UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física

VARIABILIDADE CLIMÁTICA ESPECTRAL DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR E SUA ASSOCIAÇÃO COM O CLIMA DA AMÉRICA DO SUL

São Paulo 2017

(versão corrigida)

CARLOS BATISTA DA SILVA

**Variabilidade climática espectral da temperatura da superfície do mar
global e sua associação com o clima na América do Sul.**

Tese de doutorado, apresentado ao
Programa de Pós-Graduação em
Geografia Física da Universidade de
São Paulo, Faculdade de Filosofia,
Letras e Ciências Humanas
(FFLCH/USP).

Área de Concentração: Climatologia

Orientadora: Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva

SÃO PAULO

2017

(versão corrigida)

Folha de aprovação

SILVA, Carlos Batista. **Variabilidade climática espectral da temperatura da superfície do mar global e sua associação com o clima na América do sul.** Tese de Doutorado, apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP), pp.203.

Aprovado em: 05/set/2017.

Banca examinadora

_____.

Profª. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva (orientadora)
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP)
Universidade de São Paulo

_____.

Prof. Dr. Tércio Ambrizzi
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP)
Universidade de São Paulo

_____.

Prof. Dr. Nelson de Jesus Ferreira
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

_____.

Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP)
Universidade de São Paulo

_____.

Prof. Dr. Charlei Aparecido da Silva
Universidade Federal da Grande Dourados (UFGD/MS)

Ao meu amado e saudoso pai: Sr. Anfilóbio Batista da Silva (*in memória*);
À minha amada e saudosa mãe: Dona Cleonice Batista de Santana;
Aos meus amados e saudosos irmãos: Marcos Batista da Silva, Ito Batista da Silva e Suzete Batista da Silva;
Ao meu amado e saudoso sobrinho: Felipe Machado Batista Dantas (o Rei da bagunça);
E, aos meus amados e saudosos cunhados: Fabio Machado Dantas, Maria Geralda de Gouveia Batista e Sandra Andreia Lopez.

À amiga e mestre professora Dr. Maria Elisa Siqueira Silva, por toda paciência ao longo dos quase sete anos de orientação e muito ensinamento.

Vejo a importância cada vez mais de um bom professor(a) na vida de um aluno... OBRIGADO, PROFESSORA .. ♥♥♥ ...

Agradecimentos

Agradeço a DEUS por todos os momentos de força, luta e por ter proporcionado a oportunidade (com saúde e força de vontade) de realizar este trabalho;

♥♥♥ **À Família:** Agradeço a meu eterno e amado pai por ter ensinado que a vida é feita de desafios, conquistas, derrotas e principalmente de sonhos. Lembro-me de suas palavras sempre: “Estude meu filho!...,” seguido de seu sorriso. Este trabalho também é p’ro senhor PAI (saudades eternas)... Jamais esqueci e jamais esquecerei o papel do meu eterno pai ♥♥♥. Apesar da ausência, compartilhamos este trabalho juntos (...) Nosso sonho, meu AMIGO!!! Nosso sonho meu eterno AMIGO!!!!

Agradeço a minha mãe (♥♥♥) por todos os momentos de minha vida, pelos incentivos, pela paz e pelo AMOR.. Minha fonte de inspiração, luta, garra e trabalho... Mãe, nosso sonho minha AMIGA (minha rainha)... Nosso sonho minha grande AMIGA (...) Este trabalho é pra senhora!!! ☺

Agradeço aos meus irmãos Marcos, Ito, Suzy e ao meu sobrinho Pipipe (Felipe) pelos vários momentos de risadas, brincadeiras, carinho, alegria, compreensão e ajuda nos momentos de maior dificuldade. Nossos sonhos meus AMIGOS... ♥♥♥

Agradeço aos meus cunhados Fábio Dantas, Gê e a Sandra Andreia. Agradeço ao Dickson (cão) por todo o prejuízo que já me deu por ser um pequeno Pitbull de quase 50kg (esteja em paz AMIGO ☺)

À instituição: Agradeço a CAPES pelo auxílio financeiro ao longo de quase todo o Doutorado. Sem sombra de dúvidas foi essencial para a dedicação à pesquisa.

As orientações: Agradeço a professora e amiga Maria Elisa Siqueira Silva (FFLCH/USP) pela orientação, correções, ensinamentos, explicações e, sobretudo, por toda sua dedicação e compromisso ao longo da realização desta pesquisa e de toda a minha pós-graduação. Sem dúvidas eu jamais teria conseguido chegar até este ponto sem ajuda desta magnífica PROFESSORA... Obrigado!!!

Agradeço também ao professor Tércio Ambrizzi (IAG/USP) pelas enormes contribuições dadas desde o início deste projeto até as análises finais da pesquisa. Agradeço também pelas ótimas e importantíssimas sugestões feitas durante o exame de qualificação, sobretudo, pelo importante recorte de conteúdo abordado... Obrigado, Prof.!

Agradeço ao professor Nelson de Jesus Ferreira (INPE) pela enorme ajuda concedida com a programação da análise das ondeletas. Sem sombra de dúvidas eu teria tido muito mais problemas sem a saída dos arquivos netcdf das análises de ondeletas. Agradeço também pela participação do exame de qualificação e por ter me alertado sobre um importante assunto que eu deveria me preocupar na realização deste trabalho: o significado físico que as variâncias das TSM poderiam me representar.

Agradeço ao professor Pedro Leite Silva Dias (IAG/USP) pelas valiosas dicas dadas sobre a técnica após o exame de qualificação;

Agradeço a professora Nísia Krusher (FURG) pelos scripts iniciais e ajuda na compreensão da técnica.

Agradeço a professora Leila Vespoli Carvalho (Universidade de Santa Bárbara/Califórnia –EUA) por todas as respostas e ajudas online sobre estatísticas e compreensão de fenômenos físicos das ondeletas e outros fenômenos físicos da atmosfera.

Agradeço ao Meteorologista Kevin Keav (Universidade de Melbourne/Austrália) pela simpatia e toda ajuda no uso e interpretação do software dos *tracking* dos ciclones. Apesar de não ter usado na versão final da tese é uma técnica que pretendo usar no futuro breve e que [é de uma car]ência enorme dentro da Geografia Brasileira

Agradeço aos amigos professores João Lima Sant'Anna Neto e José Tadeu Tommaselli (UNESP/Presidente Prudente) pelas conversas e por nunca ter me negado orientações das mais variadas naturezas...

No trabalho: agradeço aos amigos e colegas que de alguma forma ou de outra sempre me deram incentivo e apoio nesta longa jornada, sobretudo, a Taty (quero torta!!), ao Edvan, a Valéria, ao Claudio, a Elena, a Martinha, ao Nelson, a Mercedes, a Vera, ao Ângelo, a Amil, ao Ari, ao João, ao Jocelino, ao Robertinho, a Fê, ao Zé Carlos, ao Raí, ao Tiago, ao Márcio, a Walker, a Jane, a Nasta, a Paty Tavares e a Paty Souza e a Neide. Gostaria de agradecer também a todos os meus alunos por tornar o trabalho apenas como uma diversão pelas manhãs e noites

Aos amigos da Física e da computação da USP: Thiago Veríssimo, Atenágoras Silva e Normando Peres por ter me salvado várias vezes com os mais diversos e infinitos problemas computacionais...

Ao amigo do INPE: agradeço ao José Guilherme por ter me apresentado ótimas ferramentas de análise de dados e pela paciência de sempre tirar todas as minhas dúvidas...

E, agradeço aos colegas e amigos do Laboratório de Climatologia: Elaine Rosângela, Leila Limberger, Tuanny Maia, Bruna Simões, Priscila Ikefuti, Julio Chiquetto, Wesley Correia, Guilherme Matavelli, Rogério, Márcio, as queridas Natália Patucci e Aline Franco e a Carla Possati pela revisão do texto original. Agradeço também ao professor Yuri Tavares Rocha e ao professor Emerson Galvani.

Amigos pessoas de anos e décadas, ou melhor, de alta e baixa frequência ♥♥♥: Jean Barreto, Roni Petreli, Patrícia Tavares, Tatiana Garani, Edvan Rodrigues, Cláudio Francisco, Valéria Cuba, Elena Cristina, Frederico Gambardella, Ricardo Gianloureço, Luis Antônio, Wesley Correia e a Elaine Perce por nunca ter mandado eu “catar coquinhos” pelos meus sumiços.

OBRIGADO A TODOS

SILVA, Carlos Batista. **Variabilidade espectral da temperatura da superfície do mar global e sua associação com o clima na América do Sul**. Tese de Doutorado, apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH/USP), pp. 203.

Resumo: O objetivo deste estudo foi analisar a variabilidade climática espectral da temperatura da superfície do mar, TSM, global associada a oscilações de 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos, 4-8 anos e 8-12 anos, entre 1854 e 2014, e, as possíveis relações com a variabilidade climática na América do Sul. A análise espectral da TSM foi obtida com a aplicação da técnica de ondeletas a dados mensais. Em termos globais, as bacias tropicais do Pacífico Norte e Sul apresentam os sinais mais intensos da variância de TSM, em todas as faixas espectrais consideradas, e, portanto, valores mais próximos da média global para os trópicos, indicando a importância do oceano Pacífico no clima global. Nesta ordem, as bacias do Pacífico Sul, Pacífico Norte, Atlântico Norte, Índico e Atlântico Sul apresentam valores decrescente de variância da TSM. A análise da tendência linear ao longo do período considerado mostra que, globalmente, fenômenos tropicais com oscilações nas escalas de frequências mais altas, 1-12 meses, 1-2 anos e 2-4 anos, têm apresentado decréscimo de energia e que fenômenos com oscilações nas escalas de frequências mais baixas, 4-8 e 8-12 anos, têm apresentado aumento de energia, o que sugere a troca de energia entre fenômenos de alta e baixa frequência. As oscilações de 2-4 anos e de 4-8 anos na região equatorial do Pacífico são as que apresentam os maiores valores de energia, em especial nas regiões de Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4. Os resultados permitem verificar que eventos fortes de El Niño sempre estiveram associados a sinais intensos da variância de TSM nas faixas espectrais de 2-4 anos e 4-8 anos e que os eventos mais fracos de El Niño estiveram associados à faixa de oscilações mais rápidas, 1-2 anos. O início do aumento do valor da variância de TSM para oscilações de 2-4 anos e 4-8 anos na região equatorial do Pacífico apresenta, em todos os casos, antecedência significativa em relação à ocorrência de um evento de El Niño forte, indicando a possibilidade de usar este sinal como preditor da ocorrência de eventos quentes de ENOS. A associação entre a variabilidade da variância espectral de TSM e a variabilidade climática na América do Sul foi verificada com base nos dados precipitação do GPCC, dados de vento das reanálises I e II do NCEP-NCAR e da reanálise do JRA-55. A análise de ondeletas da TSM tropical para a faixa de oscilações de 4-8 anos possibilitou a divisão do período todo em fases distintas: fases positivas, 1948 a 1960 e 1982 a 2003 e fases negativas, 1961 a 1981 e 2004 a 2014. Observou-se que as fases positivas e negativas apresentam um padrão bipolar da precipitação entre as regiões nordeste e sudeste da América do Sul, o que está associado a anomalias contrárias da circulação atmosférica em altos e baixos níveis sobre a região central do continente, constituindo um resultado inédito na área de climatologia. As fases positivas da variância de TSM para oscilações de 4-8 anos estão associadas a anomalias negativas e positivas de precipitação, respectivamente, sobre as regiões nordeste e sudeste da América do Sul enquanto que as fases negativas estão associadas a padrões contrários. O padrão do 4º modo da Análise de Componentes Principais aplicada aos dados de vento em 200 hPa contribui para explicar fisicamente o padrão bipolar da precipitação observado no setor leste do continente na escala decadal, por meio da propagação de ondas de baixa frequência entre o Pacífico Sul e a América do Sul.

Palavras-chave: temperatura da superfície do mar, ondeletas, variabilidade climática na América do Sul, teleconexões

SILVA, Carlos Batista. **Spectral climatic variability of global sea surface temperature and its association with the climate in South America**. Doctoral Thesis, presented to the Postgraduate Program in Physical Geography of the University of São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH / USP), pp 212.

Abstract: The aim of this study is to analyze the global SST spectral climate variability for 1-12 month, 1-2 year, 2-4 year, 4-8 year, and 8-12 year oscillations, in the period from 1854 to 2014, and the possible relations with the climatic variability in South America. The spectral analysis of SST was obtained with the application of the wavelet technique to the monthly data. In global terms, the North and South Pacific basins show the most intense signs of SST variance in all the spectral ranges considered, and therefore, values closer to the global average, indicating the importance of the Pacific Ocean in the global climate. Then, in order of importance, come the basins of the South Pacific, the North Pacific, the North Atlantic, the Indian Ocean and the South Atlantic. The analysis of the linear trend throughout the period considered shows that globally within the tropical range, phenomena with oscillations in the scales of higher frequencies, 1-12 months, 1-2 years, and 2-4 years, have decreased energy and that phenomena with oscillations at lower frequency scales, 4-8 and 8-12 years, have presented increased energy through the course of time, suggesting energy exchange between high frequency phenomena and low frequency phenomena. The 2-4 year and 4-8 year oscillations in the equatorial Pacific region are those with the highest energy values, especially in the Niño1 + 2, Niño3, Niño3.4 and Niño4 regions. It is also possible to verify that strong El Niño events have always been associated with intense SST variance signals in the 2-4 year and 4-8 year spectral bands, and the weaker El Niño events were associated with the 1-2 year spectral bands. The beginning of the increase in the SST variance value for 2-4 year and 4-8 year oscillations in the equatorial region of the Pacific presents, in all cases, significant antecedence in relation to the occurrence of a strong El Niño event, indicating the possibility of using this signal as a predictor of the occurrence of hot ENSO events. The association between SST spectral variance variability and climatic variability in South America was verified based on GPCC precipitation data and wind data from NCEP-NCAR I and II reanalyses and of the JRA-55 reanalysis. The analysis of tropical SST wavelets for the 4-8 year oscillation range allowed the division of the whole period into distinct phases: positive phases, 1948 to 1960 and 1982 to 2003; and negative phases, 1961 to 1981 and 2004 to 2014. It was observed that positive and negative phases present a bipolar precipitation pattern between the Northeast and Southeast regions of the AS, which is associated with anomalies of atmospheric circulation at high and low levels over the central region of the continent, which is an unprecedented result area of climatology. The positive phases of the SST variance for 4-8 year oscillations are associated with negative and positive precipitation anomalies respectively over the northeast and southeast regions of South America while the negative phases are associated with contrary precipitation patterns. The 4th mode pattern of the Principal Component Analysis applied to wind data at 200 hPa contributes to physically explaining the bipolar pattern of precipitation observed in the eastern sector of the continent on the decadal scale by propagating low frequency waves between the South Pacific and South America.

Keywords: sea surface temperature (SST), wavelets, climatic variability in South America, teleconnections.

Lista de Figuras

Introdução	pág.
Figura 1. (a) compósito de anomalias de TSM dos oceanos para os eventos de EN (1982, 1987 e 1997). (b) compósito de anomalias de TSM dos oceanos para os eventos de ELM (1994, 2002 e 2004). Fonte: Weng et al. (2007) -----	25
Figura 2. Compósito de eventos de dipolo. (a-d) evolução dos compósitos de anomalias de TSM para mai-jun (a) até nov-dez (d). Fonte: Saji et al. (1999): --	27
Figura 3. (a) Correlação linear entre o índice do dipolo do Índico (IOD) e temperatura do ar (1958-1999). Fonte: Saji <i>et al.</i> (2005). (b) Correlação linear entre o IOBW e precipitação na América do Sul (1951-2004). Fonte: Taschetto e Ambrizzi (2012): -----	28
Figura 4. (a) fase positiva da PDO composta por anomalias negativas nas regiões mais centrais da bacia subtropical do Pacífico e positivas na costa oeste da América do Norte. (b) fase negativa da PDO com padrões inversos da fase positiva. Fonte: http://research.jisao.washington.edu/pdo/ -----	29
Figura 5. Variabilidade temporal da PDO para o período de Jan/1900 a jan/2017. Fonte: http://research.jisao.washington.edu/pdo/ . -----	30
Figura 6. Anomalia média da precipitação mensal (mm) do GPCC filtrada (Lanczos - passa baixo) para as fases (a) negativa; (b) positiva e (c) negativa da ODP, entre 1970 e 2003. Fonte: Silva e Silva (2016) (Figura adaptada): -----	31
Figura 7. Anomalia de vento em 850 hPa para a 1°, b 2° e c 3° subperíodos. A estrela amarela (vermelha) marca o centro das circulações anticiclônica (cyclônica) para as fases negativas/positivas/negativas da PDO. A região do Pantanal está indicada com retângulo vermelho: -----	32

Capítulo I - Análise climatológica temporal das frequências de TSM global

Figura 1 Os quadros “1” trazem a representação de ondeleta e os quadros “2” mostram o espectro de potência para as TSM ($^{\circ}\text{C}^2$), para o período de 1854-2014. As letras referem-se ao recorte espacial: “a” para áreas tropicais do hemisfério sul, “b” para os trópicos do hemisfério norte, “c” para os subtropicais do hemisfério sul, “d” para os subtropicais do hemisfério norte, “e” para os extratropicais do hemisfério sul e “f” para os extratropicais do hemisfério norte: --	47
Figura 2 Média da variância global da TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) entre Jan. 1884 e Dez. 2014, para a faixa espectral (a) 1-12 meses (barras cinzas), 1-2 anos (linha tracejada) e 4-8 anos (linha sólida); e (b) 2-4 anos (linha tracejada) e 8-12 anos (barras cinzas). Os valores foram normalizados pelo desvio padrão. Eventos de El Niño e La Niña intensos (Ropelewski e Halpert, 1989; Huang <i>et al.</i> , 2015) foram	

indicados por setas vermelhas e azuis, respectivamente: ----- 52

Figura 3 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses, para o período de 1884-2014: média global (linha cinza), Índico (tracejada preta), Atlântico Norte (contínua vermelha), Pacífico Norte (pontilhada preta), Atlântico Sul (contínua azul) e Pacífico Sul (contínua preta). A significância estatística (*t-student*) é maior que 99% em todos os casos: ----- 54

Figura 4 (a) Variância de TSM para o espectro de 1 a 12 meses para a média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014: ----- 55

Figura 5 (a) Média da variância global de TSM (barras cinzas) para a faixa espectral de 1 a 12 meses entre 1884 e 1949 e tendência linear das bacias oceânicas. A tendência linear refere-se à média da variância de TSM para o Atlântico Norte (linha azul) e Atlântico Sul (linha vermelha), Pacífico Norte (linha pontilhada preta) e Pacífico Sul (linha preta contínua) e Índico (linha tracejada). (b) Como em (a), mas para o período de 1950-2014: ----- 57

Figura 6 (a) variância de TSM para o espectro de 1 a 2 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014: ----- 59

Figura 7. Tendência linear da média da variância global de TSM no período de 1884-2014 para a faixa espectral de 1 a 12 meses (linha pontilhada vermelha), 1 a 2 anos (linha vermelha pontilhada), 2 a 4 anos (linha contínua preta), 4 a 8 anos (linha contínua vermelha) e 8 a 12 anos (linha tracejada preta): ----- 61

Figura 8 (a) variância de TSM para o espectro de 2 a 4 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014: ----- 64

Figura 9 (a) variância de TSM para o espectro de 4 a 8 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014: ----- 67

Capítulo II - Distribuição global da variância da TSM e tendência no período 1884-2014

Figura 1. Espectro de potência global (power °C²) para as TSM dos oceanos (a) tropicais do Hemisfério Sul, (b) tropicais do Hemisfério Norte, (c) subtropicais

do Hemisfério Sul, (d) subtropicais do Hemisfério Norte, (e) extratropicais do Hemisfério Sul e (f) extratropicais do Hemisfério Norte. Todos para o período de 1854-2015 - representado pela linha contínua preta. A linha tracejada em cinza indica faixas de frequências significativas para 95%. Os scripts foram adaptados de Torrence e Compo (1998): ----- 83

Figura 2 Média da variância global da TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) entre Jan. de 1884 e Dez. de 2014, para a faixa espectral (a) 1-12 meses (barras cinzas), 1-2 anos (linha tracejada) e 4-8 anos (linha sólida), e (b) 2-4 anos (linha tracejada) e 8-12 anos (barras cinzas). Os valores foram normalizados pelo desvio padrão. Eventos intensos El Niño e La Niña (Ropelewski e Halpert, 1989) foram indicados por setas vermelhas e azuis, respectivamente: ----- 85

Figura 3 Média especial da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*): ----- 87

Figura 4 Média especial da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*): ----- 89

Figura 5 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral entre 1 a 2 anos sobre o as bacias do Pacífico equatorial (linha pontilhada), Pacífico extratropical (linha tracejada cinza), Atlântico extratropical (linha contínua preta) e Índico extratropical (linha contínua cinza), entre 1884 a 2014. Significância estatística para a tendência linear maior do que 99%: ----- 90

Figura. 6 Média especial da variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*): ----- 92

Figura 7 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos sobre o as bacias do Pacífico equatorial (linha pontilhada), Pacífico extratropical (linha tracejada cinza), Atlântico extratropical (linha contínua preta) e Índico extratropical (linha contínua cinza), entre 1884 a 2014. Significância estatística para a tendência linear maior do que 99%: ----- 94

Figura 8 Média especial da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*): ----- 95

Figura 9 Média especial da variância de TSM para a faixa espectral de 8 a 12 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*): ----- 97

Figura 10 Diferença entre a média da variância de TSM das bacias do hemisfério norte e sul para as faixas espectrais: (a) 1 a 12 meses, (b) 1 a 2 anos, (c) 2 a 4 anos e (d) 4 a 8 anos; para as bacia do Pacífico (linha preta) e Atlântico (linha cinza) para o período de 1884 a 2014. Linhas paralelas vermelhas representam o valor da diferença da média para todo o período, para os oceanos Pacífico e Atlântico, respectivamente: ----- 99

Figura 11 Diferença entre a média da variância de TSM das bacias do hemisfério norte e sul para as faixas espectrais: (a) 1 a 12 meses, (b) 1 a 2 anos, (c) 2 a 4 anos e (d) 4 a 8 anos; para as bacia do Pacífico (linha preta) e Atlântico (linha cinza) para o período de 1884 a 2014. Linhas paralelas vermelhas representam o valor da diferença da média para todo o período, para os oceanos Pacífico e Atlântico, respectivamente: ----- 101

Figura 12 Distribuição global da tendência linear da variância de TSM ($C^2 \text{ mês}^{-1}$) para as faixas espectrais de (a) 1 a 12 meses, de (b) 1 a 2 anos, de (c) 2 a 4 anos e de (d) 4 a 8 anos, de janeiro de 1884 a dezembro de 2014. São plotados os valores de tendência linear com significância estatística (*t-student*) superior a 95%: ----- 102

Capítulo III – Variância espectral da TSM nas regiões de ENOS (El Niño Oscilação Sul)

Figura 1 Localização das áreas do Pacífico equatorial definidas como regiões de Niño: Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4. **Fonte:** *The International Research Institute for Climate and Society* (IRI, 2014): ----- 115

Figura 2 (a₁) Evolução temporal do espectro de potência da anomalia de TSM média para a região equatorial do Pacífico (150°E-80°W e 10°N-10°S). As áreas circuladas com as linhas pretas representam períodos com significância estatística de 95%. (a₂) Espectro de potência global ($^{\circ}C^2$) para a TSM da região equatorial do Pacífico. Todos os gráficos desta figura referem-se ao período de 1854 a 2014. As linhas tracejadas em azul indicam faixas de frequência significativas para 95%. (b₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño1+2. (b₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño1+2. (c₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño3. (c₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño3. (d₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño3.4. (d₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño3.4 e (e₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño4. (e₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño4. Os scripts de Torrence e Compo (1998) foram usados para gerar esta figura: ----- 118

Figura 3 (a) Evolução temporal da variância espectral de energia da TSM (x 0.2

$^{\circ}\text{C}^2$) para as frequências de 2-4 anos (linha tracejada preta) e 4-8 anos (linha contínua preta), de janeiro de 1950 a dezembro de 2014: (a) para a região de Niño1+2, (b) para a região de Niño3, (c) para a região de Niño3.4 e (d) para a região de Niño4. As setas vermelhas e azuis indicam os eventos de El Niño e La Niña, respectivamente, segundo Rasmusson e Carpenter (1983), Ropelewski e Halpert (1987) e Huang *et al.* (2015). Os dados de variância foram normalizados pelo desvio padrão dos valores de cada faixa espectral: ----- 123

Figura 4 (a) Evolução temporal da variância espectral de energia da TSM ($\times 0.1^{\circ}\text{C}^2$) para as frequências de 1-12 meses (linha tracejada preta) e 1-2 anos (linha contínua preta), de janeiro de 1950 a dezembro de 2014: (a) para a região de Niño1+2, (b) para a região de Niño3, (c) para a região de Niño3.4 e (d) para a região de Niño4. O valor absoluto de TSM em cada região de Niño está indicado por barras cinzas. As setas vermelhas e azuis indicam os eventos de El Niño e La Niña, respectivamente, segundo Rasmusson e Carpenter (1983), Ropelewski e Halpert (1987) e Huang *et al.* (2015). Os dados de variância foram normalizados pelo desvio padrão dos valores de cada faixa espectral: ----- 126

Figura 5 Variância espectral da TSM nas regiões de (a) Niño1+2, (b) Niño3, (c) Niño3.4 e (d) Niño4, para as oscilações de 1 a 12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos, para o período de 1950 a 2014: ----- 128

Figura 6 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño3.4 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza) de janeiro de 1961 a novembro de 1975 e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ de TSM para a consideração de eventos EN e LN, respectivamente: ----- 130

Figura 7 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, de janeiro de 1961 a setembro de 1976. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1972-1973: ----- 132

Figura 8 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño1+2 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza) de janeiro de 1961 a novembro de 1975 e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ de TSM para a consideração de eventos de EN e LN, respectivamente. Eventos de EN (LN) foram indicados com seta vermelha (azul): ----- 133

Figura 9 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, de 1978 a 1992. O subperíodo engloba os EN de 1979-80, 1982-83 e 1986-88. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN. de 1982-1983: ----- 134

Figura 10 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño3.4 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza), de janeiro de 1990 a agosto

de 2005, e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5$ °C de TSM para a consideração de eventos de EN e LN, respectivamente. Eventos de EN (LN) foram indicados com seta vermelha (azul): ----- 136

Figura 11 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM (°C²) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, 1993 a 2004, evidenciando o EN de 1997-98. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1997-1998: ----- 138

Figura 12 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM (°C²) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 4 a 8 anos, de 1979 a 1989, evidenciando o EN de 1982-83. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1982-1983: ----- 140

Figura 13 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM (°C²) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 4 a 8 anos, de 1990 a 2006. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1997-1998: ----- 141

Capítulo IV – Processos físico-dinâmicos sobre a América do Sul associados à variância das TSM globais

Figura 1. Localização da região tropical considerada globalmente, entre 23,5 °S e 23,5 °N: ----- 155

Figura 2. Variância tropical de TSM (°C²) no hemisfério norte para oscilações de 2-4 anos (curva contínua preta) e 4-8 anos (curva pontilhada preta), e para o hemisfério sul para oscilações de 2-4 anos (curva contínua cinza) e 4-8 anos (curva pontilhada cinza): ----- 158

Figura 3. Variância absoluta média de energia de TSM (°C²) para as regiões tropicais (linha azul), subtropicais (linha preta contínua) e extratropicais (linha preta vermelha) do hemisfério sul e norte, nas escalas de frequência: (a) 1-12 meses, (b) 1-2 anos, (c) 2-4 anos e (d) 4-8 anos. As letras indicadas com (e,f,g,h) se referem às médias de variância absolutas de energia de TSM do Hemisfério Norte: ----- 159

Figura 4. (a) Espectro de potência da TSM média (°C²) para áreas oceânicas tropicais do (a) hemisfério norte e (b) sul, para o período de 1900 a 2014. As áreas circundadas com as linhas pretas nos gráficos à esquerda representam períodos com significância estatística superior a 95%. Os quadros à direita mostram os valores globais. A linha tracejada em azul indica a significância relativa a 95%: ----- 160

Figura 5. Espectro global da variância média da TSM (°C²) em áreas tropicais do (a) Atlântico Norte, (b) Atlântico Sul, (c) Pacífico Norte, (d) Pacífico Sul e (e)

Índico, para o período de 1900 a 2014. A curva tracejada indica o nível de significância de 95%. Elaborado utilizando scripts originais de Torrence e Compo (1998) no software MatLab: ----- 161

Figura 6. Variância média da TSM nas áreas oceânicas tropicais do Atlântico Norte (0-23,5 °N), Atlântico Sul (0-23,5 °S), Pacífico Norte (0-23,5 °N), Pacífico Sul (0-23,5 °S) e Índico (0-23,5 °N), para oscilações de 4 a 8 anos: ----- 162

Figura 7. Variância média da energia absoluta das TSM para a frequência de 4-8 anos, entre 1888 e 2014, nas áreas tropicais do (a) Pacífico, (b) Atlântico e (c) Índico.: ----- 166

Figura 8. Variância absoluta de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para as bacias tropicais dos oceanos, para as faixas espectrais de 1-12 meses (linha contínua preta), 1-2 anos (linha contínua vermelha), 2-4 anos (linha pontilhada preta) e 4-8 anos (linha contínua azul): ----- 169

Figura 9. Evolução temporal, entre 1888 e 2014, da energia absoluta média da TSM nas latitudes tropicais (0 a 23,5 °N e S) do (a) Pacífico Norte, (b) Atlântico Norte, (c) do Pacífico Sul, (d) do Atlântico Sul e (e) do Índico, para oscilações de 4-8 anos: ----- 171

Figura 10. Anomalia média da variância de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para faixa espectral de 4-8 anos, nas áreas tropicais do Oceano Pacífico, entre 1948 e 2014.: ----- 172
--

Figura 11. (a) Anomalia de vento (u;v) em 850 hPa (NCEP) em baixa frequência (Lanczos) para os períodos de (a) 1948-1960; (b) 1961-1981; (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014.: ----- 174

Figura 12. Anomalia média de precipitação do GPCP (baixa frequência filtrada com Lanczos) para os períodos (a) 1948-1960, (b) 1961-1981, (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014. Áreas com valores significativos (nível de 95%, teste *T-Student*) da anomalia média de precipitação ocorrem no interior das áreas delimitadas por isolinhas pretas: ----- 175

Figura 13. Anomalia média da variância de TSM ($\times 1000 \text{ }^{\circ}\text{C}^2$) (linha preta), anomalia de precipitação (mm) nas áreas A1 (nordeste) (curva azul) e A2 (sudeste) (curva laranja), suavizada por polinômio de grau 6: ----- 176

Figura 14. Anomalia média da velocidade vertical (ω , Pa s^{-1}), em 500 hPa, para os períodos (a,b) 1948-1960, (c,d) 1961-1981, (e,f) 1981-2002 e (g,h) 2003-2014, para dados da Reanálise I do NCEP-NCAR (coluna à direita) e JRA55 (coluna à esquerda). As áreas delimitadas por curvas azuis apresentam significância estatística superior a 90% (teste *T-Student*). A baixa frequência foi filtrada com Lanczos: ----- 179

Figura 15. (a) Anomalia de variância de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) (linha preta). Linhas azuis (laranjas): anomalia de velocidade vertical em 500 hPa (Pa s^{-1}) da área A1 (área

A2) ajustada com o uso do polinômio de grau 6. Base de dados NCEP-NCAR.
 (b) idem de (a) para a base de dados do JRA55. Dados filtrados (baixa
 frequência) com Lanczos: ----- 180

Figura 16. Anomalia média da velocidade vertical (ω , Pa s⁻¹), em 250 hPa,
 para os períodos (a,b) 1948-1960, (c,d) 1961-1981, (e,f) 1981-2002 e (g,f) 2003-
 2014, para dados da Reanálise I do NCEP-NCAR (coluna à direita) e JRA55
 (coluna à esquerda). As áreas delimitadas por curvas azuis apresentam
 significância estatística superior a 90% (teste *T-Student*). A baixa frequência foi
 filtrada com Lanczos: ----- 182

Figura 17. (a) Anomalia de variância de TSM (°C²) (linha preta). Linhas azuis
 (laranjas): anomalia de velocidade vertical em 250hPa (Pa s⁻¹) da área A1 (área
 A2), ajustada com o uso do polinômio de grau 6. Base de dados NCEP-NCAR.
 (b) idem de (a) para a base de dados do JRA55. Dados filtrados (baixa
 frequência) com Lanczos: ----- 183

Figura 18. (a) Média das anomalias de variância de TSM (°C²) para a faixa
 espectral de 4 a 8 anos, registrada nos períodos (a) 1948-1960, (b) 1961 a 1981,
 (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014. Média das anomalias de TSM (°C) nos períodos
 (e) 1948-1960, (f) 1961 a 1981, (g) 1981-2002 e (h) 2003-2014. Os dados
 referentes à anomalia de TSM (coluna à direita) representam dados filtrados com
 Lanczos (baixa frequência). No cálculo de anomalia de TSM, foi considerado o
 período 1948-2014: ----- 185

Figura 19. Variância média de TSM (°C²) no Pacífico tropical para oscilações de
 4-8 anos (curva tracejada) e índice PDO mensal suavizado com média móvel de
 12 tempos (curva cinza), entre 1948 e 2014: ----- 187

Figura 20. (a) Padrão espacial relativo ao 4º modo de EOF aplicada aos dados de
 função de corrente em 200 hPa (EOF_{fc}^{200hPa}), para dados mensais da Reanálise I
 do NCEP-NCAR, entre 1948 e 2014. (b) Coeficiente de expansão temporal
 associado ao 4º modo de EOF: ----- 190

Figura 21. (a) Idem da Figura 20a em 850 hPa (EOF_{fc}^{850hPa}), (b) Idem da Figura
 20b: ----- 191

Lista de Tabelas

Capítulo I - Análise climatológica temporal das frequências de TSM global

Tabela 1 Correlação linear entre a média global e as bacias oceânicas para a variância de TSM na faixa espectral de 1 a 12 meses, para o período de 1884 a 2014. Valores marcados por (*) apresentam significância estatística de 97.5% (teste *t-student*): ----- 56

Tabela 2. Correlação linear entre a média global e as bacias oceânicas para a variância de TSM na faixa espectral de 1 a 2 anos, para o período de 1884 a 2014. Valores marcados com (*) apresentam significância estatística de 95% (teste *t-student*) : ----- 58

Tabela 3. Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em vermelho e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño (1965-1966; 1972-1973; 1982-1983; 1997-1998) e La Niña (1970-1971 e 1988-1989). (*) Indica significância estatística de 95%: ----- 60

Tabela 4 Correlação entre anomalias de TSM da região equatorial do Pacífico e a variância de energia para as faixas espectrais entre 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos, para períodos de El Niño e La Niña registrados entre 1950 a 2010. Valores dos cálculos de correlação indicados com (*) apresentam significância estatística acima de 99% (*t-Student*): ----- 62

Tabela 5 Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em laranja e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño e La Niña. (*) Indica significância estatística de 95%: ----- 62

Tabela 6 Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em laranja e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño (1965-1966; 1972-1973; 1982-1983; 1997-1998) e La Niña (1970-1971 e 1988-1989). (*) Indica significância estatística de 95%: ----- 68

Capítulo IV - Processos físico-dinâmicos sobre a América do Sul associados à variância das TSM globais

Tabela 1 Anomalia média de ômega em 500 hPa e precipitação nas áreas A1 e A2 indicadas na Figura 9: ----- 178

Tabela 2 Anomalia média de Ômega em 250 hPa e precipitação nas áreas A1 e A2 indicadas na Figura 9: ----- 183

Lista de Siglas

ENOS - EL Niño Oscilação Sul
EN – El Niño
LN – La Niña
TSM – Temperatura da superfície do mar
ELM – El Niño Modoki
EOF - *Empirical Orthogonal Function*
SVD - *Singular Value Decomposition*
IOD - *Indian Ocean Dipole*
IOBW - *Indian Ocean Basin-Wide*
PDO - *Pacific Decadal Oscillation*
GPCC - *Global Precipitation Climatology Center*
ESRL - *Earth System Research Laboratory*
NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*
ONI – *Oceanic Niño Index*
NCEP/NCAR - *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*
JRA-55 - *Japanese 55-year Reanalysis*
NAO – *North Atlantic Oscillation*
OLR -- *Outgoing Longwave Radiation*
TO - Transformada de ondeletas
PWR – *power*
ENSO - *El Niño South Oscillation*
HS – hemisfério sul
HN – hemisfério norte
PNT - Pacífico Norte Tropical
PST - Pacífico Sul Tropical
ITT – Índico Tropical
ANT - Atlântico Norte Tropical
AST - Atlântico Sul Tropical
AN - Atlântico Norte
AS - Atlântico Sul
PN - Pacífico Norte
PS - Pacífico Sul
IN – Índico
DMI - *Dipole mode index*.

SUMÁRIO	pág.
INTRODUÇÃO: -----	22
OBJETIVOS: -----	33
MOTIVAÇÃO E JUSTIFICATIVA: -----	33
DADOS E MÉTODOS USADOS-----	35
CAPÍTULO I - Análise climatológica temporal das frequências de TSM global para a faixa tropical: -----	38
1 Introdução: -----	39
2 Dados e Métodos: -----	43
3 Resultados e discussões: -----	45
3.1 Análise espectral da variância de TSM global: trópicos, subtropicais e extratropicais: -----	46
3.2 Evolução temporal da variância de TSM global: -----	50
(a) Oscilação de 1 a 12 meses: -----	50
(b) Oscilação de 1 a 2 anos: -----	57
(c) Oscilação entre 2 a 4 anos: -----	62
(d) Oscilação entre 4 a 8 anos: -----	66
(e) Oscilação entre 8 a 12 anos: -----	70
4 Considerações finais: -----	71
5 Referências: -----	74
CAPÍTULO II - Distribuição global da variância da TSM e tendência no período 1884-2014 -----	80
1 Introdução: -----	81
2 Dados e métodos: -----	83
3 Resultados e discussão: -----	84
3.1 Variância de TSM para faixas espectrais distribuídas globalmente:---	84

3.2 Distribuição global da tendência da variância de TSM: -----	100
4 Considerações finais: -----	103
5 Referências: -----	105
 CAPÍTULO III – Variância espectral da TSM nas regiões de ENOS (El Niño Oscilação Sul): -----	 109
1 Introdução: -----	110
2 Dados e métodos: -----	114
3 Resultados e discussão: -----	115
3.1 Variância espectral da TSM nas regiões de Niño: -----	116
3.2 Evolução temporal da variância da TSM média nas regiões de Niño, para oscilações de 2-4 e de 4-8 anos: -----	119
3.3 Distribuição espacial da variância espectral de TSM no Pacífico Equatorial para oscilações de 2-4 e de 4-8 anos nos períodos de 1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998: -----	129
(a) Oscilações de 2-4 anos: -----	129
(b) Oscilações de 4-8 anos: -----	139
4 Considerações finais: -----	142
5 Referências: -----	144
 CAPÍTULO IV – Processos físico-dinâmicos sobre a América do Sul associados à variância das TSM globais: -----	 148
1 Introdução: -----	149
2 Dados e Métodos: -----	153
3 Resultados e Discussões: -----	155
3.1 Variância zonal e hemisférica da TSM:-----	156
3.2. Distribuição espacial da energia de TSM: -----	163
3.3 Padrões climáticos sobre América do Sul durante fases distintas da variância de TSM para oscilações de 4-8 anos: -----	171
4. Propagação de ondas de baixa frequência entre o Pacífico e a América do Sul	184
5 Considerações finais: -----	192

4 Referências: -----	193
CONCLUSÕES GERAIS DA PESQUISA: -----	200
REFERÊNCIAS DA INTRODUÇÃO: -----	203

INTRODUÇÃO

A variabilidade climática sempre foi um dos temas de grande destaque no rol das discussões dentro da Meteorologia. Muitos cientistas como Robert Fritzroy, Sir Gilbert Walker, Carl-Gustaf Rossby, Vilhelm Bjerknes, Edward Lorenz, dentre outros, trouxeram importantíssimas contribuições ao escopo dessa ciência ao considerar a atmosfera como um fluido dinâmico e com grande capacidade de modificação ao longo do tempo/espaço.

