



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG

CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA – UFCG

CURSO DE DOUTORADO EM METEOROLOGIA

TESE DE DOUTORADO

Estudos de variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das regiões hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil utilizando a análise de ondaletas

JOSÉ NILDO DA NÓBREGA

CAMPINA GRANDE – PB
Maio de 2019

JOSÉ NILDO DA NÓBREGA

Estudos de variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das regiões hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil utilizando a análise de ondaletas

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Subárea: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Discente: José Nildo da Nóbrega

CAMPINA GRANDE – PB
Maio de 2019

N754e

Nóbrega, José Nildo da.

Estudos de variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das regiões hidrográficas da parte setentrional oriental do Brasil utilizando a análise de ondaletas / José Nildo da Nóbrega. – Campina Grande, 2019.

160 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".

Referências.

1. Atlântico. 2. ENOS. 3. Nordeste. 4. Tocantins-Araguaia. 5. São Francisco. 6. Regiões Hidrográficas. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

CDU 551.5(043)

JOSÉ NILDO DA NÓBREGA

ESTUDOS DE VARIABILIDADES INTERANUAL E INTERDECENAL DA
PRECIPITAÇÃO PLUVIAL DAS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DA PARTE
SETENTRIONAL ORIENTAL DO BRASIL UTILIZANDO A ANÁLISE DE
ONDALETAS

TESE APROVADA EM 31/05/2019

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. GEBER BARBOSA DE ALBUQUERQUE MOURA
Departamento de Agronomia
Universidade Federal Rural de Pernambuco


Prof. Dr. BÉROSON GUEDES BEZERRA
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho àqueles que me deram a oportunidade de ter desenvolvido esse estudo, em especial, aos meus pais, Hosana Lourdes da Nóbrega (em memória) e Benedito Mariano da Nóbrega, pela simplicidade e amor por todos os filhos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela graça e pela permissão para mais uma oportunidade na crosta terrestre e, por aceitar as minhas escolhas.

A minha mãe, hoje desencarnada e, ao meu pai, de aceitar-me como filho, que juntos me educaram e me deram a condição moral que tenho hoje.

A Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA/UFCG) no Programa de Pós-Graduação no Nível de Doutorado em Meteorologia, pela aceitação no Programa.

Ao Professor, Orientador indispensável nesse trabalho, Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito, pela paciência, dedicação, incentivo e não deixar de acreditar nessa pesquisa.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior), pelos recursos financeiros concedidos durante todo o curso.

Aos Órgãos Governamentais pelos dados de precipitação pluvial: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional das Águas (ANA), Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE), Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS), Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Empresa de Pesquisa Agropecuária (EMPARN), Agência Executiva de Gestão das Águas da Paraíba (AESPA), Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC) e Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Ao Earth System Research Laboratory da National Oceanic and Atmospheric Administration pelos índices de anomalias de TSM do Niño 3.4, ODP, OMA e Gradiente do Atlântico.

A Coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, na pessoa do professor Dr. Enio Pereira na primeira fase do curso, no restante, ao professor Dr. Bernardo Barbosa da Silva e, por fim, a secretária dessa coordenação pela simpatia e apoio.

A todos os professores e funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas/CCT/UFCG, pela simpatia e amizade.

A Banca Examinadora: Professor Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito (UACA-CTRN_UFCG - Orientador), Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos e Dr. Francisco de Assis Salviano de Sousa (ambos da UACA-CTRN-UFCG – Membro Interno) e, Dr. Bergson Guedes Bezerra (UFRN) e Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura (EFRPE), ambos - Membro Externo.

E enfim, a todos aqueles que de forma direta ou indireta participaram da elaboração deste trabalho.

GRATIDÃO!

RESUMO

O objetivo geral é investigar as variabilidades interanuais e interdecenais das séries temporais das precipitações pluviais das Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil e verificar as relações de fase destas variabilidades entre as precipitações das Regiões, bem como, correlaciona-las com os índices de anomalias da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Atlântico e Pacífico. A área geográfica de estudo está localizada entre 0,5° S a 20° S e 34,8° W a 55,4° W, abrangendo as seis Regiões Hidrográficas. Foram utilizados dados observados de precipitação de 246 estações meteorológicas e postos pluviométricos adquiridos de diversos Órgãos Governamentais do Brasil. Além de dados de reanálise de 85 pontos de grade (1° x 1°) provenientes do Global Precipitation Climatology Centre. Também foram usados dados de TSM da região do Niño 3.4 e do gradiente do Atlântico Tropical e dos índices das Oscilações Decenal do Pacífico e Multidecenal do Atlântico obtidos do Earth System Research Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration. Usou-se as análises de Transformadas Ondas Contínuas, Cruzadas e Coerência e Harmônica de Fourier. Observou-se que as precipitações totais anuais das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste apresentam variabilidades interanuais com oscilações de 3 a 5 anos, bem como variabilidades interdecenais com oscilações de 11 a 13 anos e de 22 a 24 anos, exceto as da Região do Atlântico Nordeste Ocidental que não apresentam oscilações com frequências de 22 a 24 anos. Nas análises de ondas cruzadas e de coerência observa-se que as variabilidades das precipitações das Regiões Hidrográficas (Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental) e as do conjunto das anomalias de TSM no Pacífico Equatorial, gradiente do Atlântico Tropical e índices da ODP e OMA estão com fases opostas. Também pode ser observado nas análises de ondas cruzadas e de coerência que as variabilidades com frequências de 3 a 5 anos, de 11 a 13 anos e de 22 a 24 anos do total anual de precipitação das Regiões Hidrográficas do Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental estão em fases. Enquanto, que a fase das variabilidades de 3 a 5 anos da precipitação do Atlântico Nordeste Oriental está defasada de 1/8 de fase da precipitação do São Francisco e do Tocantins-Araguaia e em fase com a do Atlântico Leste. Por outro lado, as variabilidades interdecenais com frequência de 22 a 24 anos das precipitações da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental estão 1/8 fora de fase das do Tocantins-Araguaia, 1/4 das do São Francisco e 7/8 das precipitações totais anuais do Atlântico Leste. Isto mostra que os períodos secos e chuvosos na escala de 22 a 24 anos na Região Atlântico Nordeste Oriental ocorrem de dois a quatro anos antes que os do Tocantins-Araguaia e do São Francisco e dois a quatro anos depois que os períodos secos/chuvosos do Atlântico Leste. Portanto, é possível concluir que os eventos, ENOS, Gradiente de Anomalia de TSM do Atlântico Tropical, ODP e OMA influenciam nas precipitações das Regiões Hidrográficas do Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental concomitantemente, mas de forma diferente para as Regiões Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste.

Palavras-Chaves: Atlântico, ENOS, Nordeste, Tocantins-Araguaia, São Francisco, Regiões Hidrográficas.

ABSTRACT

The general objective is to investigate the interannual and interdecadal variabilities of the rainfall time series of the Hydrographic Regions of the Northern-Eastern part of Brazil and to verify the phase relations of these variabilities between the precipitations of the Regions, as well as to correlate them with the anomaly indices of the sea surface temperature of the Atlantic and Pacific Oceans. The geographic area of study is located between 0.5° S to 20° S and 34.8° W to 55.4° W, covering the six Hydrographic Regions. We use precipitation data from 246 meteorological stations and pluviometric stations acquired from several Government Agencies of Brazil were used. In addition, we also use reanalysis data of 85 grid points (1° x 1°) from the Global Precipitation Climatology Center. We also used SST data from the Niño 3.4 region and the Tropical Atlantic gradient and the Pacific Decadal and Atlantic Multidecadal Oscillations from the Earth System Research Laboratory / National Oceanic and Atmospheric Administration. The analyses of the Continuous and Cross Wavelets Transforms and Wavelet Coherence and Fourier Harmonic were used. It was observed that the total annual rainfall of the Eastern Northeast Atlantic, Parnaíba, Western Northeast Atlantic, Tocantins-Araguaia, São Francisco and East Atlantic Hydrographic Regions present interannual variability with oscillations of 3 to 5 years, as well as interdecadal variabilities with oscillations from 11 to 13 years and 22 to 24 years, except those of the Western Northeast Atlantic Region that do not show oscillations with frequencies of 22 to 24 years. In the cross and coherence wavelets they are observed that the variability of the precipitations of the Hydrographic Regions (Eastern Northeast Atlantic, Parnaíba and Western Northeast Atlantic) and of the set of SST anomalies in the Equatorial Pacific, Tropical Atlantic gradient and PDO and AMO indices are in opposite phases. It can also be observed in the analyses of the cross wavelet transform and wavelet coherence that the variabilities with frequencies of 3 to 5 years, from 11 to 13 years and from 22 to 23 years of total annual precipitation of the Eastern Northeast Atlantic, Parnaíba and Western Northeast Atlantic Hydrographic Regions are in phases. While the phase of 3 to 5 year variability of Eastern Northeast Atlantic precipitation is lagged by 1/8 of the precipitation phase of the São Francisco and Tocantins-Araguaia and in phase with that of the Eastern Atlantic. On the other hand, the interdecadal variabilities with a frequency of 22 to 24 years of rainfall in the Eastern Northeast Atlantic Hydrographic Region are 1/8 out of phase in Tocantins Araguaia, one quarter of São Francisco and 7/8 of total annual rainfall of the East Atlantic Hydrographic Region. This shows that the dry and rainy periods in the 22-24 year scale in the Eastern Northeast Atlantic Region occur two to four years earlier than in the Tocantins-Araguaia and São Francisco and two to four years after the dry/rainy periods of the Eastern Atlantic. Therefore, it is possible to conclude that the events, ENSO, Atlantic SST Anomaly Gradient, ODP and OMA influence in the precipitations of the Hydrographic Regions of the Eastern Northeast, Parnaíba and Western Northeast Atlantic concomitantly, but differently for the Tocantins-Araguaia, San Francisco and the Eastern Atlantic.

Key words: Atlantic, ENSO, Northeast, Tocantins-Araguaia, São Francisco, Hydrographic Regions.

