intensificam o transporte de Ekman em direção à costa africana e inibem a ressurgência. Esse processo pode ser observado através do afundamento da termoclina e também através da elevação da altura de superfície do mar.

Os processos no equador associados à profundidade da termoclina são afetados de maneira importante. Entretanto a variabilidade da TSM ainda apresenta, durante todo o período, uma variabilidade dissociada da termoclina e relacionada ao vento. Essa variabilidade apresenta períodos de $T = 30$ e $T \approx 34$ meses e ocorre durante todo o período analisado. O vento é a forçante desses padrões, antecedendo a temperatura em cerca de 1 a 2 meses.

O aumento da amplitude dos campos espaciais no Atlântico Tropical Sul do Modo Zonal na segunda metade do período está associada ao vento. De 1969 a 2008 o vento no hemisfério sul se acopla ao o Modo Zonal, efeito não observado no período de 1929-1969. Esse acoplamento apresenta período de $T \approx 34$ meses.

A TSM associada ao modo do GMT é forçada de maneira independente no Atlântico Sul e Atlântico Norte pelo vento. Isso pode ser afirmado, já que o campo espacial da jEOF1 (jEOF2) da tensão de cisalhamento do vento se restringe, em média ao hemisfério norte (sul). A variabilidade do vento no hemisfério norte é maior do que no hemisfério sul de tal maneira, que as variações do Atlântico Tropical Sul são quase invisíveis na EOF2 da TSM.

O GMT (EOF2 da TSM) apresentou frequências associadas à tensão de cisalhamento do vento com períodos de $T = 60$ e $T = 96$ meses, no Atlântico Sul Tropical e Atlântico Norte Tropical, respectivamente. A amplitude nos campos espaciais do modo da GMT na porção norte do domínio é até 0.4 maior do que na porção sul.

A mudança ao longo do século dos campos espaciais do segundo modo de

variabilidade da TSM e sua associação aos ventos, considerando o período de ≈ 34 meses não foi reportada na literatura.

8 Bibliografia

ANDREOLI, R.V., KAYANO, M.T. 2003. Evolution of the equatorial and dipole modes of the sea-surface temperature in the Tropical Atlantic at decadal scale. **Meteorol Atmos Phys**, v.83, p.277-285.

CARTON, J.A., CAO, X., GIESE, B.S., SILVA, A.M., 1996. Decadal and interannual SST variability in the Tropical Atlantic Ocean. **J Phys Oceanogr**, v.26 p.1165-1175.

CARTON, J.A., ZHOU, Z. Annual Cycle of sea surface temperature in the tropical Atlantic Ocean, *J Geophys Res*, v.102, p.27813-27824.

Carton, J.A., Giese, B.S. 2008. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA), **Monthly Weather Review**, v.136, p.2999-3017.

CHANG, P., JI, L., LI, H. 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions, **Nature**, v.385, p.616-518, 1997.

CHANG, P., FANG, Y., SARAVANAN, R., JI, L., SEIDEL, H., 2006, The cause of the fragile relationships between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. **Nature**, v.443, p.324-328.

COMPO, G.P., WHITAKER, J.S., SARDESHMUSKH, P.D., MATSUI, N., ALLAN, R.J., YIN, X., GLEASON Jr, B.E., VOSE, R.S., RUTLEDGE, G., BESSEMOULIN, P., BRÖNNIMANN, S., BRUNET, M., CROUTHAMEL, R.I., GRANT, A.N., GROISMAN, P.Y., JONES, P.D. KRUK, M.C., KRUGER, A.C., MARSHALL, G.J., MAUGERI, M., MOK, H.Y. NORDLI, O., ROSS, T.F., TRIGO, R.M., WANG, X.L., WOODRUFF, S.D., WORLEY, J. 2011. The twentieth century reanalysis project, **Q J R Meteorol Soc**, v.137, p.1-8.

DING, H., KEENLYSIDE, N.S., LATIF, M. ,2010 Equatorial interannual variability role of heat content. **J Geophys Res**, v.115(9).

DING, H., KEENLYSIDE, N.S., LATIF, M. ,2012 Impact of the Equatorial Atlantic on the El Niño Southern Oscillation, **Clim Dyn**, v.38, p.1965-1972.

DOI, T., TOZUKA, T., YAMAGATA, T. 2009, Interannual variability of the Guinea Dome and its possible link with the Atlantic Meridional Mode. **Clim Dyn**, v.33(7), p.985-998.

EL NIÑO THEME PAGE, Disponível em: <>http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino_normal.html>, Acesso em: 02 Fev. 2014.

EMMANUEL, K. 2005, Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, **Nature**, v.436, p.686-688.

EMERY, W.J, THOMSON, R.E 1998 Data analysis methods in physical oceanography, Pergamon Elsevier Science, 400p., ISBN: 0-08-031434-1.

ENFIELD, D.B., MAYER, D.. 1997, Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **J. Geophys Res**, v.102 p.929-945.

ENFIELD, D.B., MESTAS-NUÑES, A.M., MAYER, D.A., CID-SERRANO, L. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? **J. Geophys Res**, v.104, p.7841-7848.

GENTA, J.L., PEREZ-IRIBARREN, G., MECHOSO, C.R. 1998. A recent increasing trend in streamflow of rivers in Southeastern South America, **J Clim**, p.2858-2862, v.11

GILMAN, D.L., FUGLISTER, F.J., MITCHELL Jr, J.M. 1963. On the power spectrum of "red noise". **J Atmos Sci**, v.20, p.182-184

HASTENRATH, S. 1984. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and Climate in the Tropical Atlantic sector, **Mon Weath Rev**, v.112, p.1097-1107

HOUGHTON, R.W., TOURRE, Y.M., 1992. Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the Tropical Atlantic. **J Climate**, v.5, p.765-771.