A variabilidade climática é de grande importância para o conhecimento científico, transcendendo as fronteiras da Meteorologia. É também considerada mais diretamente na Geografia, Oceanografia, Engenharia Hidráulica, Geologia/Paleoclimatologia, Biologia/Botânica e Agronomia, dentre outras áreas. Na Geografia, os estudos de variabilidade climática proporcionam ganhos científicos qualitativos quando levam em conta seus efeitos no uso do solo tanto pela fauna e flora como pelas sociedades humanas (Monteiro, 1976 e Sant'Anna Neto, 1998). É cada vez mais comum encontrar estudos sobre a variabilidade climática produzidos por geógrafos (Sant'Anna e Zavatini, 2000; Luz, 2010; Costa, 2012; Ikefuti, 2011; Silva, 2012; Limberger, 2015; Silva e Silva, 2015; Silva e Silva, 2016, dentre outros). Além dessas contribuições, diversas outras também vêm sendo desenvolvidas por geógrafos (por exemplo, Chiquetto e Silva 2013; Reboita, et al., 2012; Carpenedo, 2012; Carpenedo e Ambrizzi, 2016; Silva et al., 2016), as quais se utilizaram de técnicas e referenciais teóricos da Meteorologia para obtenção dos resultados. É provável que a atual preocupação dos geógrafos dedicados ao estudo do clima crie possibilidades em curto, médio e longo prazo, para que a Geografia possa contribuir com novas discussões dos efeitos do clima na organização dos espaços (Monteiro, 1976), tendo sempre como foco, as repercussões da variabilidade climática - inserida cada vez mais em um contexto de

mudanças climáticas (Bessat, 2003, Sant'Anna Neto, 2003; Mendonça, 2003) e com necessidades de adaptações (Bessat, 2003) - poderá gerar dentro dos contextos sociais e nas organizações humanas. Inserida neste contexto, a Oceanografia também se encaixa no rol científico com enorme capacidade de contribuir com os processos dinâmicos do clima e merece ser sempre lembrada e mais estudada dentro da geografia. Para as questões climáticas, o processo de acoplamento entre oceano-atmosfera ocorre através das interações na interface entre a lâmina mais superficial dos oceanos e a camada limite da atmosfera. Entre os oceanos e atmosfera ocorrem processos de trocas de energia (momento, calor e matéria) (Pezzi et al., 2016). Os oceanos serão os principais sistemas físicos terrestres que irão suprir a atmosfera com vapor d'água e energia que, conseqüentemente, serão capazes de influenciar todo o ciclo hidrológico e o balanço energético (Pezzi et al., 2016). Por outro lado, a atmosfera fornecerá para os oceanos água na forma de precipitação que interferirá diretamente na origem das massas d'água, densidades e salinidade. Forças mecânicas desenvolvidas na atmosfera, como os ventos, também afetarão os oceanos, forçando a formação de ondas e possibilitando trocas de energia entre as camadas oceânicas mais superficiais e as mais profundas (via espiral de Ekman) (Pezzi et al., 2016). Assim, a variabilidade climática pode ser vista cada vez mais sob a ótica da dependência dos papéis desempenhados pelos oceanos na interação com a atmosfera. De fato, é de conhecimento que os oceanos assumem papéis de grandes moduladores climáticos globais e, a interpretação das complexidades atmosféricas passa forçosamente pela observação da temperatura das superfícies oceânicas e, posteriormente, pelas alterações dos campos de pressão, geração de ondas atmosféricas e padrões de teleconectividade entre áreas remotas (como citado por Silva e Silva, 2012 referenciando ao referenciar os clássicos de Walker, 1924 e Bjerknes, 1969).

Dentro do contexto das interações oceano-atmosfera alguns modos de variabilidade atmosférica se destacam com: ENOS, IOD, IOBW e PDO.

O modo de variabilidade climática dos oceanos que mais se destaca nos trópicos é o ENOS - *El Niño-Oscilação Sul* (e.g., McPhaden, 2002; Philander, 1990; Trenberth, 1997; Jin, 1997; Hanley et al., 2003; Larkin e Harrison, 2002; Ambrizzi et al., 2004 e Wyrski 1975; 1979). Os fenômenos de ENOS são desencadeados a partir de mudanças no padrão da temperatura da superfície do mar (TSM) da região equatorial do oceano Pacífico (Figura 1a), apresentando duas fases bem distintas (Trenberth, 1997): uma fase positiva (associada aos eventos de El Niño, EN) e outra negativa (associada aos eventos de La Niña, LN). Eventos de ENOS apresentam variabilidade característica entre 2 e 7 anos, sendo caracterizados pela escala interanual de baixa frequência (Torrence e Webster, 1998 e Books, 2011). Estes eventos são capazes de alterar os campos de precipitação (e.g., Aceituno, 1988, Ropelewski e Halpert, 1988 e Coelho et al., 2002) e toda a circulação atmosférica global (Walker, 1932, Troup, 1964 e Bjerknes, 1969 e Ambrizzi et al., 2004), dentro e fora dos trópicos (Gershonov e Barnett, 1998; Ambrizzi et al., 2004). Apesar dos eventos de EN e LN serem os principais modos de variabilidades do oceano Pacífico, não são os únicos desenvolvidos nesta bacia. Recentemente outros modos de variabilidade vêm sendo estudados. Um que merece destaque é o chamado El Niño-*Modoki* (ELM) (Weng, et al., 2007; 2009 e Ashok et al., 2007). O ELM está associado a forte aquecimento da região central do Pacífico equatorial margeado por temperaturas abaixo da média nas bordas oriental (costa oeste da América do Sul) e ocidental (costa leste da Ásia) (Figura 1b).

Figura 1. (a) compósito de nomalia média de TSM dos oceanos para os eventos de EN (1982, 1987 e 1997). (b) compósito de anomalias média de TSM dos oceanos para os eventos de ELM (1994, 2002 e 2004). **Fonte:** Weng et al. (2007).

O padrão *Modoki* (Figura 1b) é considerado como um *pseudo*-Niño por apresentar sinais diferentes de anomalias dos padrões típicos de EN (Figura 1a) na bacia equatorial e, principalmente, por ser bem caracterizado pelo 2º modo de EOF (*Empirical Orthogonal Function*) aplicada a dados de TSM. O ELM apresenta alta correlação linear com o índice de Niño3. Ashok et al. (2007) notaram, antes de identificarem o fenômeno *Modoki*, que eventos de EN e LN apresentavam por vezes anomalias diferentes dos padrões habituais. Ashok et al (2007) também observaram que os padrões de teleconexões e de circulação da célula de Walker durante a ocorrência de ELM eram diferentes dos padrões observados para eventos canônicos de EN e LN.

Os eventos de EN e de El Niño *Modoki* não constituem os únicos modos de destaque da variabilidade climática oceânica com repercussões na atmosfera. Desde a década de 1980, pesquisas observacionais vêm mostrando a importância do oceano Índico na variabilidade climática tropical (e.g., Pan e Oort, 1983). A partir da década de 1990, estudos associados à variabilidade do oceano Índico (Saji *et al.*, 1999 e Saji *et al.*, 2005 e Taschetto e Ambrizzi, 2012) ganharam importância ainda maior sobre seus efeitos na variabilidade do clima global. As primeiras observações indicaram que a TSM do oceano Índico tendia a exibir um padrão bem distinto de variações interanuais. Pan e Oort (1983) e Wallace *et al.* (1998) observaram que as anomalias de TSM sobre toda a bacia do oceano Índico eram uniformes quando moduladas por eventos anteriores de ENOS, o que poderia induzir mudanças do fluxo de calor na camada de mistura da atmosfera, o que causaria mudanças nos padrões de pressão e circulação (Klein *et al.*, 1999 e Chiang e Sobel, 2002). Outra contribuição a respeito da importância do Índico na variabilidade climática regional e global surgiu a partir de observações de um modo acoplado oceano-atmosfera, referenciado por Saji *et al.* (1999) como IOD, *Indian Ocean Dipole*, ou Dipolo do Oceano Índico.

O IOD é modo de variabilidade que consiste em uma oscilação não periódica da temperatura da superfície do mar entre fases positivas e negativas da porção ocidental (50°E-70°E, 10°S-10°N) e sudeste (90°E-110°E, 10°S-0°) do oceano Índico tropical (Figura 2). A variabilidade da IOD é caracterizada pela escala interanual de 2 a 5 anos (Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999 e Yamagata *et al.*, 2004) e pesquisas têm mostrado associação à ocorrência de eventos ENOS (Hendon, 2003). Para Saji e Yamagata (2003), o IOD apresenta certa independência dos eventos de ENOS. Mesmo sem uma razão muito clara de sua origem, Saji *et al.* (2005) mostraram que o modo do IOD está associado a grandes variações do gradiente de temperatura do mar, da

circulação de Walker e de anomalias de chuva sobre o oceano Índico durante as estações de verão e primavera.

Figura 2. Compósito de eventos de dipolo. a-d, evolução dos compósitos de anomalias de TSM para mai-jun (a) até nov-dez (d). A significância estatística das anomalias analisadas foi estimada pelo *t-student*. Anomalias de TSM (sombreado) e vento (setas) acima de 90% são indicadas pelas áreas pintadas e pelas setas em negrito. **Fonte:** Saji et al. (1999)

Os impactos climáticos das oscilações do IOD foram observados inicialmente nas regiões banhadas pelas águas do oceano Índico, durante a década de 1990. Saji et al. (1999) observaram que, durante as fases positivas (negativa) do dipolo, ou seja, quando são observadas anomalias negativas (positivas) de TSM na região sudeste e anomalias positivas (negativas) na região ocidental do oceano Índico, há maior (menor) transporte de umidade da região sudeste do oceano Índico em direção à península da Indochina, proporcionando anomalias positivas de chuva nesta última área. Adicionalmente, Saji et al. (2005) encontraram correlações positivas e significativas entre as fases positivas do IOD e atemperatura do ar das latitudes subtropicais da América do Sul, África e Austrália (Figura 3a).

Ainda para o oceano Índico tropical, destaque deve ser dado também ao IOBW (*Indian Ocean Basin-Wide*), o qual se configura pelo superaquecimento das águas do Indico em resposta à ocorrência de eventos de El Niño (Taschetto e Ambrizzi, 2012) e uma variabilidade próxima de três anos (Chu et al., 2014). Chambers et al. (1999)

destacaram que os fenômenos de El Niño e o superaquecimento do IOBW na bacia do oceano Índico apresentam relações físicas, sobretudo durante as fases de máxima intensidade. Taschetto e Ambrizzi (2012) foram um dos primeiros a observar que, em episódios de ENOS, o IOBW tendia a reforçar as anomalias da circulação atmosférica do continente sulamericano durante o período de março-maio, provendo anomalias positivas de precipitação na bacia do Prata e anomalias negativas sobre o nordeste do Brasil (Figura 3b).

Figura. 3 (a) Correlação linear entre o índice do dipolo do oceano Índico (IOD) e a temperatura do ar (1958-1999). Fonte: Saji *et al.* (2005). (b) Correlação linear entre o IOBW e precipitação na América do Sul (1951-2004). **Fonte:** Taschetto e Ambrizzi (2012).

Apesar dos modos de variabilidade tropicais (ENOS, ENOS-*Modoki*, IOBW, IOD) apresentarem muita expressividade no contexto da variabilidade climática de larga escala, torna-se importante ressaltar que estes modos não são os únicos observados no globo terrestre.

Modos de variabilidade de baixa frequência associados à variabilidade climática dos oceanos também ocorrem fora dos trópicos e constituem elementos de destaque na variabilidade atmosférica de longo prazo. Vários estudos documentaram a presença de flutuações com variabilidade interdecadal dentro da bacia subtropical do Pacífico Norte (Francis e Hare, 1994, Hare e Francis, 1995, Latif e Barnett, 1994, 1996, Ware, 1995, e

Zhang et al., 1997). Conhecido como PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), este modo de variabilidade pode ser definido pelo primeiro modo de EOF aplicada aos valores mensais de TSM do Pacífico (Davis, 1976; Mantua et al., 1997).

A PDO caracteriza-se por ser um modo climático de baixíssima frequência com periodicidade variando entre 15 e 25 anos (Mantua e Hare, 2002). A fase positiva de PDO (Figura 4a) é caracterizada por anomalias negativas de TSM na bacia central do oceano Pacífico Norte subtropical e anomalias positivas sobre o oceano Pacífico centro-oriental, margeando toda a costa oeste da América do Norte. Por outro lado, a fase negativa deste modo de variabilidade é caracterizada aproximadamente pelo padrão espacial oposto ao observado na fase positiva (Figura 4b) (Mantua et al., 1997).

Figura 4. (a) Fase positiva da PDO composta por anomalias negativas no centro da bacia subtropical do oceano Pacífico Norte e por anomalias positivas na costa oeste da América do Norte. (b) Fase negativa da PDO com padrão inverso ao da fase positiva. **Fonte:** <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>

Desde 1901, a PDO é marcada por dois ciclos completos: as fases positivas constituem os períodos 1925-1946 e 1977-1996 e, as fases negativas, os períodos 1900-1924 e 1947-1976. De 1998 a 2014, os sinais negativos da PDO são mais frequentes (<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>). Porém, após o forte El Niño de 2015-2016 é possível verificar sinais positivos desta oscilação (Figura 5).

Figura 5. Variabilidade temporal da PDO para o período de Jan/1900 a jan/2017. **Fonte:** <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>

O trabalho de Zhang et al. (1997) associa a PDO a um padrão de El Niño de longa duração. Ambas as oscilações apresentam assinaturas espaciais similares da TSM no oceano Pacífico. Contudo, a variabilidade temporal de cada fenômeno climático é distinta (Newman et al., 2003). Os impactos climáticos da PDO no globo são diversos. Como se trata de uma oscilação muito lenta, ela promove mudanças nos padrões atmosféricos por muito tempo. Os trabalhos de Mantua e Hare (2002) mostraram as alterações que a PDO causa na precipitação global, com mais chuvas na América Central, Cone sul da América do Sul, porção oeste Australiana e regiões centrais da Ásia e menos chuvas no norte da América do Sul e Norte, costa leste do continente Australiano e Asiático. Kayano e Andreoli (2007) investigaram os impactos das diferentes fases da PDO na precipitação da América do Sul em períodos de El Niño e La Niña, chegando à conclusão de que os padrões de PDO exerceram influência direta nos padrões de precipitação da região sul e norte da América do Sul. Silva e Silva (2016) associaram as fases da PDO à variabilidade mensal da precipitação sobre a América do Sul e observaram que durante as fases negativas (1970-1976 e 1997-2003) e positiva (1977-1996) da PDO as anomalias de precipitação se apresentaram, respectivamente, com sinais negativos (Fig. 6a,c) e positivos (Fig. 6b) no centro-leste da América do Sul (área delimitada pelo retângulo preto). A região sudeste da América do Sul, que inclui o

sul do Brasil, apresenta anomalias de precipitação com sinal contrário, o que é observado principalmente nas fases negativas da PDO. Esse padrão bipolar da precipitação sobre o centro-leste da América do Sul caracteriza a influência da PDO e contribui para explicar as causas do período seco observado entre 2014 e 2015, tal como indicado no trabalho de Coelho *et al.* (2016).

Figura.6 Anomalia média da precipitação mensal (mm) do GPCC filtrada (Lanczos - passa baixo) para as fases (a) negativa; (b) positiva e (c) negativa da ODP, entre 1970 e 2003. Fonte: Silva e Silva (2016) (área retangular: centro-leste da América do Sul). **Fonte:** Silva e Silva (2016) (adaptada)

Também para o período de 1970 a 2003, Silva et al. (2016) identificaram o aumento e diminuição da vazão de rios na região do Pantanal durante fases opostas da PDO. Estes autores verificaram padrões médios distintos da circulação atmosférica na América do Sul durante fases opostas da PDO. Durante as fases negativas da PDO (1970-1976 e 1997-2003) verificaram anomalia anti-ciclônica média da circulação atmosférica em 850 hPa no centro da América do Sul e, durante a fase positiva da PDO (1977-1996), verificaram anomalia ciclônica média da circulação atmosférica em 850 hPa (Figura 7). Associadas a padrões distintos de circulação sobre o Pacífico Sul, Silva et al. (2016) encontraram condições climáticas significativamente distintas na América do Sul durante fases distintas da PDO. Durante as fases negativas e positivas da PDO,

identificaram respectivamente anomalias positivas e negativas da altura geopotencial em altos níveis sobre o sudeste do Brasil e Atlântico Sul adjacente, concluindo que as fases opostas da PDO levam a padrões opostos da circulação atmosférica sobre a América do Sul.

Figura 7. Anomalia média do vento em 850 hPa para (a) 1º subperíodo entre 1970-1976, (b) 2º subperíodo entre 1977-1996 e (c) 3º subperíodo entre 1997-2003. A estrela amarela (vermelha) marca o centro da circulação anticiclônica (ciclônica) para as fases negativas/positivas/negativas da PDO. A região do Pantanal está indicada com retângulo vermelho. **Fonte:** Silva et al. (2016)

Com base na importante influência da TSM no clima global e regional evidenciada através de vários estudos, propõe-se, nesta pesquisa, analisar o comportamento espacial e temporal da TSM global através de cinco faixas espectrais específicas, de forma a verificar as áreas do globo que sejam mais bem associadas a cada uma delas. A descrição dos principais modos de variabilidade do clima (ENOS, ENSO-*Modoki*, IOD, IOBW e PDO) realizada nessa introdução servirá como subsídio para entendimento de fenômenos físicos identificados na análise de ondeletas. As referências bibliográficas desta introdução estão listadas no final do tese, a partir da

OBJETIVOS

O objetivo desta pesquisa é diagnosticar e analisar a variabilidade temporal e espacial da variância espectral da TSM global de 1884 a 2014, para oscilações de 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos, 4-8 anos e 8-12 anos e a possível associação entre a variabilidade da TSM tropical das bacias do Pacífico para oscilações de 4-8 anos e o clima da América do Sul. Especificamente, podemos dividir o objetivo geral em quatro itens principais:

- (i) Identificar, relacionar e analisar as bacias oceânicas mais e menos energéticas para cada uma das faixas espectrais consideradas;
- (ii) Identificar, relacionar e analisar as oscilações e a tendência de longo prazo da variância da TSM em cada uma das faixas espectrais consideradas;
- (iii) Identificar, relacionar e analisar o comportamento da variância de energia da TSM do Pacífico Equatorial a fim de compreender as possíveis relações com eventos ENOS;
- (iv) Identificar, relacionar e analisar a variabilidade climática na América do Sul associada à variância espectral de TSM em áreas tropicais do oceano Pacífico para a faixa espectral de 4-8 anos.

MOTIVAÇÃO E JUSTIFICATIVA

Os processos de acoplamento na interface oceano-atmosfera ocorrem por meio de importantes mecanismos dinâmicos de troca de energia (calor, vapor d'água e momento) entre a superfície do mar e a camada limite da atmosfera (Pezzi et al., 2016). As interações diretas e indiretas nesta interface contribuem para determinar a

variabilidade climática dos oceanos e da atmosfera, local e remotamente, conferindo ao sistema climático grande complexidade. Variações na superfície dos oceanos podem, ao se propagar para a atmosfera, provocar impactos significativos no clima de áreas remotas. Tal complexidade pode ser detalhada através de sinais em faixas espectrais específicas, o que permite eventualmente o reconhecimento de fenômenos físicos. Desta forma, analisar a variância espectral da temperatura da superfície do mar no domínio global permite identificar a variação espacial dos fenômenos oscilatórios característicos e as possíveis trocas energéticas dentre as faixas espectrais consideradas.

Particularmente em relação ao objetivo deste estudo, menciona-se a pouca quantidade de resultados científicos que contemplem a variação espacial e temporal de oscilações específicas da temperatura na superfície do mar nos oceanos globais. Em geral, os resultados obtidos a partir da técnica de ondeletas desconsideram a variação espacial da TSM, usando o valor médio para a área de interesse. Em vários estudos sobre variabilidade climática espectral dos oceanos (Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1999; Vitorino, et al., 2006 e Andreoli e Kayano, 2009), a análise de ondeletas foi realizada para dados médios de regiões específicas dos oceanos. A motivação para o desenvolvimento deste trabalho foi analisar a variância espectral da TSM global para toda a matriz de dados, visando analisar o comportamento espacial e temporal da TSM global de várias faixas espectrais e, em particular, os possíveis efeitos no clima da América do Sul associados e processos físicos da faixa espectral mais representativa. Na Climatologia, a aplicação da análise espectral a variáveis diversas (por exemplo, precipitação, vazão fluvial, vento, etc.) permite a compreensão mais aprofundada da variabilidade característica dos fenômenos físicos associados.

DADOS E MÉTODOS USADOS

O presente trabalho está organizado em quatro capítulos relacionados entre si. Todos os capítulos se apoiaram na mesma base de dados e nos mesmos procedimentos metodológicos, exceto o capítulo IV em que variáveis atmosféricas são incluídas na análise. Os dados e a técnica comuns a todos os capítulos foram, respectivamente, os dados mensais da TSM para 1884 a 2014 e a técnica da análise de ondeletas. A descrição desta técnica foi detalhada nos dados e métodos do capítulo I. O uso da análise de ondeletas em pesquisas na Geografia pode ser importante uma vez que permite estratificar séries temporais de variáveis ambientais em faixas espectrais específicas, e, identificar sinais referentes a mudanças nos padrões físicos ambientais muitas das vezes não identificados nas séries dos dados originais. A análise de ondeletas é recomendada a estudos em que as variáveis tratadas apresentem caráter não-estacionário, de forma que a média em períodos relativamente longos também apresente variações.

Em climatologia, a vantagem da aplicação da transformada de ondeletas está na possibilidade de identificação de sinais que se assemelham aos observados nas variáveis atmosféricas, com características de simetrias ou assimetrias e variações temporais bruscas ou suaves (Weng e Lau, 1994), ou seja, o uso da transformada de ondeletas permite compreender a evolução temporal de oscilações de variáveis climáticas em frequências específicas, como indicam vários autores (por exemplo, Torrence e Compo 1998; Whitcher *et al.*, (2000), Vitorino *et al.* (2006), Setoh *et al.* (1999), Minobe *et al.* (2001), Kayano e Andreoli (2004) e Andreoli e Kayano, 2004), e a identificação das amplitudes e fases respectivas (Morentin, 2014). Em estudos climáticos, a análise das ondeletas permite auxiliar a compreensão do ritmo de uma determinada variável climática, conceito importante apresentado por Monteiro (1969 e 1971).

Os dados de TSM global foram obtidos para o período de 1854 a 2014 junto ao *Earth System Research Laboratory* - ESRL da NOAA (EUA) (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa_ersst.html) e apresentam resolução espacial de 2.5 graus e resolução temporal na escala mensal. A descrição para a elaboração destes dados estão descritas em Kaplan *et al* (1998). Os capítulos 1-3 apresentam resultados da aplicação da técnica de ondeletas (Torrence e Compo, 1998) aos dados mensais de TSM. Antes de submeter os dados à análise de ondeletas, a tendência linear e a sazonalidade foram retiradas de cada série temporal do conjunto de dados globais. A sazonalidade dos dados foi retirada a partir da subtração da média climatológica para cada mês do ano de cada valor da série temporal, de forma a manter a variabilidade interanual presente nos dados originais. Anteriormente à aplicação da técnica de ondeletas aos dados dos oceanos globais, para cada ponto de grade, a mesma técnica foi aplicada à média global da TSM para a faixa tropical e à média de TSM para as bacias oceânicas separadamente com o objetivo de se identificar, em média, as principais escalas de oscilação da TSM.

Uma vez identificadas as faixas de oscilação da TSM globalmente mais importantes como as de 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos, 4-8 anos e 8-12 anos, a técnica de ondeletas foi aplicada a todos os pontos de grade com dados de TSM. No primeiro capítulo, a evolução e tendência linear das séries temporais dos valores médios da variância da TSM global para a região tropical e de cada bacia oceânica, para cada uma das faixas espectrais, foram analisadas. No segundo capítulo, foram analisados os padrões espaciais médios de subperíodos específicos da variância da TSM obtida e a tendência linear em todo o período considerado (1884-2014) da variância média da TSM, para cada faixa espectral. O terceiro capítulo apresenta a análise da variância da TSM na região equatorial do Pacífico, região dos eventos ENOS. Neste capítulo as

médias espaciais e temporais da variância de TSM foram associadas à variabilidade da anomalia de TSM observada nas regiões de Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4. Dados do índice de Niño ONI (ONI – *Oceanic Niño Index*), obtido em http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml (Huang et al., 2015) foram usados como referência para identificar a ocorrência de eventos de El Niño (EN) e La Niña (LN). No quarto capítulo, o valor médio global da variância das TSM foi comparado aos valores médios para as regiões tropicais, subtropicais e extratropicais, para as cinco faixas espectrais selecionadas. A variância da TSM para a faixa espectral de 4-8 anos, para a área tropical global, foi usada para a definição de subperíodos climáticos e associação com as condições climáticas sobre a América do Sul. Neste caso, dados atmosféricos de vento horizontal e velocidade vertical das reanálises I e II do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996; Kanamitsu et al., 2001 reanálise II) e da reanálise do JRA-55 (Kobayashi et al., 2015). Dados de precipitação do *Global Precipitation Climatology Center* - GPCC (Schneider et al., 2011) também foram usados para a definição do padrão climático nos subperíodos definidos pela variância de TSM na região tropical relativa às oscilações de 4-8 anos. Estes dados foram submetidos à retirada do ciclo sazonal, tendência e, para reter os sinais de baixa frequência, foi usado o filtro passa-baixa de Lanczos (Duchon, 1979). Componentes principais obtidas da análise de EOF (Wilks, 1995 e Jolliffe, 2002) aplicada a dados de vento em baixos e altos níveis permitiram identificar padrões característicos de circulação atmosférica sobre o hemisfério sul em fases distintas dos subperíodos considerados, explicitando o padrão de teleconexão característico entre o Pacífico Sul e a América do Sul.

**CAPÍTULO I - Análise climatológica temporal das frequências de TSM global
para a faixa tropical**

1. Introdução

A análise espectral de variáveis climáticas é comumente usada com o propósito de aprofundar o conhecimento dos padrões de frequência de um fenômeno particular. Considerando-se múltiplas variáveis, a análise espectral permite construir conexões entre distintos fenômenos físicos. Além da análise de Fourier, a transformada de ondeletas tem sido usada em muitos estudos dentro das ciências atmosféricas, pois possibilita conhecer importantes variações temporais do espectro de energia associado, considerando o caráter dinâmico da atmosfera (por exemplo., Farge, 1992; Weng e Lau, 1994; Lau e Weng, 1995; Mak, 1995; Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1999; An e Wang 2000; Minobe *et al.*, 2002; Newman *et al.*, 2003, Kayano e Andreoli, 2004; Andreoli e Kayano, 2004 e Böttinger *et al.*, 2009).

A variabilidade temporal de frequências específicas constitui-se como o aspecto de maior importância na análise de ondeletas. Primeiramente aplicada por Morlet (1983), essa técnica foi utilizada para verificar os sinais sísmicos. A análise de ondeletas tem sido uma ferramenta estatística bastante utilizada no desenvolvimento de muitos estudos (Kumar, 1997) em hidrologia (Kang, 2007; Labat *et al.*, 2004), sismologia (De Moortel *et al.*, 2002; Baker, 2007), meteorologia e oceanografia (Farge, 1992; Mak, 1995; Torrence e Compo, 1998, Torrence e Webster, 1999, Newman *et al.*, 2003, Andreoli e Kayano, 2004 Vitorino *et al.*, 2006; Böttinger *et al.*, 2009), entre outros. O entendimento da variação temporal de frequências particulares é importante para os estudos climáticos, como apontado por vários autores como Torrence e Compo (1998), Lau e Weng (1995), Whitcher *et al.* (2000), Minobe *et al.* (2001). Particularmente, Kayano e Andreoli (2004a), Andreoli e Kayano (2004) e Vitorino *et al.* (2006) estudaram a variância espectral da temperatura da superfície do mar (TSM), radiação de onda longa e pressão ao nível do mar em áreas específicas. Além da variação espectral,

Torrence e Webster (1999) indicaram outra vantagem da técnica de ondeletas, apontando o estudo das mudanças de fase de variáveis não-estacionárias. Desta forma, esses autores analisaram mudanças interdecadais sobre o regime monçônico *ENSO-Indian* (*El Niño-Southern Oscillation – Indian*) nos últimos 125 anos. Oscilações na escala de 2 a 7 anos, classificadas como de alta frequência, foram identificadas nos períodos de 1875 a 1920 e 1960 a 1990, enquanto oscilações com frequências mais baixas foram identificadas no período entre 1920 a 1960. Além disso, os autores encontraram possíveis modulações da frequência da monção *ENSO-Indian* na escala de 12 e 20 anos. Comumente, a aplicação da análise de ondeletas em estudos climáticos consiste na aplicação da técnica em séries temporais simples, sem utilização da variável espacial, como é o caso dos estudos realizados por Farge (1992), Lau *et al.* (1995), Mak (1995), Torrence e Webster (1998), An e Wang (2000), Kayano e Andreoli (2004), Andreoli e Kayano (2004) e Vitorino *et al.* (2006). Além de apresentar as vantagens do uso da análise de ondeletas sobre fluxos turbulentos da atmosfera, Farge (1992) contribuiu de forma importante para o uso dessa técnica aplicada a estudos atmosféricos, especialmente os cuidados específicos necessários quando usada para essa finalidade. Uma das mais interessantes sugestões de Farge (1992) é a transferência de energia entre as várias frequências. Sobre este possível mecanismo físico Raupp e Silva Dias (2006) e Ramirez *et al.* (2017) também apresentaram importantes contribuições.

Lau *et al.* (1995), por meio da análise do sinal espectral de TSM e de longas séries de sedimento do fundo do mar – de aproximadamente 2,5 milhões de anos, para áreas do hemisfério norte -, sugeriram que há uma importante variação da decomposição sedimentar, oscilando na escala entre 40.000 e 100.000 anos. Para as TSM, os autores encontraram uma oscilação relevante na escala interanual entre 2 e 5

anos, dentro das faixas de frequência mais altas; já na escala interdecadal, foi verificada energia mais alta nas faixas espectrais de 10 a 12, 25 a 30 e 40 a 60 anos.

An e Wang (2000) identificaram mudanças no domínio da oscilação de eventos ENOS com base em dados de TSM da região de Niño 3.4. Para estes autores, entre os anos de 1962 e 1975, os fenômenos de ENOS ocorreram numa escala de 2 a 4 anos; enquanto entre os anos de 1980 e 1993, estes mesmos fenômenos variaram entre as faixas de frequência mais baixas, nas oscilações entre 4 e 6 anos. Neste trabalho, os autores argumentam que a transferência dos sinais da variância das TSM das escalas espectrais mais altas para as mais baixas sugere uma significativa alteração na estrutura dos fenômenos de ENOS. A comparação das assinaturas espectrais de ENOS nos dois períodos permitiu aos autores identificar três características distintas durante as fases quentes dos ENOS (El Niño): (i) o deslocamento, para porção mais a leste, das anomalias de TSM no segundo período em relação ao primeiro, (ii) uma expansão meridional das anomalias de TSM para leste do Pacífico e (iii) uma fraca intensificação das anomalias de leste na parte oriental da bacia do Pacífico. A fim de testar a robustez das mudanças nas oscilações dominantes obtidas para os períodos considerados, An e Wang (2000) usaram o modelo acoplado de Zebiak e Cane (Zebiak e Cane, 1987), confirmando mudanças nas oscilações características dos eventos de ENOS para a década de 1980. Estas alterações foram associadas às mudanças do posicionamento das TSM e anomalias na tensão do vento zonal dentro da bacia do Pacífico.

Kayano e Andreoli (2004) investigaram, por meio de análise de ondeletas e correlação parcial, a associação entre a precipitação ao longo do nordeste do Brasil, as TSM das bacias tropicais do Atlântico Norte e Sul e a pressão ao nível do mar na região da Oscilação do Atlântico Norte (NAO – *North Atlantic Oscillation*), em escala decenal, para o período de 1971 a 1991. Os autores concluíram que a variabilidade decadal da

precipitação sobre o nordeste do Brasil pode ser associada às Oscilações Decadais do Pacífico (ODP) e às Oscilações Decadais do Atlântico (ODA).

Com o objetivo de investigar os aspectos espaciais da variabilidade submensal e intrasazonal da convecção sobre a América do Sul e em áreas vizinhas, Vitorino *et al.* (2006) aplicaram a transformada de ondeletas aos dados de OLR (*Outgoing Longwave Radiation*) e vorticidade relativa da alta troposfera, para o segmento temporal 1979 a 1996. A pesquisa indicou que os processos convectivos mostram predominância de oscilações na escala intrasazonal sobre as regiões tropicais. Estes autores também verificaram importantes oscilações na escala de 7 a 15 dias, associadas a convecção extratropical durante a primavera e o inverno, sugerindo o papel proeminente de distúrbios transitórios sobre a América do Sul. Baseados nos dados de velocidade vertical, Vitorino *et al.* (2006) verificaram grandes intensidades energéticas durante a primavera e o verão nas áreas tropicais, enquanto as áreas subtropicais e extratropicais apresentaram maior intensidade energética no inverno e no outono. Em áreas do Pacífico tropical, o trabalho identificou oscilações importantes na escala de 25 a 45 dias durante períodos de verão no hemisfério sul, sugerindo associação com a propagação de ondas de Rossby ao longo do Pacífico tropical oriental.

Apesar de vários estudos terem sido realizados nas últimas décadas para identificar faixas espectrais importantes associadas à variabilidade do clima, como os mencionados anteriormente, a distribuição espacial dos sinais de variância das TSM sobre o globo ainda carece de atenção. Desta forma, e tendo em conta a importância da variabilidade oceânica para a caracterização do clima (Walker e Bliss, 1924; Troup, 1965; Bjerknes, 1969; Horel e Wallace, 1981; Hoskins e Karoly 1981; Karoly 1989; Amrbizzi *et al.*, 2004; Drumont e Ambrizzi, 2005 e Drumont e Ambrizzi, 2008), propomos aqui analisar as variações temporais e espaciais da distribuição energética

espectral (variância espectral) de todo o globo para faixa tropical, obtida a partir da transformada de ondeletas, associada à temperatura da superfície do mar, entre 1884 e 2014.

2. Dados e Métodos

A transformada de ondeletas foi aplicada sobre os dados mensais de TSM, distribuídos globalmente, para o período de 1854 a 2014. Dados de TSM com resolução espacial de 2.5° graus foram adquiridos junto ao *Earth System Research Laboratory* (ESRL) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) - em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.html>. Uma descrição completa das características do conjunto de dados de TSM da NOAA é dada em Kaplan *et al.* (1998). O uso da análise de ondeleta foi motivado pelo interesse na análise de diferentes faixas espectrais (Flandrin, 1988, Weng e Lau, 1994, Torrence e Compo, 1998, Setoh *et al.*, 1999), particularmente para os dados de TSM, além desta ser uma técnica apropriada à análise de variáveis com sinal não-estacionário. Antes de aplicar a análise da transformada de ondeletas sobre os dados mensais de TSM, a tendência linear e o ciclo sazonal foram removidos das séries temporais destes dados. A transformada em ondeletas é uma técnica espectral usada na detecção da estrutura temporal das variações multiescalares, inseridas em uma série finita de dados não-estacionários (Lau e Weng, 1995). Esta técnica tem como propriedade transformar uma série temporal unidimensional em outra série bidimensional no domínio tempo-frequência, permitindo observar modos dominantes da variabilidade no tempo. As principais funções diretrizes das ondeletas são compostas por pequenas ondas geradas por dilatações α e translações b de uma função simples $\psi(t)$.

A onda Morlet (Morlet, 1983) foi usada para análise de frequência neste estudo. Essa onda é modulada por um envelope Gaussiano dado por

$$\psi(t) = e^{iw_0\eta} e^{\frac{-\eta^2}{2}}$$

com $\eta=t/s$, onde t é o tempo, s a escala da ondeleta e w_0 a frequência não-dimensional. Kayano e Andreoli (2004) ressaltam que a transformada de ondeletas de cada escala s é normalizada por um $s^{-1/2}$ para cada unidade de energia, permitindo que cada escala seja compatível para a transformação das séries dos dados ao longo do tempo.

A ondeleta mãe pode ser representada por várias funções, tais como Morlet, Paul, Dog (Torrence e Compo, 1998), Haar (Weng and Lau 1994), Meyer (Mak 1995), Daubechies (Daubechies 1996), entre outras. Neste estudo, foi utilizada a função Morlet como ondeleta mãe. Weng e Lau (1994) e Vitorino (2002) definem a função Morlet como tendo características simétricas e assimétricas entre si e com variações temporais bruscas e suaves, similares aos sinais meteorológicos. A variância ou energia de cada ondeleta é dada por:

$$E = [\psi_{\alpha,b}]^2$$

Ao longo deste trabalho, a variância de TSM calculada pela transformada de ondeletas é, por vezes, denominada energia. Os resultados apresentados neste estudo referem-se aos valores absolutos da variância da TSM calculada para cada faixa espectral. Os primeiros 360 meses da série de TSM foram removidos das análises para evitar efeitos secundários causados pelo decaimento da função Morlet, procedimento semelhante ao adotado por Weng e Lau (1994) e Vitorino *et al.* (2006), assim como para eliminar os intervalos de dados com maior desvios de erros descritos em Kaplan *et al.* (1998).

As faixas espectrais escolhidas para esta pesquisa foram: 1 a 12 meses, 1 a 2 anos, 2 a 4 anos, 4 a 8 anos e 8 a 12 anos. Estas faixas foram selecionados com base em testes espectrais iniciais realizados para as média das TSM dos oceanos tropicais (23.5° N-23.5° S), subtropicais (23.5° N-66.3° N; 23.5 °S -66.3° S) e extratropicais (66.33° N-

90.0° N; 66.3° S-90.0° S) dos hemisférios norte e sul (Figura 1, adiante). Os resultados encontrados na literatura (Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1999; Setoh *et al.*, 1999; Kayano e Andreoli, 2004 e Andreoli e Kayano, 2004) corroboram na seleção das faixas espectrais da variância de TSM descrita acima. Para verificar as áreas mais significativas para cada faixa espectral, um vídeo com a animação temporal da variância da TSM global pode ser acessado em <http://krlosbatist.wixsite.com/meusite>.