LISTA DE SIGLAS

AESA	Agência Executiva de Gestão das Águas da Paraíba
ANA	Agência Nacional das Águas
APAC	Agência Pernambucana de Águas e Clima
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
COI	Cone de Influência
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DNOCS	Departamento Nacional de Obras Contra as Secas
EGO	Espectro Global de Ondaleta
EMPARN	Empresa de Pesquisa Agropecuária
ENOS	El Niño–Oscilação Sul
EPO	Espectro de Potência de Ondaleta
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MMA	Ministério do Meio Ambiente
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
TJF	Transformada Janelada de Fourier
TNAI	Índice do Atlântico Tropical Norte
TSAI	Índice do Atlântico Tropical Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis
XWT	Cross Wavelet, em português é Transforma Ondaleta Cruzada
WCT	Wavelet Coherence, ou, Transforma Ondaleta de Coerência
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1:** (a) Diagrama esquemático do eixo de confluência (círculo fechado) dos ventos alísios de sudeste com os de nordeste da ZCIT e (b) Imagem do satélite METOSAT-5, mostrando a nebulosidade associadas à ZCIT próximo ao Ceará no Nordeste do Brasil. Fonte: Ferreira e Mello (2005) 18
- Figura 2:** (a) Diagrama esquemático da nebulosidade associada aos VCAN e (b) Imagem de satélite METEOSAT 7 mostrando a nebulosidade associada ao VCAN, no canal infravermelho. Fonte: (a) Kousky e Gan (1981); (b) Ferreira e Mello (2005) 20
- Figura 3:** Imagem de satélite GOES-12 referente ao dia 15/01/2010 às 06Z. Fonte: Pallota e Nakazato (2014) 22
- Figura 4:** Diagrama esquemático da nebulosidade associada às Linhas de Instabilidades: (a) fevereiro-maio e (b) agosto-novembro e, (c) Imagem do satélite METEOSAT-7, mostrando uma LI desde o litoral de estado do Maranhão até o estado do Rio Grande do Norte. Fonte: (a) e (b) Cavalcanti (1982) e, (c) Ferreira e Mello (2005) 23
- Figura 5:** (a) Diagrama esquemático de um sistema frontal no estágio de maturação, (b) e (c) mostra a presença de um sistema frontal sobre RS no dia 12/10/2009 às 1500Z e às 2100Z. Fonte: (a) Rodrigues (2015), (b) e (c) CPTEC/INPE 25
- Figura 6:** Imagem do Satélite METEOSAT-7, canal infravermelho do dia 11/07/2000 às 21:00h local, da FUNCEME, mostrando nebulosidade associada a Onda de Leste se deslocando desde a costa da África até o litoral leste do Brasil. Fonte: Ferreira e Mello (2005) 26
- Figura 7:** Imagens do Satélite METEOSAT-7 no canal infravermelho de CCM: (a) imagem do dia 21/01/96 às 21:00h local e (b) dia 24/04/97 às 08:00h local, da FUNCEME. Fonte: Ferreira e Mello (2005) 28
- Figura 8:** Diagrama esquemático das circulações de brisa marítima (ou lacustre): (a) durante o dia e (b) durante a noite. Escalas vertical e horizontal exageradas 30
- Figura 9:** Diagrama esquemático mostrando as condições de (a) El Niño e (b) La Niña. Fonte: Adaptado do CPTEC (2018) 31
- Figura 10:** Fases da ODP. Fonte: Mantua et al. (1997) 32
- Figura 11:** Diagrama esquemático mostrando as áreas dos índices TNAI e TSAI no Oceano Atlântico Tropical. Fone: Menezes et al. (2008) 34
- Figura 12:** Índice de anomalia de temperatura da superfície do mar do Atlântico Norte para a OMA. Fonte: ESRL/NOAA (2019) 35
- Figura – 13:** Ondaleta de Morlet 38
- Figura – 14:** Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil. Fonte: ANA (2018) 39

Figura 15: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia. Fonte: ANA (2015)	42
Figura 16: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica do Atlântico Ocidental. Fonte: ANA (2015)	44
Figura 17: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Paranaíba. Fonte: MMA (2006)	45
Figura 18: Sub-divisão da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental. Fonte: MMA (2006)	49
Figura 19: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental. Fonte: MMA (2006)	50
Figura 20: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica São Francisco. Fonte: MMA (2006)	52
Figura 21: Sub-divisão da Região Hidrográfica do Atlântico Leste. Fonte: ANA (2015)	54
Figura 22: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Atlântico Leste. Fonte: MMA (2006)	55
Figura 23: Distribuição espacial das estações meteorológicas e pontos de grade (1° X 1°) nas seis Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil	57
Figura 24: Etapas para a geração das ondaletas e harmônicos de Fourier da precipitação, ondaletas dos índices de anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico e, ondaletas da precipitação com os índices onceânicos	59
Figura 25: Transformada Ondaleta Contínua: (a) Índice padronizado de uma variável escolhida, (b) Espectro de Potência de Ondaleta e (c) Espectro Global de Ondaleta ...	74
Figura 26: Transformada Ondaleta Cruzada	75
Figura 27: Transformada Ondaleta Coerência	76
Figura 28: Relação entre os ângulos de fases entre duas séries temporais analisadas de acordo com Barbosa e Blitzkow (2008)	77
Figura 29: Ondaleta Contínua em que (a) Índice padronizado de precipitação, (b) Espectro de Potência de Ondaleta, (c) Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental	81
Figura 30: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Paranaíba	82
Figura 31: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental	83

Figura 32: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia	84
Figura 33: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica São Francisco	85
Figura 34: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Leste	86
Figura 35: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Parnaíba	90
Figura 36: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Parnaíba em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	91
Figura 37: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Nordeste Ocidental	92
Figura 38: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	93
Figura 39: Regiões Hidrográficas Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental	94
Figura 40: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Parnaíba versus a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	95
Figura 41: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Tocantins-Araguaia	96
Figura 42: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	97
Figura 43: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e São Francisco	98
Figura 44: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica São Francisco em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	99
Figura 45: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste	100
Figura 46: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Atlântico Leste em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	101

Figura 47: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da parte Leste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental	106
Figura 48: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental	107
Figura 49: Imagem espectral de precipitação da parte Leste versus a da parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	108
Figura 50: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da Sub- Região Hidrográfica Tocantins	110
Figura 51: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da Sub- Região Hidrográfica Araguaia	111
Figura 52: Imagem espectral de precipitação da Sub- Região Hidrográfica Tocantins versus a da Sub- Região Araguaia em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	112
Figura 53: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier parte Sul da Região Hidrográfica São Francisco	115
Figura 54: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier parte Norte da Região Hidrográfica São Francisco	116
Figura 55: Imagem espectral de precipitação da parte Norte versus a da parte Sul da Região Hidrográfica São Francisco em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência	117/118
Figura 56: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de TSM na região do Niño 3.4	119
Figura 57: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de TSM na região do Gradiente do Atlântico	120
Figura 58: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de TSM na região da ODP	120

Figura 59: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de TSM na região da OMA 121

Figura 60: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental e índices de anomalias de TSM do Niño 3.4 para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência 124

Figura 61: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Parnaíba e índices de anomalias de TSM do Gradiente do Atlântico para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência 126

Figura 62: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental e índices de anomalias de TSM da ODP para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência 127

Figura 63: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental e índice de anomalia de TSM da OMA para o período de 1945 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência 129

LISTA DE TABELAS

Tabela - 01: Totais mensais e, total anual de precipitação pluvial de Campina Grande na Paraíba para o período de 1944 a 1948 58

Tabela – 2: Sete totais anuais precipitados (mm) acima da média no período de 1945 a 2016 sobre as Regiões Hidrográficas 87

Tabela - 3: Sete totais anuais precipitados (mm) abaixo da média no período de 1945 a 2016 sobre as Regiões Hidrográficas 88

SUMÁRIO

Resumo	
Abstract.	
Lista de Siglas	
Lista de Figuras	
Lista de Tabelas	
1.	INTRODUÇÃO 13
1.1.	Hipóteses 15
1.2.1.	Objetivo geral 16
1.2.2.	Objetivos específicos 16
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 17
2.1.	Sistemas Atmosféricos atuantes sobre as Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil 17
2.1.1.	Zona de Convergência Intertropical 17
2.1.2.	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis 19
2.1.3.	Zona de Convergência do Atlântico Sul 21
2.1.4.	Linhas de Instabilidade 23
2.1.5.	Sistemas Frontais 24
2.1.6.	Distúrbios Ondulatórios de Leste 26
2.1.7.	Complexos Convectivos de Mesoescala 27
2.1.8.	Brisas Marítima e Terrestre 29
2.2.	Fenômenos Oceânicos no Pacífico 30
2.2.1.	El Niño-Oscilação Sul (ENOS) 30
2.2.2.	Oscilação Decenal do Pacífico 32
2.3.	Fenômenos Oceânicos no Atlântico 33
2.3.1.	Gradiente do Atlântico Tropical 33
2.3.2.	Oscilação Multidecenal do Atlântico 34
2.4.	Ondeletas 35
2.4.1.	Transformada Janelada de Fourier 36
2.4.2.	A Transformada Ondaleta 37
3.	MATERIAL E MÉTODOS 39
3.1.	Material 39
3.1.1.	Área de estudo 39

3.1.2.	Dados	56
3.2.	Metodologia	57
3.2.1.	Tratamento dos dados	57
3.2.2.	Análise Harmônica de Fourier	60
3.2.3.	As Transformadas Ondaletas	62
3.2.3.1.	A Transformada Ondaleta Contínua	62
3.2.3.2.	Normalização das transformadas Ondaletas	64
3.2.3.3.	Espectro de potência de Ondaleta	64
3.2.3.4.	Funções Ondaletas	65
3.2.3.5.	Escolha de escalas das Ondaletas	66
3.2.3.6.	Cone de influência da análise das transformadas ondaletas	67
3.2.3.7.	Escalas de Ondaletas e frequência de Fourier	68
3.2.3.8.	Reconstrução da transformada ondaleta	68
3.2.3.9.	Espectro teórico e nível de significância de Fourier e ondaleta	69
3.2.3.10.	Espectro de ruído vermelho de Fourier	70
3.2.3.11.	Espectro de ruído vermelho de Ondaleta	70
3.2.3.12.	Níveis de significância das transformadas ondaletas	71
3.2.3.13.	Intervalo de confiança das transformadas ondaletas	72
3.2.3.14.	Estacionareidade das transformadas ondaletas	73
3.2.4.	Transformada Ondaleta Cruzada e Coerência	74
3.2.4.1.	Transformada Ondaleta Cruzada	74
3.2.4.2.	Transformada Ondaleta Coerência	75
3.2.4.3.	Fase das ondaletas cruzadas e de coerência	76
3.2.5	Explicação de Leitura das Figuras	78
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	79
4.1.	Análise de Ondaletas Contínuas da precipitação das Regiões Hidrográficas	79
4.2.	Análise das Transformadas Ondaletas Cruzadas e Coerências de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas	89
4.2.1.	Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Parnaíba	89
4.2.2.	Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Atlântico Nordeste Ocidental	91
4.2.3.	Região Hidrográfica do Parnaíba com a do Atlântico Nordeste	

	Ocidental	93
4.2.4.	Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Tocantins-Araguaia	95
4.2.5.	Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do São Francisco	97
4.2.6.	Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste .	99
4.2.7.	Análise das XWT e WTC entre as Regiões Hidrográficas Parnaíba, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste	101
4.2.8	Discussão das correlações (XWT e WTC) de precipitação pluvial entre as Regiões Hidrográficas	103
4.3.	Análise de Ondaletas Contínuas, Cruzadas e Coerentes de precipitação pluvial de Sub-Regiões das Regiões Hidrográficas	105
4.3.1.	Sub-Regiões da área Leste com a da Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental	105
4.3.2.	Análise das Sub-Regiões Hidrográficas Tocantins e do Araguaia	109
4.3.3.	Análises da Precipitação das partes Sul e Norte da Região Hidrográfica São Francisco	113
4.4.	Análise das Transformadas Ondaletas Contínuas de anomalias de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico e dos Índices de ODP e OMA	118
4.5.	Análise das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente de precipitação pluvial com os índices de anomalias de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico	122
4.5.1.	Regiões Hidrográficas com o Niño 3.4	122
4.5.2.	Regiões Hidrográficas com o índice de anomalia de TSM do Gradiente do Atlântico Tropical	124
4.5.3.	Regiões Hidrográficas com a Oscilação Decenal do Pacífico	126
4.5.4	Regiões Hidrográficas com a Oscilação Multidecenal do Atlântico	128
5.	CONCLUSÕES	130
6.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	132
	APÊNDICES	146

APÊNDICE A	147
APÊNDICE B	148
APÊNDICE C	149
APÊNDICE D	152
APÊNDICE E	155
APÊNDICE F	158

1. Introdução

De maneira simplificada, sabe-se que o tempo meteorológico é muito dinâmico e, que o comportamento temporal das variáveis, indica o tipo de clima em determinada região ou local. Todavia, a variabilidade de um determinado parâmetro, também, ao longo do tempo pode causar flutuação no comportamento do clima local, tornando assim, esse clima variável (flutuante). As consequências de tal flutuação, no clima local, podem afetar o ambiente e a vida em geral. Essas flutuações nos parâmetros meteorológicos locais podem ser influenciadas pelas variabilidades de alta ou baixa frequência que ocorrem em escalas sazonal, anual e decenal, da temperatura da superfície do mar (TSM), principalmente, se essa flutuação ocorrer na variável, precipitação pluvial.