HISARD, P. 1980. Observation de réponses de type El Niño dans l'Atlantique tropical oriental Gorge de Guinée. **Oceanol Acta**, v.3, p.69-78.

KEENLYSIDE, N.S., LATIF, M. 2007. Understanding Equatorial Atlantic interannual variability. **J Climate**, v.20, p.131-142, 2007.

LAMB, P.J. 1983. West African water vapor variations between recent contrasting Saharan rainy seasons, **Tellus**, v.35, p.198-212.

LOCARNINI, R.A., MISHONOV, A.V., ANTONOV, J.I., BARANOVA, O.K., ZWENG, M.M., JOHNSON, D.R. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. Ed: LEVITUS, S., **NOAA Atlas NESDIS 68**, p184.

LOSADA, T., B. RODRIGUEZ-FONSECA, POLO, I., JANICOT, S., GERVOIS, S. CHAUVIN, F., RUTO, P. 2010. Tropical response to the Atlantic Equatorial mode: AGCM multimodel approach, **Clim. Dyn.**

MAHAJAN, S., SARAVANAN, R., CHANG, P. 2010. Free and forced variability of the Tropical Atlantic Ocean: role of the Wind-Evaporation-Sea surface temperature feedback. **J Climate**, v.23, p.5958-5977

MÉLICE, J.-L., SERVAIN, J. 2003. The Tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Clim Dynam**, v.20, p.447-464.

MERLE, J. 1980. Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial Est. L'hypothèse d'un "El Niño" Atlantique. **Ocean Acta**, v.3, p.209-220.

MOURA, A.D, SHUKLA, J.J 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with general circulation model, **Atmos Sci**, v.38, p.2653-2657.

MURTUGUDDE, R.G., BALLABREBA-POY, J., BEAUCHAMP, J., BUSALACCHI, A.J., 2001. Relationship between zonal and meridional modes in the Tropical Atlantic. **Geophys Res Lett**, v.28 p.4463-4466.

NOBRE, P., SHUKLA, J. 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America, **J Climate**, v.9, p.2464-2479.

OKUMURA, Y., XIE, S.-P. 2006. Some overlooked features of Tropical Atlantic climate leading to a new Niño-like phenomenon, **J Climate**, v.19, p.5859-5874.

SERVAIN, J. 1991. Simple climatic indices for the tropical atlantic ocean and some applications, **J Geophys Res**, v.96, p.15137-15146.

SERVAIN, J., WAINER, I., MCCREARY, J.P., DESSIER, JR. A. 1999. Relationship between the equatorial and meridional of climate variability in the Tropical Atlantic. **Geophys Res Lett**, v.26, p.485-488

SERVAIN, J., WAINER, I., AYINA, H.L., ROQUET, H. 2000. The relationship between the simulated climatic variability modes of the Tropical Atlantic, **Int J Climatol**, v.20, p.939-953

SMITH, T.M., R.W. REYNOLDS, R.E. LIVEZEY, STOKES, D.C. 1996. Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions. **J Clim**, v.9, p.1403-1420

SMITH, T.M., LIVEZEY, R.E. 1998. An improved method for analyzing sparse and irregularly distributed SST Data on a regular grid: The tropical pacific ocean. **J Clim**, v.11, pp1717-1729

TANIMOTO, Y., Xie, S.-P 2002. Interhemispheric decadal variations in SST, surface wind sea flux and cloud cover over the Atlantic Ocean, **J Meteorol Soc Jpn**, v.80 p.1199-1219

TOKINAGA, H., XIE, S.-P. 2011. Weakening of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades, **Nat Geosci**, v.4 p.222-226

TORRENCE, C., COMPO, G.P. 1998. A practical guide to wavelet analysis, **B Am Meteorological Soc**, v79, p.61-78.

TOURRE, Y.M., RAJAGOPALAN, B., KUSHNIR, Y. 1999. Dominant pattern of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136 years, **J Clim**, v12, p.2285-2299

XIE, S., DESER, C., VECCHI, G.A., MA, J., TENG, H., WITTENBERG, A.T. 2010. Global Warming Pattern Formation: Sea Surface Temperature and Rainfall, **J Clim**, v23, p.966-986

WHANG, C. DESER, C, YU, J, DINEZIO, P. CLEMENT, A. 2012. El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: Coral Reefs of the Eastern Pacific.

WOODRUFF, S.D., WWORLEY, S.J., LUBKER, S.J., ZAIHUA, J., FREEMAN, J.E., BERRY, D.I., BROHAN, P., KENT, E.C., REYNOLDS, R.W., SMITH, S.R., WILKINSON, C. 2011. ICOADS Release 2.5: extensions and enhancements to the surface marine meteorological archive, **International Journal of Climatology**, v.31, p.961-967.

ZAGAR, N. SKOK, G., TRIBBIA, J. Climatology of the ITCZ derived from ERA Interim reanalyses. **J Geophys Res**, v.116, 2011.

ZEBIAK, S.E. 1993. Air-sea interaction in the Equatorial Atlantic Region. **J Climate**, v.6, p.1567-1586

ZHANG, C.D. Double ITCZ, 2001. **J Geophys Res**, v.11, p.11785-11792.

ZHOU, J., LAU, K.-M. 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, **Int J Climatol**, v.21, p.1623-1644