A transformada de ondeletas foi aplicada separadamente para cada ponto de grade e o resultado da variância foi, em seguida, analisado separadamente, permitindo a avaliação da evolução espaço-temporal da variável. O programa computacional, escrito na linguagem FORTRAN, usado para análise foi baseado nos originais desenvolvidos por Torrence e Compo (1998). Os resultados foram obtidos, nas faixas espectrais previamente definidas, para as médias dos três distintos domínios espaciais: global, hemisférica e para cada uma das seguintes bacias oceânicas: Atlântico Norte (75°W-10°E e 0-90°N), Atlântico Sul (70°W-20°E e 0-90°S), Pacífico Norte (80° W-120°E e 0-90°N), Pacífico Sul (80°W-140°E e 0-90°S) e Índico (40°E-120°E e 20°N-90°S). O teste de significância estatística foi aplicado aos valores de energia como sugerido por Torrence e Compo (1998).

3. Resultados e discussões

Com o objetivo de tornar mais compreensíveis, os resultados foram divididos em duas seções, como segue: na seção 3.1 foi apresentado o comportamento espectral global das TSM para as grandes áreas oceânicas, trópicos, subtropicais e extratropicais, mostrando as faixas espectrais mais significativas para cada área; enquanto na seção 3.2, apresentamos a evolução temporal da variância da TSM para a média global em cada hemisfério e para cada bacia oceânica, conforme descrito na seção de métodos.

3.1 Análise espectral da variância de TSM global: trópicos, subtropicais e extratropicais.

A Figura 1 mostra os espectros de potência e a respectiva variância de TSM (resultados da análise de ondeletas), aplicadas para médias das áreas tropicais, subtropicais e extratropicais, para o período de 1854 a 2014. No geral, as áreas tropicais e subtropicais (Figura 1 a-d), em ambos os hemisférios, mostram energia mais alta para as baixas frequências (para oscilação de 4 anos ou maior), enquanto as áreas extratropicais (Figura 1 e,f) mostram alta energia para as frequências maiores (oscilações com periodicidade entre 1 e 2 anos). Os gráficos à esquerda da Fig. 1 indicam a evolução temporal da variância de TSM para cada faixa espectral, além dos valores estatisticamente significativos ao nível de 95%. A curva preta em formato de cone – chamada de cone de influência – indica o período de tempo que deve ser analisado devido à relação entre frequência e o período de tempo total. Os gráficos do lado direito, conhecidos como “espectro de potência”, sintetizam as informações dos gráficos à esquerda, indicando a escala de oscilação da variável com maior energia. No espectro de potência, a linha tracejada indica os sinais com significância estatística superior a 95%.

O El Niño Oscilação Sul (ENOS), o Dipolo do oceano Índico (IOD), o superaquecimento do Índico tropical (IOBW *Indian ocean basin-wide*) e o Gradiente Meridional do Atlântico Tropical constituem modos bem conhecidos da variabilidade tropical e são associados com os sinais espectrais apresentados na Figura 1.

Apesar de desde o início da década de 1980, o ENOS ser um fenômeno muito mais preso às baixíssimas frequências (caracterizado pelas oscilações de 4-6 ou 4-7 anos, como indicam Torrence e Webster, 1998 e Books, 2011), em períodos anteriores, baseando-se em registros de 1963-75, este fenômeno era considerado como de

frequências mais altas, com características de oscilação entre 1 e 2 anos, como mencionado por Rasmusson *et al.* (1990) e oscilação de 2 a 4 anos, como destacado por An e Wang (2000).

Figura 1 Os quadros “1” trazem a representação de ondeleta e os quadros “2” mostram o espectro de potência para as TSM ($^{\circ}\text{C}^2$), para o período de 1854-2014. As letras referem-se ao recorte espacial: “a” para áreas tropicais do hemisfério sul, “b” para os trópicos do hemisfério norte, “c” para os subtropicais do hemisfério sul, “d” para os subtropicais do hemisfério norte, “e” para os extratropicais do hemisfério sul e “f” para os extratropicais do hemisfério norte. Elaborado por Carlos Batista Silva.

O IOD é um modo de variabilidade interanual entre 2 e 5 anos (Saji *et al.*, 1999). Webster *et al.* (1999) e Yamagata *et al.* (2003) caracterizaram as TSM do Índico por oscilações não-periódicas, apresentadas em fases positivas e negativas (Saji *et al.*, 1999). Ainda sobre o oceano Índico, o super-aquecimento das águas tropicais com picos máximos de temperatura no início da primavera, conhecido como IOBW, é caracterizado por uma oscilação de 3 anos (Chu *et al.*, 2014). Saji e Yamagata (2003) e Latif e Barnett (1994) levantaram uma questão sobre a participação dos ENOS como um fator crucial para a ocorrência do IOBW, mostrando uma aparente interconexão entre os modos físicos da variabilidade tropical, associados em diferentes escalas de frequência.

O Gradiente Meridional do Atlântico é comumente associado a variabilidades da TSM decadais (~10 anos) (Carton *et al.*, 1996; Wagner, 1996; Kayano e Andreoli, 2004) e interanuais (2-5 anos) (Carton *et al.*, 1996), sendo responsável por períodos mais úmidos e secos no norte-nordeste da América do Sul e Caribe (Nobre e Shukla, 1996). As contribuições de Wagner (1996) mostram que os mecanismos que controlam o Gradiente Meridional do Atlântico Tropical são governados dentro da escala decadal. Os estudos citados corroboram os resultados apresentados na Figura 1.

Nas regiões subtropicais, para ambos os hemisférios (Figura 1 c,d), verificam-se variâncias de TSM menos significantes para faixas espectrais de frequências mais altas, quando comparada com as das áreas tropicais (Figura 1 a1,b1). De forma geral, a faixa espectral mais energética para as regiões subtropicais são aquelas associadas às oscilações de 7 a 16 anos para o hemisfério sul, e de 4 a 9 anos para o hemisfério norte. Oscilações com periodicidade maior que 16 anos, em ambos os hemisférios, mostram

alta energia, apesar de estatisticamente não significativo, como indica o cone de influência (Figura 1 c,d).

Para as regiões subtropicais, os espectros globais de energia (Figuras 1c₂ e 1d₂) indicam que os sinais espectrais médios das TSM são mais representativos para as faixas de 7 a 16 anos no hemisfério sul, e de 4 a 9 e acima de 16 anos no hemisfério norte. Para os subtrópicos, o modo de variabilidade mais conhecido é a PDO (*Pacific Decadal Oscillation*). Vários estudos documentaram as flutuações interdecadais na bacia do Pacífico (Francis e Lebre, 1994; Hare e Francis, 1995; Latif e Barnett, 1994, 1996 e Zhang *et al.*, 1997). Para esta bacia oceânica, destacando a Oscilação Decadal do Pacífico, Mantua *et al.* (1997) e Schneider e Cornuelle (2005) definiram a PDO a partir do primeiro modo da componente principal (EOF), aplicada aos dados de anomalias mensais de TSM (desvios do ciclo anual climatológico) do Pacífico (Davis, 1976; Mantua *et al.*, 1997). A Oscilação Decadal do Pacífico constitui um modo de variabilidade climática bem caracterizada em latitudes subtropicais, sendo referenciada na literatura como oscilações decadais ou multidecais (Francis e Hare, 1994 e Latif e Barnett, 1994). A PDO é definida como um modo decenal de baixíssima frequência e com periodicidades entre 15 e 25 anos (Mantua e Hare, 2002). A sua variabilidade pode ser associada a duas fases: uma negativa e outra positiva. A fase positiva da PDO é distinguida por anomalias positivas sobre a região centro-leste do Pacífico e negativas mais próximas da região central da bacia, enquanto a fase negativa é caracterizada por anomalias negativas de TSM na região centro-leste e positivas no centro da bacia - como destacado por Mantua *et al.* (1997). A PDO é marcada por dois ciclos completos (Mantua *et al.*, 1997): as fases positivas constituem o período entre 1925-1946 e 1977-1996, e as fases negativas, os períodos entre 1900-1924 e 1947-1976. Entre 1998 e 2014, a PDO tem sido marcada por sinais negativos

(<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>). Os resultados apresentados na Figura 1d indicam sinais mais intensos e significativos próximos à faixa espectral de 16 anos, podendo ser associados a sinais da PDO.

As áreas extratropicais de ambos hemisférios mostram mais significância para oscilações na escala de até 1 ano. Embora fora do limite do cone de influência, as oscilações maiores que 16 anos mostram altos valores de variância de TSM nas regiões extratropicais. Levando em conta os sinais de variância das TSM para as latitudes tropicais, subtropicais e extratropicais – como mostrado na Figura 1 – além dos resultados apontados pela literatura, decidimos investigar os padrões espaciais globais de TSM para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, 1 a 2, 2 a 4, 4 a 8 e 8 a 12 anos.

3.2 Evolução temporal da variância de TSM global

A evolução temporal da variância média global obtida para cada faixa espectral, como indicada na Figura 2, apresenta média e valores de desvio-padrão distintos para o período de 1884 a 2014. As oscilações de TSM de 1 a 12 meses e 1 a 2 anos, classificados como de alta frequência, apresentam amplitudes mais baixas se comparadas às demais faixas. O desvio-padrão da variância global é igual a 0,024 e 0,015, para as faixas espectrais de 1 a 12 meses e 1 a 2 anos, respectivamente. As oscilações de 2 a 4 anos, 4 a 8 anos e 8 a 12 anos apresentam valores maiores de desvio-padrão, iguais a 0.34, 0.04 e 0.034, respectivamente.

(a) Oscilação de 1 a 12 meses

Os sinais de variância de TSM para o espectro entre 1 e 12 meses mostram uma contínua diminuição dos valores considerados para todo o período analisado (de 1884 a 2014). Uma questão a ser colocada é a possibilidade de troca de energia entre as

diferentes escalas. Raupp e Silva Dias (2006) sugerem a existência de possíveis trocas de energia entre distintas escalas atmosféricas forçadas pelo modo geostrófico, baseado nas interações ressonantes entre ondas equatoriais (Rossby, Kelvin e ondas de gravidade) e fontes de calor tropical diurnas, indicando que a variação diurna da convecção tropical pode apresentar um importante papel na baixa frequência da circulação atmosférica. As concepções teóricas apresentadas sustentam a possibilidade da existência de trocas de energia entre faixas espectrais, embasando o presente trabalho. Esta hipótese é ainda discutida nos resultados de Farge (1992) sobre fluxos turbulentos, assim também como a importância participativa das interações das variações de alta frequência dentro dos processos de baixa frequência.

A variância de TSM global para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, 1 a 2 e 2 a 4 anos, em um ajuste linear, apresenta diminuição de seus valores ao longo de todo o período analisado. Por outro lado, as faixas espectrais de 4 a 8 e de 8 a 12 anos da variância de TSM apresenta aumento de seus valores. Considerando as tendências mostradas na Figura 7 e verificando as oscilações com periodicidades de 4 a 8 e de 8 a 12 anos pode-se, possivelmente, atribuir a estas escalas a maior tendência de intervenção no clima. Para as três faixa de frequência de oscilação mais rápida é possível verificar tendências negativas (Figura 7).

Figura 2 Média da variância global da TSM (°C²) entre Jan. 1884 e Dez. 2014, para a faixa espectral (a) 1-12 meses (barras cinzas), 1-2 anos (linha tracejada) e 4-8 anos (linha sólida); e (b) 2-4 anos (linha tracejada) e 8-12 anos (barras cinzas). Os valores foram normalizados pelo desvio padrão. Eventos de El Niño e La Niña intensos (Ropelewski e Halpert, 1989; Huang *et al.*, 2015) foram indicados por setas vermelhas e azuis, respectivamente. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Variâncias positivas e negativas de TSM são associadas, respectivamente, com ocorrências de El Niño (EN) e La Niña (LN). Setas vermelhas e azuis indicam, nesta ordem, eventos de EN e LN (Figura 2). Durante todo o período analisado, a ocorrência de eventos de EN (35%) foi mais associada, no geral, à máxima variância de TSM

(faixa espectral de 1 a 12 meses) que a ocorrência de LN (25%). Ao longo de todas as faixas espectrais consideradas, os espectros de 1 a 2 anos mostram ser mais bem ajustados à periodicidade de EN e LN - para 62.5% e 35% do total dos eventos, registrados entre 1884 a 2014, ocorridos concomitantemente com altas e baixas de energia. As altas e as baixas na variância das TSM observadas na faixa espectral de 1 a 12 meses estiveram, do mesmo modo, bem associados aos eventos de EN e LN, mostrando coincidência de 55% e 42% com os eventos observados. As altas e as baixas identificadas na faixa espectral de 2 a 4 anos, dentro da variância espectral das TSM, mostraram coincidência com a ocorrência dos eventos de EN e LN, respectivamente de 37.5% e 18%. A ocorrência de LN não é bem associada com os valores mínimos da variância de TSM para todos os intervalos espectrais considerados, embora em casos particulares (como 1970 e 1988-1989) os eventos possam ser bem associados com valores mínimos da variância de TSM, como mostra a Figura 2.

Considerando todas as bacias oceânicas, a evolução linear da variância da TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses mostra tendência negativa durante todo o período (Figura 3). As bacias do Atlântico Norte e Sul apresentam os sinais mais fortes de diminuição ao longo do período analisado. Do ponto de vista físico, estas tendências lineares indicam que as oscilações com as frequências mais altas (o próprio ciclo anual) tem se tornado menos energéticas ao longo do tempo.

Figura 3 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses, para o período de 1884-2014: média global (linha cinza), Índico (tracejada preta), Atlântico Norte (contínua vermelha), Pacífico Norte (pontilhada preta), Atlântico Sul (contínua azul) e Pacífico Sul (contínua preta). A significância estatística (*t-student*) é maior que 99% em todos os casos. Elaborado por Carlos Batista Silva.

Figura 4 (a) Variância de TSM para o espectro de 1 a 12 meses para a média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014. Elaborado por Carlos Batista Silva.

A evolução temporal da variância de TSM na faixa espectral de 1 a 12 meses para as bacias do Pacífico Norte e Sul (Figura 4) são as mais associadas à média global,

mostrando correlações lineares de 0.76 e 0.6, respectivamente, como indicado na tabela 1. Para esta faixa espectral (1 a 12 meses), podemos inferir que estas bacias são as mais importantes na definição da média global. As bacias do Pacífico Sul e do Índico mostram valores de correlações mais baixos para as faixas espectrais de 1 a 12 meses (0.59 e 0.56, respectivamente), significando uma diminuição na definição da média global (tabela 1).

Tabela 1 Correlação linear entre a média global e as bacias oceânicas para a variância de TSM na faixa espectral de 1 a 12 meses, para o período de 1884 a 2014. Valores marcados por (*) apresentam significância estatística de 97.5% (teste *t-student*).

	1884-2014	1884-1949	1950-2014
Atlântico Norte	0,484*	0,479*	0,30*
Pacífico Norte	0,751*	0,694*	0,756*
Índico	0,561*	0,314*	0,644*
Pacífico Sul	0,549*	0,514*	0,599*
Atlântico Sul	0,634*	0,179*	0,722*

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Diferente da energia em outras bacias, no Pacífico Norte e no Atlântico Sul, para a faixa espectral de 1 a 12 meses, os sinais de energia aumentam durante a primeira metade da série temporal. No entanto, como nas bacias restantes, os sinais diminuem na segunda metade da série (Figura 5). O aumento da correlação linear entre a variância de TSM global (para a faixa espectral de 1 a 12 meses) e os valores respectivos para as bacias do Índico e do Atlântico Sul da primeira para a segunda metade da série temporal, podem indicar que estas bacias específicas poderiam estar mais associadas às oscilações do Pacífico e, ao mesmo tempo, indicam que o Pacífico Norte e Sul estão se tornando mais influentes na variância global ao longo do tempo.

Figura 5 (a) Média da variância global de TSM (barras cinzas) para a faixa espectral de 1 a 12 meses entre 1884 e 1949 e tendência linear das bacias oceânicas. A tendência linear refere-se à média da variância de TSM para o Atlântico Norte (linha azul) e Atlântico Sul (linha vermelha), Pacífico Norte (linha pontilhada preta) e Pacífico Sul (linha preta contínua) e Índico (linha tracejada). (b) Como em (a), mas para o período de 1950-2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

(b) Oscilação de 1 a 2 anos

Considerando a variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos, Pacífico Norte e Sul são as bacias melhor linearmente associadas à média global, com valores de correlação iguais a 0.72 e 0.79, respectivamente, como mostra a tabela 2. As bacias oceânicas restantes apresentam valores de correlação mais baixos em relação à média

global para as oscilações de 1 a 2 anos. Este aspecto (tabela 2) pode ser também verificado na Figura 6 (pelas linhas contínuas e pontilhadas). Em outras palavras, pode-se dizer que o oceano Pacífico é mais importante que outras bacias na representação dos modos interanuais (variabilidade de oscilação de 1 a 2 anos).

Tabela 2. Correlação linear entre a média global e as bacias oceânicas para a variância de TSM na faixa espectral de 1 a 2 anos, para o período de 1884 a 2014. Valores marcados com (*) apresentam significância estatística de 95% (teste *t-student*).

	1884-2014	1884-1949	1950--2014
Atlântico Norte	-0,036	0,196*	-0,221*
Pacífico Norte	0,729*	0,567*	0,846*
Índico	0,16*	0,28*	-0,014
Pacífico Sul	0,794*	0,74*	0,844*
Atlântico Sul	0,050	0,075	-0,057

Elaborado por: Carlos Batista Silva

Para períodos específicos de ENOS, a energia relacionada à faixa espectral de 1 a 2 anos, nas bacias consideradas, podem apresentar valores altos ou baixos de correlação com a média global, como observado na Tabela 3 (com sinais positivos ou negativos para os mesmo eventos), o que conduz a poucas conclusões sobre as associações. Altos valores de correlação associados a episódios de EN foram observados durante os períodos de 1965-1966 (bacias do Atlântico Norte e Índico) e 1972-1973 (Atlântico Sul). Para os períodos de 1970-1971 (Atlântico Norte e Índico) e 1988-1989 (Atlântico Sul), altos valores de correlação foram verificados em associação a episódios de LN, como mostram a tabela 3 e a Figura 6.

Figura 6 (a) variância de TSM para o espectro de 1 a 2 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Tabela 3. Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em vermelho e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño (1965-1966; 1972-1973; 1982-1983; 1997-1998) e La Niña (1970-1971 e 1988-1989). (*) Indica significância estatística de 95%.

	1884- 1949	1950- 2014	1965/66	1972/73	1982/83	1997/98	1970/71	1988/89
Atlân.Norte	0.195*	-0.221*	-0.853*	0.264	0.206	-0.181	-0.798*	-0.656*
Atlân.Sul	0.075	-0.059	-0.392	-0.815*	0.754*	0.466*	-0.014	0.897*
Índico	0.286*	-0.014	-0.719*	-0.26	0.445	-0.321	-0.851*	-0.507*
Pacíf.Norte	0.566*	0.846*	0.986*	0.779*	0.961*	0.616*	0.976*	-0.559*
Pacíf.Sul	0.739*	0.844*	0.993*	0.692*	0.959*	0.957*	0.997*	0.164

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os períodos específicos aqui selecionados como El Niño são classificados por muitos autores como eventos fortes (Jin *et al.*, 2001; Jin *et al.*, 2003; An e Jin, 2004; Wang e Picaut, 2004; Okumura e Deser, 2010). A maior correlação para determinadas bacias durante períodos específicos de ENOS, na escala de 1 a 2 anos, pode ser relacionada à alta associação entre a variabilidade da TSM de cada bacia oceânica do Pacífico (Norte e Sul). A variância da TSM das bacias do Pacífico Norte e Sul na escala de 1 a 2 anos são, em todos os casos, bem correlacionados com a média global - tanto para períodos específicos quanto para todo o período -, significando a relevância de associações nesta escala de variabilidade. Os dois casos de LN mostram os mesmos sinais de correlação para as bacias do Atlântico Norte e para o Índico. A variabilidade de TSM do Atlântico Sul não apresenta qualquer padrão consistente durante os períodos de LN. A variabilidade da TSM do Pacífico Norte, na escala de 1 a 2 anos, não mostra o mesmo sinal dos eventos de LN. Observando estes exemplos, podemos sugerir que os eventos de EN podem ser mais facilmente representados do que os eventos de LN – fato também mencionado por diversos autores.

Para todo o período de 1884 a 2014 verifica-se associação com o aumento da variância de TSM nas frequências mais baixas (faixas espectrais de 4 a 8 e de 8 a 12 anos), enquanto as oscilações de frequências mais altas (faixas espectrais de 1 a 12

meses, 1 a 2 e 2 a 4 anos) mostram aumento de energia ao longo da série temporal considerada (Figura 7).

Figura 7. Tendência linear da média da variância global de TSM no período de 1884-2014 para a faixa espectral de 1 a 12 meses (linha pontilhada vermelha), 1 a 2 anos (linha vermelha pontilhada), 2 a 4 anos (linha contínua preta), 4 a 8 anos (linha contínua vermelha) e 8 a 12 anos (linha tracejada preta). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os anos de 1965, 1973, 1983 e 1997 - caracterizados por eventos de EN - se destacam por apresentar altos valores de variância de TSM na faixa espectral de 1 a 2 anos, como mostra a Figura 6. Por outro lado, os anos 1970, 1988 e 1989 - caracterizados por eventos de LN - são marcados por valores mínimos de energia. Dos 23 eventos de ENOS observados entre 1950 a 2010, como definidos pelo índice de Niño (ONI – *Oceanic Niño Index*), 11 são bem associados com o espectro de 1 a 2 e de 2 a 4 anos. Destes eventos, 7 foram bem associados com a escala espectral de 1 a 12 meses, e 5 estiveram associados com a escala de 4 a 8 anos, como mostra a Tabela 4.

Tabela 4 Correlação entre anomalias de TSM da região equatorial do Pacífico e a variância de energia para as faixas espectrais entre 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos, para períodos de El Niño e La Niña registrados entre 1950 a 2010. Valores dos cálculos de correlação indicados com (*) apresentam significância estatística acima de 99% (*t-Student*).

La Niña	EL Niño	Freq1-12mo	Freq1-2yr	Freq2-4yr	Freq4-8yr
jan/1950-mar/1951		0,1679	0,7530*	0,7120*	0,7380*
abr/1954-jan/1957		0,2997	-0,5886	0,6170*	-0,1368
	abr/1957-jul/1958	0,6053	0,6630*	0,670*	0,5653
abr/1964-jan/1965		-0,5597	0,6071	0,5388	-0,6322*
	jun/1965-abr/1966	-0,3686	0,8453*	-0,7711	0,6847
	nov/1966-jan/1970	0,7484*	-0,4253	0,6931*	-0,4828
jul/1970-jan/1972		-0,4355	0,6376*	0,3966	0,3764
	mai/1972-mar/1973	0,6625	-0,3651	0,7145*	-0,4625
mai/1973-mai/1975		0,3650	-0,4301	-0,4471*	0,4129
	set/1976-fev/1977	0,8627	0,8965*	0,8913*	-0,5724
	out/1977-jan/1978	0,8894*	-0,7211*	0,8066*	0,4581
	mai/1982-jun/1983	0,9144*	0,9361*	0,8958*	0,9376*
out/1984-set/1985		-0,6073	0,7949*	0,7633	0,3881
	ago/1986-fev/1988	-0,6891	0,3547	-0,5735	0,9720*
mai/1988- mai/1989		0,7600*	-0,7070*	-0,7628*	-0,7304*
	mai/1991-jul/1992	0,6103*	0,4658	-0,5558	0,4460
	mai/1994-mar/1995	0,8144*	-0,6534	0,6739	0,7296
	mai/1997-mai/1998	-0,0513	0,4049	0,6286*	-0,2666
jul/1998-fev/2001		0,0355	0,6369*	0,4515	0,3778
	mai/2002-mar/2003	-0,3379	0,3892	-0,2171	-0,1259
	jun/2004-fev/2005	0,2550	-0,4435	0,0479	-0,3102
	ago/2005-fev/2006	0,8197*	0,7270	0,4758	-0,7227
set/2007-mai/2008		0,3605	-0,7720*	0,7224	0,0000

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

(c) Oscilação de 2 a 4 anos

As bacias do Pacífico Norte e Sul são as que apresentam os maiores valores de correlação associados à média global da variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos, 0.86 e 0.91, respectivamente, como mostra a Tabela 5.

Tabela 5 Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em laranja e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño e La Niña. (*) Indica significância estatística de 95%.

	1884-2014	1972/73	1982/83	1997/98	1970/71	1988/89
Atlânt.Norte	0,349*	0,705*	0,98*	-0,739	-0,993*	0,122
Atlânt.Sul	-0,037	0,291	-0,338	0,0258	-0,199	0,282
Índico	0,118*	0,987*	-0,495	0,523*	-0,991*	0,943*
Pacíf. Norte	0,868*	0,987*	0,945*	0,957*	0,996*	0,990*
Pacíf.Sul	0,918*	0,996*	0,973*	0,877*	0,998*	0,991*

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Latif e Barnett (1994) e Gu e Philander (1997) apontaram anteriormente que a energia global é facilmente definida pelas bacias do Pacífico – o que é corroborado pelos resultados que mostram estas fortes associações relacionadas entre a faixa espectral de 2 a 4 anos. Durante todo período de 1884 a 2014, foram detectados três amplos períodos de possíveis oscilações caracterizadas por variabilidade multidecadais, como mostra a Figura 8:

Figura 8 (a) variância de TSM para o espectro de 2 a 4 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Estas oscilações podem ser observadas dentro dos subperíodos de 1884 a 1895 e de 1964 a 2014, marcados por altos sinais de variância, e de 1906 a 1963, marcado por baixos sinais (os valores de variância de TSM são exibidos como anomalias apenas para tornar melhor a visualização).

É interessante notar que a variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos, nas bacias do Pacífico Norte e Sul, de 1906 a 1963 – a metade de todo período –, apresenta valores mínimos (1926 a 1936 e 1944 a 1954), enquanto que associado com a bacia do Índico apresenta valores máximos (Figura 8). Este aspecto sugere que o Pacífico e o Índico possam apresentar, para faixas espectrais e períodos específicos, sinais invertidos em termos de variância de TSM. De 1960 até o presente, o sinal invertido nestas duas bacias (Pacífico e Índico) não é observado, apresentando os mesmos sinais para períodos específicos. Dado que as anomalias no Pacífico Equatorial tenham sofrido significativas mudanças após a década de 1960 e 1970 (Wallace *et al.*, 1998), proporcionando a concentração de altos valores sobre a região do Pacífico oriental, é possível sugerir mudanças nas assinaturas espectrais dos principais modos de variabilidade associados à variabilidade desta bacia, como é o caso dos eventos de ENOS de baixa frequência na região (Setoh *et al.*, 1999; An e Wang, 2000; Wang e An, 2001).

A similaridade temporal observada entre a variância global de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos (Figura 8) e as que se relacionam às bacias do Pacífico Norte e Sul para todo o período ($r = 0,86$ e $r = 0,91$, respectivamente) e para os períodos de EN 1973 ($r > 0,99$), 1982-1983 ($r > 0,95$) e 1997-1998 ($r > 0,88$), indicam a importância do Pacífico na média global para as oscilações nesta escala (valores de correlação são indicados na tabela 3). As bacias oceânicas do Atlântico e do Índico apresentam baixos valores de correlação para todo o período e, embora alguns valores de correlação sejam

altos, não são identificadas persistências de sinais (Tabela 3) para eventos específicos de EN. O período compreendido entre 1964 e 2014 é marcado por alta variância de valores de TSM e por fortes eventos de EN: por exemplo, nos anos de 1972-1973-1982-1983 e 1997-1998, como indicado por diversos autores (Jin *et al.*, 2001; Jin *et al.*, 2003; An e Jin, 2004, Wang e Picaut, 2004, Okumura e Deser, 2010).

(d) Oscilação de 4 a 8 anos

Assim como nas análises das faixas espectrais anteriores, as oscilações de 4 a 8 anos também foram consideradas para todo o período de 1884 a 2014. Fisicamente, esta faixa espectral é bem associada à baixa frequência dos fenômenos de ENOS (McPhaden, 2002). Em estudos recentes, An e Wang (2000) e Wang e An (2001), situam a variabilidade dos ENOS nos intervalos espectrais de 4 a 6 anos, enquanto Torrence e Webster (1998) descrevem estes fenômenos na escala de 2 a 7 anos. Os ENOS são considerados o modo de variabilidade mais importante dos trópicos, tendo a capacidade de influenciar a atmosfera nas latitudes altas e médias (Bjerknes, 1969; Gershunov and Barnett, 1998). Os ENOS tornam a atmosfera mais barotrópica em latitudes altas e médias (Hoskins *et al.*, 1977, Hoskins e Karoly, 1981, Hendon e Hartmann, 1982, Kasaraha e Silva Dias, 1986) – o que proporciona maior complexidade na variabilidade climática destas latitudes durante a ocorrência destes fenômenos. Em Kasaraha e Silva Dias (1986), essa complexidade é apresentada a partir da formação de uma dupla perturbação nos trópicos que se direciona em direção aos subtrópicos, via padrões de teleconexões atmosférica, através de ondas de Rossby.

A média global da variância na faixa espectral de 4 a 8 anos apresenta períodos de desintensificação de sinais (1921-1935, 1961-1981 e 2002-2014) e de intensificação de sinais (1910-1921, 1935-1961 e 1983-2001), como mostram as Figuras 2 e 9.

Figura 9 (a) variância de TSM para o espectro de 4 a 8 anos para: média global (barras cinzas), Atlântico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta). (b) média global (barras cinzas), Pacífico Norte (linha preta contínua) e Sul (linha pontilhada preta) e (c) média global (barras cinzas) e Índico (linha preta contínua), para o período de 1884-2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os sinais positivos e negativos da variância de TSM para esta faixa espectral podem ser caracterizados por dois aspectos principais. Primeiramente, a concomitância dos altos valores com episódios de ENOS (EN: 1918-19, 1936-41, 1953, 1981-82, 1997-98 e LN: 1928-29, 1973-76, 2007-2008); e, segundo, o importante papel das bacias do Pacífico na média global. A variância de TSM do Atlântico Norte (linha preta) mantém algumas similaridades com a média global ($r = -0,561$), como mostra a tabela 6.

Tabela 6 Coeficiente de correlação linear entre a variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos e a média dos valores das bacias do Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico. Em laranja e em azul são incluídos valores de correlação para períodos específicos de eventos de El Niño (1965-1966; 1972-1973; 1982-1983; 1997-1998) e La Niña (1970-1971 e 1988-1989). (*) Indica significância estatística de 95%.

	1884- 2014	1884- 1949	1950- 2014	1910/21	1935/61	1981/02	1921/35	1961/81	2002/14
Atlânt.Norte	0,56*	0,75*	0,48*	0,28	-0,03	0,03	0,67*	0,82*	0,34
Atlânt.Sul	0,31*	0,48*	0,25*	0,76*	0,04	0,01	-0,23	-0,09	-0,03
Índico	-0,03	-0,004	-0,047	0,01	0,00	-0,01	0,03	-0,08	0,02
Pacíf.Norte	0,83*	0,86*	0,88*	0,86*	0,67*	0,48*	0,77*	0,84*	0,088*
Pacíf.Sul	0,87*	0,67*	0,94*	0,99*	0,86*	0,85*	0,89*	0,76*	0,53*

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Para a faixa espectral de 4 a 8 anos, a variância de TSM para as bacias do Pacífico Norte e Sul é facilmente associada com a média global, apresentando valores de correlação linear de 0.84 e 0.87, respectivamente, como mostram a Figura 9 e a Tabela 6. O Atlântico Norte mostra correlação linear de 0.56 (Tabela 6) com a média global, sugerindo algumas associações com a bacia do Pacífico ($r = 0.53$ para o Pacífico Norte). A variância da TSM do Atlântico Norte, para a faixa espectral de 4 a 8 anos, encontra-se defasada em relação à energia na mesma escala observada para o Pacífico Norte e Sul (Figura 9).

Em relação à ocorrência de ENOS, a variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos apresenta um aspecto particular se comparado com outras faixas: os valores máximos são sempre associados às observações de ENOS, como apontado na Figura 9. Pode-se ainda identificar o início do aumento de energia com antecedência de meses, ou até de anos, para cada evento de ENOS. Os fortes eventos de EN de 1915-1916, 1940-1942, 1955-1956, 1982-1983 e 1997-1998 estão inseridos nos subperíodos em que a variância de TSM para a faixa de 4 a 8 anos teria iniciado meses antes. Este aspecto sugere que a energia associada com a variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos pode ser considerada um potencial preditor para ocorrência de EN. Estes resultados corroboram aqueles destacados por Kestin *et al* (1997), em que simulações estocásticas para dados de baixa frequência são usadas para previsão de ENOS.

Outro ponto importante é a longa duração dos valores altos de variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos entre 1980 e 2001, sendo associados com os múltiplos episódios de EN (como sugerido na teoria de Cane e Zebiak, 1985). Máximos valores de TSM (oscilações de 4 a 8 anos) no período de 1983 a 2001 foram associados com dois fortes eventos de EN, 1982-1983 e 1997-1998. Por outro lado, valores mínimos de variância para este espectro no período 1980-2001 foram associados com significativos eventos de LN. Na Figura 9, é possível ver um expressivo mínimo na variância de TSM entre fortes eventos de EN, que devem estar associados ao evento LN 1988-1989.

Considerando múltiplos eventos de EN, Cane *et al.* (1986) e Wyrski (1986) sugeriram, sob pressupostos teóricos, que a ocorrência de um forte episódio de EN, previamente seguido de eventos quentes (EN anteriores) pode ser explicado por um gradual deslocamento da termoclina dentro da latitude equatorial, através da propagação das ondas de Kelvin, promovendo transporte de grande quantidade de calor para áreas do Pacífico oriental. Estes pressupostos teóricos podem ser observados para os períodos de 1935-1961 e 1981-2002 (Figura 9), resultando na ocorrência de fortes eventos de EN em 1957-1959 e 1997-1998. O aumento da variância de TSM na faixa espectral de 4 a 8 anos associado aos eventos de EN de 1982-1983 e 1997-1998 começou em 1975 - 7 anos antes da ocorrência do evento de 1982-1983 - e seu decaimento ocorreu apenas próximo a 2002, abarcando dois fortes eventos de EN em 1982-83 e 1997-98. Entre 1975 e 2002, os valores para a bacia do Pacífico são aqueles que apresentam as associações lineares mais altas com a média global para a faixa de frequência em análise ($r > 0,88$, tabela 5), mostrando a importância do Pacífico na média global.

No geral, as bacias do Pacífico são as áreas oceânicas que mais contribuem com a média global para a faixa espectral de 4 a 8 anos. Isto é especialmente evidenciado pelos

valores de correlação calculados para os períodos de baixo sinal de variância de TSM (tabela 6, azul) e para os períodos de alto sinal de variância de TSM (tabela 6, vermelha). A bacia do Atlântico Norte também parece ter um papel importante na média global, particularmente para períodos com valores baixos de variância de TSM (colunas azuis da tabela 5) quando os valores de correlação linear são maiores.

(e) Oscilação de 8 a 12 anos

A variância de TSM para periodicidades de 8 a 12 anos apresenta valores baixos em boa parte da série temporal analisada, se comparada às demais faixas de oscilação (Figura 2b). Considerando a anomalia da variância de TSM nesta faixa de frequência, observa-se que apenas nos períodos de 1884-1888 e 1990-2007 seus valores foram positivos (exceto em pequenos períodos, em torno de 1903 e 1920, em que a frequência de valores positivos é relativamente pequena, Figura 2). O último período com anomalias positivas da variância de TSM para a faixa de periodicidades de 8 a 12 anos, 1990-2007, engloba o evento EN de 1997-1998 e apresenta valores máximos em torno de 1998. O EN de 1997-1998 está bem associado à energia de oscilações das faixas espectrais de 4 a 8 anos e de 8 a 12 anos.

Nas demais faixas espectrais consideradas neste estudo, caracterizadas por oscilações com frequências mais altas, não é possível identificar alguma associação com a ocorrência do EN de 1997-1998 (Figuras 5-7). Isto sugere que este evento de EN, em particular, esteve associado a oscilações de frequências mais baixas se comparado aos demais eventos quentes da série temporal de 1884 a 2014 - o que também pode ser parte da explicação para sua alta intensidade.

Podendo ser identificada com anos de antecedência, a energia associada às oscilações de baixa frequência pode ser usada em estudos para a previsão de eventos EN. A permanência do sinal da baixa frequência por um período mais prolongado após

a ocorrência de seu valor máximo pode ser utilizada, também, como indicador da ocorrência de fenômenos energéticos em períodos anteriores. Em relação ao EN de 1997-1998, a energia associada à faixa espectral de 8 a 12 anos passou a apresentar valores positivos e a aumentar a partir do início de 1991, seis anos antes do evento quente, tendo permanecido por quase 10 anos (até novembro de 2007) após o valor máximo de 1998. As bacias do Pacífico Norte e Sul apresentam a maior associação com o sinal médio de energia para a faixa espectral de 8 a 12 anos correlação linear com a média global de 0,95 e 0,72, respectivamente. Os valores de correlação linear, em relação à média global, para a variância de TSM das demais bacias oceânicas são baixos e não apresentam significância estatística. O aspecto de precedência das oscilações de baixa frequência caracteriza sua importância de previsibilidade, faltando assim encontrar um limite de energia adequado para fornecer um preditor eficiente.

5. Considerações Finais

Neste estudo, a técnica de ondeletas foi aplicada sobre os dados de TSM (Kaplan *et al.*, 1998), com resolução de 2.5 graus. As oscilações mais importantes dentro das faixas zonais do globo foram analisadas a fim de compreender os padrões temporal e espacial da energia de TSM, associado às oscilações caracterizadas pelas periodicidades de 1 a 12 meses, de 1 a 2, de 2 a 4, de 4 a 8 e de 8 a 12 anos, para o período de 1884 a 2014. Desta forma, os primeiros resultados sugerem que os fenômenos tropicais são muito mais dirigidos por oscilações intra-anuais e interanuais - corroborando os estudos de An e Wang (2000), Wang e An (2001), Raupp e Silva Dias (2006) Setoh *et al.* (1998), Torrence e Compo (1998), Torrence e Webster (1999) e Saji *et al.* (1999) - enquanto os fenômenos extratropicais são mais associados às escalas decadal a multidecenal, como mencionado por outros autores (Latif e Barnett, 1994; Gu e Philander, 1996). Complementando este trabalho, os vídeos hospedados em

<<http://krlosbatist.wixsite.com/meusite>> mostram a evolução dinâmica da energia de TSM nas escalas selecionadas por meio de períodos considerados.

O resultado mais importante obtido para a análise temporal ao longo das distintas faixas espectrais, para o período de 1884 a 2014, foi a redução da energia das TSM ao longo das altas frequências (1 a 12 meses, 1 a 2 anos e 2 a 4 anos) em relação às oscilações de baixa frequência (4 a 8 anos e 8 a 12 anos), que, ao contrário, mostram valores crescentes durante o período considerado. Em termos físicos, pode-se dizer que os fenômenos de oscilações rápidas e lentas trocam energia entre si - este aspecto também é mencionado em Farge (1992) e Raupp e Silva Dias (2006). As bacias do Atlântico Norte e Sul apresentam os maiores decréscimos de energia para as oscilações mais rápidas, enquanto as bacias do Pacífico Sul e Norte apresentam os maiores acréscimos de energia.