Para os pesquisadores Enfield e Mestas-Nuñez (1999); Anctil e Coulibaly (2004); Coulibaly e Burn (2004); Hanson et al. (2004); Massei et al. (2011) e (Nalley, 2016) os fenômenos oceânicos de baixa frequência que possuem maior influência sobre as Américas são Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) que oscilam em escala interdecenal e/ou escala interanual.

Na América do Sul, mais precisamente no Nordeste do Brasil, Sousa et al. (2008) verificaram a influência da ODP (fase negativa) reduzindo os totais precipitados nessa Região. Santos et al. (2016), indica a influência da OMA, também, sobre o regime mensal de precipitação dessa Região. Nos Estados Unidos da América, segundo Knight et al. (2005), a OMA está relacionada as grandes secas no Centro-Oeste e Sudeste daquele País, na fase fria, as secas são mais frequentes e prolongadas, a exemplo das duas secas (1925 e 1965) mais severas do século XX, que ocorreram durante as fases negativa da OMA.

Os fenômenos oceânicos de escala interanual, também influenciam direta/indiretamente o comportamento climático em muitas regiões no Globo. Para Grimm (2009), o El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um desses fenômenos, senão, o principal que induz alterações climáticas locais/regionais no Planeta e, o Brasil. Analisando o comportamento da precipitação e da vazão em Bacias Hidrográficas Amazônicas, Hachem (2016) indica um aumento da precipitação nos anos de La Niña e, uma redução em anos de El Niño.

Sendo também um fenômeno oceânico de escala sazonal e interanual, o Gradiente do Atlântico (Moura e Shukla, 1981; Pezzi e Sousa, 2009; Tucci e Braga, 2003 e Santos, 2006), influência no regime chuvoso, principalmente, das regiões Norte e Nordeste do Brasil. Esse fenômeno é configurado espacialmente, com sinais opostos de anomalias de TSM sobre as bacias norte e sul do Atlântico Tropical. Nos estudos de Nóbrega et al. (2014), observam-se que nas mesorregiões (Borborema e Agreste) do estado da Paraíba, o Gradiente do Atlântico está correlacionado com os índices de eventos extremos de precipitação. Ressalta-se que as anomalias de TSM positivas (negativas) e negativas (positivas) no Atlântico Tropical Norte (Sul) foram denominadas por Moura e Shukla (1981) de Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical, posteriormente, Hastenrath e Greischar (1993) nomearam de Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical, uma vez que, nem sempre o padrão de dipolo está bem definido nas configurações de anomalia de TSM.

Conforme delimitações da ANA (Agência Nacional das Águas) (2015), no Brasil existem 12 grandes Regiões Hidrográficas, que segundo Grimm (2009), em todas as Regiões do Brasil apresentam variabilidade interanual da precipitação, principalmente, devido ao ENOS, sendo que na parte norte do país também é observado a influência do Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical. Portanto, uma questão a ser investigada é sobre as variabilidades interanuais da precipitação nas diversas Regiões Hidrográficas. Estas variabilidades ocorrem simultaneamente ou fora de fase? Caso ocorram fora de fase qual é o período de defasagem? Atualmente, a integração entre regiões hidrográficas é um fator muito importante e respostas as indagações como essas, são fundamentais para o desenvolvimento sustentável ao longo prazo.

Diversas metodologias são utilizadas na literatura para estudar os comportamentos dos fenômenos meteorológicos a partir da interação oceano-atmosfera e, suas relações com os regimes chuvosos em muitas regiões hidrográficas. Sendo que, recentemente a metodologia de ondaleta vem sendo explorada para analisar ciclos de precipitações pluviais, temperatura do ar, índices oceânicos/atmosféricos, entre outras variáveis. Por exemplo, Mendes et al. (2015), estudou ciclos e períodos de eventos extremos na sub-bacia hidrográfica do Alto Jaguaribe no Ceará e, concluiu através das análises de ondaletas que a escala decenal é persistente durante o período de estudo.

Silva (2017), ao usar a Aplicação de Análise de Ondaleta para Detecção de Ciclos e Extremos Pluviométricos no Leste do Nordeste do Brasil concluiu que as escalas temporais de 7,7; 11 e 22 anos foram detectadas em todas as capitais, sendo que, a

escala de 11 anos foi observada em todas as capitais, com relação as séries temporais de precipitação e, que essas escalas eram fortemente influenciadas pelos Oceanos Pacífico e Atlântico, principalmente, quando relacionadas essas escalas, com o Gradiente do Atlântico.

De acordo com Kayano e Andreoli (2006) os modos de variabilidade interdecenal, como ODP e OMA e, interanual (ENOS e Gradiente do Atlântico), em geral, são responsáveis pelas variabilidades nessas escalas temporais de climas em muitas partes do Globo, inclusive, no Brasil. Portanto, há a necessidade de se investigar as variabilidades interanual e interdecenal com relação a ciclos, principalmente, da variável precipitação. No presente trabalho, esses estudos são direcionados as precipitações ocorridas nas Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil e, portanto, se analisará a ocorrência de variabilidades cíclicas em cada Região, bem como, a relação de fase dessas variabilidades cíclicas entre Regiões Hidrográficas e, as relações com índices oceânicos.

1.1. Hipóteses

Estudos sobre precipitação em regiões hidrográficas de várias regiões no Planeta indicam flutuações (oscilações) periódicas interanual e/ou interdecenal, como por exemplo: Casimiro et al. (2012), Bai et al. (2016), Costa et al. (2016) e Silva (2017) e, que essas oscilações podem está relacionadas a índices oceânicos em escala interanual e interdecenal tanto do Oceano Pacífico, quanto, do Atlântico. Todavia, estudos que relacionem as oscilações em escalas interanual e interdecenal de precipitação pluvial entre regiões hidrográficas brasileiras ainda não são consolidados. Do ponto de vista estatístico ao mencionar a palavra hipótese o pesquisador tem em mente a tese de hipótese, na qual, testa a hipótese nula versus a alternativa.

Portanto, na presente pesquisa, o primeiro passo é testar a hipótese nula, de que não há variabilidades interanual e interdecenal de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil e não estão em fase entre si. Caso a hipótese nula seja rejeitada, torna-se verdadeira a hipótese alternativa e, em seguida, se faz um segundo teste cuja hipótese nula é de que há variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas e estão em fase.

1.2. Objetivo geral

Investigar as variabilidades interanual e interdecenal das séries temporais da precipitação pluvial das seis Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil.

1.2.2. Objetivos específicos

Analisar as variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial para cada uma das seis Regiões Hidrográficas através da Transformada Ondaleta Contínua com ênfases nos seguintes pontos: (1) as variabilidades dos índices de precipitação pluviométrica a partir das séries históricas; (2) as escalas periódicas dos índices de precipitação pluviométrica; (3) Espectro Potencial de Ondaleta (Energia Potencia) dos índices de precipitação; (4) Espectro Global de Ondaleta (variância) dos índices de precipitação.

Comparar as variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das seis Regiões Hidrográficas obtidas pelas análises de ondaleta continua com as das análises harmônicas de Fourier;

Verificar as relações de fase das variabilidades interanual e interdecenal, ou seja, se as variabilidades observadas na precipitação de Regiões Hidrográficas diferentes estão em fase ou fora de fase, que é uma contribuição para estudos de interligação de bacias hidrográficas.

Averiguar a correlação (coerência) entre as séries históricas distintas da precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas por meio da Transformada Ondaleta de Coerência.

Correlacionar às variabilidades interanual e interdecenal da precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas com as séries históricas de anomalias de TSM do Atlântico (Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical e OMA) e do Pacífico (ENOS e ODP).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Sistemas Atmosféricos atuantes sobre as Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil

O Brasil é um País de dimensões continentais e, dessa maneira, a variabilidade espacial do clima é bem acentuada sobre a federação, decorrente da atuação de vários sistemas atmosféricos, influenciando os regimes de chuva e temperatura de todas as Regiões do País. Entretanto, como as Regiões Hidrográficas estudadas na presente pesquisa inseridas na região Nordeste do Brasil e áreas adjacentes do Sudeste, Centro-Oeste e Norte, então os sistemas atmosféricos atuantes sobre as Regiões Hidrográficas são os que atuam sobre essas Regiões do País. Assim sendo, eles são: Zona de Convergência Intertropical, Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Linhas de Instabilidade, Sistemas Frontais, Distúrbios Ondulatórios de Leste (Ondas de Leste), Complexos Convectivos de Mesoescala, Brisas Marítima e Terrestre, bem como, células convectivas devido às condições atmosféricas locais.

2.1.1. Zona de Convergência Intertropical

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é observada em imagem de satélite como uma banda de nuvens que circunda toda a Terra ao longo da faixa equatorial, que surge devido à confluência dos ventos alísios do hemisfério norte (alísios de nordeste) com os alísios do hemisfério sul (alísios de sudeste), nos baixos níveis da atmosfera (Ferreira e Mello, 2005; Silva et al. 2017). Segundo os Autores, isso acontece por que há um encontro (choque) entre esses ventos, que resulta em movimentos de ar quente e úmido com alto teor de vapor d'água, dos baixos níveis, ascenderem e induzirem a formação de nuvens nos altos níveis atmosféricos sobre a faixa equatorial. A Figura 1 mostra a ZCIT no Oceano Atlântico.

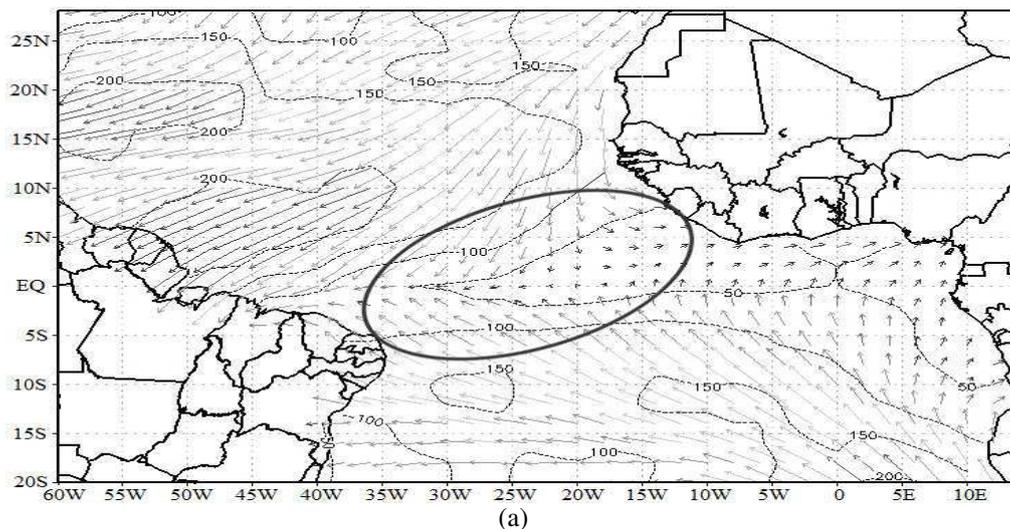


Figura 1: (a) Diagrama esquemático do eixo de confluência (círculo fechado) dos ventos alísios de sudeste com os de nordeste da ZCIT e (b) Imagem do satélite METOSAT-5, mostrando a nebulosidade associadas à ZCIT próximo ao Ceará no Nordeste do Brasil. Fonte: Ferreira e Mello (2005)

Para Uvo (1989) a ZCIT possui fator preponderante sobre as chuvas na Região Nordeste do Brasil, principalmente, em regiões mais ao norte da Região Nordeste. Isso, porque a ZCIT migra de sua posição mais ao norte, no hemisfério norte (14° N) nos meses de agosto-outubro para posições mais ao sul (2 a 4° S), no hemisfério sul, nos meses de fevereiro-abril, ou seja, fazendo um movimento sazonal. Como é um fenômeno que está sobre os oceanos, então sofre influência da TSM, que determina assim, sua posição e intensidade (Ferreira e Mello, 2005).

Como é um sistema atuante nos trópicos, sua posição e estrutura se mostram decisivas na caracterização do tempo e do clima de uma determinada região ao longo de toda a faixa equatorial (Silva e Satyamurty, 2011). Assim sendo, o deslocamento para o Hemisfério Norte, da ZCIT, pode estar diretamente relacionado aos baixos índices de precipitação na Região. Já o oposto (altos índices de precipitação) ocorre quando a

ZCIT deslocamento para o Hemisfério Sul. De acordo com Lima e Pinto (2012) a ZCIT pode variar cerca de 5 a 6 graus de latitude, porém, essa variação de sua posição média, segundo Caviedes (1972), está associada à ocorrência de seca (posição da ZCIT mais ao norte) e chuvas acima da média (posição da ZCIT mais ao sul).

Dias e Brito (2017), verificaram que a longitude de 30° W uma maior variabilidade interanual em pêntadas da posição latitudinal do cavado equatorial e da faixa de máxima TSM no Atlântico Tropical é um dos fatores determinante para a qualidade da estação chuvosa do norte do Nordeste brasileiro. Vários outros estudos (De Souza et al., 2005; Gu e Adler, 2009) têm mostrado que as anomalias de TSM nos Oceanos Tropicais Pacífico e Atlântico afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT.

Para Nobre e Shukla (1996) a posição da ZCIT estaria no sentido do gradiente meridional inter-hemisférico de anomalias de TSM no Atlântico. Para Moura e Shukla (1981), estaria sobre as anomalias positivas de TSM no padrão de gradiente no Atlântico. Todavia, Holton et al. (1971), Hastenrath e Lamb (1977), mencionam que a ZCIT pode estar bem definida mesmo quando há uma ausência de uma região de máxima TSM.

Os episódios do fenômeno El Niño, na sua fase quente (positiva), faz o ramo ascendente principal da Célula de Walker, posicionar-se sobre as águas aquecidas do Pacífico e causar subsidência e alta pressão sobre a costa Norte da América do Sul, afastando, assim, a ZCIT mais para o norte, fazendo dessa maneira, os índices de precipitação ficar mais baixos na Região (Nóbrega, 2012). Isso ocorre porque provoca uma inibição da formação de nuvens e conseqüentemente uma estiagem mais prolongada, já o oposto, ocorre na presença de episódios La Niña (Sousa, 2010), que faz aumentar a formação de nuvens e intensificação das chuvas sobre a Região.

2.1.2. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

Os Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis (VCAN) são sistemas atmosféricos de escala sinótica com bandas de nebulosidade que atuam sobre a região Nordeste do Brasil nos meses de verão austral, influenciando o regime chuvoso sobre a Região nessa época no ano (Silva e Satyamurty, 2011), beneficiando assim, as Regiões Hidrográficas que estão inseridas na região Nordeste. Segundo Kousky e Gan (1981), os VCAN são sistemas que possuem circulação ciclônica fechada com centro mais frio (induzido pelo resfriamento radiativo, ar seco e descendente) e periferia mais quente (induzida pelo o aquecimento convectivo, ar úmido e ascendente) e, formado, devido à baixa pressão em

grande escala na alta troposfera, ou melhor, uma intensificação da crista em altos níveis e, devido também, ao deslocamento de frentes frias para as latitudes mais baixas. A Figura 2 mostra um esquema e imagens de satélites da atuação dos VCAN o Nordeste do Brasil.

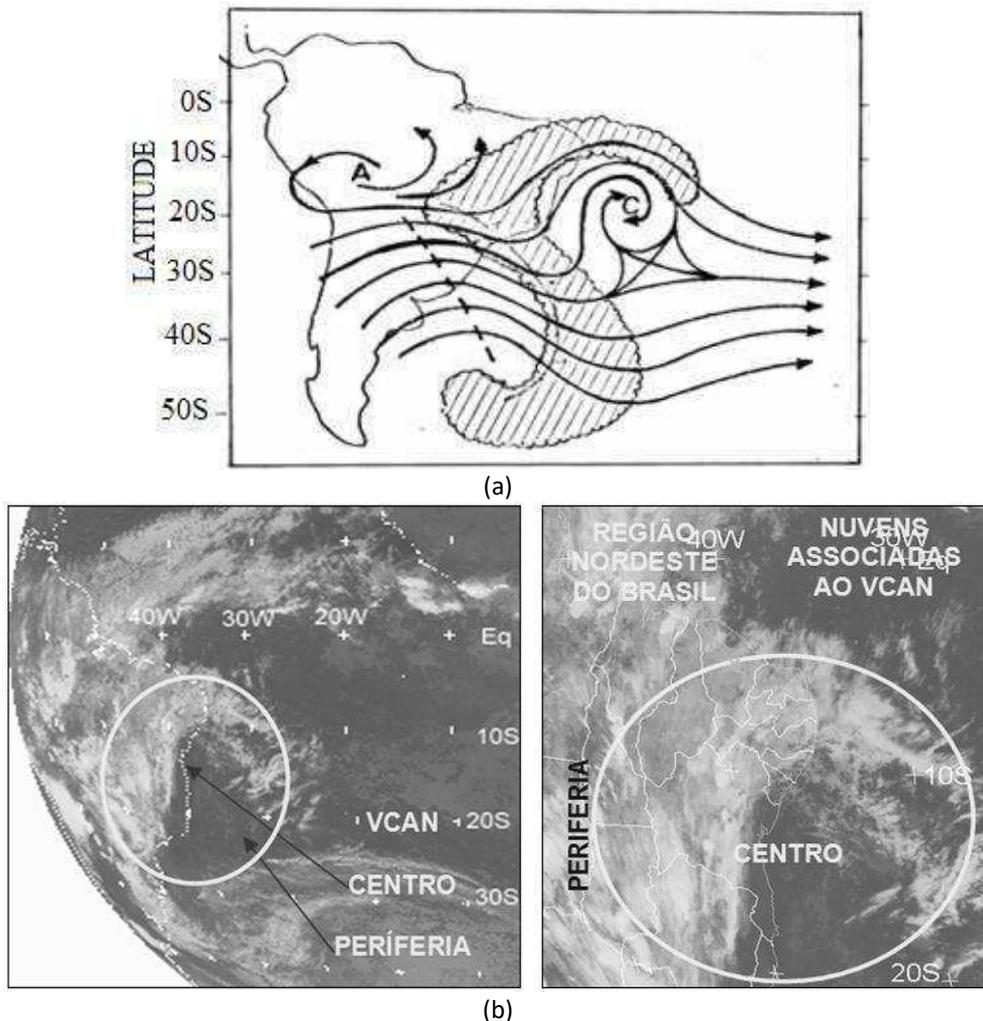


Figura 2: (a) Diagrama esquemático da nebulosidade associada aos VCAN e (b) Imagem de satélite METEOSAT 7 mostrando a nebulosidade associada ao VCAN, no canal infravermelho. **Fonte:** (a) Kousky e Gan (1981); (b) Ferreira e Mello (2005).

Para Ramirez (1996), a formação dos VCAN se dá devido a um mecanismo que precede essa formação, ou seja, há uma intensificação de outros sistemas antes, tais como, o cavado do Atlântico Sul, a Alta da Bolívia e as correntes descendentes da cordilheira. O Autor afirma que observou a presença destes mecanismos precursores em 57% dos casos em que houve a formação dos vórtices no período estudado por Ele entre 1980 a 1990, respectivamente.

Os VCAN, segundo Kousky e Gan (1981), são formados sobre o Oceano Atlântico e adentram sobre o nordeste brasileiro, predominantemente, nos meses de novembro a março, seguindo uma trajetória de leste para oeste, porém, com maior frequência nos meses de janeiro e fevereiro. Já o tempo de vida desses sistemas varia de algumas horas para uns e, outros que duram mais de uma semana (Frank, 1966), sendo que, de acordo com a estação do ano, podem ter duração maior (9,5-10,6 dias) no verão e duração menor (4,6-6,0 dias) na primavera e no outono (4,6-7,7 dias), todavia, o tempo médio de vida do sistema é de 7,1 dias, ressaltando que um VCAN individual pode durar mais de 18 dias ou menos que 3 dias.

O deslocamento desse sistema, segundo Ramirez (1996), pode apresentar regularidade ou irregularidade em sua trajetória, pois havendo uma bifurcação inter-hemisférica a noroeste da América do Sul com os cavados de latitudes médias, associados a sistemas frontais pode induzir o sistema a deslocar-se irregularmente. Em quanto que, num deslocamento regular do VCAN, a presença do anticiclone em altos níveis e a Zona de Convergência do Atlântico Sul é mais verificável, segundo o Autor. Sendo que, Gan e Kousky (1986), também observaram que quando ocorria uma configuração de vórtice-frente e, que esses, permaneciam durante alguns dias, então se verificava uma situação de bloqueio subtropical. Visto que, a tendência de deslocamento desse sistema é de uma trajetória circular anti-horária (Kousky e Gan, 1981), inicialmente nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e finalizando sobre o Nordeste do Brasil.

Portanto, os VCAN favorecem as precipitações sobre o Nordeste do País, tanto na faixa litorânea leste, quanto, no interior da Região, ou seja, nas áreas semiáridas nordestina. Para Alves (2001) as chuvas ligadas a intenso e persistente VCAN em 1999, formado o Oceano Atlântico Tropical Sul e proximidades, ultrapassaram os 100 mm em várias áreas na região semiárida do Nordeste brasileiro.