As oscilações na faixa de 2 a 4 anos também indicam as bacias do Pacífico Norte e Sul como as mais bem associadas à média global. Para esta faixa espectral foi identificada a existência de uma possível oscilação com escala multidecadal para os subperíodos entre 1884-1895 e 1964-2014, marcados por sinais positivos de variância, e 1906-1963, marcado por sinais negativos. Esta faixa espectral também se mostrou bem associada a intensos períodos de EN em 1972-73, 1982-83 e 1997-98, sobretudo para o oceano Pacífico. Para o Atlântico e Índico, as associações não são tão evidentes. Outro resultado importante é a possibilidade da previsão dos ENOS através da análise da evolução temporal das oscilações de baixa frequência, especificamente no caso das energias de TSM de 4 a 8 anos, em que o aumento da energia se inicia cerca de 3 a 5 anos antes e termina 5 anos depois do máximo sinal associado a um EN. Este aspecto pode ser claramente observado nos eventos de EN de 1939-1941, 1957-1959, 1982-1983 e 1997-1998, todos identificados ao longo da série temporal. Embora aqui os

resultados tenham sido obtidos a partir de áreas estendidas (bacias oceânicas), podem ser adquiridos, analogamente, a partir de áreas menores e específicas, melhorando a previsibilidade do sinal. A energia da TSM entre 8 e 12 anos também traz informações de previsibilidade. O Pacífico Norte e Sul são as bacias melhor correlacionadas linearmente com a média global para todas as faixas espectrais consideradas neste estudo. Isso significa que estas bacias apresentam a maior parte da energia global. Este aspecto é especialmente importante para a faixa espectral entre 1 e 2 anos, que apresenta os valores de correlação mais altos em relação à média global (para o Pacífico Norte de 0.729 e para o Pacífico Sul de 0.724), seguida pela faixa espectral entre 2 e 4 anos (respectivamente, 0.868 e 0.918). As oscilações entre 4 e 8 anos são também importantes para as bacias do Pacífico Norte ($r=0.835$), Pacífico Sul ($r=0.874$) e Atlântico Norte ($r=0.561$). Considerando os eventos separados de ENOS (EN e LN), a oscilação na faixa de 1 a 2 anos é a mais bem correlacionada. Os resultados apresentados para a faixa espectral de 4 a 8 anos ainda sugerem possíveis oscilações na escala decadal com sinais positivos (1910-1921, 1935-1961 e 1983-2001) e negativos de variância (1921-1935, 1961-1981 e 2002-2014). Em relação à ocorrência dos ENOS, é possível verificar dois aspectos notáveis: o primeiro, relacionado aos fortes sinais de variância de TSM encontrados meses antes da ocorrência de um evento de EN (até 5 anos), os quais podem ser indicados como potenciais preditores para a previsão estatística deste fenômeno; e o segundo, relacionado à longa duração dos valores altos de variância de TSM a partir da década de 1980. Os eventos de EN ocorridos após esta década podem ser associados a outros múltiplos episódios de EN, de acordo com o pressuposto de que a ocorrência de forte evento de EN deveria ser seguido de vários eventos quentes de menor intensidade (Cane *et al.*, 1986 e Wyrski, 1986). Por fim, para a faixa espectral de 8 a 12 anos, são verificados sinais baixos de energia quando

comparados com os das frequências anteriores. Novamente, as bacias do Pacífico são as que mais se assemelham à média global, enquanto que verificam-se poucas associações para as demais bacias. As relações, para esta faixa, da variância de TSM com os sinais do ENOS são verificadas apenas para o episódio de EN de 1997-98. Para este evento, ademais, verifica-se que os sinais surgem bem antes da ocorrência do evento (quase 6 anos) e a energia permanece dentro do sistema por quase 10 anos. Este estudo mostra a evolução temporal da energia espectral das TSM oceânicas, fornecendo a indicação de resultados médios e não aborda o comportamento de áreas oceânicas específicas nas quais as características da energia espectral podem ser de particular interesse, o que pode ser enfocado por estudos futuros.

5. Referências

- AMBRIZZI, Tércio; DE SOUZA, Everaldo B.; PULWARTY, Roger S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: **The Hadley circulation: present, past and future**. Springer Netherlands, 2004. p. 203-235.
- AN, S.I.; WANG, B. Interdecadal Change of the Structure of the ENSO Mode and Its Impact on the ENSO Frequency. *Journal of Climate*, 13(12), p. 2044-2055, 2000.
- AN, S.I.; JIN, F.F. Nonlinearity and Asymmetry of ENSO. *Journal of Climate*, 17(12), p. 2399-2412, 2004.
- ANDREOLI, R.V; KAYANO, M.T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 109, n. C5, 2004.
- BAKER, J.W. Quantitative classification of near-fault ground motions using wavelet analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), p. 1486-1501, 2007.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, p. 163-172, 1969.
- BROOKS, B.G.J. *Earth scientist's guide to discrete-time power spectrum analysis*. INTECH Open Access Publisher, 2011.
- BÖTTINGER, J.H.; MIKOLAJEWICZ, M.U.; SCHEUERMANN, G. Visual exploration of climate variability changes using wavelet analysis. *Visualization and Computer Graphics, IEEE Transactions on*, 15(6), p. 1375-1382, 2009.

CANE, M.A.; ZEBIAK, S.E.; DOLAN, S.C. Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, p. 827–832, 1986.

CARTON, J.A.; CAO, X.; GIESE, B.S.; DA SILVA, A.M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 26(7), p. 1165-1175, 1996.

COOK, E.R.; D'ARRIGO, R.D.; BRIFFA, K.R. A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe, *The Holocene*, 8, p. 9–17, 1998.

CHU, J.E.; HA, K.J.; LEE, J.Y.; WANG, B.; KIM, B.H.; CHUNG, C.E. Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5. *Climate dynamics*, 43(1 a 2), p. 535-551, 2014.

DAUBECHIS, I. The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. *IEEE Trans. Inform. Theory*, 36, p. 961–1004, 1990.

DE MOORTEL, I.; HOOD, A.W.; IRELAND, J. Coronal seismology through wavelet analysis. *Astronomy & Astrophysics*, 381(1), p. 311-323, 2002.

DRUMOND, A.R.M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. *Climate Dynamics*, 24(7-8), p. 781-791, 2005.

DRUMOND, A.R.M.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. *Theoretical and applied climatology*, 94(3), p. 125-137, 2008.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Palo Alto, v.24, p.395-457, 1992.

FEDOROV, A.V.; PHILANDER, S.G. Is El Niño changing?. *Science*, 288(5473), p. 1997-2002, 2000.

FLANDRIN, P. Time-frequency and timescale. *IEEE Fourth Annu. ASSP Workshop Spectrum Estimation and Modeling*, Minneapolis, p. 77-80, agosto de 1988.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T.P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2715, 1998.

GU, Daifang; PHILANDER, S. GH. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, v. 275, n. 5301, p. 805-807, 1997.

HENDON, H.H.; HARTMANN, D.L. Stationary waves on a sphere: Sensitivity to thermal feedback. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(9), p. 1906-1920, 1982.

HARE, S.R.; FRANCIS, R.C. Climate change and salmon production in the Northeast Pacific Ocean. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences*, p. 357-372, 1995.

HOREL, J.D.L.; WALLACE, J.M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, p. 813-829, 1981.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.L. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atm. Sci.*, 38, p. 1179-1196, 1981.

HOSKINS, B.J.; SIMMONS, A.J.; ANDREWS, D.G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(438), p. 553-567, 1977.

HUANG, B.; BANZON, V.F.; FREEMAN, E.; LAWRIEMORE, J.; LIU, W.; PETERSON, T.C.; ZHANG, H.M. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: Upgrades and intercomparisons. *Journal of climate*, 28(3), p. 911-930, 2015.

HURRELL, J.W.; VAN LOON, H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Clim. Change*, 36, p. 301–326, 1997.

JIN, F.F.; AN, S.I.; TIMMERMAN, A.; ZHAO, J. Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1120, doi:10.1029/2002GL016356, 2003.

JIN, F.F.; HU, Z.Z.; LATIF, M.; BENGTSSON, L.; ROECKNER, E. Dynamical and Cloud-Radiation Feedbacks in El Niño and Greenhouse warming, *Geophys. Res. Lett.*, 28, p. 1539 – 1542, 2001.

KANG, S.; LIN, H. Wavelet analysis of hydrological and water quality signals in an agricultural watershed. *Journal of Hydrology*, 338(1), p. 1-14, 2007.

KAPLAN, A.; CANE, M.; KUSHNIR, A.C.; BENNO, C.M.; RAJAGOPIAN, B.B. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 18567–18589. doi 10.1029/97JC1736, 1998.

KASAHARA, A.; SILVA DIAS, P.L. Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear. *Journal of the atmospheric sciences*, 43(18), p. 1893-1912, 1986.

KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events, *Journal Climate*, 2, p. 1239-1252, 1989.

KAYANO, M.T.; AANDREOLI, R.V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 109, n. C11, 2004.

KESTIN, T.S.; KAROLY, D.J.; YANO, J.I.; RAYNER, N.A. Time-frequency variability of ENSO and stochastic simulations. *Journal of Climate*, 11(9), p. 2258-2272, 1998.

KLEEMAN, R.; MCCREARY, J.P.; KLINGER, B.A. A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophysical Research Letters*, 26(12), p. 1743-1746, 1999.

KUMAR, P.; FOUFOULAGEORGIOU, E. Wavelets analysis for geophysical applications. *Reviews of Geophysics*, v. 35, n. 4, p. 385 – 412, 1997.

LAU, K.M.; WENG, H. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(12), p. 2391 a 2402, 1995.

LABAT, D.; RONCHAIL, J.; CALLEDE, J.; GUYOT, J.L.; DE OLIVEIRA, E.; GUIMARÃES, W. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letters*, 31(2), 2004.

LATIF, M.; BARNETT, T.P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266(5185), p. 634-637, 1994.

MAK, M. Orthogonal wavelet analysis: Interannual variability in the sea surface temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(11), p. 2179-2186, 1995.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R. The Pacific Decadal Oscillation, *Journal of Oceanography*, 58, p. 35-44, 2002.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, p. 1069-1079. doi 10.1175/15200477, 1997.

MCPHADEN, M.J. El Niño and La Niña: causes and global consequences. *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, p. 353-370, 2002.

MINOBE, S.; MANABE, T.; SHOUJI, A. Maximal wavelet filter and its application to bidecadal oscillation over the Northern Hemisphere through the twentieth century. *Journal of Climate*, 15(9), p. 1064-1075, 2002.

MORLET, J. Sampling theory and wave propagation. *In: Issues in Acoustic Signal—Image Processing and Recognition*. Springer Berlin Heidelberg, p. 233-261, 1983.

NEWMAN, M.; COMPO, G.P.; ALEXANDER, M.A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate*, 16(23), p. 3853-3857, 2003.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9(10), p. 2464-2479, 1996.

OKUMURA, Y.M.; DESER, C. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 23(21), p. 5826-5843, 2010.

PHILANDER, S.G.H. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Nova Iorque: Academic Press , 289 pp, 1990.

RAMIREZ, Enver; DIAS, Pedro L. da Silva; RAUPP, Carlos FM. Multiscale atmosphere-ocean interactions and the low frequency variability in the equatorial region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, n. 2017, 2017.

RASMUSSEN, E.M.; WANG, X.; ROPELEWSKI, C.F. The biennial component of ENSO variability. *Journal of Marine Systems*, 1(1-2), p. 71-96, 1990.

RAUPP, C.F.; DIAS, P.L.S. Dynamics of resonantly interacting equatorial waves. *Tellus A*, 58(2), p. 263-279, 2006.

ROGERS, J.C. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 112, p. 1999–2015, 1984.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8), p. 1606-1626, 1987.

SAJI, N.H.; GOSWAMI, B.N.; VINAYCHANDRAN, P.N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), p. 360-363, 1999.

SAJI, N.H.; YAMAGATA, T. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. *J Climate*, 16, p. 2735–2751, 2003.

SETOH, T.; IMAWAKI, S.; OSTROVSKII, A.; UMATANI, S.I. Interdecadal variations of ENSO signals and annual cycles revealed by wavelet analysis. *Journal of Oceanography*, 55(3), p. 385-394, 1999.

SCHNEIDER, Niklas; CORNUELLE, Bruce D. The forcing of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate*, v. 18, n. 21, p. 4355-4373, 2005.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), p. 2679-2690, 1999.

TROUP, A.J. The ‘southern oscillation’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 91(390), p. 490-506, 1965.

VITORINO, M.I.; SILVA DIAS, P.L.; FERREIRA, N.J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 93(1 a 2), p. 17-35, 2006.

WAGNER, R.G.; SILVA, A.M. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *International Journal of Climatology*, 14(2), p. 179-199, 1994.

WAGNER, R.G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C7), p. 16683-16694, 1996.

WALKER, G.T. Correlation in seasonal of weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*. V. XXIX, 1924.

WALKER, G.T.; BLISS, E.M. World Weather. *V Mem.Roy. Meteor. Soc.*, 4, p. 53-84, 1932.

WALLACE, J.M.; RASMUSSEN, E.M.; MITCHELL, T.P.; KOUSKY, V.E.; SARACHIK, E.S.; STORCH, H.V. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), p. 14241-14259, 1998.

WANG, B.; AN, S.I. Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophys. Res. Lett*, 28(19), p. 3709-3712, 2001.

WANG, C.; PICAUT, J. Understanding ENSO physics—A review. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, 147, p. 21-48, 2004.

WEBSTER, P.J.; MOORE, A.M.; LOSCHNIGG, J.P.; LEBEN, R.R. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 401(6751), p. 356-360, 1999.

WENG, H.Y.; LAU, K.M. Wavelet, period-doubling and time frequency localization with application organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 17, p. 2523- 2541, 1994.

WHITCHER, B.; GUTTORP, P.; PERCIVAL, D.B. Wavelet analysis of covariance with application to atmospheric time series. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 105(D11), p. 14941-14962, 2000.

WYRTKI, K. Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 7129–7132, 1986.

YAMAGATA, T.; BEHERA, S.K.; RAO, S.A.; GUANuan, Z.; ASHOK, K.; SAJI, N.H. Comments on “Dipoles, temperature gradient, and tropical climate anomalies”, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, p. 1418–1422, 2003.

ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D.S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, 10(5), p. 1004-1020, 1997.

ZEPIAK, S.E.; CANE, M.A. A model El Niño–Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, p. 2262–2278, 1987.

**CAPÍTULO II - Distribuição global da variância da TSM e tendência linear no
período 1884-2014**

1 Introdução

O primeiro capítulo desta tese apresentou a variação temporal da variabilidade espectral da TSM para o domínio global tropical e bacias oceânicas, para as faixas espectrais de 1-12 meses, 1 a 2, 2 a 4, 4 a 8 e 8 a 12 anos. Foi evidenciado que a energia encontrada no oceano Pacífico tropical é mais intensa do que nas demais bacias oceânicas tropicais. Adicionalmente, verificou que os valores máximos da variância das TSM, nas várias escalas de oscilação (1-12 meses, 1 a 2, 2 a 4, 4 a 8 e 8 a 12 anos), estão bem associados a eventos intensos de El Niño e oscilações de longo prazo. No segundo capítulo, verificaremos como se apresenta a distribuição espacial da variância da TSM em todo o globo, para as mesmas faixas espectrais já consideradas.

Os oceanos são importantes sistemas naturais de controle do clima global. Walker (1924), Walker e Bliss (1932), Bjerknes (1969), Horel e Wallace (1981), Hoskins e Karoly (1981), Mo e Ghil (1986), Kasarara e Silva Dias (1986) e Karoly (1989) são exemplos de estudos que consideram os oceanos como importantes elementos produtores de forçantes naturais com capacidade de interferir direta e indiretamente na variabilidade climática global.

Deser *et al.* (2010) destacam a importância da inércia térmica oceânica na comunicação com a atmosfera por meio de fluxos de energia, um elemento chave para a regulação do clima e suas variabilidades. Já Gille (2002) e Folland *et al.* (2001) salientam a necessidade cada vez maior, num cenário de mudanças climáticas, de considerar os oceanos nos estudos climáticos em razão das alterações térmicas identificadas nas bacias.

As interações entre a atmosfera e os oceanos (Bjerknes, 1969) revelam que as descrições de padrões espaciais e temporais da variabilidade oceânica são fundamentais no estudo dos modos de variabilidade climática, diretamente presos aos mecanismos

físico-dinâmico dos oceanos. Gu e Philander (1995) mostraram a importância da comunicação latitudinal das águas superficiais e profundas dos oceanos no controle dos importantes modos de variabilidade como os ENOS (*El Niño* Oscilação Sul). Assim, ganham importância estes estudos descritivos, somados a outros (White e Tourre, 1993; Folland *et al.*, 2001 e Deser *et al.*, 2010) que caracterizaram as TSM como um dos principais elementos responsáveis pela variabilidade climática com o auxílio de técnicas estatísticas refinadas - como a EOF (*Empirical Orthogonal Function* e SVD-Singular Value Decomposition). Nesse contexto, destacamos os estudos que investigaram a variabilidade de regiões oceânicas com a transformada de ondeletas (TO).

As investigações que aplicaram essa técnica (Torrence e Compo, 1998; Kayano e Andreoli, 2004, Andreoli e Kayano, 2004, Liu *et al.*, 2007) revelaram sua boa precisão na identificação de fenômenos físicos, e, sobretudo, as alterações que a variabilidade espectral sofreu ao longo do tempo. Um exemplo disto pode ser dado a partir da contribuição de Torrence e Webster (1999). Estes autores verificaram que nos últimos 125 anos, a variabilidade monçônica acoplada aos eventos de ENOS teria mudado as escalas de frequência de 2 a 7 anos para frequências de escalas mais baixas, sobretudo entre o período de 1920 a 1960. Além disso, os autores encontraram possíveis modulações da frequência da monção *ENOS-Indian* na escala de 12-20 anos.

Em razão da capacidade descritiva de análise de sinais em faixas espectrais para identificação de fenômenos físicos que a TO possui (Weng e Lau, 1994), o objetivo deste capítulo é verificar os padrões médios espaciais e a tendência linear da variância das TSM globais, para o período de 1884 a 2014, dentro das várias faixas espectrais descritas na seção a seguir.

2. Dados e métodos

Os dados e os métodos estatísticos aqui utilizados para a realização das análises foram os mesmos descritos no primeiro capítulo deste trabalho. A distribuição espacial é mostrada para médias de 10 e 20 anos no período de 1884 a 2014 e para todo o período. Os resultados obtidos sugerem que os valores médios das TSM globais variam dentro de cinco grandes escalas de frequência: 1 a 12 meses, 1 a 2, 2 a 4, 4 a 8 e 8 a 12 anos, como mostram os espectros globais identificados pela Figura 1.

Figura 1. Espectro de potência global (power °C) para as TSM dos oceanos (a) tropicais do Hemisfério Sul, (b) tropicais do Hemisfério Norte, (c) subtropicais do Hemisfério Sul, (d) subtropicais do Hemisfério Norte, (e) extratropicais do Hemisfério Sul e (f) extratropicais do Hemisfério Norte. Todos para o período de 1854-2015 - representado pela linha contínua preta. A linha tracejada em cinza indica faixas de frequências significativas para 95%. Os scripts foram adaptados de Torrence e Compo (1998). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Após a identificação das faixas espectrais mais energéticas para valores médios de TSM (para os domínios global e bacias oceânicas), o cálculo das ondeletas, para as cinco faixas espectrais estabelecidas, foi feito para os dados de TSM distribuídos globalmente. O programa wavelet, em linguagem Fortran, foi adaptado para a leitura dos valores de TSM distribuídos globalmente e posterior cálculo as ondeletas. Os mapas com médias temporais apresentam as áreas com valores estatisticamente significativos para os subperíodos considerados. Adicionalmente, a tendência linear da variância de TSM em cada ponto de grade, para cada faixa de espectral, foi calculada.

3. Resultados e discussão

Os resultados deste capítulo foram organizados em duas seções distintas: (i) Padrões espaciais para cada uma das faixas espectrais, média para superíodos específicos (1884-1904, 1904-1924, 1924-1944, 1944-1964, 1964-1984, 1984-2004 e 2004-2014), apresentados na seção 3.1; e (ii) tendência global da variância para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, 1 a 2, 2 a 4 e 4 a 8 anos, apresentados na seção 3.2.

3.1 Variância de TSM para faixas espectrais distribuídas globalmente

No primeiro capítulo deste trabalho, foi apresentada a evolução temporal dos valores médios de variância das TSM para toda a faixa tropical do globo e para cada uma das cinco bacias oceânicas consideradas (Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e Índico). Neste capítulo, será apresentada a distribuição espacial da variância de TSM para as várias faixas espectrais (1 a 12 meses, 1 a 2, 2 a 4, 4 a 8 e 8 a 12 anos). Esta distribuição espacial para cada faixa pode ser visualizada nos vídeos complementares disponíveis acessando o site <<http://krlosbatist.wixsite.com/meusite>>. Adicionalmente, as distribuições espaciais para subperíodos específicos também serão discutidos.

A distribuição média da variância global de TSM para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, de 1 a 2 anos e de 4 a 8 anos pode ser observada na Figura 2a, enquanto a Figura 2b apresenta as faixas espectrais de 2 a 4 e de 8 a 12 anos (estas Figuras também se encontram no capítulo 1 desta tese).

Figura 2 Média da variância global da TSM (°C²) entre Jan. de 1884 e Dez. de 2014, para a faixa espectral (a) 1-12 meses (barras cinzas), 1-2 anos (linha tracejada) e 4-8 anos (linha sólida), e (b) 2-4 anos (linha tracejada) e 8-12 anos (barras cinzas). Os valores foram normalizados pelo desvio padrão. Eventos intensos El Niño e La Niña (Ropelewski e Halpert, 1989) foram indicados por setas vermelhas e azuis, respectivamente. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Em ambas as figuras é possível notar que os sinais de variância identificam os períodos de ENOS, coincidindo com os postulados teóricos de Weng e Lau (1994) sobre o uso da transformada de ondeletas para identificação de fenômenos físicos. Outro

ponto que se destaca nesta análise é a possibilidade de visualização dos múltiplos episódios de ENOS associados não apenas a uma faixa espectral específica, mas sim, a várias. Este resultado corrobora estudos anteriores (por exemplo, o de McPhaden, 2002). Além disso, é possível verificar que a variância global da TSM para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, de 1 a 2 e de 2 a 4 anos apresentam sinais de decréscimos, enquanto as faixas espectrais de frequência mais baixa (de 4 a 8 e de 8 a 2 anos) apresentam sinais de aumento. Estes dados são detalhados na seção 3.2 deste capítulo (em especial na Figura 11).

Como mostrado na média dos valores, o Pacífico Norte e o Atlântico Norte são as bacias que apresentam os maiores valores de variância de TSM para todas as faixas espectrais consideradas, como mostram as Figuras 3, 4, 6, 8 e 9. Os resultados apresentados nesta seção se assemelham aos mostrados por Latif e Barnett (1994), que utilizaram a filtragem de baixa frequência e a análise *Empirical Orthogonal Function* (EOF) para as anomalias de TSM e pressão ao nível do mar da região definida entre 150° E 25° N e 180°E 35° N. Naquele trabalho, Latif e Barnett (1994) sugerem que as bacias do Pacífico Norte e Atlântico Norte são bem energéticas, comparadas com as demais áreas oceânicas. Este aspecto é particularmente verificável em estudos anteriores realizados por Trenberth e Stepaniak (2001), Kao e Yu (2009) e Deser *et al.* (2010) para áreas específicas do oceano Pacífico.

Os resultados apresentados na Figura 3 mostram que valores médios da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses são, no geral, maiores do que aqueles observados para as demais frequências analisadas (de 1 a 2, de 2 a 4, de 4 a 8 e de 8 a 12 anos, indicados nas Figuras 4, 6, 8 e 9, respectivamente), assim como sua variabilidade espacial.

Figura 3 Média espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 12 meses para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os altos sinais da variância de TSM para as áreas extratropicais do Pacífico Norte e Sul, do Atlântico Norte e Sul e do Pacífico equatorial (dentro da região centro-leste) corroboram a divisão espacial global em regiões tropicais e extratropicais, como também é apresentado no trabalho de Deser *et al.* (2010). É importante destacar que muitas das áreas de energia identificadas nessa faixa de frequência coincidem com as regiões de sinais da primeira componente de EOF aplicada na TSM mensal, tal como identificado nos estudos de Deser *et al.* (2010). Para as demais faixas espectrais, sobretudo as de frequências mais baixas, os sinais da variância de energia são mais semelhantes aos padrões de EOF descritos por Deser *et al.* (2010) e ao padrão *horseshoes* descrito por Trenberth e Stepaniak (2001).

Para o início da década de 1980, notam-se sinais da variância de TSM mais fracos para a faixa espectral de 1 a 12 meses sobre os oceanos Atlântico e Pacífico (Figuras 3, g-h), assim como já indicado na Figura 2. As áreas extratropicais do Pacífico Sul mostram valores relativamente altos de variância de TSM, porém, esta é menos expressiva que aquelas observadas para o Atlântico Norte e Pacífico Norte.

A distribuição espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos nos permite identificar padrões distintos de aumento e diminuição de valores ao longo do tempo. Embora na média global a variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos apresente sinal de decréscimo ao longo do tempo (como mostrado na Figura 2), o setor do Pacífico equatorial apresenta sinais de acréscimos para esta faixa de frequência (Figura 5, linha pontilhada). A intensificação dos sinais de variância de TSM na região equatorial do Pacífico é mais forte ao longo dos últimos subperíodos: 1964-1984, 1984-2004 e 2004-2014, como mostrado nas Figuras 4f e 4h. O sinal mais intenso sobre o Pacífico equatorial durante estes subperíodos, observado para 1984-2004, coincide com

os resultados evidenciados por Jin *et al.* (2001; 2003), os quais discutem maiores intensidades nos eventos de ENOS após a década de 1980.

Figura 4 Média espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Concomitantemente, observa-se tendência negativa de variância de TSM para esta faixa espectral nas áreas extratropicais do Hemisfério Sul - especificamente nas bacias do Pacífico, Atlântico e Índico, como mostram as Figuras 4f e 4g. Assim, enquanto as áreas extratropicais apresentam decréscimo de variância de energia para a faixa espectral de 1 a 2 anos, abrangendo uma área significativa, as áreas equatoriais do Pacífico apresentam acréscimos de valor na última metade da série temporal. Outra área com importante sinal de decréscimo de variância de TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos está localizada próximo ao Golfo da Guiné, na costa oeste do continente Africano, no Atlântico Sul. Carton e Huang (1993) e Wagner e da Silva (1994) mostraram acréscimo dos valores de anomalias de TSM sobre estas áreas para o período de 1960-1988, o que pode sugerir associações das TSM do Atlântico tropical com as mudanças nas assinaturas espectrais dos eventos de ENOS (Setoh *et al.*, 1998 e An e Wang, 2000).

Figura 5 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral entre 1 a 2 anos sobre o as bacias do Pacífico equatorial (linha pontilhada), Pacífico extratropical (linha tracejada cinza), Atlântico extratropical (linha contínua preta) e Índico extratropical (linha contínua cinza), entre 1884 a 2014. Significância estatística para a tendência linear maior do que 99%. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os sinais mais evidentes para as oscilações de 2 a 4 anos são verificados na região equatorial do Pacífico, condizentes com aqueles já apresentados por diversos

autores (An e Wang, 2000; Kestin *et al.*, 1997; Torrence e Webster, 1998; Torrence e Compo, 1998; Trenberth e Caron, 2000), em relação à sua associação com os fenômenos de ENOS. Outra região de destaque para a faixa espectral de 2 a 4 anos é o Pacífico Norte, embora sua energia esteja decrescendo durante todo o período considerado, ao invés de aumentar como na região equatorial e na média global, como mostrado na Figura 6. Embora o Pacífico equatorial apresente em todo o período (1884-2014) tendência positiva para as oscilações de 2 a 4 anos, os últimos 11 anos (2004-2014) mostram decréscimos nos valores desta área. Para as escalas de 2 a 4 anos (Figura 6) está sugerida uma oscilação de grande escala (em torno de 40 anos) - uma vez que os dois primeiros subperíodos (Figuras 6 b,c), e o 5° e 6° subperíodos (Figuras 6 f,g), para 20 anos, apresentem energia relativamente mais alta, enquanto o 3°, o 4° e o 7° subperíodos (Figuras 6 d,e,h) apresentam sinais de energia mais baixos.

Figura. 6 Média espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

As bacias do hemisfério sul, Pacífico, Atlântico e Índico, apresentam valores mais evidentes de diminuição de variância de TSM para a faixa espectral de 2 a 4 anos no 3° e no 4° subperíodos (período entre 1924-1964) e para o 7° subperíodo (entre 2004-2014), quando comparado com os valores verificados para o Pacífico Norte (Figura 6). Estes resultados indicam a possibilidade de menor capacidade de armazenamento de energia por um longo período nas bacias oceânicas do sul para a faixa espectral de 2 a 4 anos. Wang e An (2001) e Gu e Philander (1997) apontam razões físicas para tanto: o decréscimo de anomalias de TSM sobre as áreas tropicais podem, ser relacionadas às mudanças nos padrões de vento das áreas subtropicais, associadas a modos climáticos de escalas decadais a decenais. Este processo pode influenciar mudanças nas anomalias de TSM de importantes regiões e conduzir os padrões de circulação termoalina.

A distribuição espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos, para todo o período (Figura 8a), mostra sinais intensos sobre as bacias do Pacífico Norte, Atlântico Norte e para a região equatorial do Pacífico. Para as bacias do Pacífico Sul e Atlântico Sul, os sinais indicados apresentam valores mais baixos. A região equatorial do Pacífico apresenta valores mais altos e importante homogeneidade espacial, evidenciando o significativo papel da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos para fenômenos de ENOS. Todas as bacias oceânicas apresentam acréscimo de valores durante todo o período, exceto para o Atlântico Sul, como mostra a Figura 7. O Atlântico Norte e o Pacífico Sul apresentam as tendências lineares positivas mais altas (0.306 e $0.153\text{ }^{\circ}\text{C}^2$ por mês, respectivamente) para a variância de TSM associada à faixa de 4 a 8 anos; enquanto as bacias do Pacífico Norte e Índico apresentam as menores tendências positivas ($0,107$ e $0,0004^{\circ}\text{C}^2$ por mês, respectivamente) para esta mesma faixa do espectro.

Figura 7 Tendência linear da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos sobre o as bacias do Pacífico equatorial (linha pontilhada), Pacífico extratropical (linha tracejada cinza), Atlântico extratropical (linha contínua preta) e Índico extratropical (linha contínua cinza), entre 1884 a 2014. Significância estatística para a tendência linear maior do que 99%. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

As áreas com valores altos de variância das TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos nas latitudes extratropicais do Pacífico Norte (30° N – 50° N) são deslocadas com o tempo, como mostra a Figura 8. Durante o subperíodo de 1884-1924, os valores mais altos estavam concentrados na porção oriental dos extratropicais do Pacífico Norte (a leste de 150° W, Figuras 8 b,c). Durante os dois subperíodos compreendidos entre 1924-1964, os valores mais altos foram observados nas porções mais ocidentais das latitudes extratropicais (a oeste de 150° W, Figuras 8 d,e). Novamente, no último subperíodo da série temporal, 2004-2014, os valores mais altos ocorreram nas porções orientais dos extratropicais do Pacífico Norte (Figura 8g). A oscilação longitudinal durante a sequência de subperíodos sugere transporte zonal de energia das TSM.

Figura 8 Média espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 4 a 8 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A Figura 9 apresenta os sinais espaciais da variância de TSM para a faixa espectral de 8 a 12 anos. Os valores apresentados nesta frequência são muito menores quando comparados com aqueles descritos anteriormente. Os sinais mais altos são verificados para algumas áreas do Pacífico Norte, Atlântico Norte e região equatorial do Pacífico. Para o Atlântico Sul, os sinais mais representativos são verificados na região central (próximo a 30°W), em latitudes subtropicais. É possível verificar que durante todos os subperíodos, os sinais mais significativos aparecem nas latitudes extratropicais do Atlântico Norte, margeando a costa oeste da América do Norte e na área equatorial do Pacífico, sugerindo a identificação de possíveis modos de variabilidade climática em escala decadal.

Figura 9 Média espacial da variância de TSM para a faixa espectral de 8 a 12 anos para todo o período (a) 1884-2014 e subperíodos s (b) 1884-1904, (c) 1904-1924, (d) 1924-1944, (e) 1944-1964, (f) 1964-1984, (g) 1984-2004 e (h) 2004-2014. Áreas contornadas pelas isolinhas apresentam significância estatística acima de 95% (teste *t-student*). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A variância de TSM, para todas as faixas espectrais consideradas, é maior para as bacias setentrionais do Atlântico e do Pacífico, em relação às bacias oceânicas do hemisfério sul, além dos valores altos assumidos na região equatorial do Pacífico. A diferença entre a média de energia (variância de TSM) para as bacias do hemisfério norte e sul é exibida na Figura 10. Para todas as faixas espectrais (Figuras 10 a,d), a diferença da média entre as bacias do norte e do sul mostram que as referentes ao hemisfério norte apresentam sinais mais altos de variância que as do hemisfério sul. Também é possível verificar, através dos resultados apresentados na Figura 10, as diferenças de energia entre o Pacífico Norte e Sul, com valores sempre superiores ao observado no oceano Atlântico. Isso reforça a importância do Pacífico Norte na variabilidade climática oceânica e também corroboram com os resultados de Latif e Barnet (1994) e Gu e Philander (1997). Particularmente, para a faixa espectral de 1 a 2 anos, as diferenças da média da variância de TSM são mais similares entre os oceanos Pacíficos e Atlântico (Figura 10b), o que pode ser associado aos sinais entre as bacias norte e sul para esta faixa espectral.

Figura 10 Diferença entre a média da variância de TSM das bacias do hemisfério norte e sul para as faixas espectrais: **(a)** 1 a 12 meses, **(b)** 1 a 2 anos, **(c)** 2 a 4 anos e **(d)** 4 a 8 anos; para as bacia do Pacífico (linha preta) e Atlântico (linha cinza) para o período de 1884 a 2014. Linhas paralelas vermelhas representam o valor da diferença da média para todo o período, para os oceanos Pacífico e Atlântico, respectivamente. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

3.2 Distribuição global da tendência da variância de TSM

A análise da tendência linear da média global da variância de TSM, entre janeiro de 1884 e dezembro de 2014, para as distintas faixas espectrais foi usada para revelar as perdas ou os ganhos de energia ao longo do tempo dentro das várias bacias oceânicas. As faixas de fenômenos com oscilações mais rápidas, 1 a 12 meses, 1 a 2 anos e 2 a 4 anos, apresentam tendência negativa no decorrer do tempo; enquanto as faixas espectrais caracterizadas por oscilações mais lentas, 4 a 8 anos e 8 a 12 anos, apresentam tendência positiva ao longo do tempo, tal como mostrado na Figura 11. Desta forma, pode-se dizer que, ao longo da série temporal analisada, os fenômenos com oscilações mais rápidas de TSM tem sido menos energéticos, enquanto os fenômenos com oscilações mais lentas tem se tornado mais energéticos. Este aspecto sugere a ocorrência de transporte de energia entre fenômenos de diferentes faixas espectrais, neste caso, dos fenômenos mais rápidos para os mais lentos. Assim, a tendência de aumento de energia nas faixas espectrais de frequência mais baixa (de 4 a 8 e de 8 a 12 anos) sugere a permanência prolongada de padrões climáticos característicos destas escalas - o que estaria associado a uma maior inércia do clima. Em contrapartida, o decréscimo de energia associado às oscilações de frequência mais alta sugere que padrões ligados a estas escalas estariam se tornando menos frequentes. Entretanto, é necessário considerar que a troca de energia da camada superficial dos oceanos também pode ser realizada com outros corpos, como as águas oceânicas de camadas mais profundas e a atmosfera.

A análise da distribuição espacial global da tendência linear da variância de TSM (Figura 12a), para oscilações na escala de 1 a 12 meses, indica que, apesar da maior parte dos oceanos apresentarem sinal negativo (fazendo com que a média global seja negativa), existem várias áreas espalhadas pelas bacias oceânicas com tendência

positiva. O Pacífico Norte e o Atlântico Sul são bacias que apresentam sinais de aumento da energia espectral nesta faixa de oscilação (de 1 a 12 meses), em vários dos subperíodos considerados. Outras áreas que apresentam aumento de energia para oscilações mais rápidas (de 1 a 12 meses) são encontradas nas regiões extratropicais dos oceanos Pacífico e Índico, entre 1904-1924 e 1924-1944.

Figura 11 Tendência linear média global da variância de TSM ($C^2 \text{ mês}^{-1}$) para oscilações de 1 a 12 meses (linha vermelha tracejada), de 1 a 2 anos (linha pontilhada vermelha), de 2 a 4 anos (linha contínua preta), de 4 a 8 anos (linha contínua vermelha) e de 8 a 12 anos (linha tracejada preta), entre janeiro de 1884 a dezembro de 2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A tendência linear na região do ENOS é mais homogeneamente definida para oscilações nas faixas espectrais de 1 a 2 anos (Figura 12b), de 2 a 4 anos (Figura 12c) e de 4 a 8 anos (Figura 12d) - nas quais o fenômeno é mais bem caracterizado (Torrence e Compo, 1998; Torrence e Webster, 1999). Apesar de, na média global, a variância da TSM para a faixa espectral de 1 a 2 anos apresentar tendência negativa (Figura 11), observam-se diferenças marcantes entre as latitudes extratropicais e equatoriais, principalmente para o oceano Pacífico: a tendência linear negativa para as oscilações de 1 a 2 anos cobre áreas maiores nas faixas extratropicais do Pacífico, enquanto o Pacífico Equatorial apresenta tendência positiva para esta escala de oscilação (Figura 12b). As contribuições de Timmermann *et al.* (1999), Jin *et al.* (2001 e 2003), An e Jin (2004),

Wang e Picaut (2004), Okumura e Deser (2010) são exemplos de estudos que analisam os sinais de ENOS no período de 1980 a 2000, indicando a intensificação de eventos El Niño (EN) - o que pode explicar, em parte, a intensificação média da variância de TSM ao longo do período considerado (Figura 12b). A maior parte das áreas extratropicais do Pacífico Sul e Norte e da bacia do Atlântico Sul contribuem para o valor médio global negativo da tendência linear das oscilações de 1 a 2 anos, para o período analisado (Figura 12b).

Figura 12 Distribuição global da tendência linear da variância de TSM ($C^2 \text{ mês}^{-1}$) para as faixas espectrais de (a) 1 a 12 meses, de (b) 1 a 2 anos, de (c) 2 a 4 anos e de (d) 4 a 8 anos, de janeiro de 1884 a dezembro de 2014. São plotados os valores de tendência linear com significância estatística (*t-student*) superior a 95%. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Considerando que a variância da TSM relativa às faixas espectrais de oscilações mais rápidas (1 a 12 meses, 1 a 2 anos e 2 a 4 anos) mostra decréscimo em seus valores globais, enquanto as faixas espectrais mais lentas (4 a 8 e 8 a 12 anos) evidenciam aumento de seu valor ao longo da série temporal analisada (Figuras 11,12), é possível sugerir que o sistema climático, ao longo da série temporal considerada, tem se

comportado de forma a privilegiar as oscilações de frequência mais baixa, ou seja, padrões climáticos mais duradouros passam a ter papel mais importante no clima global.

A tendência linear da variância da TSM associada à faixa espectral de 2 a 4 anos mostra sinais negativos em regiões extratropicais das bacias do Pacífico Sul e Norte, Atlântico Norte e em regiões centrais da bacia equatorial do Pacífico (Figura 12c), para todo o período analisado, contribuindo para o valor médio global negativo. Contudo, na região equatorial do Pacífico, são observadas tendências positivas de energia em áreas mais próximas à costa oeste da América do Sul (regiões de Niño1+2 e Niño3), em todo o período de 1884 a 2014. É possível verificar o predomínio de sinais negativos da tendência de energia na região equatorial do Pacífico em diferentes subperíodos.

A tendência linear da variância da TSM associada às oscilações de 4 a 8 anos indica o predomínio de sinais positivos na faixa equatorial do Pacífico e sinais positivos e negativos na bacia do Pacífico Norte no período considerado (Figura 12d). As áreas do Índico e Atlântico apresentaram baixa amplitude energética nesta faixa de frequência, se comparadas às áreas do Pacífico.

4. Considerações Finais

A análise de transformada de ondeletas (Torrence e Compo, 1998, Morlet, 1994), para cada ponto de grade (2.5x2.5°), foi aplicada sobre os dados globais de TSM para o período de 1854 a 2014 (Kaplan, *et al.* 1998) e seus resultados foram espacializados neste estudo. Os resultados obtidos para a faixa espectral de 1 a 12 meses sugerem que a variância de TSM pode estar associada à variabilidade do próprio ciclo anual da TSM. Os sinais mais intensos de variância dentro desta escala foram encontrados nas bacias do Pacífico Norte e do Atlântico Norte, sugerindo que estas regiões oceânicas sejam mais energéticas para as oscilações mais rápidas. Para as

demais faixas espectrais, os resultados obtidos sugerem que os sinais mais intensos de variância tendem a se concentrar nas regiões equatorial do Pacífico e subtropical do Pacífico Norte, de forma análoga ao 1º modo de EOF de TSM obtido nos resultados de Deser *et al.* (2010) e de PDO obtidos por Trenberth e Fasullo (2013). Estas regiões, coincidentemente, são associadas à ocorrência de importantes modos de acoplamento oceano-atmosfera dentro da variabilidade climática, como ENOS (Bjerknes, 1969; Jin *et al.*, 1997 e McPhaden, 2002) e PDO bastante discutidos na literatura (Mantua *et al.*, 1997; Hare e Francis 1995). Os padrões espaciais observados nessas regiões parecem apresentar assinaturas espectrais semelhantes ao longo do tempo e do espaço. Esses resultados também foram observados anteriormente por Newman *et al.*, (2003) com a aplicação da análise de ondeletas para séries temporais de ENOS e PDO. Além destas observações, vale ressaltar que os padrões espaciais de variância podem ser observados nas análises das médias espaciais de 20 (10) anos. Para as médias espaciais desses intervalos, destacam-se as escalas de frequência de 2 a 4 anos e de 4 a 8 anos. Para ambas faixas espectrais, foi possível identificar a existência de oscilações multidecadais. Para escala de 2 a 4 anos, foram detectadas variações na escala multidecadal de até 40 anos e, para a faixa espectral de 4 a 8, entre 15 e 20 anos. Para a faixa espectral de 4 a 8 anos, foram identificados sinais de variância positiva para os subperíodos de 1909-20, 1935-60 e 1982-2003. Já os subperíodos de 1920-35, 1961-81 e 2004-2014 apresentaram sinais de variância negativa. Os padrões espaciais apresentados para a faixa espectral de 4 a 8 anos identificaram as regiões equatoriais e norte da bacia do Pacífico como as possíveis responsáveis por esses sinais de oscilações na variância global de TSM. Observações relativas aos impactos na variabilidade climática dos sinais de variância de TSM sobre os climas regionais são apresentados no capítulo IV desta tese.

Diversamente, os resultados apresentados na seção 3.2 permitiram identificar importantes modos da variabilidade da superfície dos oceanos. As faixas que apresentam maior variância são as de 1 a 12 meses, de 1 a 2, de 2 a 4, de 4 a 8 e de 8 a 12 anos. A identificação da tendência linear da variância de TSM nas várias faixas espectrais consideradas nesse estudo revelou que os fenômenos na superfície dos oceanos caracterizados por oscilações mais rápidas (1 a 12 meses, 1 a 2 anos e 2 a 4 anos) tem se tornado, ao longo da série temporal considerada, menos energéticos, ao passo que os fenômenos caracterizados por oscilações mais lentas (4 a 8 e 8 a 12 anos) tem se tornado mais energéticos. Este resultado permite sugerir que fenômenos climáticos de frequências mais baixas, como por exemplo, eventos ENOS com periodicidades maiores vêm se tornando cada vez mais frequentes, assim como ressaltam Timmermann *et al.* (1999); enquanto eventos ENOS associados a frequências mais altas, com periodicidades características inferiores à faixa de 2 a 4 anos, como registrado antes da década de 1970, vem se tornando cada vez menos frequentes. Ademais, os resultados sugerem que o aumento e a diminuição da variância de TSM, ao longo do tempo, para fenômenos mais lentos e mais rápidos sejam resultantes das trocas de energia entre processos de diferentes escalas. A identificação de padrões climáticos sobre a América do Sul para subperíodos em que as escalas de frequência apresentem maiores valores de variância da TSM constitui um tema a ser desenvolvido futuramente.

5. Referências

AMBRIZZI, Tércio; DE SOUZA, Everaldo B.; PULWARTY, Roger S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: **The Hadley circulation: present, past and future**. Springer Netherlands, 2004. p. 203-235.

AN, S.I.; WANG, B. Interdecadal Change of the Structure of the ENSO Mode and Its Impact on the ENSO Frequency. *Journal of Climate*, 13(12), p. 2044-2055, 2000.

ANDREOLI, R.V; KAYANO, M.T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 109, n. C5, 2004.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, p; 163-172, 1969.

CARTON, J.A.; HUANG, B. Warm events in the tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 24(5), p. 888-903, 1994.

DESER, C.; ALEXANDER, M.A.; XIE, S.P.; PHILLIPS, A.S. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Marine Science*, 2. Vol. 2, p. 115-143, janeiro de 2010.

FOLLAND, C.K.; RAYNER, N.A.; BROWN, S.J.; SMITH, T.M.; SHEN, S.S.P.; PARKER, D.E.; SEXTON, D.M.H. Global temperature change and its uncertainties since 1861. *Geophysical Research Letters*, 28(13), p. 2621-2624, 2001.

GILLE, S.T. Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, 295(5558), p. 1275-1277, 2002.

GU, D.; PHILANDER, S. Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century, *Journal of Climate*, 8, p. 864- 876, 1995.

GU, Daifang; PHILANDER, S. GH. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, v. 275, n. 5301, p. 805-807, 1997.

HARE, S.R.; FRANCIS, R.C. Climate change and salmon production in the Northeast Pacific Ocean. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciencis*, p. 357-372, 1995.

HOREL, J.D.L.; WALLACE, J.M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, p. 813-829, 1981.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.L. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atm. Sci.*, 38, p. 1179-1196, 1981.

JIN, F.F.; AN, S.I.; TIMMERMANN, A.; ZHAO, J. Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1120, doi:10.1029/2002GL016356, 2003.

JIN, F.F.; HU, Z.Z.; LATIF, M.; BENGSSON, L.; ROECKNER, E. Dynamical and Cloud-Radiation Feedbacks in El Niño and Greenhouse warming, *Geophys. Res. Lett.*, 28, p. 1539 – 1542, 2001.

KAPLAN, A.; CANE, M.; KISHNIR, A.C.; BENNO, C.M.; RAJAGOPIAN, B.B. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 18567–18589. doi 10.1029/97JC1736, 1998.

- KASAHARA, A.; SILVA DIAS, P.L. Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(18), p. 1893-1912, 1986.
- KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events, *Journal Climate*, 2, p. 1239-1252, 1989.
- KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 109, n. C11, 2004.
- KAO, H.Y.; YU, J.Y. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *Journal of Climate*, 22(3), p. 615-632, 2009.
- KESTIN, T.S.; KAROLY, D.J.; YANO, J.I.; RAYNER, N.A. Time-frequency variability of ENSO and stochastic simulations. *Journal of Climate*, 11(9), p. 2258-2272, 1998.
- LATIF, M.; BARNETT, T.P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266(5185), p. 634-637, 1994.
- LIU, Y.; SAN LIANG, X.; WEISBERG, R.H. Rectification of the bias in the wavelet power spectrum. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(12), p. 2093-2102, 2007.
- MANTUA, N.J.; HARE, S.R. The Pacific Decadal Oscillation, *Journal of Oceanography*, 58, p. 35-44, 2002.
- MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, p. 1069-1079. doi 10.1175/15200477, 1997.
- MCPHADEN, M.J. El Niño and La Niña: causes and global consequences. *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, p. 353-370, 2002.
- MORLET, J. Sampling theory and wave propagation. *In: Issues in Acoustic Signal—Image Processing and Recognition*. Springer Berlin Heidelberg, p. 233-261, 1983.
- MO, K.C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(5), p. 877-902, 1987.
- OKUMURA, Y.M.; DESER, C. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 23(21), p. 5826-5843, 2010.
- NEWMAN, M.; COMPO, G.P.; ALEXANDER, M.A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate*, 16(23), p. 3853-3857, 2003.

- SETOH, T.; IMAWAKI, S.; OSTROVSKII, A.; UMATANI, S.I. Interdecadal variations of ENSO signals and annual cycles revealed by wavelet analysis. *Journal of Oceanography*, 55(3), p. 385-394, 1999.
- TIMMERMAN, A.; OBERHUBER, J.; BACHER, A.; ESCH, M.; LATIF, M.; ROECKNER, E. Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, 398(6729), p. 694-697, 1999.
- TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, p. 61-78, 1998.
- TORRENCE, C.; WEBSTER, P.J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), p. 2679-2690, 1999.
- TRENBERTH, K.E.; CARON, J.M. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. *Journal of Climate*, 13(24), p. 4358-4365, 2000.
- TRENBERTH, K.E.; STEPANIAK, D.P. Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14(8), p. 1697-1701, 2001.
- TRENBERTH, K.E.; FASULLO, J.T. An apparent hiatus in global warming?. *Earth's Future*, 1(1), p. 19-32, 2013.
- WAGNER, R.G.; SILVA, A.M. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *International Journal of Climatology*, 14(2), p. 179-199, 1994.
- WALKER, G.T. Correlation in seasonal of weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*. V. XXIX, 1924.
- WALKER, G.T.; BLISS, E.M. World Weather. V *Mem.Roy. Meteor. Soc.*, 4, p. 53-84, 1932.
- WANG, B.; WU, R.; LAU, K.M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *Journal of Climate*, 14(20), p. 4073-4090, 2001.
- WHITE, W.B.; TOURRE, Y.M. Global SST/SLP waves during the 20th century. *Geophysical research letters*, 30(12), 2003.
- WANG, C.; PICAUT, J. Understanding ENSO physics—A review. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, 147, p. 21-48, 2004.
- WENG, H.Y.; LAU, K.M. Wavelet, period-doubling and time frequency localization with application organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 17, p. 2523- 2541, 1994.

CAPÍTULO III – Variância espectral da TSM nas regiões de ENOS (El Niño Oscilação Sul)

1 Introdução

As análises espacial e temporal da variância da TSM global realizadas nos dois capítulos anteriores mostraram que a região equatorial do Pacífico apresenta altos sinais de energia associada às escalas de oscilações de 2 a 8 anos. Neste terceiro capítulo, verificaremos com mais detalhe o comportamento espectral da TSM na região equatorial do Pacífico, incluindo as quatro regiões de Niño, o que deve contribuir para o aumento da compreensão sobre o fenômeno ENOS.

O ENOS é considerado pela literatura (McPhaden, 1999 e 2002; An e Wang, 2000; Trenberth, 1997; Cane e Zebiak, 1985) como o principal modo de variabilidade interanual dos trópicos e com grande influência fora deles. Os modos de variabilidade climática mencionados têm como característica comum o acoplamento entre oceano e atmosfera e uma complexa distribuição de calor e momento na bacia equatorial do Pacífico (McPhaden, 2004). Essa distribuição ocorre sobre a superfície oceânica e tem potencial para produzir alterações nos padrões da circulação leste-oeste da atmosfera, modificando a circulação de Walker (Walker e Bliss, 1932). Os eventos de ENOS são marcados por fases positivas (El Niño - EN) e negativas (La Niña - LN) (McPhaden, 2002 e Trenberth, 1997) e apresentam uma periodicidade irregular que varia na escala temporal de 2 a 7 anos (Larkin e Harrison, 2002; Hanley *et al.*, 2003). Os fenômenos de El Niño são caracterizados por anomalias positivas de TSM na região equatorial do Pacífico e anomalias positivas dos ventos de leste, o que representa o enfraquecimento dos alísios de nordeste e sudeste. O enfraquecimento dos alísios durante períodos que antecedem a ocorrência de um El Niño promove a geração de ondas de Kelvin¹, que se

¹ As ondas de Kelvin são propagações de onda para leste e têm velocidade zonal que varia na latitude. As ondas de Kelvin são conhecidas por constituírem um importante movimento do fluido dinâmico atmosférico. As ondas de Kelvin foram identificadas inicialmente por William Thomson (Lord Kelvin) no séc. XIX e, de forma geral, são ondas de larga escala que se propagam na atmosfera. Nos trópicos, cada hemisfério pode agir como barreira para as ondas de Kelvin, confinando estas ondas às latitudes equatoriais. Acredita-se que as ondas de Kelvin possam ser fundamentais para o surgimento do fenômeno

propagam para leste e para níveis mais baixos do oceano (Wyrtek, 1975 e 1979). Os episódios de La Niña são caracterizados pela presença de anomalias negativas de TSM na área equatorial do Pacífico e intensificação dos ventos alísios. As transições de episódios de El Niño para La Niña são muito mais rápidas que as transições de La Niña para El Niño (Larkin e Harrison, 2002), o que contribui para a noção de que eventos La Niña não são apenas o inverso de eventos El Niño, mas eventos tão complexos quanto o próprio El Niño. Vários estudos que abordaram os eventos de ENOS dedicaram-se a entender seus impactos em diversas escalas da variabilidade (Bjerknes, 1969; Kasahara e Silva Dias, 1985; Ropelewski, 1985; Ropelewski e Halpert, 1989; Trenberth, 1997; McPhaden, 2002; Larkin e Harrison, 2002; Hanley *et al.*, 2003 e Raupp e Silva Dias, 2005; Silva e Ambrizzi, 2006 e Silva *et al.*, 2011). Outros estudos debruçaram-se sobre as causas de seu surgimento: as primeiras teorizações formuladas sobre a gênese dos fenômenos ENOS foram realizadas por Bjerknes (1969) e Wyrtek (1975). Posteriormente, diversos estudos (Cane e Zebiak, 1985; Suarez e Schopf, 1988; Jin, 1997) também trouxeram contribuições essenciais ao entendimento desse modo de variabilidade dos trópicos. As contribuições de Bjerknes (1969) sustentaram-se nos princípios dinâmicos dos processos de retroalimentação positiva entre a anomalia dos ventos alísios e o gradiente zonal de TSM na bacia equatorial do Pacífico. Bjerknes (1969) sugeriu que as diferenças de TSM entre as porções a oeste (mais quentes) e a leste (mais frias) originariam fortes movimentos de convecção a oeste. Estes movimentos seriam determinantes na formação de ventos alísios intensos, reforçando o gradiente zonal de TSM por esfriar as porções centrais e leste do Pacífico Equatorial, permitindo a evolução da fase fria do ENOS. Em situações de anomalias positivas dos alísios surgiriam às fases quentes dos eventos de ENOS. Apesar de Bjerknes (1969) não

de ENOS e na manutenção da MJO (*Madden-Julian Oscillation*). As ondas de Kelvin atmosféricas têm um período típico de 6-7 dias e velocidade de fase de 12-25 m s⁻¹ (Holton, 1992).

revelar se os processos de retroalimentação energética na interface oceano-atmosfera seriam instáveis ou estáveis, nem relevar se essas trocas energéticas poderiam permanecer por longos períodos de tempo, pode-se dizer que seus resultados foram fundamentais para o debate científico e propiciaram novas formulações teóricas a respeito dos mecanismos causadores do ENOS, discutidos nas décadas seguintes. Wyrcki (1975) sugeriu que o acúmulo de águas quentes no setor oeste da bacia do Pacífico equatorial estaria relacionado ao fortalecimento dos alísios - isso permitiria o acúmulo de água mais quente na porção ocidental da bacia, o que poderia intensificar a propagação de ondas de Kelvin para leste. Muito embora as hipóteses de Bjerknes-Wyrcki tenham trazido contribuições valiosas, não explicaram a natureza cíclica dos ENOS (Jin, 1997). Outras contribuições que buscaram conceituar a formação de eventos de ENOS foram feitas por Cane e Zebiak (1985), Cane *et al.* (1986) e Wyrcki (1986). Para estes pesquisadores, as consequências de um evento quente anterior a um episódio de intensidade muito grande de ENOS possibilitariam à termoclina ficar mais rasa nas regiões equatoriais, o que induziria, nos anos seguintes, o transporte de uma quantidade maior de águas quentes para leste, proporcionando o início de um novo evento quente com intensidade ainda mais forte que o anterior. Outra contribuição que trouxe conhecimentos importantes sobre o funcionamento dos eventos ENOS foi a teoria do oscilador atrasado de Suarez e Schopf (1988). Esta teoria procura explicar a intensificação de eventos de ENOS levando em conta todas as suas fases. Partindo de uma análise acoplada entre oceano e atmosfera, são considerados os papéis do efeito do aquecimento por convecção e a dinâmica da camada limite da atmosfera. Quando ocorre um enfraquecimento dos alísios, as anomalias de oeste persistem por vários meses e as ondas de Kelvin se tornam mais frequentes, movendo-se para leste (Wyrck, 1975 e 1979). Segundo a teoria do oscilador atrasado, a relação dos alísios com a superfície do

oceano é fundamental para entender o funcionamento do fenômeno ENOS. Para Suarez e Schopf (1988), o enfraquecimento dos alísios sobre o Pacífico central e leste tem a capacidade de produzir uma onda equatorial de Kelvin subsidente no oceano, que se propagaria para leste (Holton, 1992). Este deslocamento das ondas de Kelvin para leste causaria o afundamento da termoclina da região centro-leste equatorial do Pacífico e de ondas de Rossby que se propagariam para oeste (Wyrtki, 1975; Schopf e Suarez, 1988 e Suarez e Schopf, 1988). Todo o ajuste da massa das áreas equatoriais do oceano é feito pelas ondas oceânicas de Kelvin e Rossby, que se propagam em direções opostas e são forçadas pelos limites físicos da bacia.

Na década de 1990, Jin (1997) trouxe a ideia de que o calor acumulado nas regiões equatoriais a oeste no Pacífico equatorial é descartado para leste e para regiões de latitudes mais altas durante episódios de El Niño, via transporte de Ekman². Todas as contribuições teóricas citadas são fundamentais para a compreensão mais aprofundada dos processos de formação dos ENOS (McPhaden, 2002), eventos estes que desempenham um papel energético importante no contexto da variabilidade climática global por servirem como forçantes naturais na propagação de ondas atmosféricas (Bjerknes, 1969; Horel e Wallace, 1981; Wallace e Gutzler, 1981; Hoskins e Karoly, 1981; Karoly, 1989). Considerando a ausência de análises sobre a distribuição espacial da variabilidade espectral da TSM na região equatorial do Pacífico (como mencionado no capítulo I) e a importância do fenômeno ENOS em escala climática, o comportamento espacial da variância de TSM da região de Niño será analisada neste

² Camada de Ekman foi descrita inicialmente por Vagn W. Ekman, sendo uma camada de fluido onde há equilíbrio entre as forças do gradiente de pressão, de Coriolis e de arrasto turbulento (Pond e Pickard, 1983). Transporte na camada de Ekman é o termo usado para descrever o transporte de água superficial do oceano em direção às regiões mais profundas devido à força exercida pelo vento. A direção do transporte é dependente do hemisfério. No hemisfério norte, este transporte é desviado, em média, 90° à direita da direção do vento, e, no hemisfério sul é desviado 90° à esquerda da direção do vento (Pond e Pickard, 1983).

capítulo, considerando-se as faixas espectrais identificadas na Figura 2 (oscilações de 2-4 e de 4-8 anos).

2. Dados e Métodos

Os dados e métodos usados para investigar os sinais da variância da TSM da região equatorial do Pacífico foram os mesmos descritos no primeiro capítulo. A variância de TSM obtida pela aplicação da análise de ondeletas (Torrence e Compo, 1998) foi calculada para cada ponto de grade do conjunto de dados para a região equatorial do Pacífico (150° E 10° S e 80° W 10° N) e para a média da TSM em cada uma das regiões de Niño: Niño1+2 (80°W-90°W e 0-10°S), Niño3 (90°W-120°W e 5°N-5°S), Niño3.4 (120°W-160°W e 5°N-5°S) e Niño4 (170°E-150°W e 5°N-5°S). Estas regiões estão identificadas na Figura 1. O objetivo desta etapa de tratamento dos dados foi conhecer as principais faixas espectrais que governam as anomalias de TSM das distintas regiões de Niño na região equatorial do Pacífico. Uma vez selecionadas as faixas espectrais das TSM mais significativas pelo espectro global de energia, através do uso do programa de Torrence e Compo (1998), foram calculadas as médias das séries temporais da variância das TSM para as quatro regiões de Niño a fim de comparar os resultados com as anomalias de TSM nas mesmas regiões.

Os dados de TSM para as regiões de Niño foram obtidos em <<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>, dados da Reanálise I do *National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) dos Estados Unidos (Kalnay *et al.*, 1996). Os períodos de El Niño e La Niña entre 1950 e 2015 foram identificados pelo índice *Oceanic Niño Index* (ONI) (Huang *et al.*, 2015), obtidos na página <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>

Os dados do ONI foram comparados aos resultados de variância de energia obtidos pela aplicação da técnica de ondeletas à TSM, para as faixas espectrais de 1 a 12 meses, de 1 a 2, de 2 a 4 e de 4 a 8 anos.

Figura 1 Localização das áreas do Pacífico equatorial definidas como regiões de Niño: Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4. **Fonte:** *The International Research Institute for Climate and Society* (IRI 2014)

3 Resultados e Discussão

Os resultados deste capítulo estão subdivididos em três seções: na seção 3.1, é apresentada a evolução temporal da variância da TSM nas regiões de Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4 e em toda a região do Pacífico equatorial definida pelo conjunto das quatro áreas de Niño, como indicado na Figura 1. Na seção 3.2, a evolução temporal da variância de TSM nas faixas espectrais 2-4 anos e 4-8 anos é comparada às anomalias de TSM de cada região de Niño e, na seção 3.3, a evolução temporal do campo espacial da variância de TSM na região equatorial do Pacífico é analisada para as décadas compreendidas entre 1960 e 1990, destacando os episódios intensos de EN.

3.1 Variância espectral da TSM nas regiões de Niño

A análise de ondeletas foi aplicada à anomalia de TSM das regiões de Niño1+2, Niño3, Niño3.4 e Niño4 (Figura 1) e de toda a região equatorial do Pacífico formada pelas quatro regiões.

Em média, para toda a região equatorial do Pacífico, pode-se dizer que as oscilações de 2-4 anos e 4-7 anos são as mais importantes, apresentando a maior intensidade energética, tal como visto na Fig. 2a – assim como foi mostrado nos resultados de Torrence e Webster (1998). Oscilações em torno de 12 anos também apresentam resultados significativos, com alta energia (superior a $6\text{ }^{\circ}\text{C}^2$). Estes resultados são semelhantes aos mostrados por Torrence e Compo (1998) e por Torrence e Webster (1999), que usaram dados médios do período de 1871 a 1996, para a região de Niño3, em suas análises. A evolução temporal da variância espectral da TSM média em toda a região do Pacífico Equatorial permite identificar períodos em que a energia esteve mais alta e que, portanto, apresentam os maiores valores de significância estatística: 1895-1919, 1931-1960 e 1975-2010 (Figura 2a₁), corroborando os resultados de Torrence e Webster (1999). Os sinais de variância espectral de TSM obtidos separadamente para cada região de Niño são semelhantes aos obtidos para toda a região do Pacífico Equatorial, apresentando, porém, certas especificidades apresentadas adiante.

Em geral, a análise da variância espectral da TSM para as regiões de Niño1+2 (Figura 2b), Niño3 (Figura 2c) e Niño3.4 (Figura 2d) indica valores mais significativos para oscilações de baixa frequência, particularmente para as oscilações de 2-4 anos e de 4-8 anos. A TSM da região de Niño3.4, mais centralizada na bacia equatorial do Pacífico, mostra sinais significativos também para a faixa de oscilação de 8 a 12 anos (Figura 2d). Na região de Niño4 (Figura 2), os maiores valores da variância espectral de

TSM ocorre para oscilações de 4-5 anos e de 8-12 anos, diferentemente do observado para as regiões de Niño1+2, Niño3 e Niño3.4. Os resultados da análise de energia espectral global para as quatro regiões de Niño consideradas mostram que quanto mais afastado da costa oeste da América do Sul, mais altos (baixos) são os valores encontrados nas faixas de frequência mais baixas (altas), associando-se a oscilações de periodicidades maiores (menores).

Deste modo, de uma forma geral, os resultados apresentados na Figura 2 mostram que as oscilações mais significativas de TSM nas quatro regiões de Niño, e para toda a bacia equatorial do Pacífico, ocorrem em duas faixas espectrais preferenciais: 2-4 anos e 4-8 anos. Estas escalas de variabilidade são as mesmas identificadas na descrição dos fenômenos ENOS por Setoh *et al.* (1999), An e Wang (2000), Wang e An (2001) e Newman *et al.* (2003). Entretanto, nestas referências, os autores analisaram os resultados médios das TSM das múltiplas regiões de Niño enquanto na presente pesquisa as análises tem sido realizadas a partir de cada ponto de grade dos dados de TSM da região equatorial. Outro aspecto visível na Figura 2 é a ocorrência de eventos de El Niño e La Niña indicados por valores altos e significativos de energia, como nos anos de 1957-1959, 1972-1973, 1982-1983, 1988-1989 e 1997-1998, para oscilações de 2-4 e de 4-8 anos.

Figura 2 (a₁) Evolução temporal do espectro de potência da anomalia de TSM média para a região equatorial do Pacífico (150°E-80°W e 10°N-10°S). As áreas circuladas com as linhas pretas representam períodos com significância estatística de 95%. (a₂) Espectro de potência global (°C²) para a TSM da região equatorial do Pacífico. Todos os gráficos desta figura referem-se ao período de 1854 a 2014. As linhas tracejadas em azul indicam faixas de frequência significativas para 95%. (b₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño1+2. (b₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño1+2. (c₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño3. (c₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño3. (d₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño3.4. (d₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño3.4 e (e₁) idem a (a₁), mas para a anomalia de TSM média na região de Niño4. (e₂) idem a (a₂), mas para a região de Niño4. Os scripts de Torrence e Compo (1998) foram usados para gerar esta figura. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

3.2 Evolução temporal da variância da TSM média nas regiões de Niño, para oscilações de 2-4 e de 4-8 anos

Verifica-se que os eventos de EN mais intensos desde 1960 (de acordo com Rasmusson e Carpenter, 1983; Ropelewski e Halpert, 1987; e Huang *et al.*, 2015), estiveram associados aos sinais mais intensos da variância espectral relativa às oscilações de 2-4 anos nas quatro regiões de Niño consideradas, como mostrado na Figura 3. Este aspecto não é observado para a energia referente às oscilações de 4-8 anos, que está bem associada apenas ao evento de EN ocorrido em 1997-1998 e, de forma mais comedida, ao evento de 1982-1983. Estes resultados mostram que cada evento de EN está associado a diferentes faixas de oscilações. Verifica-se também que as quatro regiões de Niño apresentam diferentes intensidades da variância espectral de TSM, tal como analisado para o período de 1854 a 2014, indicando a complexidade do comportamento das águas oceânicas superficiais do Pacífico equatorial. Tanto para a variância espectral associada a oscilações de 2-4 anos, como para a de 4-8 anos, verifica-se que a intensidade de seus valores diminui para áreas mais afastadas da costa oeste da América do Sul: a região de Niño1+2 apresenta os valores mais altos de energia de TSM, enquanto a região de Niño4 apresenta os valores mais baixos. A ocorrência de eventos de EN diferentes associados a distintas áreas de maior energia no Pacífico equatorial é igualmente mostrada em outros estudos científicos, como, por exemplo, em Coelho e Ambrizzi (2000) e Ambrizzi (2003) e Ambrizzi *et al.* (2004). Através de experimentos numéricos, os autores mencionados constataram que o posicionamento distinto de forçantes térmicas oceânicas na região equatorial do Pacífico levam a eventos ENOS com características distintas e formas diferentes de influenciar a variabilidade climática na América do Sul. Os resultados deste estudo também mostram que, nas últimas quatro décadas, os maiores sinais da variância de TSM

ocorreram nos setores mais a leste da bacia equatorial do Pacífico, particularmente nas regiões de Niño1+2 e Niño3 (Figura 3b), acompanhando os valores absolutos de TSM (An e Wang, 2000; Jin, 2003; McPhaden, 2002 e 2004).

A evolução temporal da variância espectral de TSM nas faixas de 2-4 anos e de 4-8 anos mostra a intensificação do sinal com alguns anos de antecedência (4-7 anos, no caso da faixa espectral de 2-4 anos) em relação à ocorrência de eventos fortes de EN, tal como classificado por Jin *et al.*, 2001; Jin *et al.*, 2003; An e Jin, 2004; Wang e Picaut, 2004.

Este resultado sugere que, a princípio, a tendência temporal da energia espectral da TSM observada nas regiões de Niño constitui um preditor potencial para a ocorrência de eventos EN. Os episódios de EN registrados nos anos de 1982-1983 e 1997-1998 ilustram o aumento e decaimento da energia espectral para oscilações de 2-4 anos antes e depois, respectivamente, da ocorrência do evento, como indicado na Figura 3. A ocorrência concomitante da intensidade do valor da TSM e da variância espectral da TSM para oscilações de 2-4 anos ocorre principalmente nas regiões de Niño1+2, Niño3 e Niño3.4 (Figuras 3, a-c). Na região de Niño4 (Figura 3d), esta associação é menos evidente. Nos dois eventos de EN selecionados para ilustração (1982-1983 e 1997-1998), verifica-se que o sinal da variância de TSM para oscilações de 2-4 anos na região de Niño1+2 (curva tracejada, Figura 2a) leva 4-7 anos para passar do valor mínimo ao máximo, sendo o máximo aumento da variância de TSM observado próximo a 1980 e 1996, respectivamente nos dois casos, o que corresponde a 2-3 anos antes de ser registrado o máximo de cada evento EN. A energia espectral associada às oscilações de 2-4 anos apresenta máximos nos casos dos fortes EN ocorridos em 1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998 para as regiões de Niño mais próximas à costa da América do Sul (Niño1+2 e Niño3, como mostrado nas Figuras 3 a,b), não estando associada ao EN de

1982-1983 nas regiões de Niño mais afastadas da costa (Niño3.4 e Niño4). O EN de 1982-1983 esteve associado a oscilações de frequência mais baixa (2-4 e 4-8 anos) nas regiões de Niño próximas à costa oeste da América do Sul, enquanto as oscilações de frequência mais alta (1-12 meses) na região de Niño4, mais afastada da costa.

A ocorrência de um episódio quente em 1968-1970, de intensidade moderada (Rasmusson e Carpenter 1983), possivelmente influenciou a manutenção de condições termodinâmicas necessárias para a ocorrência do episódio de EN forte observado em 1972-1973, o que está em acordo com os preceitos teóricos formulados por Cane e Zebiak (1985). Para estes autores, a ocorrência de um evento de EN de intensidade mais baixa seria uma das condições necessárias para a ocorrência posterior de um forte episódio de EN, e que este seria também influenciado por oscilações de frequência mais baixa, sobretudo entre 4-8 anos. As oscilações de frequência mais baixa (4-8 anos) representam melhor os episódios de EN nas regiões mais próximas à costa da América do Sul, como pode ser constatado na Figura 3. Nas regiões de Niño1+2 e Niño3 (Figuras 3 a,b), seus picos estão associados aos eventos de EN ocorridos em 1997-1998, 1982-1983 e 1957-1959, o que é corroborado por resultados obtidos em outros estudos. Trenberth (1997), Jin *et al.* (2001 e 2003) mostram que os EN de 1997-1998, 1982-1983 e 1957-1959, caracterizados como eventos de forte intensidade, desenvolveram-se em áreas mais próximas à costa sulamericana. Na região de Niño3.4 (Figura 3c), esta associação aparece mais claramente para os EN de 1997-1998 e 1957-1959. Na região de Niño4 (Figura 3d), a associação entre os eventos de 1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998 é mais fraca do que nas demais regiões de Niño.

Figura 3 (a) Evolução temporal da variância espectral de energia da TSM ($\times 0.2 \text{ C}^2$) para as frequências de 2-4 anos (linha tracejada preta) e 4-8 anos (linha contínua preta), de janeiro de 1950 a dezembro de 2014: (a) para a região de Niño1+2, (b) para a região de Niño3, (c) para a região de Niño3.4 e (d) para a região de Niño4. As setas vermelhas e azuis indicam os eventos de El Niño e La Niña, respectivamente, segundo Rasmusson e Carpenter (1983), Ropelewski e Halpert (1987) e Huang *et al.* (2015). Os dados de variância foram normalizados pelo desvio padrão dos valores de cada faixa espectral. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os eventos de EN fortes ocorridos de 1950 até 2014 (períodos em que os dados de ONI estão disponíveis) estão associados a picos de energia em oscilações de baixa frequência (2-4 e 4-8 anos), como indicado na Figura 3. Entretanto, nem todos os eventos de EN ocorridos neste período estiveram relacionados às oscilações de baixa

frequência. Em alguns casos, os eventos quentes no Pacífico Equatorial estiveram associados às oscilações de frequências mais altas, de 1-12 meses e de 1-2 anos, conforme pode ser visto na Figura 4. Embora os eventos de EN ocorridos em 1997-1998, 1982-1983 e 1972-1973 sejam também associados às oscilações de 1-2 anos, tal como indicado na Figura 4 (curva contínua) para todas as regiões de Niño, além também de estarem associados às frequências mais baixas de 2-4 e 4-8 anos, como mostra a Figura 3. Os eventos de EN ocorridos em 1963 e 1965-1966 estiveram associados às oscilações de 1-2 anos, indicando que fenômenos de frequências mais altas (1-2 anos) também podem determinar a ocorrência de eventos quentes no Pacífico Equatorial.

Eventos de EN também podem estar associados somente a oscilações mais rápidas, com frequências de 1-12 meses, como é o caso dos eventos ocorridos em 1957-1959, 1968-1970, 1990-1993, 2002-2003, 2004-2005 e 2006-2007, o que é observado na região de Niño1+2, na Figura 4a. Estes eventos não estiveram associados a oscilações de frequência mais baixa, tal como indicado na Figura 3. A associação de eventos de EN na década de 2000 às frequências mais altas (1-12 meses), como indicado na Figura 4a, pode explicar a menor intensidade destes eventos, classificados como de intensidade fraca e moderada, tal como apontado em Huang *et al.* (2015). O evento de EN registrado em 1990-1993 apresentou tanto a influência de oscilações de 1-12 meses como a de oscilações de 1-2 anos, o que pode ser verificado apenas na região de Niño1+2 (Figura 4a). Nas demais regiões de Niño, o evento de EN de 1990-1993 não apresenta a influência de outras oscilações.

O evento de EN de 1982-1983, além de ter a contribuição energética de frequências mais baixas (conforme mostrado na Figura 3), apresentou a contribuição conjunta de oscilações de frequências mais altas (1-12 meses e 1-2 anos) nas regiões de

Niño1+2 e Niño3. Nas regiões de Niño3.4, é observada a influência apenas de oscilações de 1-2 anos e, na região de Niño4, apenas a influência de oscilações de 1-12 meses. Assim, o forte EN de 1982-1983 apresentou influência de oscilações de maior frequência (1-12 meses e 1-2 anos) na região de Niño1+2 (Figura 4a), e baixa influência de oscilações de frequência mais baixa (2-4 e 4-8 anos) na região de Niño4.

Figura 4 (a) Evolução temporal da variância espectral de energia da TSM ($\times 0.1 \text{ C}^2$) para as frequências de 1-12 meses (linha tracejada preta) e 1-2 anos (linha contínua preta), de janeiro de 1950 a dezembro de 2014: (a) para a região de Niño1+2, (b) para a região de Niño3, (c) para a região de Niño3.4 e (d) para a região de Niño4. O valor absoluto de TSM em cada região de Niño está indicado por barras cinzas. As setas vermelhas e azuis indicam os eventos de El Niño e La Niña, respectivamente, segundo Rasmusson e Carpenter (1983), Ropelewski e Halpert (1987) e Huang *et al.* (2015). Os dados de variância foram normalizados pelo desvio padrão dos valores de cada faixa espectral. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Eventos de LN estão associados aos valores mínimos de energia espectral para oscilações de 1-12 meses, tal como observado nos casos de 1984-1985, 1988-1989 e 1998-2002. Os valores mínimos da variância de TSM relativa às demais frequências consideradas neste estudo não coincidem com registros de eventos de LN. Desta

maneira, pode-se dizer que os valores de alta energia nas quatro faixas de frequência consideradas estão mais associados à ocorrência de eventos quentes no Pacífico Equatorial que os valores mínimos de energia estão associados a eventos frios. Os resultados obtidos até esta etapa permitem sistematizar quatro conclusões importantes a respeito da evolução temporal dos valores de TSM observados nas quatro regiões de Niño e da variância de TSM associadas às faixas espectrais de 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos, no período de 1950 a 2014, como indicado na Figura 5.

- (i) EN fortes, associados às anomalias de TSM mais altas, estiveram sempre associados a altos valores de energia de baixa frequência (2-4 e 4-8 anos), em especial nas regiões de Niño1+2 e Niño3. As regiões de Niño3.4 e Niño4 apresentam valores altos de energia de baixa frequência, porém, menores que os apresentados nas regiões mais próximas à costa oeste da América do Sul. EN fracos e moderados estão associados à alta energia de oscilações de frequências mais altas (1-12 meses e 1-2 anos);
- (ii) O aumento da variância de TSM nas quatro regiões de Niño, com antecedência que varia de 24 a 47 meses (~2-4 anos), indica a ocorrência posterior de ENOS, podendo ser usado como um preditor;
- (iii) As regiões de Niño1+2 e Niño3, durante a ocorrência de eventos ENOS, apresentam os maiores valores absolutos de TSM e variância de TSM, para as quatro faixas espectrais consideradas, o que permite assinalar estas duas regiões como importantes na compreensão do ENOS; e
- (iv) Na região de Niño1+2 (Figura 5a), as variâncias de frequência mais baixa estiveram associadas aos episódios de EN de intensidade forte. Para as regiões de Niño3 e Niño3.4 (Figuras 5 c,d), é possível verificar que oscilações nas faixas espectrais de 1-2, 2-4 e 4-8 anos são mais bem associadas às anomalias de TSM durante episódios intensos de EN.