2.1.3. Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um sistema atmosférico caracterizado pela sua persistência em manter uma faixa de nebulosidade orientada de noroeste para sudeste sobre o Brasil atuando no centro sul da Amazônia, regiões Centro-Oeste e Sudeste do País, bem como, no centro sul da Bahia, norte do Paraná e, estende-se até o Oceano Atlântico. Dessa maneira, a ZCAS segundo Ferreira et al. (2004) exerce papel importante nas precipitações em regiões por onde ela

atua, acarretando assim, altos valores pluviométricos precipitados. Segundo Cavalcanti (2012) a região Sudeste é a mais afetada pela ZCAS, pois os eventos extremos de precipitação nessa área são influenciados por diversos sistemas meteorológicos, principalmente, a ZCAS (Figura 3).



Figura 3: Imagem de satélite GOES-12 referente ao dia 15/01/2010 às 06Z.
Fonte: Pallota e Nakazato (2014).

Esse é um fenômeno que sofre influência de sistemas em que a liberação de calor latente é energeticamente importante, pois essa liberação de calor latente estando associado a um escoamento convergente de umidade nos baixos níveis troposféricos faz a ZCAS segundo Kousky (1988) produzir bastante atividade convectiva e pode perdurar por vários dias (Rodrigues, 2012). Durante o verão austral, de acordo com Reboita et al. (2010), o aquecimento radiativo da superfície ascende para os subtrópicos permitindo o desenvolvimento dessas atividades convectivas, bem como, a formação de um sistema de baixa pressão térmica (baixa térmica) sobre a região centro-oeste (Chaco) da América do Sul, devido a uma maior intensidade dos ventos alísios de nordeste, que transportam mais umidade do Oceano Atlântico para a bacia Amazônica (Drumond et al., 2008; Durán-Quesada et al., 2009), durante esse verão austral no Hemisfério Sul. De um lado, a leste dos Andes, a umidade Amazônica é transportada para os subtrópicos pelo Jato de Baixos Níveis (Marengo et al., 2004) e, do outro lado, o escoamento de noroeste do Jato de Baixos Níveis pode convergir com o de nordeste induzido pela circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul ASAS e, com os alísios de nordeste, resultando numa banda de nebulosidade intensificando as chuvas sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil nessa época do ano (Reboita et al, 2010; Rodrigues, 2012).

2.1.4. Linhas de Instabilidade

As Linhas de Instabilidades, estudadas primeiramente por Kousky (1980) na Amazônia, são bandas de nuvens causadoras de chuvas, geralmente por nuvens do tipo cúmulos organizadas no formato de linha, de onde foi denominado o nome (Linha de Instabilidade) e, que se originam ao longo das regiões costeiras, a exemplo da região costeira norte do Nordeste do Brasil. Conforme Ferreira e Melo (2005), a Linhas de Instabilidades (Figura 4) se forma basicamente pelo fato da grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical favorecer o desenvolvimento das nuvens cúmulos, que aumenta e se intensifica devido a convecção máxima no final da tarde e início da noite, acarretando muita chuva.

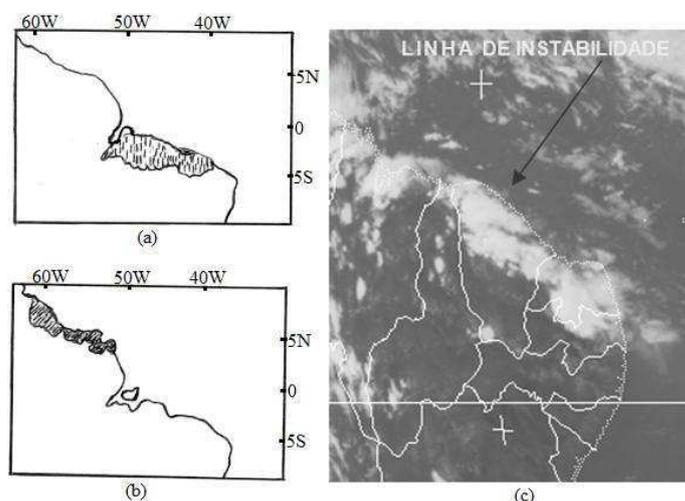


Figura 4: Diagrama esquemático da nebulosidade associada às Linhas de Instabilidades: (a) fevereiro-maio, (b) agosto-novembro e (c) Imagem do satélite METEOSAT-7, mostrando uma Linha de Instabilidades desde o litoral de estado do Maranhão até o estado do Rio Grande do Norte.

Fonte: (a) e (b) Cavalcanti (1982) e, (c) Ferreira e Mello (2005).

De acordo com Alcântara et al. (2011) e Liu et al. (2013), as Linhas de Instabilidades, são predominantemente formadas por uma série de células convectivas que são distribuídas de forma linear, provocando atividades de raios e intensas precipitações, mantendo certa intensidade durante o tempo de vida da Linha de Instabilidade, que pode variar de poucas horas até um ou dois dias.

As Linhas de Instabilidades, de origem costeira, no Brasil se formam ao longo da costa nordestina a partir do resultado de convecções induzidas pelas brisas marítimas. São fenômenos que frequentemente, propagam-se para o interior do continente e, para alguns casos, essas Linhas de Instabilidades podem chegar até os Andes 48 h depois de se formarem (Kousky, 1980; Molion, 1987). Sendo que a Linha de Instabilidade só

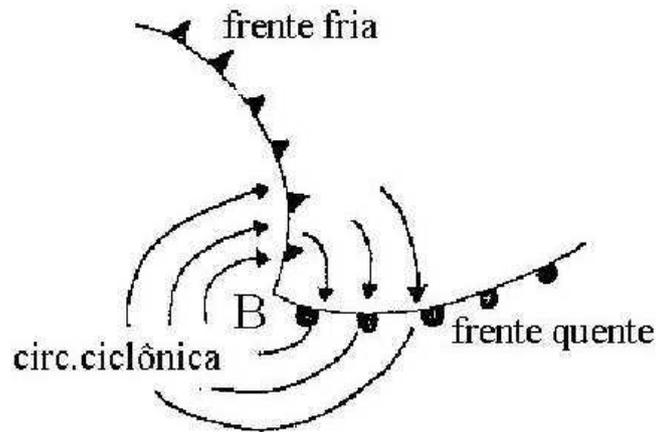
adentra o continente quando o escoamento médio em 850 hPa está perpendicular à costa e, o oposto ocorre quando o escoamento é paralelo à costa (Kousky, 1980). Esse fenômeno meteorológico pode chegar a medir uma extensão de 1000 km e pode atingir uma velocidade média de 45-55 km/h por dia Molion (1987). Todavia, Greco et al. (1990), sugeriram que esses sistemas, geralmente podem variar de 1000-2000 km de comprimento podendo atingir os 3500 km ou mais e, se propagarem com 50-60 km/h de velocidade, permanecendo até 24-48 h após sua formação.

E um estudo de caso sobre Linha de Instabilidade no Leste da Amazônia, Melo et al. (2017) em seus resultados, verificaram que a Linha de Instabilidade estudada apresentou extensão máxima de 2000 km de comprimento, esteve orientado noroeste-sudeste e, se propagou continente adentro com uma velocidade média de 21 km/h na direção sudeste por aproximadamente 170 km, o que pode ser classificado como Linha de Instabilidade costeira, como sugere Cohen et al. (1989) em seus estudos.

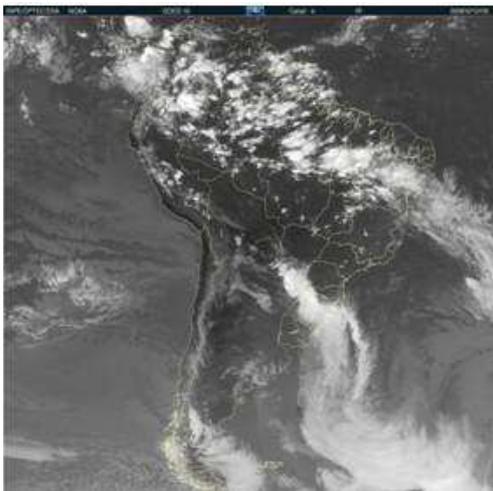
Embora haja vários estudos sobre esses sistemas meteorológicos, a exemplo de Cavalcanti (1982), Cohen (1989), Oyama (2007), Alcântara et al. (2011) e outros, Oliveira (2012) menciona que ainda faltam estudos que apresentem características do ambiente associado à iniciação da Linha de Instabilidade, incluindo características termodinâmicas.

2.1.5. Sistemas Frontais

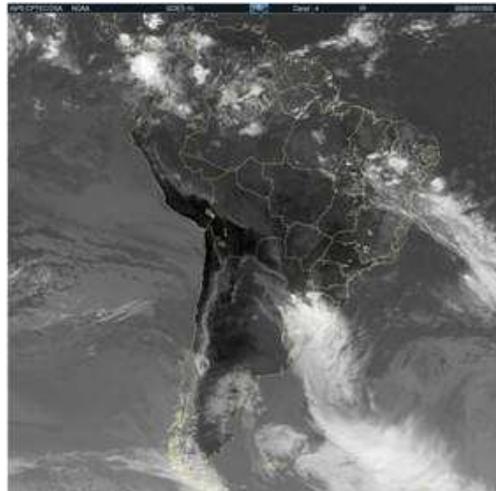
Sabe-se que a atmosfera é dinâmica o tempo todo, porém sobre os continentes, ela experimenta vários distúrbios transientes, que se originam nos trópicos ou fora deles. Sabe-se que os Sistemas Frontais (Figura 5) são o encontro de duas massas quente e fria. Segundo Andrade (2005) os distúrbios transientes de alta frequência mais comum são as frentes frias, cuja importância se dá ao fato de provocarem mudanças significativas no tempo em várias partes do mundo, principalmente, na região subtropical, nas latitudes médias e altas. No continente sul americano, principalmente, no Brasil, as frentes frias podem causar chuvas intensas, ventos fortes e, geadas impactando a agricultura, recursos hídricos, setor econômico e social, respectivamente (Andrade, 2005).



(a)



(b)



(c)

Figura 5: (a) Diagrama esquemático de um sistema frontal no estágio de maturação, (b) e (c) mostra a presença de um sistema frontal sobre RS no dia 12/10/2009 às 1500Z e às 2100Z. Fonte: (a) Rodrigues (2015), (b) e (c) CPTEC/INPE

Bjerknes (1919) foi quem introduziu, pela primeira vez, o conceito de frente, logo depois da I Guerra Mundial, fazendo analogia entre diferentes massas de ar e exércitos adversários em campos de batalhas. Foi definido por Ele como zona de transição entre duas massas de ar que possui características diferentes e fortes gradientes de temperatura e umidade. Mas tarde, Pettersen (1956), Vianello (1991), Oliveira et al. (2001), definiram a frente como sendo a intersecção da superfície frontal com o nível da superfície, sendo esta intersecção, a verificada nas cartas sinóticas.

Satyamurty e Mattos (1989) consideraram as regiões Sul e Sudeste do Brasil como regiões frontogenéticas, que são regiões onde as frentes podem originar-se ou intensificar-se, principalmente, no verão no sul do País onde elas podem eventualmente associar-se a um sistema de Baixa Pressão em superfície sobre o Paraguai, conhecido como a Baixa do Chato e, se intensificarem (Rodrigues, 2015).