Figura 5 Variância espectral da TSM nas regiões de (a) Niño1+2, (b) Niño3, (c) Niño3.4 e (d) Niño4, para as oscilações de 1 a 12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos, para o período de 1950 a 2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

3.3 Distribuição espacial da variância espectral de TSM no Pacífico Equatorial para oscilações de 2-4 e de 4-8 anos nos períodos de 1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998.

A partir dos resultados mostrados na seção 3.2, verificou-se que a energia relativa às frequências médias de 2-4 e de 4-8 anos para a região do Pacífico Equatorial, em particular as regiões de Niño1+2 e Niño3, começa a aumentar antes da ocorrência de eventos de EN fortes e decresce após a ocorrência dos respectivos valores máximos, estando, portanto, associada à evolução dos valores de TSM observados para os casos de EN forte. A análise da distribuição espacial da energia relativa a cada faixa espectral considerada ao longo do tempo (Figura 7) permite verificar a homogeneidade do comportamento do valor médio de energia nas quatro regiões de Niño. Nesta seção, a evolução temporal da energia de TSM relativa às frequências de 2-4 e de 4-8 anos para os eventos fortes de EN ocorridos em 1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998 é avaliada. Estes três eventos de EN são citados como de forte intensidade pelas contribuições de Trenberth (1997) e Jin *et al.* (2001 e 2003).

(a) Oscilações de 2-4 anos

Nos três casos de EN considerados (1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998), observa-se o aumento gradativo da energia espectral associada às oscilações de 2-4 anos e o seu decréscimo após alcançar o valor máximo. Este aspecto é observado tanto para o valor médio referente às regiões de Niño3 e Niño3.4 (mostrado nas Figuras 6, 8, 10), como para a distribuição espacial da energia espectral (Figuras 7, 9, 11). Verifica-se ainda que os meses ou anos que apresentam os maiores valores de energia de TSM para esta faixa espectral (mai/1972, ago/1982 e jun/1997), nos três casos de EN, apresentam distribuição espacial relativamente homogênea de valores altos desde a costa oeste da América do Sul até aproximadamente 160-180°W, tal como observado nas Figuras 7, 9

e 11. Parte considerável da década de 1960 apresenta valores altos de energia relativa às oscilações de 2-4 anos.

Antes de alcançado o valor máximo da energia espectral de oscilações de 2-4 anos observado em 1972-1973 (Figura 6) é observado três outros episódios de EN classificados como de intensidade fraca e moderada, em 1963, 1965-1966 e 1968-1970 (tal como classificados por Rasmusson e Carpenter, 1983 e Ropelewski e Halpert, 1987), associados a oscilações de maior frequência de 1-12 meses e de 1-2 anos (como visto na Figura 4, seção 3.2.), e dois eventos de LN, em 1964-1965 e 1970-1971, aparentemente associados às oscilações de 1 a 12 meses na região de Niño1+2 - esses, como sugerido pela Figura 4a. Após o evento forte de 1972-1973, um evento forte de LN é registrado em 1973-1976.

Figura 6 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño3.4 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza) de janeiro de 1961 a novembro de 1975 e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5$ °C de TSM para a consideração de eventos EN e LN, respectivamente. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Há um intervalo de 9 a 10 anos entre o valor mínimo e máximo da energia espectral das oscilações de 2-4 anos anteriores ao EN de 1972-1973, conforme mostrado na Figura 7 (de janeiro 1961 a janeiro de 1970), o que indica a antecedência com que o

sinal de aumento da TSM pode ser percebido nas águas superficiais do Pacífico Equatorial para esta faixa espectral. O início do aumento da energia das oscilações de 2-4 anos, entre janeiro de 1961 e maio de 1962, ocorre nas regiões de Niño3.4 e Niño4 (Figura 7). Após este período, toda a faixa equatorial do Pacífico, de 80° W a 180°W, passa a apresentar aumento gradativo de energia, havendo a ocorrência dos três episódios de EN classificados como fracos a moderados e não associados a oscilações de 2-4 anos.

Os eventos quentes de intensidade fraca e moderada podem ter, segundo Cane e Zebiak (1985), ter contribuído para intensificar eventos quentes subsequentes, no caso, o evento de 1972-1973. A forte LN de 1973-1976 coincide com sinais de enfraquecimento da variância de energia da TSM relativa às oscilações de 2-4 anos em toda a região do Pacífico equatorial (Figura 7). Muito embora estes sinais de desintensificação da variância de energia devam ser considerados como importantes para a ocorrência de um evento frio, valores baixos da energia de TSM de 2-4 anos permaneceram por mais 24 meses na região do Pacífico Equatorial após o término do evento forte de EN de 1972-1973. Os sinais mais expressivos de variância de TSM para oscilações de 2-4 anos são observados nas regiões de Niño3 e Niño1+2, nesta ordem.

Figura 7 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, de janeiro de 1961 a setembro de 1976. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1972-1973. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A evolução temporal da TSM e da energia referente às oscilações de 2-4 anos, para o período de janeiro de 1978 a setembro de 1992 (Figuras 8 e 9), contribui para a caracterização do EN forte ocorrido em 1982-1983. Ao longo deste subperíodo é possível identificar quatro episódios de EN: 1979-1980, 1982-1983, 1986-1988, 1990-1993; e três de LN: 1983-1984, 1984-1985 e 1988-1989; sendo os episódios de 1982-1983 (EN) e 1988-1989 (LN) os mais intensos (Jin *et al.*, 2001 e 2003; An e Jin, 2004; Wang e Picaut, 2004; e Okumura e Deser, 2010). Os demais eventos de ENOS são

classificados pela literatura como de intensidades fraca e moderada (Rasmusson e Carpenter, 1983; Ropelewski e Halpert, 1987).

Figura 8 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño1+2 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza) de janeiro de 1961 a novembro de 1975 e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5$ °C de TSM para a consideração de eventos de EN e LN, respectivamente. Eventos de EN (LN) foram indicados com seta vermelha (azul). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Enquanto o EN de 1972-1973 apresentou um período de aumento de energia na faixa espectral de 2-4 anos e de 9-10 anos, indo de 1963 a 1972, aproximadamente, o EN de 1982-1983 teve este período de aumento de energia diminuído para 6-7 anos. Isto que pode estar associado à menor influência de fenômenos de escalas mais largas, como visto na seção 3.2, em especial nas regiões de Niño3, Niño3.4 e Niño4. Outra diferença que deve ser apontada para a variância de 2-4 anos para os EN de 1972-1973 e de 1982-1983 é o fato do sinal deste segundo evento ter iniciado de forma mais intensa que o do evento de 1972-1973, como verificado no início das séries temporais das variâncias apresentadas nas Figuras 6 e 8.

Figura 9 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, de 1978 a 1992. O subperíodo engloba os EN de 1979-80, 1982-83 e 1986-88. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN. de 1982-1983. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Esse subperíodo coincide com a ocorrência de um episódio de EN fraco em 1979-1980 (Rasmusson e Carpenter 1983), com anomalia média de TSM pouco superior a $0,5^{\circ}\text{C}$, em setembro de 1979, nas regiões de Niño1+2 e Niño3, como visto na Figura 8. Os sinais de intensificação gradual da variância de TSM para oscilações de 2-4 anos, tal como indicado nas Figuras 8 e 9, levam ao forte evento de EN registrado em 1982-1983. O início do aumento da variância de TSM para oscilações de 2-4 anos foi observado a partir de setembro de 1979, atingindo o valor máximo em agosto de 1983 - levando, portanto, 47 meses (3,9 anos) para atingir o pico, tal como indicado na Figura 8. Após os valores máximos de 1982-1983, é possível verificar o decréscimo do sinal da energia relativa às oscilações de 2-4 anos, na região de Niño3.4, até 1992, abrangendo 84 meses ($\sim 6,8$ anos). Neste período de decréscimo de energia, foram observados episódios de EN (1986-1988) e LN (1983-1984 e 1984-1985) com fraca e moderada intensidades representados por energia relativa às oscilações de frequência mais alta, assim como pela LN de 1988-1989. A Figura 8 sugere que os processos de enfraquecimento do sinal de variância (linhas pontilhadas pretas e cinzas) estiveram associados aos fenômenos de LN. Entretanto, estudos mais detalhados devem ser realizados para tornar estas observações conclusivas.

A variância de TSM para oscilações de 2-4 anos apresenta um mínimo em 1990-1992 e volta a crescer para atingir o próximo valor máximo em 1997-1998, coincidindo com o EN forte observado neste subperíodo, como verificado nas Figuras 10 e 11. Para este EN, é possível verificar que as regiões mais centrais da bacia equatorial do Pacífico (regiões de Niño4, Niño3.4 e Niño3) são onde os sinais de maior variância prevalecem (ver Figura 9). Com o final do evento, em 1993, verifica-se a presença de sinais de energia remanescente na região central do Pacífico (entre 160°W - 140°W) - ver Figura 11.

Estes sinais teriam, provavelmente, ao longo de 1993, evoluído em direção ao leste da bacia, contribuindo para o aumento de energia a partir de 1994 e para a ocorrência do EN registrado entre 1994/95. A partir do EN 1994/95, as variâncias das TSM teriam se tornando ainda mais intensas, possivelmente, contribuindo com a ocorrência do forte EN de 1997/98 (Figura 10). A evolução das anomalias das TSM para as regiões de Niño3.4 e de Niño4 (Figura 10) mostra os eventos EN com intensidade fraca a moderada ocorridos em 1990-1993, 1995-1996, 2002-2003 e 2004-2005, além do EN forte de 1997-1998 - considerado um dos mais intensos da história (Trenberth, 1997). Neste subperíodo, eventos de LN ocorreram em 1995-1996 e 1998-2001.

Figura 10 Evolução temporal da anomalia de TSM para as regiões de Niño3.4 (linha contínua preta) e Niño3 (linha contínua cinza), de janeiro de 1990 a agosto de 2005, e da variância das TSM para a frequência entre 2 a 4 anos para as regiões de Niño3.4 (linha pontilhada preta) e para a região de Niño3 (pontilhada cinza). As linhas horizontais vermelha e azul indicam os limites de $\pm 0,5$ °C² de TSM para a consideração de eventos de EN e LN, respectivamente. Eventos de EN (LN) foram indicados com seta vermelha (azul). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Enquanto o subperíodo de 1978-1992 (Figura 9) apresenta aumentos iniciais em áreas adjacentes à costa da América do Sul verifica-se que a energia referente às oscilações de 2-4 anos do Pacífico Equatorial no subperíodo de 1993-2004 apresenta aumento mais significativo no início do período de abril de 1994 até novembro de 1997

em áreas mais centrais da faixa equatorial (Figura 11). Esta diferença é similarmente observada no caso do primeiro subperíodo considerado, 1961-1974 (Figura 7), em que o aumento da energia referente às oscilações de 2-4 anos aparece primeiramente nas áreas de Niño3.4 e Niño4, assim como no terceiro subperíodo, 1993-2004. Assim, tanto o primeiro quanto o terceiro subperíodos apresentam valores significativos de energia referente às oscilações de 2-4 anos na fase inicial e final, na região central do Pacífico Equatorial, distinguindo-os do segundo subperíodo, que apresenta valores mais significativos de energia próximo à costa da América do Sul. Este padrão é também identificado pelos valores médios apresentados nas Figuras 3 e 4, em que o EN de 1982-1983 (2º subperíodo) está mais associado às frequências mais altas (1-12 meses e 1-2 anos) que às frequências mais baixas (2-4 e 4-8 anos), nas regiões de Niño3.4 e Niño4.

Com o uso do modelo acoplado de Zebiak e Cane (Zebiak e Cane, 1987), An e Wang (2000), verificaram mudanças no domínio da oscilação de eventos ENOS com base em dados de TSM da região de Niño3.4. Aquele trabalho sugere que, para o período entre 1962 a 1975, os fenômenos de ENOS ocorriam numa escala de 2 a 4 anos e que, a partir dos anos de 1980 a 1993, os mesmos estariam variando entre as oscilações de 4 a 6 anos. Esta modificação nas assinaturas dos eventos de ENOS da região de Niño3.4 sugere alteração na estrutura física desses fenômenos.

Figura 11 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 2 a 4 anos, 1993 a 2004, evidenciando o EN de 1997-98. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1997-1998. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

(b) Oscilações de 4-8 anos

Os sinais da variância da TSM na faixa espectral de 4 a 8 anos estiveram bem associados às anomalias das TSM durante os subperíodos associados aos episódios de EN de 1982-1983 e 1997-1998 (2º e 3º subperíodos), nas regiões de Niño consideradas, como mostrado na Figura 3, pela associação com os valores de anomalia de TSM. No 1º subperíodo, quando foi registrado o EN de 1972-1973, a energia associada às oscilações de 4-8 anos é relativamente baixa para toda a faixa equatorial do Pacífico. Desta forma, a evolução temporal da energia relativa às oscilações de 4-8 anos é considerada nesta seção apenas para o 2º e o 3º subperíodos.

Figura 12 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 4 a 8 anos, de 1979 a 1989, evidenciando o EN de 1982-83. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1982-1983. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Figura 13 Evolução temporal da distribuição espacial da variância mensal de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para região tropical do Pacífico, faixa espectral de 4 a 8 anos, de 1990 a 2006. Os quadros contornados em verde indicam o ápice de energia associada ao evento de EN de 1997-1998. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Comparando os campos de energia de 4-8 anos ocorridos no segundo (Figura 12) e terceiro (Figura 13) subperíodos, constatamos que o terceiro subperíodo apresenta valores mais intensos que o segundo em área mais abrangente do Pacífico Equatorial, chegando a valores de $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}^2$, enquanto o segundo apresenta valores máximos iguais a $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}^2$ em área mais restrita. Este aspecto é também observado nos valores médios de energia de 4-8 anos mostrados na Figura 3, principalmente nas regiões de Niño1+2 e Niño3. No 2º subperíodo, os valores máximos de energia relativa às oscilações de 4-8 anos ocorrem entre janeiro de 1984 e setembro de 1985, indicando uma defasagem em relação ao evento de EN de 1982-1983. Isto pode ser explicado pelo fato do EN de 1982-1983 estar associado a energias de frequências (1-12 meses e 1-2 anos) como indicado nas Figuras 3 e 4. No 3º subperíodo, 1990-2006, é possível observar maior coincidência entre os valores máximos de energia de oscilações de 4-8 anos e os máximos valores de anomalia positiva de TSM, registradas em 1997 e 1998. Isto é igualmente explicado pela maior associação do EN de 1997-1998 com a energia de frequência mais baixa, como mostrado na Figura 3. Levando-se em conta os dados desde 1950, o terceiro subperíodo (quando ocorre o evento de EN de 1997-1998) é caracterizado pela ocorrência dos maiores valores de energia associada às frequências mais baixas (4-8 anos), concordando com os resultados de outros estudos que apresentam este evento como um dos mais intensos já observados (McPhaden, 1999).

4. Considerações Finais

A variância da TSM da região equatorial do Pacífico, para o segmento temporal de 1950 a 2014, foi examinada com a aplicação da análise de ondeletas aos dados mensais de TSM. Resultados iniciais indicam que a TSM da região equatorial do Pacífico apresenta os maiores valores de variância, principalmente nas escalas

interanuais de 2 a 4 anos e de 4 a 8 anos, concordando com os resultados de Torrence e Compo (1998) e Torrence e Webster (1999). Oscilações de frequências mais baixas, de 8 a 12 anos, também apresentam significância estatística para a região equatorial do Pacífico. De forma ampla, este estudo permite identificar que os eventos fortes de EN estão sempre associados à energia de frequência mais baixa (2-4 e 4-8 anos), além de estarem também associados à energia das frequências mais altas, enquanto os eventos fracos e moderados estão associados à energia de frequências mais altas (1-12 meses e 1-2 anos). Os eventos fortes de 1972-1973 e 1997-1998 estiveram mais associados à energia de 4-8 anos em todas as regiões de Niño, enquanto o evento forte de 1982-1983 esteve associado mais à energia da faixa de 2-4 anos, principalmente nas regiões de Niño1+2 e Niño3. As regiões que apresentam os maiores valores de energia nas faixas espectrais de 2-4 e de 4-8 anos são Niño1+2 e Niño3, sendo, portanto, as mais propícias para caracterizar eventos de EN. Eventos de LN são mais associados às escalas de frequências mais altas, de 1-12 meses e de 1-2 anos, no entanto, não são tão bem associados aos sinais de anomalias de TSM como ocorre com os eventos de EN.

Acompanhando o pressuposto de Cane e Zebiak (1985), em que um evento forte é precedido por eventos menos intensos, observamos que os eventos de EN fraco a moderado ocorridos em 1963, 1965-1966 e 1968-1970 foram sucedidos pelo evento forte de 1972-1973; que o evento fraco de 1979-1980 foi sucedido pelo evento forte de 1982-1983; e que os eventos com intensidade fraca a moderada de 1990-1993 e 1995-1996 foram sucedidos pelo evento forte de 1997-1998. A variância de TSM nas faixas espectrais de 2-4 anos e de 4-8 anos ilustra bem esta processo.

Dentre os eventos de EN fortes ocorridos entre 1950 e 2014 (1972-1973, 1982-1983 e 1997-1998), constatamos que existem regiões oceânicas do Pacífico Equatorial mais propícias para o início de cada evento. Os eventos de EN de 1972-1973 e 1997-

1998 foram caracterizados pelo aumento energético na região mais central do Pacífico Equatorial, regiões de Niño3.4 e Niño4, nas faixas espectrais de 2-4 anos e 4-8 anos; enquanto o evento de 1982-1983 apresentou o início do aumento energético principalmente no setor leste do Pacífico Equatorial, nas regiões de Niño1+2 e Niño3, para todas as faixas espectrais consideradas (1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos).

Outro aspecto importante verificado pela análise espectral da temperatura da superfície do mar é a possibilidade de uso do sinal de variância de TSM associado às faixas de baixa frequência (2-4 e 4-8 anos) como preditores de eventos EN, uma vez que o aumento da energia se inicia com alguns anos de antecedência. Para o evento de EN de 1972-1973, foi verificado o aumento gradual da intensidade da variância de TSM em período de aproximadamente 10 anos antes da ocorrência do evento. Para o forte evento de 1982-1983, foi apurado que os sinais de aumento da variância de TSM se iniciaram a partir de setembro de 1979, portanto, pouco mais de 40 meses antes da ocorrência do fenômeno. Para o EN forte de 1997-1998, o aumento da variância de TSM se iniciou a partir de abril de 1994.

5. Referências

AMBRIZZI, T., 2003: El Niño/Oscilação Sul e Teleconexões atmosféricas no Hemisfério Austral. *Tese de Livre Docência*, 201pp

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E.B.; PULWARTY, R.S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. In: DIAZ, H.F.; BRADLEY, R.S. (Org.). *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Países Baixos: Kluwer Academic Publishers. 1ed. v. 21, p. 203-235, 2004.

AN, S.I.; WANG, B. Interdecadal Change of the Structure of the ENSO Mode and Its Impact on the ENSO Frequency. *Journal of Climate*, 13(12), p. 2044-2055, 2000.

AN, S.I.; JIN, F.F. Nonlinearity and Asymmetry of ENSO. *Journal of Climate*, 17(12), p. 2399-2412, 2004.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, p. 163–172, 1969.

CANE, M.A.; ZEBIAK, S.E. A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228, p. 1084–1087, 1985.

CANE, M.A.; ZEBIAK, S.E.; DOLAN, S.C. Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, p. 827–832, 1986.

COELHO, C.A.S.; AMBRIZZI, T. Climatological studies of the influence of El Niño Southern Oscillation events in the precipitation pattern over South America during Austral Summer. In: 6th International Conference on Southern Hemisphere, 2000, Santiago/Chile, v. 1., p. 149-150, 2000.

HANLEY, D.E.; BOURASSA, M.A.; O'BRIEN, J.J.; SMITH, S.R.; SPADE, E.R. A quantitative evaluation of ENSO indices. *J. Climate*, 16, p. 1249-1258, 2003.

HOLTON, James R.; HAKIM, Gregory J. **An introduction to dynamic meteorology**. Academic press, 2012.

HOREL, J.D.L.; WALLACE, J.M. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, p. 813-829, 1981.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.L. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atm. Sci.*, 38, p. 1179-1196, 1981.

HUANG, B.; BANZON, V.F.; FREEMAN, E.; LAWRIE, J.; LIU, W.; PETERSON, T.C.; ZHANG, H.M. Extended reconstructed sea surface temperature version 4 (ERSST. v4). Part I: Upgrades and intercomparisons. *Journal of climate*, 28(3), p. 911-930, 2015.

JIN, Fei-Fei. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 7, p. 811-829, 1997.

JIN, F.F.; AN, S.I.; TIMMERMAN, A.; ZHAO, J. Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1120, doi:10.1029/2002GL016356, 2003.

JIN, F.F.; HU, Z.Z.; LATIF, M.; BENGSSON, L.; ROECKNER, E. Dynamical and Cloud-Radiation Feedbacks in El Niño and Greenhouse warming, *Geophys. Res. Lett.*, 28, p. 1539 – 1542, 2001.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., ... & ZHU, Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *Journal Climate*, 2, p. 1239-1252, 1989.

KASAHARA, A.; SILVA DIAS, P.L. Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear. *Journal of the atmospheric sciences*, 43(18), p. 1893-1912, 1986.

LARKIN, N.K.; HARRISON, D.E. ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. *Journal of Climate*, 15(10), p. 1118-1140, 2002.

MCPHADEN, M.J.; YU, X. Equatorial waves and the 1997-98 El Niño. *Geophysical Research Letters*, 26(19), p. 2961-2964, 1999.

MCPHADEN, M.J. El Niño and La Niña: causes and global consequences. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change*, Anonymous John Wiley and Sons, LTD, p. 353-370, 2002.

MCPHADEN, M.J. Evolution of the 2002/03 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(5), p. 677-695, 2004.

NEWMAN, Matthew; COMPO, Gilbert P.; ALEXANDER, Michael A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 23, p. 3853-3857, 2003.

OKUMURA, Y.M.; DESER, C. Asymmetry in the duration of El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 23(21), p. 5826-5843, 2010.

POND, S.; PICKARD, G.L.; *Introductory Dynamical Oceanography*, Pergamon Press, 2ed., 1983.

RASMUSSEN, Eugene M.; CARPENTER, Thomas H. The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 3, p. 517-528, 1983.

RAUPP, C.F.; DIAS, P.L.S. Dynamics of resonantly interacting equatorial waves. *Tellus A*, 58(2), p. 263-279, 2006.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of climate**, v. 2, n. 3, p. 268-284, 1989.

SCHOPF, Paul S.; SUAREZ, Max J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 3, p. 549-566, 1988.

SUAREZ, M.J.; SCHOPF, P.S. A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 45, p. 3283-3287, 1988.

SETOH, T.; IMAWAKI, S.; OSTROVSKII, A.; UMATANI, S.I. Interdecadal variations of ENSO signals and annual cycles revealed by wavelet analysis. *Journal of Oceanography*, 55(3), p. 385-394, 1999.

SILVA, G.A.M.; DRUMMOND, A.; AMBRIZZI, T.. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 36, p. 100-120, 2011.

SILVA, G.A.M.; AMBRIZZI, T. Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer - two case studies. *Advances in Geosciences*, Austria, v. 6, p. 283-287, 2006.

The International Research Institute for Climate and Society (IRI (2014)

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P.J. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate*, 12(8), p. 2679-2690, 1999.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), p. 2771-2777, 1997.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. World weather. V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, p. 53-84, 1932.

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weath. Rev.* 109, p. 785-812, 1981.

WANG, B.; AN, S.I. Why the properties of El Niño changed during the late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 28(19), p. 3709-3712, 2001.

WANG, C.; PICAUT, J. Understanding ENSO physics — a review. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*, 147, p. 21-48, 2004.

WYRTKI, K. El Niño —The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, p. 572–584, 1975.

_____. The response of sea surface topography to the 1976 El Niño. *Journal of Physical Oceanography*, 9(6), p. 1223-1231, 1979.

_____. Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 91, p. 7129–7132, 1986.

**Capítulo IV – Processos físico-dinâmicos sobre a América do Sul associados à
variância das TSM globais**

1. Introdução

Nos capítulos anteriores é mostrado que a da temperatura da superfície do mar distribuída globalmente apresenta oscilações principalmente em cinco faixas espectrais: 1-12 meses, 1-2, 2-4, 4-8 e 8-12 anos. Estas oscilações, além de ocorrerem nos oceanos, podem influenciar as oscilações atmosféricas pelas trocas de energia entre os dois subsistemas climáticos. Expandindo a análise da variância da TSM global apresentada nos três capítulos iniciais, neste capítulo IV, será apresentado resultados que sugerem a existência de dois aspectos importantes: (i) a ocorrência de oscilações na variabilidade climática das bacias tropicais dos oceanos na escala de 4 a 8 anos e (ii) a interferência desta oscilação de 4-8 anos na variabilidade climática da América do Sul em quatro fases distintas ao longo do período de 1948 a 2014.

No capítulo I, destacamos que a existência de possíveis trocas de energia entre as faixas espectrais consideradas podem ser sugeridas pela análise da variabilidade temporal da variância de TSM, em períodos específicos de tempo. Globalmente, identificamos a diminuição da energia de TSM de oscilações de alta frequência (1-12 meses) e o aumento da energia de frequências mais baixas (1-2, 2-4 e 4-8 anos). As contribuições de Farge (1992), ao analisar a dinâmica de fluxos turbulentos, e as de Raupp e Silva Dias (2006), obtidas a partir de modelagem dinâmica, são exemplos de resultados que sugerem a troca de energia entre faixas espectrais distintas, servindo como suporte teórico para esta discussão. Raupp e Silva Dias (2006) mostram que fenômenos atmosféricos de altíssimas frequências, como as convecções equatoriais, têm a capacidade de interferir nos modos da variabilidade de frequências mais baixas, como o ENOS (*El Niño-Oscilação Sul*). No terceiro capítulo deste trabalho foi verificada melhores associações entre a variância de TSM para as frequências nas escalas de 2-4 anos e 4-8 anos aos fortes episódios de ENOS. Para os eventos fracos de ENOS verificou que as oscilações de variância de TSM melhor relacionadas são as de alta

frequência nas escalas de 1-12 meses e 1-2 anos. Estes resultados sugerem que estaria diminuindo o número de ENOS associados à variabilidade de frequências mais alta (ENOS mais fracos e mais curtos), ao passo em que os de frequência mais baixa (ENOS mais fortes e mais longos) estariam se tornando mais comuns. Desta forma, sugere-se a existência de possíveis mudanças nas assinaturas espectrais de eventos de ENOS, concordando com os resultados discutidos por Setoh *et al.* (1998) e An e Wang (2000). Utilizando dados de TSM, Setoh *et al.* (1998) e An e Wang (2000) verificaram que até a década de 1970 os eventos de ENOS eram mais associados a oscilações de 2-4 anos e, a partir dessa data, estes modos de variabilidade passaram a ser mais associados a frequências de 4-8 anos. Fisicamente, a mudança na estrutura espectral dos modos de variabilidade da TSM da região equatorial do Pacífico indica que os fenômenos de ENOS tenderiam a prevalecer por períodos de tempo mais longos, interferindo de forma mais acentuada no padrão climático.

A existência de oscilações significativas de longo termo nas faixas espectrais da variância da TSM consideradas constitui outro ponto de destaque observado nos resultados dos três capítulos anteriores; sobretudo para oscilações nas escalas entre 2-4 anos e 4-8 anos.

Estudos relacionados às oscilações das TSM são amplamente divulgados na literatura científica. Para a bacia do Atlântico Norte, Bjerknes (1964), Bottomley *et al.* (1990), Kushnir (1994) são alguns dos estudos que permitiram identificar a presença de oscilações e, sobretudo, seus efeitos em processos dinâmicos da atmosfera da América do Norte e Europa. Venegas *et al.* (1997), com o uso da análise de EOF aplicada aos dados de TSM e pressão ao nível do mar (no período de 1953-1992), observou que o Atlântico Sul apresenta oscilações nas escalas de 14-16 anos (1ª EOF) e de 6-7 anos (2ª EOF). A associação entre as oscilações decenais a multidecenais da TSM na bacia do

Pacífico Norte e os efeitos climáticos na América do Norte vem sendo investigados desde os trabalhos desenvolvidos por Walker e Bliss (1932). Roger (1991), Latif e Barnett (1994), Gu e Philander (1997), Minobe (1997) e Mantua e Hare (2002), Biondi *et al.* (2001) e Trenberth e Hurrell (1994) constituem exemplos de estudos na mesma linha.

Kayano e Andreolli (2007), Wang *et al.* (2008), Feng *et al.* (2013), Silva e Silva (2016) e Silva *et al.* (2016) estudaram os efeitos das oscilações do Pacífico Norte no clima de outras regiões do globo. Kayano e Andreolli (2007) investigaram os impactos da PDO (*Pacific Decadal Oscillation*) nos campos de precipitação na América do Sul em períodos de ENOS. Os resultados deste estudo indicam que a PDO intensificaria os padrões de precipitação sobre as regiões norte e sul do continente sulamericano, tanto na fase positiva quanto na fase negativa da PDO. Silva *et al.* (2016) mostraram que as fases positivas e negativas da PDO, para o período de 1970-2003, estariam associadas a anomalias ciclônicas e anticiclônicas na América do Sul, favorecendo períodos mais secos e úmidos na porção norte do centro-leste do continente. Silva e Silva (2016) verificaram que as fases da PDO estão associadas a um padrão mais barotrópico da troposfera sobre a região sudeste da América do Sul, contribuindo para a persistência de períodos climáticos anômalos na alta e na baixa troposfera. As oscilações características da TSM do Pacífico Equatorial apresentam escala interanual (ENOS). As contribuições de Rasmusson *et al.* (1990), Setoh *et al.* (1999), An e Wang (2000), Wang e An (2001) e Wallace *et al.* (1998) sugerem que as oscilações associadas à área equatorial do Pacífico variam desde a escala bienal (Rasmusson *et al.*, 1990) até escalas entre 4 e 7 anos (Torrence e Webster, 1999).

As investigações sobre oscilações climáticas (Folland *et al.*, 1981), desde as primeiras contribuições científicas (Walker, 1924 e Walker e Bliss, 1932), sempre

tiveram lugar de destaque. Estas oscilações podem ser ocasionadas por diversos motivos: desde os ligados a fatores astronômicos e a fatores da dinâmica do interior terrestre, até aos associados à característica não-linear da atmosfera. Estes aspectos tornam a atmosfera suscetível a variações em escalas distintas. Estudos que identificaram oscilações características nas variáveis atmosféricas (Bjerknes, 1964; Latif e Barnett, 1994; Venegas *et al.*, 1997; Saji *et al.*, 1999) verificaram, muitas vezes, a existência de alterações nos padrões regionais da TSM. Estes resultados reforçam o importante papel da TSM no balanço de calor entre o oceano e a atmosfera, indicando que anomalias de TSM ocasionam grandes variações nos fluxos de calor na interface oceano-atmosfera (Pezzi *et al.*, 2016), os quais, por sua vez, teriam papéis preponderantes na manutenção do clima do planeta (Walker e Bliss, 1932; Bjerknes, 1964, 1968; Bottomley *et al.*, 1990; Folland e Parker, 1990 e Kushnir, 1994, Coelho e Ambrizzi, 2002; Drummond e Ambrizzi, 2005 e 2008).

A existência de oscilações e flutuações climáticas nas mais variadas escalas de tempo pode ser percebida de várias formas, tanto em análises lineares (Latif e Barnett, 1994), quanto em análises não-lineares de identificação de sinais. Para isso, técnicas estatísticas multivariadas parecem ser boas opções, por possibilitar a investigação em faixas de frequências específicas, garantindo que se identifiquem sinais nem sempre claros nas séries temporais (Weng e Lau, 1994). Fisicamente, a vantagem de se analisar as várias frequências de oscilação de uma determinada variável reside na possibilidade de conhecer fenômenos físicos não facilmente identificáveis na série temporal de dados originais, assim como poder notar a presença de padrões climáticos de longo prazo (Weng e Lau, 1994), que ajudam a compreender a variabilidade climática de cada região.

Todos estes aspectos aqui explicitados revelam a complexidade da variabilidade oceânica, sendo, portanto, merecedores de investigações mais aprofundadas. O objetivo deste capítulo IV é verificar as possíveis associações físicas da variabilidade da energia da TSM na região do Pacífico Equatorial para a faixa de frequência de 4-8 anos com o clima da América do Sul.

2. Dados e Métodos

Os dados e métodos usados para investigar os sinais da variância da TSM global e para as regiões tropicais dos oceanos Pacífico Norte e Sul, Atlântico Norte e Sul e para o Índico estão descritos no Capítulo I. A análise foi realizada para os valores médios da variância de TSM obtida para as faixas zonais dos trópicos, subtropicais e extratropicais, dos hemisférios sul e norte, para as escalas de oscilação de 1-12 meses, 1-2, 2-4 e 4-8 anos (seção 3.1). Uma vez identificados os padrões temporais médios da variância absoluta de TSM, foram investigadas as faixas zonais hemisféricas que apresentaram os sinais mais representativos de variância, assim como a faixa espectral mais significativa (com base no teste *t-student*) em cada caso. Em seguida, foi verificada a evolução temporal média da variância da TSM de cada uma das bacias dos oceanos tropicais, com diagramas de Hovmöller, para os períodos de 1884 a 1949 e de 1948 a 2014. A divisão em dois períodos foi realizada para tornar coerente os tempos analisados da variância da TSM com os períodos de disponibilidade de dados da reanálise I e II do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996; Kanamitsu *et al.*, 2001 reanálise II) e JRA-55 (Kobayashi *et al.*, 2015).

A última etapa da pesquisa consistiu em verificar a associação entre as oscilações da variância de TSM e os padrões climáticos na América do Sul, através do uso das variáveis atmosféricas de vento e precipitação. Para tanto, foram adquiridos

dados das Reanálises I e II do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) e da reanálise JRA-55 (Kobayashi *et al.*, 2015) de velocidade vertical (ômega), em 250 e 500 hPa, e das componentes meridional e zonal do vento, em 250 e 850 hPa.

Dados de precipitação do conjunto do *Global Precipitation Climatology Center* - GPCC (Schneider *et al.*, 2011) foram usados para apurar os padrões espaciais de chuva sobre a América do Sul associados às fases da oscilação da variância mensal da TSM tropical na faixa espectral de 4-8 anos. Os dados da reanálise do JRA-55 foram considerados de forma a contribuir para as explicações físicas, permitindo a comparação com os dados das Reanálises I e II do NCEP-NCAR. Para reter a oscilação de baixa frequência, os dados de vento, precipitação, TSM e a velocidade vertical em 250 e 500 hPa foram suavizados com o filtro passa-baixa de Lanczos (Duchon, 1979). As análises aqui apresentadas para os dados de precipitação e velocidade vertical foram feitas de acordo com os subperíodos de oscilação verificados para a série temporal da variância média da TSM das bacias tropicais do oceano Pacífico para oscilações de 4-8 anos. Os subperíodos apresentados são: 1948-1960 e 1982-2003, classificados como fases positivas, e 1961-1981 e 2004-2014, classificados como fases negativas da oscilação. Os padrões climáticos associados às distintas fases da oscilação da variância de TSM são analisados com base em mapas médios cuja significância estatística foi calculada através do teste estatístico *T-Student*. Os dados das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, em 200 e 850 hPa, também foram usados para a obtenção da função de corrente. Segundo Holton (1996) função de corrente é definida como

$$\psi = \int_a^p u dy - v dx.$$

Desta forma, a função de corrente, ψ , é o fluxo de volume através da curva AP , correspondente à integral do vetor de velocidade de fluxo x, y e a normal

$+dy - dx$ para o elemento curva. O ponto A é a referência do ponto definido onde a função de corrente é zero.

Os dados de função de corrente foram submetidos à análise de EOF (Wilks, 1995 e Jolliffe, 2002) com o objetivo de determinar os padrões de circulação sobre o hemisfério sul. A aplicação da técnica de EOF aos dados de função de corrente contribuiu para o entendimento das características principais dos padrões de circulação durante as fases de oscilação da variância de TSM nos oceanos tropicais para a faixa de 4-8 anos (Figura 1) e das possíveis associações com padrões climáticos sobre a América do Sul.

Figura 1. Localização da região tropical considerada globalmente, entre 23,5°S e 23,5°N.

3 Resultados e Discussões

Os resultados estão organizados em quatro seções distintas. Na seção 3.1, é discutida a variância zonal e hemisférica das TSM com o propósito de identificar as faixas do globo mais energéticas para todas as faixas espectrais consideradas (1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos). Na seção 3.2, é apresentada a distribuição espacial de variância zonal de TSM para a faixa espectral com valores mais intensos. Na

seção 3.3 são discutidos os padrões climáticos sobre a América do Sul durante as quatro fases de oscilação da variância de TSM de 4-8 anos. Já na seção 4 é analisada a propagação de ondas de baixa frequência entre o Pacífico e a América do Sul, no intuito de justificar fisicamente os padrões climáticos verificados nos subperíodos de oscilação identificada usando os resultados da variância média das TSM tropicais das bacias do Pacífico.

3.1 Variância zonal e hemisférica da TSM

Nesta seção será apresentada a evolução temporal da variância da TSM média nas áreas tropicais (0° a $23^{\circ}33'$ norte e sul), subtropicais ($23^{\circ}33'$ a $66^{\circ}33'$ norte e sul) e extratropicais ($66^{\circ}33'$ a 90° norte e sul) de ambos hemisférios, para as faixas espectrais consideradas nos capítulos anteriores desta tese: 1 a 12 meses, 1 a 2 anos, 2 a 4 anos e 4 a 8 anos (Figura 3).

Para o hemisfério sul (HS), os sinais mais intensos de variância de TSM da faixa espectral de 4-8 anos ocorrem na área tropical, em relação às áreas de latitudes mais altas (subtrópicos e extratropicos) (Figuras 3 b,d), enquanto que para o hemisfério norte (HN), os sinais de variância da TSM em áreas tropicais e subtropicais são similares, sendo levemente mais altos na faixa subtropical (Figuras 3 b*,d*). Comportamento médio semelhante é observado para a variância de TSM relativa à faixa espectral de 1-2 anos.

No HS, o valor médio da variância de TSM é mais alto em áreas tropicais, enquanto no HN, apresenta valores similares nas áreas tropicais e subtropicais. Ainda para a faixa de frequência de 2-4 anos, a energia de TSM em áreas tropicais do HS é levemente mais alta do que em áreas subtropicais, ao passo que no HN a energia de TSM em áreas subtropicais é sempre maior que a de áreas tropicais. Assim, enquanto o

HS apresenta valores maiores de energia nas áreas tropicais (em relação às demais latitudes) para as faixas de frequência mais baixas (4-8 anos), o HN apresenta valores similares de energia, tanto para as áreas tropicais como para as áreas subtropicais, para as mesmas faixas de frequência. Para frequências mais altas (1-12 meses), o HN apresenta energia mais elevada nas áreas subtropicais, na medida em que o HS apresenta valores médios similares de energia nas áreas tropicais e subtropicais. Concluindo, verifica-se que as áreas tropicais do HS estão mais associadas ao desenvolvimento de oscilações com frequências mais baixas que as áreas subtropicais. Por outro lado, o HN apresenta maior desenvolvimento de oscilações em frequências mais altas (1-12 meses e 1-2 anos) em relação ao HS. É importante notar a presença de altos valores de energia de TSM para oscilações intrasazonais (1-12 meses) em áreas extratropicais do HN, enquanto que áreas extratropicais do HS apresentam valores relativamente mais baixos. Entre os anos de 1938 e 1940, constata-se um decréscimo acentuado da oscilação intrasazonal relativa às áreas extratropicais (Figura 2), o que deve ser investigado em trabalhos futuros.

Outro fator relevante é a semelhança do comportamento temporal da variância tropical de TSM nos hemisférios norte e sul, para as duas faixas de frequências mais lentas (2 a 4 e 4 a 8 anos) (Figuras 3 c-d e 3 g-h), com ênfase para a simetria no comportamento em áreas tropicais. Este fato também pode ser verificado através da Figura 2, para a aplicação da análise de ondeletas sobre os dados médios das TSM tropicais dos oceanos dos dois hemisférios. A correlação linear entre a variância de TSM nas faixas tropicais do hemisfério norte e do hemisfério sul, associada à frequência de 2-4 anos, é 0,92, enquanto que para a frequência de 4-8 anos, esta correlação é 0,80. A variabilidade das séries temporais para ambas oscilações (2-4 anos e 4-8 anos) pode ser verificada na Figura 2.

Figura 2. Variância tropical de TSM no hemisfério norte para oscilações de 2-4 anos (curva contínua preta) e 4-8 anos (curva pontilhada preta), e para o hemisfério sul para oscilações de 2-4 anos (curva contínua cinza) e 4-8 anos (curva pontilhada cinza). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A aplicação da análise de ondeletas aos dados médios de TSM (Figura 4) das áreas tropicais do hemisfério norte (Figura 4a) e hemisfério sul (Figura 2b) permite identificar os períodos com maior significância. Os períodos de 1910 a 1920, 1930 a 1960 e a década de 1970 apresentam valores significativos da variância de TSM para oscilações de 2 a 4 e 4 a 8 anos. Na década de 1980, é possível também notar valores significativos na escala de 2-4 anos para as áreas tropicais dos dois hemisférios.

Figura 3. Variância absoluta média de energia de TSM para as regiões tropicais (linha azul), subtropicais (linha preta contínua) e extratropicais (linha preta vermelha) do hemisfério sul e norte, nas escalas de frequência: (a) 1-12 meses, (b) 1-2 anos, (c) 2-4 anos e (d) 4-8 anos. Os quadros indicados com as letras e-h referem-se às médias de variância absoluta de TSM do hemisfério norte. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Estes resultados são congruentes com os encontrados em Torrence e Compo (1998) e Torrence e Webster (1999), os quais aplicaram a análise de ondeletas aos dados médios da TSM da região de Niño3, com resolução mensal para o segmento temporal de 1871-1996.

Figura 4. (a) Espectro de potência da TSM média ($^{\circ}\text{C}^2$) para áreas oceânicas tropicais do (a) hemisfério norte e (b) sul, para o período de 1900 a 2014. As áreas circundadas com as linhas pretas nos gráficos à esquerda representam períodos com significância estatística superior a 95%. Os quadros à direita mostram os valores globais. A linha tracejada em azul indica a significância relativa a 95%. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Investigando de forma detalhada a variância para cada uma das áreas tropicais (Figura 5), foram obtidos resultados semelhantes para a importância das escalas de frequência da variabilidade da TSM tropical nas bacias do Atlântico Sul, Pacífico Sul e Índico, também, encontrados em pesquisas anteriores (Wang e An, 2001; An e Wang, 2000; Setoh *et al.*, 1999; Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999 e Yamagata *et al.*, 2003), mas para dados médios de TSM nas áreas tropicais.

Os resultados obtidos nos estudos mencionados atestam a importância dos modos de variabilidade da TSM nos trópicos para a identificação de fenômenos ENOS e o Dipolo do Índico Tropical. Em geral, as áreas tropicais do Pacífico Norte são as que apresentam os maiores valores de energia da TSM, para todas as faixas espectrais consideradas (Figura 5c). As áreas tropicais do Pacífico Sul, Atlântico Sul e Índico (Figuras 3 b,d,e) apresentam sinais mais próximos dentro do espectro global de energia, variando entre 2-4 anos, 4-8 anos e 8-16 anos. Isto não significa que suas variabilidades sejam semelhantes, havendo necessidade de investigações mais aprofundadas sobre tal

observação. A área tropical do Atlântico Sul apresenta, para todas as faixas espectrais consideradas, os sinais mais baixos em relação aos demais oceanos examinados, contudo, observa-se que oscilações decenais (~ 12-16 anos) apresentam valores altos de variância de TSM. Por outro lado, a área tropical do Atlântico Norte (AN) apresenta valores altos de variância para oscilações de 8-10 anos. As áreas tropicais do Atlântico Sul e Índico não apresentam sinais significativos para oscilações de 8-11 anos. Em contrapartida, a bacia tropical do Atlântico Norte (Figura 5a) apresenta sinais mais intensos para oscilações de 6-13 anos e para oscilações de 12-16 anos, sendo também marcada por oscilações nas mesmas faixas espectrais das áreas tropicais dos outros oceanos.

Figura 5. Espectro global da variância média da TSM em áreas tropicais do (a) Atlântico Norte, (b) Atlântico Sul, (c) Pacífico Norte, (d) Pacífico Sul e (e) Índico, para o período de 1900 a 2014. A curva tracejada indica o nível de significância de 95%. Elaborado utilizando scripts originais de Torrence e Compo (1998) no software MatLab. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os resultados apresentados na Figura 5 mostram que a variabilidade do Atlântico Norte tropical é mais associada às escalas multidecadais, resultados semelhantes aos descritos por Venegas *et al.* (1997), com o uso de EOF, e aos obtidos por Cardoso e Silva Dias (2006), Kayano e Andreoli (2004a), Carton *et al.* (1996) e Wagner (1996), com o uso da técnica de ondeletas. Com a sugestão de que a variabilidade multidecadal tenha papel importante nas águas tropicais do Atlântico Sul e

Norte, é possível supor que modos de variabilidade tropicais (como é o caso do Gradiente Meridional do Atlântico Tropical) também tenham suas escalas de frequências associadas à variabilidade multidecenal, como sugere Kayano e Andreoli (2004b). Portanto, de forma geral, todas as bacias apresentam variâncias importantes associadas às baixas frequências. A partir desses resultados preliminares, a faixa espectral de 4-8 anos foi selecionada para os padrões climáticos associados na América do Sul pudessem ser identificados.

A série temporal da variância da TSM das áreas tropicais do Pacífico Sul, Pacífico Norte e Atlântico Sul, na escala espectral de 4-8 anos, apresentam variabilidades temporais similares. Por outro lado, a variância da TSM das áreas do Atlântico Norte e Índico para a mesma faixa espectral, apresenta evolução temporal bastante distinta da observada nas três outras bacias oceânicas, além de ter também valores absolutos menores. As áreas tropicais do Pacífico Sul, Pacífico Norte e Atlântico Sul apresentam máximos coincidentes próximos aos anos de 1915, 1940, 1954, 1985 e 1998 (Figura 6).

Figura 6. Variância média da TSM nas áreas oceânicas tropicais do Atlântico Norte (0-23,5 °N), Atlântico Sul (0-23,5 °S), Pacífico Norte (0-23,5 °N), Pacífico Sul (0-23,5 °S) e Índico (0-23,5 °N), para oscilações de 4 a 8 anos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

3.2. Distribuição espacial da energia de TSM

A distribuição espacial média para todo o período de 1888 a 2014 mostra que o Pacífico tropical é, globalmente, a área com maior energia associada a oscilações de 4-8 anos (Torrence e Compo, 1988; Torrence e Webster, 1999), seguido pelo Atlântico (Carton *et al.*, 1996; Wagner, 1996; Kayano and Andreoli, 2004) e pelo Índico (Saji *et al.*, 1999; Webster *et al.*, 1999; Yamagata *et al.*, 2003) - ver Figura 7. No Pacífico, a região equatorial centro-leste é a mais representativa para esta faixa de oscilações, mostrando a associação ao fenômeno ENOS (Figura 7a).

A distribuição de energia de oscilações de 4-8 anos nas áreas equatoriais dos dois hemisférios, de 5°N a 5°S, sugere certa simetria, o que é indicado também por Weng e Lau (1996) e Daubechies e Sweldens (1998). Fora da faixa equatorial, a distribuição espacial de energia de oscilações de 4-8 anos apresenta padrões mais distintos. No Pacífico Norte, há a presença um sinal ligando a região equatorial à costa oeste da América Central. A existência de sinais positivos de TSM próximos à costa da América Central já foi destacada em Latif e Barnett (1994), em estudo sobre variações decenais do Pacífico Norte subtropical. Este sinal, segundo os autores, indicaria a associação energética entre águas equatoriais e extratropicais do Pacífico. O transporte energético entre as várias faixas latitudinais do Pacífico Norte foi apresentado por Gu e Philander (1997) com uso de modelo dinâmico. Gu e Philander (1997) mostram que, próximo à longitude de 110°W, há uma possível ligação entre as águas extratropicais profundas (40-100 metros) e as águas equatoriais do Pacífico Norte (Gu e Philander, 1997, notar especialmente a figura 1 desta referência). Por outro lado, a distribuição de energia nas áreas tropicais do Pacífico Sul indica que grande parte desta energia está espalhada em latitudes mais afastadas do equador, em comparação com a distribuição nas áreas tropicais do Pacífico Norte - o que redundaria em valores médios constantemente

mais acentuados de energia de oscilações de 4-8 anos nas áreas tropicais do Pacífico Sul, tal como visto na Figura 6. Nas áreas tropicais do Atlântico, verifica-se valores mais intensos de energia de TSM associada a oscilações de 4-8 anos no setor sul, especialmente na parte central (entre 30° O e 10° O) e na costa oeste do continente africano, adjacente à Angola e à República do Congo, como visto na Figura 7b. Vários autores (Wagner, 1996; Carton *et al.*, 1994, Wagner e Silva 1994 e Carton e Huang, 1994), observaram que sinais positivos de anomalias de TSM em áreas oceânicas adjacentes ao setor centro-oeste da África estão associados à variabilidade da precipitação sobre as florestas equatoriais do Congo (que abrangem o Congo, o Gabão, a Guiné Equatorial e o sudeste de Camarões). As contribuições de Carton e Huang (1994) mostram, através de dados de TSM e vento obtidos por experimentos numéricos, que o aumento da lâmina superficial do extremo leste do Atlântico tropical, próximo à costa africana, estaria associado a processos dinâmicos da atmosfera, ligados ao enfraquecimento dos alísios de nordeste e sudeste, propiciando o deslocamento das águas superficiais mais quentes da porção oeste para a porção leste e, por consequência, o afundamento da termoclina na região do Golfo da Guiné.

Os sinais mais intensos da variância da TSM nas áreas tropicais do Atlântico Norte, para oscilações de 4-8 anos, são encontrados próximos à costa da Mauritânia e nas porções centro-leste (entre 50°O e 15°O), porém, são mais fracos que aqueles obtidos para as áreas tropicais do Atlântico Sul. Servain *et al.* (1990), comparando as anomalias tropicais da TSM que margeiam a costa oeste do continente Africano, para o período de 1911 a 1972, observaram que as anomalias positivas do Atlântico Sul eram de 3 a 7 vezes maiores que as anomalias das áreas tropicais do Atlântico Norte. Os resultados apresentados por Servain *et al.* (1990) coincidem com aqueles obtidos em vários outros estudos que se dedicaram analisar os dados anômalos de TSM da região

equatorial do Atlântico (Paltridge e Woodriiff, 1981; Jones *et al.*, 1982, 1988 e 1986; Folland *et al.*, 1984; Cayan, 1986; Angell, 1986; Oort *et al.*, 1987; Jones, 1988) - e são consistentes com os obtidos no presente estudo, ou seja, com os mesmos sinais de variância de TSM no Atlântico tropical para as oscilações 4-8 anos. O extremo leste do Atlântico tropical também tem sido investigado por diversos autores dentro da temática das mudanças climáticas. Van Loon e Williams (1976) e Höflich (1974) indicam que a TSM em áreas do Golfo da Guiné, Atlântico Sul, entre 1900 e 1972, teriam aumentado a uma taxa de $0,02^{\circ}\text{C}$ por ano, totalizando um acréscimo de quase $1,5^{\circ}\text{C}$ em todo o período analisado. Estas alterações também sugerem mudanças nos campos espectrais (ver Figura 7b), porém, este assunto está fora do escopo deste trabalho e pode ser mais bem investigada em estudos futuros dentro da temática de mudanças climáticas.

O sinal da energia associada às oscilações de 4-8 anos nas áreas tropicais do oceano Índico é relativamente baixo (Figura 7c), sendo os valores mais expressivos obtidos para o setor sul, a nordeste de Madagascar. A distribuição espacial deste sinal é similar ao padrão de anomalias de TSM associado ao Dipolo do Índico (DMI - *dipole mode index*), descrito em Saji *et al.* (1999, ver especialmente a figura 2). Contudo, não se observam sinais de variância de TSM próximos a Sumatra ($103^{\circ}54'\text{L}$ - $103^{\circ}55'\text{L}$ e $3^{\circ}19'\text{N}$ - $3^{\circ}32'\text{S}$), outra região de sinais associada à composição do DMI.

Figura 7. Variância média da energia absoluta das TSM para a frequência de 4-8 anos, entre 1888 e 2014, nas áreas tropicais do (a) Pacífico, (b) Atlântico e (c) Índico. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A evolução temporal da variância de TSM para oscilações de 4-8 anos, com variação na direção longitudinal entre 150°L e 70°O, indica que as faixas tropicais norte e sul do Pacífico, são as que retêm a maior parte da energia global (Figuras 9 a,c), como também indicado pelos valores médios nas Figuras 6 e 7. A Figura 9 permite, adicionalmente, identificar as variações longitudinais associadas às oscilações de 4-8

anos. As áreas tropicais do Atlântico Norte e Sul (Figuras 9 b,d) apresentam valores de energia menores que as do Pacífico, para oscilações de 4-8 anos, embora sejam maiores que os valores apresentados para o Índico (Figura 9e), na média, assim como já visto nos valores médios das Figuras 6 e 7. A variação longitudinal dos dados de energia, o que é possível perceber a partir da Figura 9, apresenta padrões distintos para as áreas tropicais do Pacífico Norte e Sul. Enquanto os maiores valores de energia na área tropical do Pacífico Norte concentram-se na parte central do domínio, entre 160°W e 110°W, os valores mais acentuados no Pacífico Sul aparecem deslocados para o setor centro-leste da bacia, com os máximos ocorrendo junto à costa oeste da América do Sul.

Adicionalmente, observa-se que a área tropical do Pacífico Sul apresenta valores mais intensos (atingindo valores de até 0,17°C²) que a área tropical do Pacífico Norte (atingindo valores de até 0,10°C²). De forma geral, as áreas tropicais do Pacífico Sul e Norte apresentam três grandes picos, assim como ilustrado na Figura 6, tendo os valores máximos ocorrendo em 1910-1920, 1952-1956 e 1998-2002 (entre 0.17-0.13°C²). É possível também observar os valores máximos secundários que ocorrem antes dos máximos mais intensos, principalmente na área tropical do Pacífico Norte, nos períodos 1917-1920, 1953-1956 e 1999-2001. Nota-se ainda o aumento gradativo, no decorrer da série temporal, da energia associada às oscilações de 4-8 anos no setor leste do Pacífico Norte, adjacente à costa da América do Norte e Central. A área tropical do Pacífico Sul também indica aumento da energia de oscilações de 4-8 anos das águas superficiais contíguas à costa oeste da América do Sul ao longo da série temporal considerada. Entre 1965 e o final da década de 1970, é possível notar o enfraquecimento dos valores da energia associada às oscilações de 4-8 anos nas áreas tropicais do Pacífico. Este enfraquecimento pode estar associado à mudança no padrão de TSM do Pacífico, com os resultados obtidos na literatura reforçando estas observações. Setoh *et al.* (1999) e

An e Wang (2000) observaram que entre o fim da década de 1960 e início da década de 1970 teriam ocorrido mudanças na assinatura espectral dos ENOS. Latif e Barnett (1994) indicaram que grandes oscilações de TSM na bacia do Pacífico Norte estariam associadas a mudanças de fase dos modos de variabilidade decenal, definidos em Mantua e Hare (2002) como a PDO.

Na Figura 9, a linha azul que corta longitudinalmente os gráficos indica o ano de 1948, ano a partir do qual existem dados da Reanálise I e II do NCEP-NCAR, usados nas seções 3.4 e 4 para a análise dos padrões climáticos associados às fases positivas e negativas das oscilações de 4-8 anos. Entre 1880 e 1900, início da série temporal considerada, o sinal das oscilações de 4-8 anos é relativamente baixo, se comparado ao restante da série, tanto para o Pacífico Norte como para o Pacífico Sul. A menor intensidade de energia das oscilações de 4-8 anos pode estar associada tanto à qualidade dos dados (Kaplan *et al.* (1998) evidenciam maiores erros no início da série temporal de TSM) quanto à variabilidade natural da energia associada a esta faixa espectral. Verificando as séries temporais da variância de TSM para cada uma das bacias oceânicas dentro das faixas espectrais de 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos e 4-8 anos (Figura 8), encontramos sinais mais intensos de variância no início das séries temporais para a faixa de 2-4 anos, para as bacias do Pacífico Norte, Sul e para o Atlântico Sul. Esta observação indica que os baixos sinais associados à escala de 4-8 anos pode não ser apenas um problema de erro na série, mas efeito da própria variabilidade da TSM.

Figura 8. Variância absoluta de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para as bacias tropicais do (a) Pacífico Norte e (b) Sul, do (c) Atlântico Sul e (d) Norte e do (e) Índico, para as faixas espectrais de 1-12 meses (linha contínua preta), 1-2 anos (linha contínua vermelha), 2-4 anos (linha pontilhada preta) e 4-8 anos (linha contínua azul). Elaborado por: Carlos Batista Silva.

As áreas tropicais do Atlântico Sul, assim como as do Atlântico Norte, apresentam, para oscilações de 4-8 anos, valores de energia mais baixos que as áreas do Pacífico (Figuras 9 b,d). Na área tropical do Atlântico Norte, a oscilação de 4-8 anos apresenta valores máximos em 1880-1890, 1920-1940 e 1980-2014, sendo estes períodos distintos dos observados para o Pacífico Norte e Sul. Desta forma, conclui-se que o setor tropical do Atlântico Norte apresenta mais energia para oscilações mais lentas que as áreas tropicais do Pacífico (norte e sul), considerando-se a faixa espectral de 4-8 anos. Diferente do Atlântico Norte, o setor tropical do Atlântico Sul apresenta energia das oscilações de 4-8 anos temporalmente não coincidente com a energia das áreas tropicais do Pacífico Norte e Pacífico Sul. Isto é observado quando analisados os valores de variância do Atlântico Sul entre 1880-1900 e 1960-1980 e comparados com os encontrados nas bacias do Pacífico (Figura 6). Tanto nas áreas tropicais do Atlântico Norte, como do Sul, os valores máximos ocorrem preferencialmente no centro-leste do domínio, sugerindo uma associação com o padrão médio de circulação das águas superficiais - em que há, em geral, maior concentração de águas frias no setor leste e de águas mais quentes no setor oeste das bacias oceânicas. A área tropical do Índico (Figura 9e) apresenta os valores mais baixos de energia associada às oscilações de 4-8 anos, em relação às demais bacias oceânicas.

Figura 9. Evolução temporal, entre 1888 e 2014, da energia absoluta média da TSM nas latitudes tropicais (0 a 23,5 °N e S) do (a) Pacífico Norte, (b) Atlântico Norte, (c) do Pacífico Sul, (d) do Atlântico Sul e (e) do Índico, para oscilações de 4-8 anos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

3.3 Padrões climáticos sobre América do Sul durante fases distintas da variância de TSM para oscilações de 4-8 anos

Padrões distintos da variabilidade climática da TSM são capazes de modular o clima de regiões locais e remotas através da modificação do padrão de balanço de calor na interface oceano-atmosfera (Walker, 1924; Bjerknes, 1969; Hoskins e Karoly, 1981;

Kousky *et al.*, 1984; Aceituno, 1988; Ropelewski e Halpert, 1989; Karoly, 1989; Uvo *et al.*, 1998; Rao e Hada, 1990; Coelho *et al.*, 2002; Saji *et al.*, 2005; Drumond e Ambrizzi, 2005; Müller e Ambrizzi, 2007; Drumond e Ambrizzi, 2008 e Taschetto e Ambrizzi, 2012).

As mudanças quase-periódicas no sinal da variância da TSM das oscilações de 4-8 anos, em áreas tropicais das bacias do Atlântico e Pacífico, indicadas na Figura 9, estão associadas a oscilações de baixíssima frequência. Nesta seção é investigada a significância de padrões climáticos sobre a América do Sul, associados às oscilações de 4-8 anos, observadas para as áreas tropicais do Pacífico. Latif e Barnett (1994), Gershunov e Barnett (1998) são referências que exemplificam as alterações nos campos atmosféricos associadas às oscilações da TSM do Pacífico Norte na escala interdecadal. A média das anomalias da variância de TSM das bacias tropicais do Pacífico, para a faixa de frequências de 4-8 anos, indica a existência de quatro fases distintas na série de 1948 a 2014: duas com sinais positivos (jan/1948-dez/1960 e jan/1982-dez/2003), e duas com sinais negativos (jan/1961-dez/1981 e jan/2004-dez/2014), como indicado na Figura 10.

Figura 10. Anomalia média da variância de TSM para faixa espectral de 4-8 anos, nas áreas tropicais do Oceano Pacífico, entre 1948 e 2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A anomalia da circulação atmosférica em baixos níveis (850 hPa), sobre a América do Sul (Figura 11), indica a ocorrência de padrões aparentemente contrários durante as fases opostas da energia de TSM para oscilações de 4-8 anos. Durante as fases negativas da variância de 4-8 anos, a anomalia da circulação sobre a América do Sul é anticiclônica (Figuras 11 b,d), ao passo que durante as fases positivas há indicação de anomalia ciclônica (Figuras 11 a,c). A baixa frequência foi obtida com a aplicação do filtro de Lanczos (Duchon, 1979).

Apesar do sentido da anomalia da circulação sobre a América do Sul ser o mesmo para os subperíodos com anomalias positivas da variância das TSM, a posição do centro da anomalia é distinta. No primeiro subperíodo, entre 1948 e 1960, o centro do giro ciclônico está posicionado sobre a região centro-oeste da América do Sul (Figura 11a), enquanto que no segundo subperíodo, entre 1982 e 2003, o centro do giro ciclônico está posicionado na faixa centro-leste da América do Sul (Figura 11c). Nos subperíodos caracterizados pela fase negativa de oscilação da variância das TSM tropicais, para oscilações de 4-8 anos, é possível verificar anomalia anticiclônica da circulação em baixos níveis para quase toda a parte leste da América do Sul (Figuras 11 b,d). Na literatura, Mo e Noguès-Paegle (2001), Silva *et al.* (2016) e Silva e Silva (2016) mostraram que períodos associados a anomalias ciclônicas e anticiclônicas da circulação atmosférica sobre a América do Sul estariam associados a padrões mais secos e úmidos, respectivamente, no sudeste do continente. As contribuições de Silva *et al.* (2016) e Silva e Silva (2016) associam os períodos com anomalias ciclônicas e anticiclônicas da circulação sobre a América do Sul respectivamente a fases positivas e negativas da PDO no período de 1970 a 2003, chegando à conclusão de que a PDO deve exercer influência significativa no clima da América do Sul na escala decadal.

Figura 11. (a) Anomalia de vento (u,v) em 850 hPa (NCEP) para os períodos de (a) 1948-1960; (b) 1961-1981; (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014. Os dados foram suavizados com Lanczos e representam oscilações de baixa frequência. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

As anomalias de precipitação do GPCC sobre a América do Sul foram associadas às oscilações de variância da TSM nas áreas tropicais das bacias do Pacífico. A Figura 12 evidencia os padrões de anomalias de precipitação sobre a América do Sul para os mesmos subperíodos indicados nas Figuras 10 e 11. Durante as fases positivas da variância de TSM nas áreas tropicais do Pacífico relativas às oscilações de 4-8 anos (períodos a e c, na Figura 10), a anomalia média de precipitação filtrada sobre a região nordeste da América do Sul, denominada área A1 na Figura 12, é negativa, enquanto que sobre o centro-sul do continente, na área denominada A2, ela é positiva (Figuras 12 a,c). Durante as fases negativas da variância de energia de TSM (Figuras 12 b,d),

observa-se o padrão aproximadamente inverso, com anomalia média positiva de precipitação sobre o nordeste da América do Sul, área A1, e anomalia média negativa de precipitação na região centro-sul, área A2. Apesar da região Amazônica estar associada a fortes anomalias de precipitação nas fases (a), (b) e (d), não apresenta um padrão inverso de anomalias entre as fases positivas e negativas da variância de TSM associadas às áreas tropicais do Pacífico, como apresenta o setor leste da América do Sul. Isso sugere que os processos físicos entre a TSM do Pacífico equatorial (em especial a variabilidade de 4-8 anos) e a precipitação da região Amzônica são menos lineares, necessitando de estudos mais aprofundados.

Figura 12. Anomalia média de precipitação do GPCP (baixa frequência filtrada com Lanczos) para os períodos (a) 1948-1960, (b) 1961-1981, (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014. Áreas com valores significativos (nível de 95%, teste *T-Student*) da anomalia média de precipitação ocorrem no interior das áreas delimitadas por isolinhas pretas. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

A evolução temporal da anomalia média da precipitação nas áreas A1 e A2 indica a inversão do sinal da precipitação em cada uma das fases positivas e negativas da variância da TSM para oscilações de 4-8 anos, como visto na Figura 13. Nas fases I e III, a anomalia da precipitação na área A1 (nordeste) é, em média, positiva, enquanto a anomalia da precipitação na área A2 (sudeste) é negativa. Nas fases II e IV, os sinais de precipitação se invertem. O sinal observado em cada fase fornece significância estatística ao valor médio indicado pela média espacial na Figura 12.

Figura 13. Anomalia média da variância de TSM ($\times 1000 \text{ }^{\circ}\text{C}^2$) (linha preta), anomalia de precipitação (mm) nas áreas A1 (nordeste) (curva azul) e A2 (sudeste) (curva laranja), suavizada por polinômio de grau 6. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Para melhor compreender os processos físicos associados à média das anomalias de precipitação (Figura 12), obtida em cada subperíodo definido pelas oscilações positivas e negativas de variância de TSM de 4-8 anos, nas áreas tropicais do Oceano Pacífico, os campos médios da velocidade vertical em 500 e 250 hPa, para as reanálises do NCEP-NCAR e JRA55, foram examinados. Estes dados também foram suavizados pelo filtro de Lanczos para separar as baixas frequências.

De forma geral, a anomalia média de ômega (baixa frequência), em 500 hPa, sobre o nordeste da América do Sul (área A1) é positiva durante o subperíodo I, favorecendo a anomalia negativa de precipitação através de movimentos atmosféricos subsidentes mais frequentes ou mais intensos. Este aspecto é notado tanto nos dados da Reanálise I do NCEP-NCAR quanto nos dados do JRA55, como também indicam as séries temporais na Figura 15. Por outro lado, a região sudeste da América do Sul, que coincide parcialmente com a área A2, apresenta anomalias negativas de ômega em 500 hPa, para os dois conjuntos de dados. Assim, tanto sobre o nordeste como sobre o sudeste da América do Sul, as anomalias do movimento vertical durante o subperíodo I favorecem as anomalias de precipitação do GPCC, indicadas na Figura 12.

Durante o subperíodo II, a anomalia média de ômega em 500 hPa sobre o nordeste da América do Sul (área A1), obtida a partir dos dados do JRA55 (Figura 14c), é negativa, enquanto a anomalia média de ômega obtida com os dados da Reanálise I do NCEP-NCAR é positiva (Figura 14d), indicando uma discordância do sinal de ômega entre os dois conjuntos de dados. Os dados de ômega em 500 hPa, do JRA55, favorecem a ascensão do ar na área A1 (nordeste) e a subsidência na área A2 (sudeste), contribuindo para as anomalias de precipitação observadas na Figura 12, no subperíodo II. Em contrapartida, os dados oriundos da Reanálise I do NCEP-NCAR favorecem o padrão oposto ao obtido com os dados de precipitação do GPCC neste subperíodo II, tanto no nordeste quanto no sudeste da América do Sul. No subperíodo III, a anomalia de precipitação sobre o nordeste é negativa, enquanto a anomalia sobre o sudeste da América do Sul é positiva (Figura 12c). Assim, os dados de ômega em 500 hPa obtidos a partir do conjunto do JRA55 (Figura 14f) concordam melhor com as anomalias de precipitação do GPCC (Figura 12c) que os obtidos a partir da Reanálise I do NCEP-NCAR (Figura 14e). O padrão de anomalias de ômega em 500 hPa, obtido a partir da

Reanálise I do NCEP-NCAR, apresenta valores negativos no nordeste e positivos no sudeste, contrastando fortemente com as anomalias obtidas para a precipitação no subperíodo III. No subperíodo IV, fase negativa da variância de TSM no Pacífico tropical, os campos médios de ω em 500 hPa, obtidos com os dados da Reanálise I do NCEP-NCAR e do JRA55 (Figuras 14 g,h), apresentam padrões relativamente semelhantes entre si, com valores positivos no sul e nordeste da América do Sul e negativos na região centro-leste. Apesar de não constituir um padrão oposto ao observado para as fases positivas (I e III) em relação às áreas A1 e A2 definidas neste estudo, o valor médio de ω em 500 hPa obtido pelo JRA55 reflete condições que favorecem mais movimento ascendente na área A1 (nordeste) e mais movimento subsidente na área A2 (sudeste) (Tabela 1), corroborando a anomalia média de precipitação observada nos dados do GPCC (Figura 12d).

Tabela 1 Anomalia média da velocidade vertical (ω) em 500 hPa e precipitação nas áreas A1 e A2 indicadas na Figura 9

subperíodos	NCEP(A1)	JRA(A1)	PCP(A1)	NCEP(A2)	JRA(A2)	PCP(A2)
I	5.3×10^{-3}	3.8×10^{-3}	-	-2.4×10^{-3}	-3.3×10^{-3}	+
III	9.4×10^{-4}	-2.7×10^{-4}	-	3.3×10^{-4}	-1.6×10^{-4}	+
II	-5.2×10^{-4}	-8.3×10^{-4}	+	1.3×10^{-4}	1.4×10^{-3}	-
IV	1.0×10^{-2}	-1.1×10^{-3}	+	-7.5×10^{-3}	2.2×10^{-3}	-

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Figura 14. Anomalia média da velocidade vertical (ω , Pa s^{-1}), em 500 hPa, para os períodos (a,b) 1948-1960, (c,d) 1961-1981, (e,f) 1981-2002 e (g,h) 2003-2014, para dados da Reanálise I do NCEP-NCAR (coluna à direita) e JRA55 (coluna à esquerda). As áreas delimitadas por curvas azuis apresentam significância estatística superior a 90% (teste *T-Student*). A baixa frequência foi filtrada com Lanczos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Figura 15. (a) Anomalia de variância de TSM (°C²) (linha preta). Linhas azuis (laranjas): anomalia de velocidade vertical em 500 hPa (Pa s⁻¹) da área A1 (área A2) ajustada com o uso do polinômio de grau 6. Base de dados NCEP-NCAR. (b) idem a (a) para a base de dados do JRA55. Dados filtrados (baixa frequência) com Lanczos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

De maneira geral, considerando as quatro fases da variância de TSM no Pacífico tropical (Figura 10), a anomalia média do movimento vertical (ômega) em 250 hPa, obtida nos dados do JRA55, concorda melhor com as anomalias de precipitação do GPCC nas áreas nordeste (área A1) e sudeste (área A2) da América do Sul que os dados

da Reanálise I do NCEP-NCAR (Figura 16). Em média, a anomalia de ômega em 250 hPa, do JRA55, nos subperíodos I e III, é positiva no nordeste da América do Sul (área A1) e negativa no sudeste (área A2) - Tabela 2. Este padrão de movimento vertical em 250 hPa contribui para mais movimento subsidente do ar sobre o nordeste (área A1) e mais movimento ascendente sobre o sudeste, levando a anomalias negativas de precipitação no nordeste e positivas no sudeste, tal como indicado nos dados do GPCC (Figuras 12 a,c). Nos subperíodos II e IV, os padrões de movimento vertical do JRA55 e precipitação do GPCC se invertem. A região nordeste da América do Sul apresenta anomalia negativa de ômega em 250 hPa e a região sudeste, anomalia positiva de ômega (Tabela 2). Assim, nos períodos II e IV, mais movimento ascendente na região nordeste está associado a anomalias positivas de precipitação e mais movimento descendente na região sudeste, a anomalias negativas de precipitação - explicando as anomalias de precipitação obtidas nestas áreas (Figuras 12 b,d). Os padrões espaciais de anomalias de ômega em 250 hPa, obtidos a partir dos dados da Reanálise I do NCEP-NCAR, não explicam as anomalias de precipitação tão bem como os padrões de ômega obtidos com os dados do JRA55 (Figura 16). No caso do sudeste da América do Sul, área A2, os dados da Reanálise I do NCEP-NCAR de ômega em 250 hPa contribuem para explicar as anomalias de precipitação nos subperíodos I, II e IV. No nordeste, área A1, os dados da Reanálise I colaboram para a explicação das anomalias da precipitação apenas nos subperíodos I e II (Tabela 2). Desse modo, tal como o obtido para o nível de 500 hPa, os resultados para 250 hPa sugerem que os dados de movimento vertical do conjunto da reanálise do JRA55 explicam melhor a variabilidade climática sobre o setor leste da América do Sul, na escala de tempo associada às oscilações de TSM de 4-8 anos. Estes resultados também podem ser vistos dentro das séries das anomalias de ômega apresentados nos gráficos da Figura 17.

Figura 16. Anomalia média da velocidade vertical (ω , Pa s⁻¹), em 250 hPa, para os períodos (a,b) 1948-1960, (c,d) 1961-1981, (e,f) 1981-2002 e (g,h) 2003-2014, para dados da Reanálise I do NCEP-NCAR (coluna à direita) e JRA55 (coluna à esquerda). As áreas delimitadas por curvas azuis apresentam significância estatística superior a 90% (teste *T-Student*). A baixa frequência foi filtrada com Lanczos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Tabela 2 Anomalia média da velocidade vertical (ômega) em 250 hPa e precipitação nas áreas A1 e A2 indicadas na Figura 9

subperíodo	NCEP (A1)	JRA (A1)	PCP(A1)	NCEP (A2)	JRA (A2)	PCP(A2)
I	7.3×10^{-3}	2.0×10^{-3}	-	-3.8×10^{-3}	-9.3×10^{-4}	+
III	-1.0×10^{-2}	1.0×10^{-5}	-	2.3×10^{-4}	-1.1×10^{-3}	+
II	-1.4×10^{-3}	-3.1×10^{-4}	+	5.7×10^{-4}	5.7×10^{-4}	+
IV	1.3×10^{-2}	-5.8×10^{-4}	+	1.5×10^{-3}	1.2×10^{-3}	-

Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Figura 17. (a) Anomalia de variância de TSM (°C²) (linha preta). Linhas azuis (laranjas): anomalia de velocidade vertical em 250 hPa (Pa s⁻¹) da área A1 (área A2), ajustada com o uso do polinômio de grau 6. Base de dados NCEP-NCAR. (b) idem de (a) para a base de dados do JRA55. Dados filtrados (baixa frequência) com Lanczos. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

4. Propagação de ondas de baixa frequência entre o oceano Pacífico e a América do Sul

A fim de melhor compreender fisicamente os padrões de circulação atmosférica que permitiram observar as anomalias de precipitação nos quatro subperíodos considerados para a variância de TSM na escala de 4-8 anos (Figura 12), mapas médios de velocidade vertical foram traçados para o domínio da América do Sul, tal como apresentado na seção anterior. Nesta seção, verificamos o padrão médio da função de corrente em 200 hPa, para dados da Reanálise I do NCEP-NCAR, em cada subperíodo, através da aplicação da análise de EOF aos dados função de corrente.

A anomalia média da variância da TSM global para a faixa de 4-8 anos referente ao primeiro (jan/1948-dez/1960, Figura 18a) e ao terceiro (jan/1982-dez/2003, Figura 18e) subperíodos é marcada por sinais positivos na região equatorial do Pacífico, com padrão espacial semelhante ao observado durante eventos de El Niño (McPhaden, 2002). Os subperíodos II (jan/1961-dez/1981) e IV (jan/2004-dez/2014), marcados por valores médios globais negativos de variância de TSM para a faixa de 4-8 anos, estão associados ao padrão oposto (Figuras 18 b,d). Áreas subtropicais e extratropicais, em especial no Pacífico Norte, com valores positivos e negativos da anomalia da variância de TSM, nas fases positivas e negativas das oscilações de 4-8 anos, respectivamente, juntamente às anomalias equatoriais do Pacífico, assemelham-se aos padrões associados à variabilidade da PDO (Mantua *et al.*, 1997). A evolução temporal da variância de TSM das áreas tropicais do Pacífico, na escala de 4-8 anos, assemelha-se à variabilidade da PDO nos três últimos subperíodos da série temporal considerada, 1948-2014, embora o primeiro subperíodo mostre sinais em sentidos opostos, como indicado na Figura 19. A correlação linear entre as duas variáveis, para toda a série temporal, é de aproximadamente 0,3 e, para o período entre 1961-2014, ou seja, período em que os sinais das duas séries temporais são mais concordantes, as correlações estariam

próximas a 0.6. Mantua et al (1997) define a PDO como “um padrão de El Niño de longa duração na variabilidade do clima no Pacífico”, evidenciando a ligação entre eventos ENOS e as anomalias de TSM das regiões subtropicais do Pacífico Norte. Associações físicas entre PDO e ENOS são também encontradas em Schneider e Cornuelle (2005).

Figura 18. (a) Média das anomalias de variância de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) para a faixa espectral de 4 a 8 anos, registrada nos períodos (a) 1948-1960, (b) 1961 a 1981, (c) 1981-2002 e (d) 2003-2014. Média das anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) nos períodos (e) 1948-1960, (f) 1961 a 1981, (g) 1981-2002 e (h) 2003-2014. Os dados referentes à anomalia de TSM (coluna à direita) representam dados filtrados com Lanczos (baixa frequência). No cálculo de anomalia de TSM, foi considerado o período 1948-2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Os padrões espaciais da anomalia da TSM global, filtrada com Lanczos, para os mesmos subperíodos da variância da TSM (Figuras 18 b,d,f,h) evidenciam que, durante os subperíodos de 1948-1960 e 1981-2001, as anomalias médias de TSM da região equatorial do Pacífico eram mais positivas, coincidindo com os sinais de variância de TSM para a frequência de 4-8 anos, para os mesmos subperíodos. Para os subperíodos de 1961-1980 e 2002-2014, verificam-se anomalias negativas de TSM na região equatorial do Pacífico, concordando com os sinais de variância de TSM e a configuração espacial do padrão *horseshoes* (Trenberth e Stepaniak, 2001) nas áreas subtropicais do Pacífico Norte e Sul. Paralelamente a estes resultados, a Figura 18 permite ainda comparar os resultados médios dos sinais da variância e das anomalias da TSM, indicando a importância da análise espectral em estudos de sinal com características não-estacionárias na identificação de fenômenos de variabilidade climática dos oceanos, como ENOS e fases da PDO. Na escala global, a variabilidade espacial da variância de TSM na bacia do Atlântico não é evidente, podendo ser considerada em estudos futuros. Por outro lado, as anomalias de TSM no Índico subtropical apresentam-se polarizadas com sinais positivos (negativos) para o primeiro e terceiro (segundo e quarto) subperíodos de oscilação verificados na Figura 10. Estes sinais do Índico também parecem estar associados a oscilações multidecadais.