No Brasil, os sistemas frontais, principalmente, as frentes frias, atuam o ano todo. Sendo mais afetada significativamente as Regiões Sul e Sudeste, com chuvas e frio, principalmente, no sul do País (Quadro et al., 1996), a penetração e remanescentes desses sistemas frontais têm grande importância na precipitação no sul da Região Nordeste (Kousky, 1979), principalmente, no sul da Bahia e, também, no Centro-Oeste da Brasil (Pampuch e Ambrizzi, 2015) nos meses de setembro-novembro quando um número maior de sistemas conseguem avançar até o sul do estado baiano e o Centro-Oeste do País.

2.1.6. Distúrbios Ondulatórios de Leste

Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (Figura 6), também conhecido na literatura, como Ondas de Leste, são ondas que tem origem e formam-se no campo de pressão atmosférica, na faixa tropical do globo terrestre, na área de influência dos ventos alísios e, se deslocam de leste para oeste, um exemplo, são as que se deslocam desde a costa africana até a costa leste do litoral nordestino brasileiro (Reboita et al. 2010).



Figura 6: Imagem do Satélite METEOSAT-7, canal infravermelho do dia 11/07/2000 às 21h local, da FUNCEME, mostrando nebulosidade associada a Onda de Leste se deslocando desde a costa da África até o litoral leste do Brasil.

Fonte: Ferreira e Mello (2005).

Observou-se pela primeira vez, um deslocamento das isóbaras de 24 h de um distúrbio se propagando no sentido leste-oeste na região do caribe e, assim, percorrido três características mais predominantes dessas Ondas que atuam nessa região: 1) o eixo de um cavado orientado na direção nordeste-sudeste no Hemisfério Norte e, noroeste-sudeste no Hemisfério Sul, inclinando para leste com a altura; 2) a altura térmica de ar frio na retaguarda deste e; 3) o padrão de umidade, com valores mais altos próximos ao

ar mais frio Dunn (1940), Riehl (1945) e Hall (1989) O Autor verificou, ainda, que esses distúrbios no Caribe apresentou maior intensidade entre 700 e 500 hPa.

Alguns Autores, tais como, Burpee (1972), Rennick (1976), Karyamudi e Carlson (1988), apontaram alguns possíveis mecanismos para a formação e a manutenção das Ondas de Leste africanas, pois Eles notaram que elas estavam diretamente associadas ao jato de leste em níveis médios na atmosfera sobre a parte Norte da África, encontrado numa zona baroclínica ao sul do deserto do Saara, de amplitude máxima, no pico espectral, do vento meridional em 700 hPa.

Em um estudo de caso, para um Distúrbio Ondulatório de Leste, para o Rio Grande do Norte, Neves et al. (2016), concluíram que o Distúrbio analisado se manifestou, aparentemente, próximo à costa do Região Nordeste do Brasil como uma extensão da atividade convectiva presente na ZCIT e, que a sua intensificação poderia está, também, associada a valores mais elevados da temperatura da superfície do mar no Atlântico adjacente ao leste do Nordeste do Brasil, com a aproximação na costa do continente, onde as águas são mais rasas. Ainda sobre o deslocamento, o Autor mencionou que o Distúrbio que se apresentou com grande aporte de umidade, desde as camadas superficiais até 500 hPa e, máximo, próximo de 850 hPa deslocou-se aproximadamente, 3° de longitude (a cada 12 h), que é cerca de 7 m/s, com um comprimento de onda, inicialmente, de 2000 km, com o cavado pouco amplo, se amplificou e se despreendeu da circulação de grande escala, passando a se mover mais lentamente em relação a corrente do estado básico (Neves et al., 2016).

2.1.7. Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Figura 7) são sistemas caracterizados por possuírem um conjunto (aglomerado) de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical, a exemplo das nuvens cumulonimbus (cb) pelos seus topos e bigornas, ou seja, aglomerado de nuvens que podem se estender por centenas de quilômetros na atmosfera e possuírem o formato, aparentemente, circular (Maddox, 1980). Segundo o Autor, o tempo de vida mínima, para esse tipo de sistema meteorológico é de 6 horas, sendo que, o ciclo de vida do sistema é de 6 a 20 horas.

Esses aglomerados de nuvens (CCM) são formados devido às condições locais favoráveis tais como temperatura, relevo, pressão, etc., que provocam precipitações intensas e de curta duração, geralmente acompanhadas de fortes rajadas de vento (Ferreira e Mello, 2005). Sendo formado, geralmente, no final da tarde e início da noite,

segundo Campos e Eichholz (2011), as células convectivas isoladas se desenvolvem e se unificam em áreas com as condições favoráveis a convecção, sendo então necessário recorrer a um mecanismo de modulação diurna para acionar o gatilho da convecção, desde que a atmosfera esteja condicionalmente instável do ponto de vista termodinâmico.

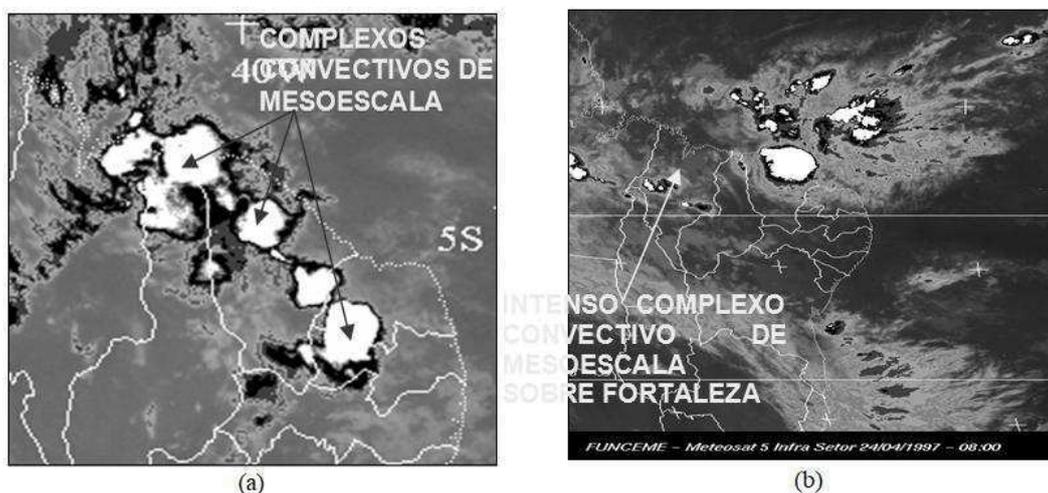


Figura 7: Imagens do Satélite METEOSAT-7 no canal infravermelho de CCM: (a) imagem do dia 21/01/96 às 21:00h local e (b) dia 24/04/97 às 08:00h local, da FUNCEME.

Fonte: Ferreira e Mello (2005).

Para Souza et al. (1998), os CCM na região tropical, ocorrem predominantemente nos meses de primavera e verão no Hemisfério Sul, formado no período da tarde e noite, tem ciclo de vida entre 10 a 20 horas. Eles ocorrem em várias regiões na América de Sul, no Brasil ocorrem, por exemplo, do norte da Região Norte e litoral do Nordeste do País, Reboita et al. (2010) e, também, nas regiões mais ao sul do País.

Para um estudo de caso de um CCM em Crato na região sul do estado do Ceará, Cabral (2012) verificou pela análise termodinâmica, que o período que antecedeu a forma do CCM, ocorreu um intenso movimento ascendente de ar na região de formação, houve um aumento de umidade, convecção de massa e incidência de forte circulação ciclônica na baixa troposfera, que se intensificou no momento de máxima atividade do sistema, sendo que o mesmo sofreu influência direta da topografia da região, da variação do gradiente de temperatura e, da alta taxa de umidade. Ele também observou vorticidade ciclônica (de núcleo fechado) nos baixos e médios níveis, que foi responsável pela forma circular do CCM, a convergência da umidade favoreceu o movimento ascendente anômalo em toda a coluna troposférica na área, com acréscimo de umidade desde a superfície até 600 hPa, que concordaram com os eventos de chuvas intensas no Sul do Ceará.

2.1.8. Brisas Marítima e Terrestre

As Brisas Marítima e Terrestre (Figura 8) são sistemas atmosféricos que ocorrem devido às diferenças, principalmente, de temperatura entre duas superfícies. Fedorova (2001), afirma que ocorre devido ao resultado da diferença de aquecimento e resfriamento estabelecido entre a terra e a água. O Autor sugere que o aquecimento diurno ocorre mais rapidamente no continente que no oceano adjacente, induzindo a pressão sobre o continente ser mais baixa que no oceano, fazendo com que o vento à superfície seja mais forte na direção oceano-continente, denominando assim, a Brisa Marítima, sendo que, ela pode atingir os 100 km adentro no continente. Já o oposto, ocorre durante a noite, quando o continente perde calor mais rápido que o oceano adjacente, que fica com a temperatura mais elevada que a do continente e, conseqüentemente, com pressão mais baixa gerando uma circulação, onde o vento sopra na direção continente-oceano, denominado, Brisa Terrestre (Ferreira e Mello, 2005).

As Brisas são predominantemente observadas nas regiões litorâneas, todavia, alguns estudos (Ookouchi, 1984; Souza, 1999; Alcântara e Souza (2004) mostram várias situações onde o fluxo de calor sensível, quando alterado, pode produzir gradientes horizontais térmicos visíveis na troposfera baixa, gerando na atmosfera, circulações que podem ter intensidade comparável às Brisas Marítimas em situação ideal, em algumas situações, sendo, portanto, chamadas de circulações não-convencionais. Os Autores, afirmam que, as brisas não são de fácil percepção, pois são perturbações sobre postas ao movimento de grande escala.

Como o norte da região Norte e a região Nordeste do Brasil abrange uma zona litorânea extensa, então a atuação de Brisas Marítimas (Reboita et al, 2010), que transporta umidade para o interior das Regiões, contribui assim, para a precipitação.

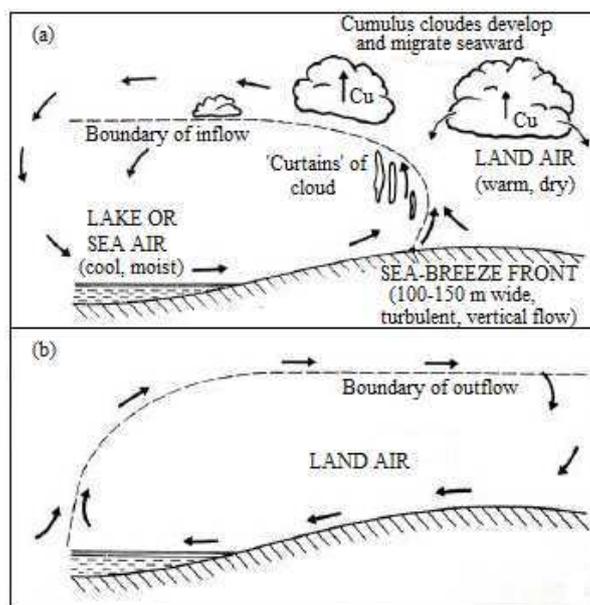


Figura 8: Diagrama esquemático das circulações de brisa marítima (ou lacustre): (a) durante o dia e (b) durante a noite. Escalas vertical e horizontal exageradas

2.2. Fenômenos Oceânicos no Pacífico

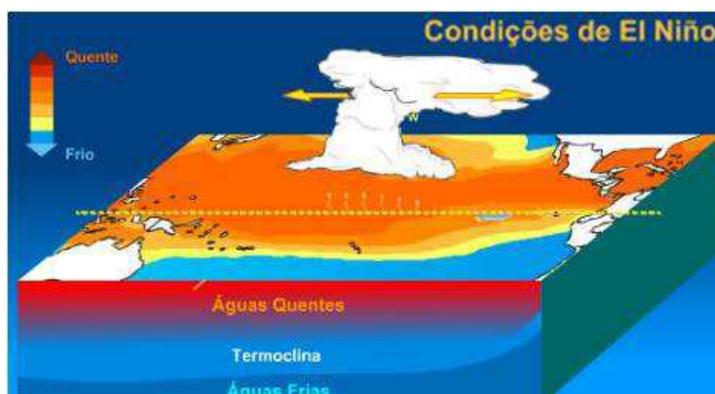
2.2.1. El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

A atmosfera é sensível com relação às superfícies, continental e oceânica, devido às diferenças de temperaturas entre essas superfícies. Então, é necessário conhecer o comportamento das TSM nos trópicos e fora deles, que conseqüentemente tem fortes influências sobre a variabilidade no clima em escala global, regional e local, em especial, na precipitação pluviométrica das áreas tropicais.

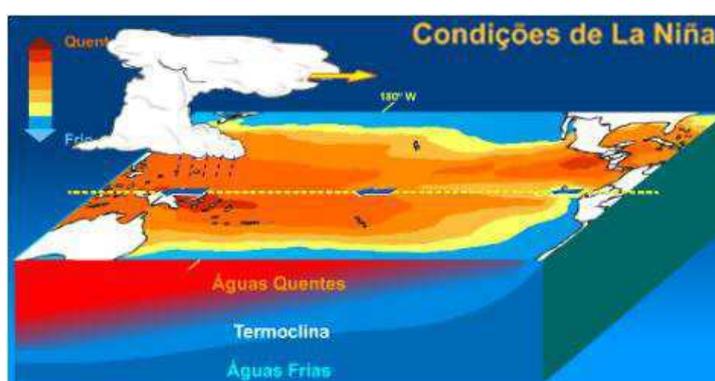
Nos trópicos os comportamentos das oscilações das TSM originam fenômenos tais como o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) (Kousky et al., 1984), que é caracterizado por anomalias da TSM no Pacífico Equatorial. As condições anormalmente quentes, anomalia de TSM positiva são denominadas de El Niño, enquanto as frias, anomalia negativa, de La Niña.

Sendo o El Niño (Figura 9) o resultado do aquecimento acima da média histórica, que é denominada de anomalia positiva das águas superficiais do Pacífico Equatorial, afeta o clima global e, na faixa equatorial, toda convecção se desloca para leste alterando o posicionamento da Célula de Walker (Nóbrega, 2014). Nas condições normais, o ramo ascendente da Célula de Walker favorece a formação de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical que ocorre ao longo de todo o Pacífico Oeste-Equatorial, devido às águas mais aquecidas e, acompanhadas de pressões

atmosféricas mais baixas. O oposto ocorre na região do Pacífico Leste nas proximidades da costa Ocidental da América do Sul.



(a)



(b)

Figura 9: Diagrama esquemático mostrando as condições de (a) El Niño e (b) La Niña.
Fonte: Adaptado do CPTEC (2018)

Uma das consequências de quando há as configurações do fenômeno El Niño é a ocorrência do deslocamento da Célula de Walker para o Pacífico Leste e, conseqüentemente o favorecimento da subsidência de ar sobre a bacia centro-oeste e sobre o Atlântico Equatorial, incluindo a Amazônia Oriental e o Nordeste do Brasil (Nóbrega, 2014).

Objetivando classificar a magnitude do El Niño Quinn et al. (1978) definiram quatro categorias para tal fenômeno: muito forte, forte, moderado e fraco. Segundo os Autores esse aquecimento anômalo começa a se desenvolver a partir da metade do ano e, no mês de novembro do ano corrente, atinge a máxima intensidade até o final do mesmo ano e só há um enfraquecimento, ou, dissipação do fenômeno, na metade do ano seguinte.

Por outro lado, uma anomalia negativa das águas superficiais do Pacífico Equatorial, cujo, resfriamento abaixo da média histórica, resulta no fenômeno La Niña, cuja configuração da Célula de Walker é semelhante às condições normais, entretanto,

com ramos ascendentes, na costa da Austrália – Indonésia, e descende, no Pacífico sudeste, torna-se mais intenso, assim como os ventos alísios ao longo do Pacífico Equatorial Central leste.

2.2.2. Oscilação Decenal do Pacífico

O Oceano Pacífico predomina sobre a influência do clima em várias partes do mundo. Na década de 1990, foi identificado sobre o Oceano Pacífico outro modo de variabilidade nas temperaturas da superfície do mar fora da faixa tropical. É um modo de variabilidade interdecenal, denominada de Oscilação Decenal do Pacífico Mantua et al. (1997). Esta oscilação é um modo de baixa frequência e tem duração de 20-30 anos.

Nas décadas de 1940 a 1970, alguns estudos que relacionaram as variações interdecenais foram feitos com relação à produção de salmão, principalmente na região do Alaska. Já na década de 1990 foram focalizadas nas pesquisas oceânicas, as variações interdecenais, que posteriormente caracterizaram as fases, quente e fria, no Oceano Pacífico Norte como ODP, descobertas a partir de pesquisas realizadas referentes à variação das populações dos peixes no Pacífico Norte (Mantua et al., 1997; Streck et al., 2009).

Todavia, a ODP (Figura 10) é descrita pelo primeiro modo de frequência das anomalias mensais de TSM ao Norte de 20° N no Pacífico desde 1900. É um fenômeno que possui variabilidade interdecenal com oscilações num período, de aproximadamente, 50 anos com anomalias de TSM e pressão ao nível médio do mar, simétrica próxima ao equador e menos confinada nessa faixa, segundo os Autores.

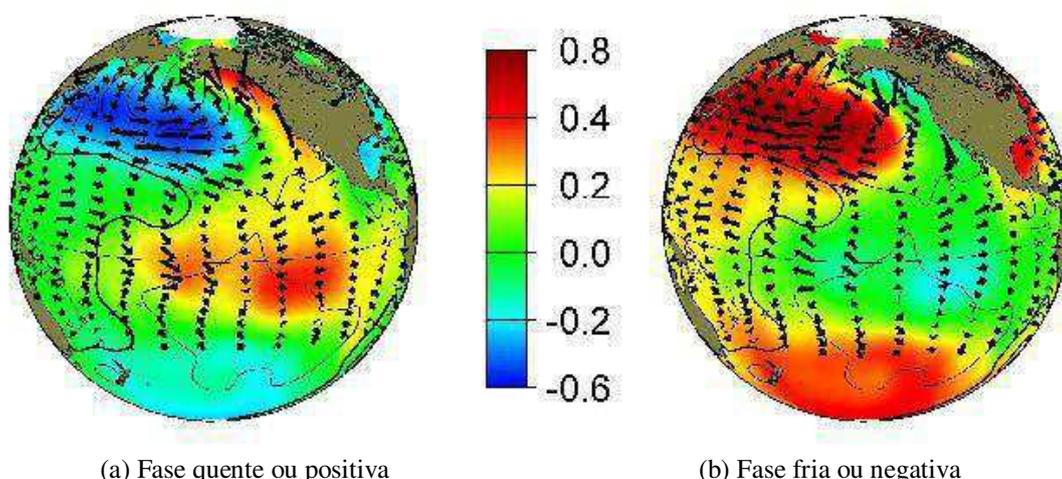


Figura 10: Fases da ODP.
Fonte: Mantua et al. (1997).

Ainda de acordo com os Autores, na fase quente observam-se anomalias de TSM mais frias na região central do Pacífico Norte e, aprofundamento da Baixa pressão atmosférica das Aleutas conjuntamente com temperaturas mais quentes, sobre a superfície do mar na costa oeste das Américas. Observando a evolução temporal da ODP a partir de 1900, se verifica dois ciclos bem definidos, sendo o primeiro entre 1900-1924 e o segundo entre 1947-1976 correspondendo à fase fria da ODP, no modo positivo desse índice ocorre entre os anos 1925-1946 e entre 1977 até o fim da década de 1990 e, a partir de então, o referido índice apresenta comportamento oscilatório sem fase bem definida.

2.3. Fenômenos Oceânicos no Atlântico

2.3.1. Gradiente do Atlântico Tropical

Na parte tropical do oceano Atlântico há o fenômeno de aquecimento (resfriamento) das águas da superfície do oceano, nas áreas ao norte e ao sul do equador, que é conhecido na literatura como Dipolo do Atlântico Tropical, também, denominado de Gradiente do Atlântico (Figura 11) (Huang e Shukla, 1997). Esse é um fenômeno oceânico, que interagem com a atmosfera e, é identificado como sendo uma anomalia de TSM no Oceano Atlântico Tropical (Ronchail et al., 2005).

Quando as TSM do Atlântico Tropical Norte estão mais aquecidas que a normal e as TSM do Atlântico Tropical Sul estão mais frias que a normal, existem movimentos descendentes que transportam ar frio e seco dos altos níveis da atmosfera sobre a região Nordeste inibindo a formação de nuvens reduzindo a precipitação na fase positiva do Gradiente. Já na fase fria do Gradiente as precipitações são mais elevadas, devido ao aumento dos movimentos ascendentes e, intensificação da formação de nuvens (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981).

Outro fato é que esse padrão de anomalia influencia o posicionamento da ZCIT, latitudinalmente, devido à ocorrência de gradiente meridional de anomalia da TSM nessa região. Isso influencia na distribuição sazonal de precipitação sobre o Atlântico Equatorial e sobre a parte norte da região Nordeste do Brasil estendendo até a parte central da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996).

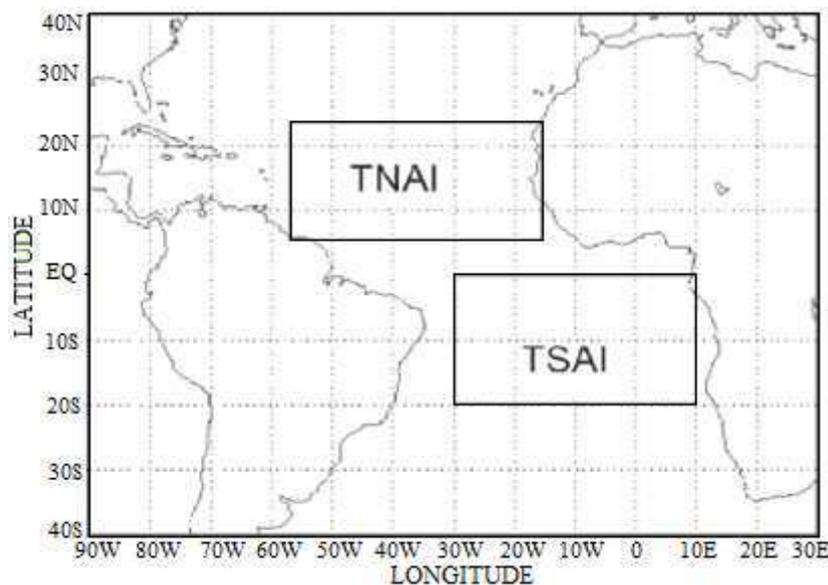


Figura 11: Diagrama esquemático mostrando as áreas dos índices TNAI e TSAI no Oceano Atlântico Tropical. Fone: Menezes et al. (2008)

Quando há TSM positiva na parte norte do Atlântico e negativa na parte sul, evidencia-se a formação de gradientes meridionais positivo de anomalias de TSM de sul a norte e, que no mesmo período a pressão atmosférica ao nível do mar mais alta sobre o Atlântico Sul e mais baixa no Atlântico Norte, que faz com que os alísios de sudeste fiquem mais intensos do que a média e os de nordeste mais fraco e o eixo de confluência dos ventos alísios deslocados mais para norte, relativamente a sua posição média. Este tipo de configuração as precipitações pluviais sobre o Norte e Nordeste do Brasil tendem a ser abaixo da média. Enquanto, configurações opostas às descritas produzem, em geral, precipitação no Norte e Nordeste superior à média climatológica (Hastenrath e Heller, 1977).