Figura 19. Variância média de TSM ($^{\circ}\text{C}^2$) no Pacífico tropical para oscilações de 4-8 anos (curva tracejada) e índice PDO mensal suavizado com média móvel de 12 tempos (curva cinza), entre 1948 e 2014. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

As possíveis ligações dos padrões da variância das TSM para as faixas de 4-8 anos aos fenômenos de baixíssima frequência dos ENOS e da PDO auxiliam na compreensão dos sinais de precipitação verificados na Figura 12. Os quatro subperíodos de precipitação indicados na Figura 12 mostram-se sempre polarizados entre as regiões centro-sul e nordeste da América do Sul, indicadas respectivamente como área A1 e área A2. Apesar de serem sinais verificados a partir da identificação das fases de variância das TSM para a faixa espectral entre 4 a 8 anos (Figura 10), pode-se dizer que são bastante semelhantes aos padrões do primeiro modo de variabilidade interanual de precipitação sobre América do Sul conectados aos eventos de ENOS, descritos em Grimm e Ambrizzi (2009). Os resultados de Grimm e Ambrizzi (2009) reforçam a associação dos padrões de precipitação da América do Sul (Figura 12) ligados a modos de variabilidade climática de baixa e baixíssima frequência, ou a variância das TSM para oscilações mais lentas, como mostrado na Figura 10.

A análise de EOF, aplicada aos dados de função de corrente em 200 hPa ($\text{EOF}_{fc}^{200\text{hPa}}$, indicado na Figura 20), mostra que o 4º modo, com variância explicada

igual a 5,2%, é mais coerente com as explicações físicas para as anomalias de precipitação e velocidade vertical sobre a América do Sul considerados nas Figuras 12, 14 e 16. A série temporal dos coeficientes de expansão (Figura 20b) sugere sinais com variabilidade multidecadal, o que permite dividir a série em quatro subperíodos: 1948-1960, 1961-1981, 1982-2002 e 2003-2014, sendo o 1º e o 3º com sinais positivos, e o 2º e o 4º com sinais negativos. Esta oscilação temporal entre sinais positivos e negativos assemelha-se à oscilação da anomalia de variância de TSM das bacias do Pacífico indicada na Figura 10.

O padrão espacial do 4º modo de $\text{EOF}_{fc}^{200\text{hPa}}$ (Figura 20a) mostra o desenvolvimento de um trem de ondas com sinais mais intensos estendendo-se da Austrália até o continente sulamericano. Este padrão de onda é semelhante ao 3º modo de EOF, aplicada à função de corrente em 200 hPa, usado para descrever o padrão PSA1 (*Pacific-South Atlantic*), que explica 5,1% de variância original dos dados, como apresentado por Mo e Higgins (1998). Sobre o continente sulamericano, o 4º modo de EOF (Figura 20a) apresenta sinais invertidos entre áreas do centro-sul e nordeste. Embora o padrão espacial de propagação de ondas de baixa frequência apresente maior intensidade para ondas localizadas sobre a Austrália e Pacífico Sul, observa-se outros centros de ação sobre o Pacífico Equatorial neste 4º modo de EOF (Figura 20a) - o que indica que forçantes localizadas em áreas equatoriais também influenciam as condições climáticas da América do Sul.

Os subperíodos I (1948-1960) e III (1982-2002) marcados, em média, por sinais positivos de coeficiente de expansão temporal (Figura 20b), apresentam valores negativos e positivos da anomalia de função de corrente em 200 hPa, respectivamente, nas regiões centro-sul e nordeste da América do Sul. Os subperíodos II (1961-1981) e IV (2004-2014) marcados, em média, por sinais negativos do coeficiente de expansão,

apresentam o padrão inverso ao obtido para os subperíodos I e III, com anomalias positivas e negativas da função de corrente em 200 hPa, no centro-sul e nordeste da América do Sul. Anomalias positivas da função de corrente em 200 hPa estão associadas a condições climáticas mais úmidas, enquanto anomalias negativas estão associadas a condições climáticas mais secas, considerando uma estrutura vertical da atmosfera mais baroclínica. Verificando as Figuras 20 e 21, é possível perceber que os campos espaciais de EOF aplicada à função de corrente em 200 e 850 hPa, respectivamente, apresentam sinais inversos nas regiões centro-sul e nordeste da América do Sul, sugerindo que a atmosfera apresenta condições mais baroclínicas para oscilações de TSM de 4-8 anos (Figura 10) na região tropical do Pacífico.

Partindo da consideração de maior baroclinicidade atmosférica a região centro-sul da América do Sul, durante os subperíodos I e III, seria mais favorecida por condições climáticas mais úmidas, enquanto a região nordeste, por condições climáticas mais secas. Durante os subperíodos II e IV, as condições climáticas mais favorecidas pela dinâmica atmosférica de baixa frequência seriam invertidas com relação ao observado nos subperíodos I e III. A interpretação das condições climáticas definidas pela propagação de ondas de baixa frequência obtidas a partir da oscilação do 4º modo de EOF, aplicada à função de corrente em 200 hPa, contribuem para a definição das anomalias de precipitação observadas no setor leste da América do Sul nas quatro fases da oscilação de 4-8 anos (Figura 12). Desta forma, consideram-se aqui associações entre a variabilidade da TSM de 4-8 anos (baixa frequência), nas áreas tropicais do Pacífico, e a variabilidade da precipitação no setor leste da América do Sul, através da propagação de ondas de Rossby pelo Pacífico Sul.

Figura 20. (a) Padrão espacial relativo ao 4º modo de EOF, aplicada aos dados de função de corrente em 200 hPa (EOF_{fc}^{200hPa}), para dados mensais da Reanálise I do NCEP-NCAR, entre 1948 e 2014. (b) Coeficiente de expansão temporal associado ao 4º modo de EOF. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Figura 21. (a) Idem da Figura 20a em 850 hPa ($\text{EOF}_{f_c}^{850\text{hPa}}$), (b) Idem da Figura 20b. Elaborado por: Carlos Batista Silva.

Tendo por base os resultados obtidos a partir das análises de EOF, aplicada à função de corrente em 200 hPa, e nos padrões de propagação de ondas de baixa frequência entre o Pacífico Sul e a América do Sul, obtidos a partir de modelagem numérica, apresentados por Mo e Higgins (1998) e Hoskins e Ambrizzi (1993), entre outros, sugere-se que a variabilidade multidecadal dos padrões de precipitação e circulação atmosférica sobre a América do Sul, como apresentados nesta seção, podem ser explicados parcialmente por processos de teleconexões entre a bacia do Pacífico e a América do Sul.

5. Considerações finais

Os resultados obtidos a partir da interpretação da oscilação da variância de TSM nas áreas tropicais do Pacífico para oscilações de 4-8 anos, entre 1948 e 2014, indicam que as fases positivas e negativas desta oscilação podem explicar parcialmente a variabilidade da precipitação na América do Sul em escala multidecadal.

As anomalias médias de variáveis atmosférica (velocidade vertical e circulação horizontal) permitiram explicar, ao menos em parte, a variabilidade multidecadal da precipitação no setor leste da América do Sul. Estes resultados foram obtidos para quatro subperíodos entre 1948 e 2014 (1948-1960, 1961-1981, 1982-2003 e 2004-2014), definidos a partir da análise espectral da TSM observada em áreas tropicais, para oscilações de 4 a 8 anos.

A variância média das TSM nas bacias tropicais para oscilações de 4-8 anos, entre 1948 e 2014, apresenta quatro fases decadais: duas com sinais positivos (1948-1960 e 1982-2003) e duas com sinais negativos (1961-1981 e 2004-2014). No primeiro e terceiro subperíodos, caracterizados por fases positivas da oscilação de 4-8 anos, são observadas anomalias ciclônicas da circulação sobre a região central da América do Sul, chuvas acima da média sobre o sudeste do continente e abaixo da média sobre a região nordeste. Por outro lado, no segundo e quarto subperíodos, caracterizados por fases negativas da oscilação, são observadas anomalias anticiclônicas sobre o centro da América do Sul e padrões de precipitação invertidos em relação ao observado para as fases positivas - ou seja, precipitação abaixo da média na região nordeste e acima da média na região sudeste. Os campos de velocidade vertical em 250 hPa e 500 hPa contribuem para explicar as anomalias de precipitação verificadas nas fases positivas e negativas da oscilação de 4-8 anos. Os dados de velocidade vertical em 500 hPa e 250 hPa da reanálise do JRA-55, em relação à Reanálise I do NCEP-NCAR, explicam melhor as anomalias de precipitação.

O 4º modo da EOF aplicada aos dados de função de corrente em 200 e 850 hPa permite identificar dois pontos relevantes sobre a variabilidade climática na escala multidecadal: (i) para as quatro fases da oscilação da variância da TSM da região tropical do Pacífico, a atmosfera apresenta uma característica de maior baroclinia e, (ii) é possível verificar a presença de trens de onda para a escala de baixa frequência (ondas de Rossby) entre regiões do Pacífico Sul e a América do Sul, o que configura um padrão de teleconexões. Este padrão de circulação atmosférica associado à propagação de ondas de Rossby contribui para explicar o sinal multidecadal da precipitação sobre as regiões nordeste e sudeste da América do Sul.

6. Referências

- ACEITUNO, Patricio. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.
- AN, Soon-Il; WANG, Bin. Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. **Journal of Climate**, v. 13, n. 12, p. 2044-2055, 2000.
- ANGELL, J. Y. Annual and seasonal global temperature changes in the troposphere and low stratosphere, 1960–85. **Monthly weather review**, v. 114, n. 10, p. 1922-1930, 1986.
- ANDREOLI, Rita Valéria; KAYANO, Mary Toshie. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C5, 2004.
- BIONDI, Franco; GERSHUNOV, Alexander; CAYAN, Daniel R. North Pacific decadal climate variability since 1661. **Journal of Climate**, v. 14, n. 1, p. 5-10, 2001.
- BJERKNES, Jf. Atlantic air-sea interaction. **Advances in geophysics**, v. 10, p. 1-82, 1964.
- BOTTOMLEY, M., FOLLAND, C. K., HSIUNG, J., NEWELL, R. E., & PARKER, D. E. Global ocean surface temperature atlas (GOSTA). **Meteorological Office, Bracknell, UK**, 1990.
- CARDOSO, A. O.; DIAS, PL Silva. The relationship between ENSO and Paraná River flow. **Advances in Geosciences**, v. 6, p. 189-193, 2006.

CANE, M. A., AND S. E. ZEBIAK. A theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228, 1084–1087, 1985.

CARTON, James A.; HUANG, Bohua. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 5, p. 888-903, 1994.

CAYAN, Daniel R. **North Atlantic seasonal sea surface temperature anomalies and associated statistics, 1949-1985**. Climate Research Group, Scripps Institute of Oceanography, University of California, San Diego, 1986.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and applied climatology**, v. 71, n. 3, p. 185-197, 2002.

DAUBECHIES, Ingrid; SWELDENS, Wim. Factoring wavelet transforms into lifting steps. **Journal of Fourier analysis and applications**, v. 4, n. 3, p. 247-269, 1998.

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. *Climate Dynamics*, 24(7-8), p. 781-791, 2005.

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. *Theoretical and applied climatology*, 94(3), p. 125-137, 2008.

DUCHON, Claude E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 8, p. 1016-1022, 1979.

FARGE, Marie. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual review of fluid mechanics**, v. 24, n. 1, p. 395-458, 1992.

FENG, Juan; WANG, Lin; CHEN, Wen. How does the East Asian summer monsoon behave in the decaying phase of El Niño during different PDO phases?. **Journal of Climate**, v. 27, n. 7, p. 2682-2698, 2014.

FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E.; KATES, F. E. Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. **Nature**, v. 310, n. 5979, p. 670-673, 1984.

FOLLAND, C. K.; PARKER, D. E. Observed variations of sea surface temperature. In: **Climate-ocean interaction**. Springer Netherlands, 1990. p. 21-52.

JOLLIFFE, Ian. **Principal component analysis**. John Wiley & Sons, Ltd, 2002.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T. P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2715, 1998.

GRIMM, Alice M.; AMBRIZZI, Tercio. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: **Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions**. Springer Netherlands, 2009. p. 159-191.

GU, Daifang; PHILANDER, S. GH. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. **Science**, v. 275, n. 5301, p. 805-807, 1997.

HÖFLICH, O. The seasonal and secular variations of the meteorological parameters on both sides of the ITCZ in the Atlantic ocean. **1974. 37**, 1974.

HOLTON, James R.; HAKIM, Gregory J. **An introduction to dynamic meteorology**. Academic press, 2012.

HOSKINS, Brian J.; AMBRIZZI, Tercio. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p. 1661-1671, 1993.

HOVMÖLLER, Ernest. The trough-and-ridge diagram. **Tellus**, v. 1, n. 2, p. 62-66, 1949.

JONES, P. D. Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987. **Journal of Climate**, v. 1, n. 6, p. 654-660, 1988.

JONES, P. D.; WIGLEY, T. M. L.; KELLY, P. M. Variations in surface air temperatures: Part 1. Northern Hemisphere, 1881–1980. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 2, p. 59-70, 1982.

JONES, P. D., S. C. B. RAPER, R. S. BRADLEY, H. F. DIAZ, P. M. KELLY, AND T. M. L. WIGLEY. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 25, n. 2, p. 161-179, 1986.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., ... & ZHU, Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KANAMITSU, Masao et al. Ncep–doe amip-ii reanalysis (r-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631-1643, 2002.

KAPLAN, A.; CANE, M.; KUSHNIR, A.C.; BENNO, C.M.; RAJAGOPIAN, B.B. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. *J. Geophys. Res.*, 103, p. 18567–18589. doi 10.1029/97JC1736, 1998.

KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño–Southern Oscillation events, *Journal Climate*, 2, p. 1239-1252, 1989.

KAYANO, Mary Toshie; ANDREOLI, Rita Valéria. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C11, 2004.

KAYANO, Mary T.; ANDREOLI, Rita V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International**

Journal of Climatology, v. 27, n. 4, p. 531-540, 2007.

KOBAYASHI, S., OTA, Y., HARADA, Y., EBITA, A., MORIYA, M., ONODA, H., ... & MIYAOKA, K. (2015). The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 93, n. 1, p. 5-48, 2015.

KOUSKY, Vernon E.; KAGANO, Mary T.; CAVALCANTI, Iracema FA. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, n. 5, p. 490-504, 1984.

KUSHNIR, Yochanan. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 141-157, 1994.

LATIF, Mojib; BARNETT, Timothy P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. **Science**, v. 266, n. 5185, p. 634-637, 1994.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R. The Pacific Decadal Oscillation, *Journal of Oceanography*, 58, p. 35-44, 2002.

MANTUA, N.J.; HARE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, p. 1069-1079. doi 10.1175/15200477, 1997.

MCPHADEN, Michael J. El Nino and La Nina: Causes and Global Consequences. **Encyclopedia of global environmental change**, v. 1, p. 1-17, 2002.

MINOBE, Shoshiro. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 6, p. 683-686, 1997.

MO, Kingse C.; HIGGINS, R. Wayne. The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581-1596, 1998.

MO, Kingse C.; PAEGLE, Julia N. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.

MÜLLER, Gabriela V.; AMBRIZZI, Tércio. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 6, p. 633-645, 2007.

OORT, A. H. et al. Historical trends in the surface temperature over the oceans based on the COADS. **Climate Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 29-38, 1987.

PALTRIDGE, G.; WOODRUFF, S. Changes in global surface temperature from 1880 to 1977 derived from historical records of sea surface temperature. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 12, p. 2427-2434, 1981.

PEZZI, Luciano Ponzi; SOUZA, Ronald Buss de; QUADRO, Mário FL. A Review on the Ocean-Atmosphere Interaction Processes in Regions of Strong Sea Surface Temperature Gradients of The South Atlantic Ocean Based on Observational Data. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 428-453, 2016.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

RAUPP, Carlos FM; SILVA DIAS, Pedro L. Resonant wave interactions in the presence of a diurnally varying heat source. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 10, p. 3165-3183, 2009.

RASMUSSEN, Eugene M.; WANG, Xueliang; ROPELEWSKI, Chester F. The biennial component of ENSO variability. **Journal of Marine Systems**, v. 1, n. 1-2, p. 71-96, 1990.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8), p. 1606-1626, 1987.

SAJI, N.H.; GOSWAMI, B.N.; VINAYCHANDRAN, P.N.; YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751), p. 360-363, 1999.

SAJI, N. H.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. T. Indian Ocean Dipole mode events and austral surface air temperature anomalies. **Dynamics of atmospheres and oceans**, v. 39, n. 1, p. 87-101, 2005.

SCHNEIDER, UDO; BECKER, ANDREAS; FINGER, PETER; MEYER-CHRISTOFFER, ANJA; RUDOLF, BRUNO; ZIESE, MARKUS: GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 2.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_250. (2011).

SCHNEIDER, Niklas; CORNUELLE, Bruce D. The forcing of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 18, n. 21, p. 4355-4373, 2005.

SERVAIN, Jacques; SÉVA, Marc; RUAL, Pierre. Climatology comparison and long-term variations of sea surface temperature over the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. C6, p. 9421-9431, 1990.

SETOH, Takashi et al. Interdecadal variations of ENSO signals and annual cycles revealed by wavelet analysis. **Journal of Oceanography**, v. 55, n. 3, p. 385-394, 1999.

SILVA, Carlos Batista; SILVA, Maria Elisa Siqueira; AMBRIZZI, Tércio. Climatic variability of river outflow in the Pantanal region and the influence of sea surface temperature. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-13, 2016.

SILVA, Maria Elisa Siqueira; SILVA, Carlos Batista. Influência da oscilação decadal do Pacífico e do padrão PSA (*Pacific South America*) no clima da América do Sul para o período de 1970 a 2003. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, p.20-35. 2016.

TASCHETTO, Andréa S.; AMBRIZZI, Tercio. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall?. **Climate dynamics**, v. 38, n. 7-8, p. 1615-1628, 2012.

TORRENCE, Christopher; COMPO, Gilbert P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, Christopher; WEBSTER, Peter J. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2679-2690, 1999.

TRENBERTH, Kevin E. The definition of el nino. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

TRENBERTH, Kevin E.; HURRELL, James W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. **Climate Dynamics**, v. 9, n. 6, p. 303-319, 1994.

TRENBERTH, Kevin E.; STEPANIAK, David P. Indices of El Niño evolution. **Journal of Climate**, v. 14, n. 8, p. 1697-1701, 2001.

UVO, Cintia Bertacchi et al. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551-562, 1998.

VAN LOON, Harry; WILLIAMS, Jill. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part I. winter. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 4, p. 365-380, 1976.

VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904-2920, 1997.

WAGNER, R.G.; SILVA, A.M. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *International Journal of Climatology*, 14(2), p. 179-199, 1994.

WAGNER, R.G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C7), p. 16683-16694, 1996.

WALKER, G.T. Correlation in seasonal of weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*. V. XXIX, 1924.

WALKER, G.T.; BLISS, E.M. World Weather. V *Mem.Roy. Meteor. Soc.*, 4, p. 53-84, 1932.

WALLACE, J. M. et al. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, n. C7, p. 14241-14259, 1998.

WANG, Lin; CHEN, Wen; HUANG, Ronghui. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 20, 2008.

WANG, Bin; AN, Soon-Il. Why the properties of El Nino changed during the late 1970s. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 19, p. 3709-3712, 2001.

WEBSTER, P.J.; MOORE, A.M.; LOSCHNIGG, J.P.; LEBEN, R.R. Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 401(6751), p. 356-360, 1999.

WILKS, Daniel S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Academic press, 1995.

YAMAGATA, T.; BEHERA, S.K.; RAO, S.A.; GUANuan, Z.; ASHOK, K.; SAJI, N.H. Comments on “Dipoles, temperature gradient, and tropical climate anomalies”, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, p. 1418–1422, 2003.

CONCLUSÕES GERAIS DA PESQUISA

A motivação para a realização desta tese partiu de estudos sobre teleconexões atmosféricas, incluindo, por exemplo, os resultados obtidos por trabalho de Latif e Barnett (1994). Neste estudo os autores verificaram que a presença de oscilações de TSM no Pacífico Norte ($180-150^{\circ}\text{W}$ e $25-35^{\circ}\text{N}$) influenciava as condições climáticas decádias da América do Norte. Com base nestes resultados e na possibilidade de estudar a atmosfera em faixas espectrais, supusemos, em princípio, que a estratificação do sinal de TSM em faixas espectrais específicas poderia contribuir para aumentar a compreensão da complexidade dos efeitos dos oceanos no clima. A técnica da análise de ondeletas foi aplicada aos dados mensais de TSM distribuídos por todos os oceanos, para o período de 1884 a 2014, com o intuito de se analisar faixas espectrais específicas. A variância da TSM (produto da técnica de ondeletas) em cinco faixas espectrais distintas (1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos, 4-8 anos e 8-12 anos) foi analisada por meio dos padrões médios no tempo e no espaço. O objetivo principal do trabalho foi identificar os padrões espaciais e temporais das oscilações espectrais consideradas, em todo o globo e regionalmente, para as diferentes bacias oceânicas, e, os efeitos destas oscilações no clima da América do Sul. Pela extensão do trabalho, os resultados foram organizados em quatro capítulos. Nos dois primeiros capítulos, foram apresentadas algumas discussões diagnósticas e de análise das múltiplas oscilações encontradas dentro das séries de dados da TSM global. De forma geral, os resultados da aplicação da análise de ondeletas aos dados globais de TSM permitiram observar oscilações que variam em cinco escalas espectrais preferenciais: 1-12 meses, 1-2 anos, 2-4 anos, 4-8 anos e 8-12anos. Adicionalmente, verificou-se que as oscilações mais rápidas (1-12 meses, 1-2 e 2-4 anos) apresentam decréscimo do sinal ao longo de todo o período analisado enquanto as oscilações mais lentas, apresentaram aumento do sinal. Este

aspecto sugere que trocas de energia ocorram entre fenômenos característicos de várias escalas, das escalas mais rápidas para as mais lentas. Uma terceira conclusão obtida a partir dos resultados dos capítulos I e II refere-se à distribuição energética por bacias oceânicas das oscilações consideradas. As bacias oceânicas setentrionais dos oceanos Atlântico e Pacífico e a região equatorial do Pacífico apresentam os maiores valores de energia, sobretudo, para as oscilações de 2-4 e 4-8 anos. Este aspecto sugere mudanças nas assinaturas espectrais de modos de variabilidade climática como eventos ENOS.

A análise espectral da TSM na região equatorial do Pacífico permite chegar a conclusões acerca de eventos ENOS. Os resultados mostram associações entre a ocorrência dos valores mais intensos da variância de TSM e fortes eventos de El Niño, para oscilações nas escalas de 2-4 e 4-8 anos. Também foi verificado que um evento de EN forte é sempre precedido por eventos com intensidades moderada e fraca. Segundo Cane e Zebiak (1986), eventos mais fracos devem contribuir com aporte de energia para a ocorrência de eventos de intensidade mais forte. Uma terceira observação feita no terceiro capítulo é o fato de que a energia aumenta gradativamente anteriormente à ocorrência de um forte evento de EN, o que ocorre em períodos variáveis entre seis e dez anos para a série temporal analisada. Tal aspecto indica que os sinais de variância espectral de baixa frequência (2-4 e 4-8 anos) podem ser usados como preditores da ocorrência de El Niño intensos. Por outro lado, os eventos de La Niña apresentaram comportamentos distintos dos eventos de EN, em relação à variância de TSM nas escalas espectrais consideradas. Este aspecto corrobora a noção de que as fases negativas da TSM na região equatorial do Pacífico (eventos LN) não constituam apenas fenômenos físicos contrários às fases positivas (eventos EN), mas sim, eventos tão complexos quanto.

Por fim, no quarto capítulo foram discutidas possíveis relações físicas entre os

sinais de variância espectral da região tropical do Pacífico para oscilações de 4-8 anos e a variabilidade climática da América do Sul, para o período de 1948-2014. As oscilações nas séries de variância espectral na escala de 4-8 anos para a região tropical do Pacífico é marcada por duas fases positivas (jan/1948-dez/1960 e jan/1982-dez/2003) e duas fases negativas (jan/1961- dez/1981 e jan/2004-dez/2014). Nas fases positivas (negativas), os campos médios da anomalia do vento em 850 hPa apresentam giros ciclônicos (anticiclônicos) sobre o setor leste da América do Sul. Nos campos de anomalia de precipitação, foi verificada uma polarização dos sinais entre as regiões nordeste (anomalias negativas) e sudeste (anomalias positivas) da América do Sul para as fases positivas da variância espectral de 4-8 anos. Para as fases negativas da variância das oscilações de 4-8 anos, o padrão de precipitação (GPCC) sobre as regiões nordeste e sudeste da América do Sul fica invertido. Para justificar fisicamente as anomalias de vento e precipitação sobre a América do Sul durante as fases positivas e negativas das oscilações de 4-8 anos, foram analisados dados de EOF aplicada à função de corrente em 200 hPa e 850 hPa, entre o Pacífico Sul e América do Sul. Os resultados mostram a existência de um trem de ondas (ondas de Rossby) entre as regiões do Pacífico tropical Sul e a América do Sul, o que contribui para a polarização do padrão de circulação atmosférica nas fases positivas e negativas da oscilação de 4-8 anos, nas regiões nordeste e sudeste da América do Sul.

REFERÊNCIAS DA INTRODUÇÃO

ACEITUNO, Patricio. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.

AMBRIZZI, Tércio; DE SOUZA, Everaldo B.; PULWARTY, Roger S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: **The Hadley circulation: present, past and future**. Springer Netherlands, 2004. p. 203-235.

ASHOK, Karumuri et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C11, 2007.

BESSAT, Frédéric. A mudança climática entre ciência, desafios e decisões: olhar geográfico. **Terra Livre**, v. 1, n. 20, p. 11-26, 2015.

BJERKNES, Jacob. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966.

BJERKNES, Jakob. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.

CARPENEDO, Camila Bertoletti. **Interações entre os ciclones extratropicais e a variabilidade extrema do gelo marinho nos mares de Bellingshausen-Amundsen e no mar de Weddell, Antártica**. (Dissertação de Mestrado IAG/USP)

CARPENEDO, Camila Bertoletti; AMBRIZZI, Tércio. Cells of Meridional Circulation During the Extreme Events of Antarctic Sea Ice. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 3, p. 251-261, 2016.

CHAMBERS, D. P.; TAPLEY, B. D.; STEWART, R. H. Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Nino. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 104, n. C2, p. 3035-3047, 1999.

CHIANG, John CH; SOBEL, Adam H. Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. **Journal of climate**, v. 15, n. 18, p. 2616-2631, 2002.

CHIQUELTO, J., & SILVA, M. E.S. **The Spatial Distribution of Tropospheric Ozone Concentration Associated to Land Use in the Sao Paulo Metropolitan Area, Brazil**. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 15, p. 3420, 2013).

CHU, J.E.; HA, K.J.; LEE, J.Y.; WANG, B.; KIM, B.H.; CHUNG, C.E. Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5. *Climate dynamics*, 43(1 a 2), p. 535-551, 2014.

COELHO, C. A., DE OLIVEIRA, C. P., AMBRIZZI, T., REBOITA, M. S., CARPENEDO, C. B., CAMPOS, J. L. P. S., ... & DA ROCHA, R. P. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and

teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11-12, p. 3737-3752, 2016.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and applied climatology**, v. 71, n. 3, p. 185-197, 2002.

DAVIS, Russ E. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 3, p. 249-266, 1976.

DUCHON, Claude E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 8, p. 1016-1022, 1979.

COSTA, K. M. D. S. **Variabilidade oceânica associada à variabilidade climática da vazão na bacia do rio São Francisco** (Dissertação de Mestrado FFLCH/USP).2012

FRANCIS, Robert C.; HARE, Steven R. Decadal-scale regime shifts in the large marine ecosystems of the north-east Pacific: A case for historical science. **Fisheries oceanography**, v. 3, n. 4, p. 279-291, 1994.

GERSHUNOV, Alexander; BARNETT, Tim P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 12, p. 2715-2725, 1998.

HANLEY, D. E., BOURASSA, M. A., O'BRIEN, J. J., SMITH, S. R., & SPADE, E. R. . A quantitative evaluation of ENSO indices. **Journal of Climate**, v. 16, n. 8, p. 1249-1258, 2003.

HARE, S. R.; FRANCIS, R. C. Climate change and salmon production in the Northeast Pacific Ocean. **Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences**, p. 357-372, 1995.

HARE, S. R.; FRANCIS, R. C. Climate change and salmon production in the Northeast Pacific Ocean. **Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences**, p. 357-372, 1995.

HENDON, Harry H. Indonesian rainfall variability: Impacts of ENSO and local air–sea interaction. **Journal of Climate**, v. 16, n. 11, p. 1775-1790, 2003.

IKEFUTI, P. V. **Variabilidade climática do oeste paulista e suas ligações com a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico** (Dissertação de Mestrado FFLCH/USP), 2012

JIN, Fei-Fei. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 7, p. 811-829, 1997.

JOLLIFFE, Ian. **Principal component analysis**. John Wiley & Sons, Ltd, 2002.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., ... & ZHU, Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of**

the American meteorological Society, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KAPLAN, A., CANE, M. A., KUSHNIR, Y., CLEMENT, A. C., BLUMENTHAL, M. B., & RAJAGOPALAN, B. Analyses of global sea surface temperature 1856–1991. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, n. C9, p. 18567-18589, 1998

.KAYANO, Mary T.; ANDREOLI, Rita V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 4, p. 531-540, 2007.

KESTIN, Tahl S. et al. Time–frequency variability of ENSO and stochastic simulations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 9, p. 2258-2272, 1998.

KLEIN, Stephen A.; SODEN, Brian J.; LAU, Ngar-Cheung. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. **Journal of Climate**, v. 12, n. 4, p. 917-932, 1999.

KOBAYASHI, S., OTA, Y., HARADA, Y., EBITA, A., MORIYA, M., ONODA, H., ... & MIYAOKA, K. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 93, n. 1, p. 5-48, 2015.

LARKIN, Narasimhan K.; HARRISON, D. E. ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. **Journal of Climate**, v. 15, n. 10, p. 1118-1140, 2002.

LATIF, Mojib; BARNETT, Timothy P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. **Science**, v. 266, n. 5185, p. 634-638, 1994.

LATIF, Mojib; BARNETT, Timothy P. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and predictability. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2407-2423, 1996.

LIMBERGER, LEILA. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010** (Tese de Doutorado FFLCH/USP).2015

LUZ, GIOVANA.. **O oceano atlântico e a precipitação no estado de São Paulo** (Dissertação de Mestrado FFLCH/USP). 2010

MCPHADEN, Michael J. El Ni no and La Ni na: Causes and global consequences. **Encyclopedia of global environmental change**, v. 1, p. 1-17, 2002.

MANTUA, N. J., HARE, S. R., ZHANG, Y., WALLACE, J. M., & FRANCIS, R. C..A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the american Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, 1997.

MANTUA, Nathan J.; HARE, Steven R. The Pacific decadal oscillation. **Journal of oceanography**, v. 58, n. 1, p. 35-44, 2002.

MENDONÇA, Francisco. Aquecimento global e saúde: uma perspectiva geográfica—notas introdutórias. **Terra Livre**, v. 1, n. 20, p. 205-221, 2003.

MINOBE, Shoshiro. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 6, p. 683-686, 1997.

MONTEIRO, Carlos Augusto de Figueiredo. Frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil. In: **Frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil**. USP/IG, 1969.

MONTEIRO, Carlos Augusto de Figueiredo. Clima e a organizacao do espaco no Estado de Sao Paulo: problemas e perspectivas. In: **Clima e a organizacao do espaco no Estado de Sao Paulo: problemas e perspectivas**. USP/IGEOG, 1976.

MORETTIN, Pedro Alberto. **Ondas e Ondaletas Vol. 23**. Edusp, 2014.

NEWMAN, Matthew; COMPO, Gilbert P.; ALEXANDER, Michael A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 23, p. 3853-3857, 2003.

PAN, Yi Hong; OORT, Abraham H. Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–73 period. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 6, p. 1244-1258, 1983.

PEZZI, Luciano Ponzi; SOUZA, Ronald Buss de; QUADRO, Mário FL. A Review on the Ocean-Atmosphere Interaction Processes in Regions of Strong Sea Surface Temperature Gradients of The South Atlantic Ocean Based on Observational Data. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p. 428-453, 2016.

PHILANDER, S. G. H.; EL NINO, La Nina. the Southern Oscillation, 293 pp. **Academic, San Diego, Calif**, 1990.

REBOITA, M. S., KRUSCHE, N., AMBRIZZI, T., & ROCHA, R. P. D. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. 2012

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of climate**, v. 2, n. 3, p. 268-284, 1989.

SAJI, N. H.; YAMAGATA, T. Structure of SST and surface wind variability during Indian Ocean dipole mode events: COADS observations. **Journal of Climate**, v. 16, n. 16, p. 2735-2751, 2003.

SAJI, N. H., GOSWAMI, B. N., VINAYACHANDRAN, P. N., & YAMAGATA, T. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 360-363, 1999.

SAJI, N. H.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. T. Indian Ocean Dipole mode events and austral surface air temperature anomalies. **Dynamics of atmospheres and oceans**, v. 39, n. 1, p. 87-101, 2005.

SANT'ANNA NETO, J. L. CLIMA E ORGANIZAÇÃO DO ESPAÇO. **Boletim de Geografia**, v. 16, n. 1, p. 119-132, 2011.

SANT'ANNA NETO, J. L. ZAVATINI, João Afonso. **Variabilidade e mudanças climáticas: implicações ambientais e socioeconômicas**. EDUEM, 2000.

SANT'ANNA NETO, João L. Da complexidade física do universo ao cotidiano da sociedade: mudança, variabilidade e ritmo climático. **Terra Livre: Mudanças Climáticas: Repercussões Globais e Locais**. AGB, p. 51-64, 2003.

SCHNEIDER U, BECKER A, MEYER-CHRISTOFFER A, ZIESE M, RUDOLF B.. Global precipitation analysis products of the GPCC. **Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation**, v. 112, 2008.

SETOH, Takashi et al. Interdecadal variations of ENSO signals and annual cycles revealed by wavelet analysis. **Journal of Oceanography**, v. 55, n. 3, p. 385-394, 1999.

SILVA, Carlos Batista. **Variabilidade climática nos oceanos e a vazão fluvial no PANTANAL Brasileiro** (Dissertação de Mestrado FFLCH/USP), 2013.

SILVA, Carlos Batista; SILVA, Maria Elisa Siqueira; AMBRIZZI, Tércio. Climatic variability of river outflow in the Pantanal region and the influence of sea surface temperature. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-13, 2016.

SILVA, Elaine Rosângela Leutwiler Di Giacomo; SILVA, Maria Elisa Siqueira. MEMÓRIA DE EVENTOS ENOS NA PRECIPITAÇÃO DA AMÉRICA DO SUL. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 30, p. 34-55, 2015.

SILVA, Maria Elisa Siqueira; SILVA, Carlos Batista. Influência da oscilação decadal do Pacífico e do padrão Pacific South America no clima da América do Sul para o período de 1970 a 2003. *Revista Brasileira de Climatologia*, 19.

SILVA, Maria Elisa Siqueira; SILVA, Carlos Batista. Variabilidade Climática—processos físicos e dinâmicos nos oceanos e atmosfera. **Revista do Departamento de Geografia**, p. 372-406, 2012.

TASCHETTO, Andréa S.; AMBRIZZI, Tercio. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall?. **Climate dynamics**, v. 38, n. 7-8, p. 1615-1628, 2012.

TORRENCE, Christopher; COMPO, Gilbert P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

TORRENCE, Christopher; WEBSTER, Peter J. Interdecadal changes in the ENSO—monsoon system. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2679-2690, 1999.

TRENBERTH, Kevin E. The definition of el nino. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

TROUP, A.J. The 'southern oscillation'. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 91(390), p. 490-506, 1965.

VITORINO, M.I.; SILVA DIAS, P.L.; FERREIRA, N.J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 93(1 a 2), p. 17-35, 2006.

ZHANG, Y. An observational study of atmosphere-ocean interaction in the northern oceans on interannual and interdecadal time-scales. Ph.D. Dissertation, Univ. of Washington, Seattle, WA, 162 pp. 1996.

ZANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–1993. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1004-1020, 1997.

YAMAGATA, T., BEHERA, S. K., LUO, J. J., MASSON, S., JURY, M. R., & RAO, S. A. (2004). Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Indian Ocean. **Earth's Climate**, p. 189-211, 2004.

WALKER, Sir Gilbert Thomas. **Correlation in Seasonal Variations of Weather, III: On the Criterion for the Reality of Relationships Or Periodicities**. Meteorological Office, 1914.

WALKER, Gilbert T.; BLISS, E. W. World weather. **V. Mem. Roy. Meteor. Soc.**, v. 4, p. 53-84, 1932.

WALLACE, J. M., RASMUSSEN, E. M., MITCHELL, T. P., KOUSKY, V. E., SARACHIK, E. S., & STORCH, H. V. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 103, n. C7, p. 14241-14259, 1998.

WARE, D. M. A century and a half of change in the climate of the NE Pacific. **Fisheries Oceanography**, v. 4, n. 4, p. 267-277, 1995.

WEBSTER, P. J., MOORE, A. M., LOSCHNIGG, J. P., & LEBEN, R. R. Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. **Nature**, v. 401, n. 6751, p. 356-360, 1999.

WENG, Hengyi; BEHERA, Swadhin K.; YAMAGATA, Toshio. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. **Climate Dynamics**, v. 32, n. 5, p. 663-674, 2009.

WENG HY, ASHOK K, BEHERA S, RAO AS, YAMAGATA T. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 2-3, p. 113-129, 2007.

WENG, Hengyi; LAU, K. M. Wavelets, period doubling, and time–frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, 1994.

WILKS, Daniel S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Academic press,

1995.

WHITCHER, Brandon; GUTTORP, Peter; PERCIVAL, Donald B. Wavelet analysis of covariance with application to atmospheric time series. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D11, p. 14941-14962, 2000..

WYRTKI, Klaus. Review on ocean-atmosphere interactions. **Reviews of Geophysics**, v. 13, n. 3, p. 601-603, 1975.

WYRTKI, Klaus. The response of sea surface topography to the 1976 El Niño. **Journal of Physical Oceanography**, v. 9, n. 6, p. 1223-1231, 1979.

São Paulo, 21 de setembro de 2017

*Só existe uma coisa mais importante que o
resultado final [...] O caminho percorrido!*