2.3.2. Oscilação Multidecenal do Atlântico

Um modo de variabilidade de baixa frequência, em escala interdecenal, que ocorre no Oceano Atlântico é a OMA, que está localizada no Hemisfério Norte (HN) desse Oceano. É uma Oscilação que modula as anomalias de temperaturas da superfície do mar no Atlântico (Kayano e Capistrano, 2013). Conforme Siqueira (2012) a OMA é caracterizada pela alteração, de longo prazo, da TSM no HN do Atlântico, mais precisamente, entre a região do Golf do México e a Baixa da Islândia. Enfield et al. (2001) desenvolveram um índice que considera uma faixa latitudinal entre 0° N e 70° N, com dados de grade de 5 x 5 graus desde 1856 até o presente. Porém, essa Oscilação é semelhante à ODP, sendo ela de baixa frequência, que também, possui fases

fria e quente e de duração muito longa (Santos, 2016) e que pode durar aproximadamente 20-40 anos (Kerr, 2000).

Tem-se relacionado variabilidades na circulação oceânica termohalina às ocorrências do fenômeno OMA, como também, associação das OMA com a ocorrência de secas em Sahel (Folland et al., 1986), a variabilidade das precipitação na Região Nordeste (Folland et al., 2001) a frequência de furacões no Atlântico (Goldenberg et al., 2001) e, outros (Silva, 2013).

Pesquisas mostram que a ocorrência prévia de secas severas no Centro-Oeste dos Estados Unidos e do Sudeste do País estão correlacionadas com a OMA e, que, na fase fria (anomalia negativa), essas secas tendem a ser mais frequentes ou prolongadas. Knight et al. (2005) relatam, que nesse País, as duas secas mais severas ocorridas no século XX, aconteceram durante episódios negativos de OMA em 1925 e 1965. A Figura 12 mostra a evolução da OMA com fases positiva e negativa calculada a partir das anomalias de TSM do Atlântico Norte de 1856 até 2018, respectivamente.

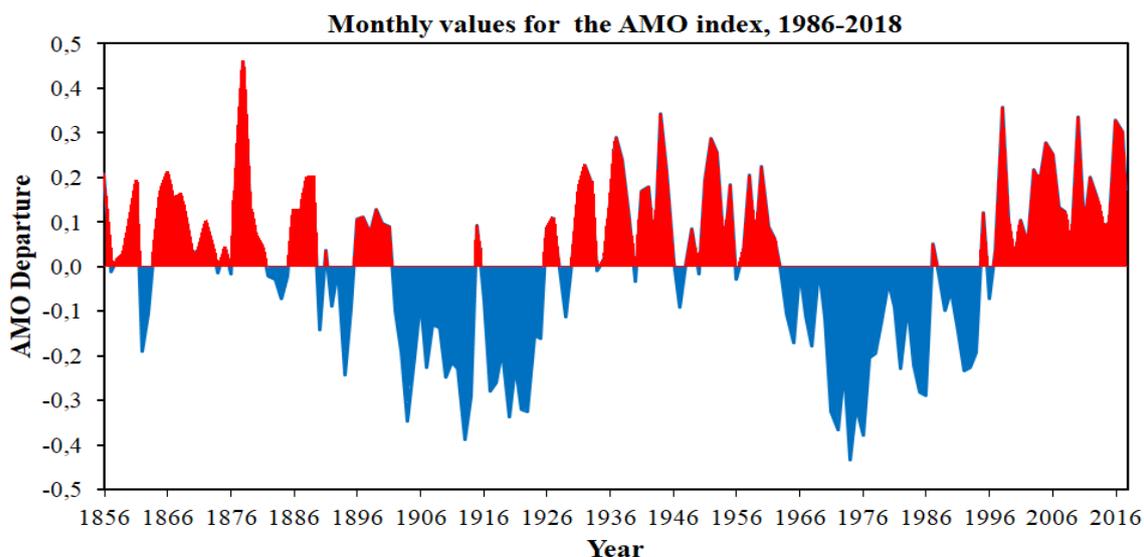


Figura 12: Índice de anomalia de temperatura da superfície do mar do Atlântico Norte para a OMA. Fonte: ESRL/NOAA (2019).

2.4. Ondaletas

Investigar as variabilidades de fenômenos meteorológicos é indispensável, uma vez que, se essas variabilidades seguirem certa função e se, se assemelharem a uma determinada função matemática que possa ser verificada no tempo, então ela pode ser interpretada a fim de se verificar características de tais fenômenos e, a partir de então, poder compreender e até fazer prognósticos.

As ondaletas possuem propriedades matemáticas com funções que satisfaz esse propósito, ou seja, é uma função capaz de decompor e descrever ou representar outra função (ou uma série de dados) originalmente descrita no domínio do tempo e que se pode analisar esta outra função em diferentes escalas de tempo e frequência.

A ondaleta é uma função (Chiann e Morettin, 1998) útil para trabalhar com séries temporais não-estacionárias e com sinais contaminados com ruídos, isso, porque as ondaletas são localizadas no tempo, permitindo dessa maneira fazer uma análise de uma série no tempo e escala simultânea (Rodrigues, 2015).

De forma resumida uma função ondaleta é a interpretação de uma onda que possui uma curta duração e um crescimento e decrescimento rápido (Daubechies, 1992). Dessa maneira, a ondaleta é utilizada para analisar séries temporais ou imagens e, em alguns casos, essa técnica é complementar às técnicas já existentes (de correlação e análise espectral) e, noutros casos, ela serve para solucionar problemas de pouco progresso antes da introdução dessa técnica, ondaleta. Como é uma onda pequena que cresce e decresce rapidamente no tempo, a função seno, que é uma grande onda em contraste, se mantém em oscilação em todo o domínio real (Percival e Walden, 2006).

Como se sabe essa técnica (ondaleta) já vem sendo utilizada em várias áreas do conhecimento, isso devido ao rico conteúdo matemático que ela oferece para um pesquisador. Assim sendo, vários autores como Weng e Lau (1994) com o estudo sobre convecção tropical, Gamage e Blumen (1993) com frentes frias e, Farge (1992) com fluxos turbulentos, se utilizaram das ondaletas para estudar tais fenômenos meteorológicos.

Segundo Morentin (2014) a análise de Fourier é uma aproximação de uma função por uma combinação linear de senos e cossenos, como também, uma função ondaleta, de acordo com o Autor. Foi utilizada nesse estudo a metodologia de análise de ondaleta, que inclui uma breve discussão de diferentes funções da ondaleta, bem como, para a análise do espectro de potência de ondaleta de acordo com os métodos utilizados por Torrence e Compo (1998).

2.4.1. Transformada Janelada de Fourier

Antes de descrever sobre a Ondaleta, Torrence e Compo (1998) aborda em seu trabalho, que a Transformada Janelada de Fourier (TJF) (do inglês - Windowed Fourier Transform – WFT), é uma ferramenta de análise que extrai informações de frequência local a partir de um sinal. Segundo os Autores, essa Transformada Janelada de Fourier é

realizada seguindo um segmento de comprimento T numa série temporal de intervalos δt e comprimento total $N\delta t$, que faz retornar à frequência de T^{-1} para $(2\delta t)^{-1}$ em cada intervalo de tempo.

Kaiser (1994) diz que os intervalos podem ser janelados com uma função arbitrária, sem suavização, ou mesmo uma janela gaussiana. Porém, a TJF representa um método impreciso e ineficiente na localização do tempo-frequência, impondo uma escala ou “intervalo de resposta” T na análise. Kaiser (1994) menciona que essa imprecisão aparece dos picos de componentes de alta e baixa frequência que não são ajustadas na faixa de frequência da janela. Já a ineficiência, resultam das frequências $T/(2\delta t)$, que devem ser analisadas a cada intervalo de tempo, independentemente do tamanho da janela ou das frequências dominantes presentes. De acordo ainda com o Autor, devem ser analisados vários comprimentos de janela para que se possa escolher a janela mais adequada. Isso, porque para análises em que a escala predeterminada pode não ser a mais apropriada, por causa do grande número de frequências dominantes, o Autor indica que deve ser usado um método de localização tempo-frequência que não dependa da escala e, para isso, Ele indica que se utilize a análise de Ondaleta.

2.4.2. A Transformada Ondaleta

A Transformada Ondaleta, como se sabe, envolve uma operação “linear” a qual pode ser utilizada para analisar sinais não-estacionários com o propósito de buscar informações das variações em frequência dos mesmos e para detectar estruturas localizadas no tempo ou no espaço.

Daubechies (1990) menciona que a ondaleta é utilizada para analisar séries temporais que contem energia não estacionária em muitas frequências. E para isso Ele supõe uma série temporal, x_n , com intervalos de tempos iguais δt e $n = 0, \dots, N - 1$. Supõem-se também que uma série temporal tem uma função Ondaleta, $\psi_0(\eta)$, que é dependente do parâmetro “tempo” não dimensional η . Para Farger (1992) essa função só é “admissível” como uma ondaleta, se a função tiver média zero e, se for localizado no espaço e tempo-frequência. Já Barbosa e Blitzkow (2008) afirmam que uma função ondaleta, representada por Ψ_0 , deve satisfazer duas propriedades distintas: a integral da função é igual a zero e, a função deve possuir energia unitária.

Sendo assim, a ondaleta de Morlet (Vilani e Sanches, 2013), consiste em uma onda plana de função periódica cuja amplitude é modulada por uma Gaussiana, sendo o pacote dessa gaussiana definida pela segunda exponencial do produto da equação (8 -

mostrada na seção 3.2.3.), já a onda gerada pela exponencial complexa é a primeira exponencial da equação (8), que é definida como função ondaleta básica segundo Toorence e Compo (1998); Guedes et al. (2005); Yi e Shu (2012) e Blain e Lulu (2011). Essa ondaleta de Morlet é uma função simétrica complexa que também pode encontrar picos e vales Biswas e Si (2011).

A importância em utilizar a ondaleta de Morlet na Transformada em Ondaleta é que esse método separa a ondaleta em partes, real e imaginária. O bom disso, é que a parte real capta as características oscilatórias positivas e negativas das séries temporais ou da amplitude e isola os componentes, tais como descontinuidades e saltos, já a parte imaginária preserva a informação da fase (Lau e Weng, 1995; Kravchenko et al., 2011), que é indispensável quando se calcula a coerência entre as duas variáveis (aqui: precipitação entre bacias hidrográficas).

A seguir há uma figura (Figura - 13), de acordo com a equação (8), mostrando a parte imaginária com $\omega_0 = 6$ e a amplitude arbitrária da ondaleta de Morlet.

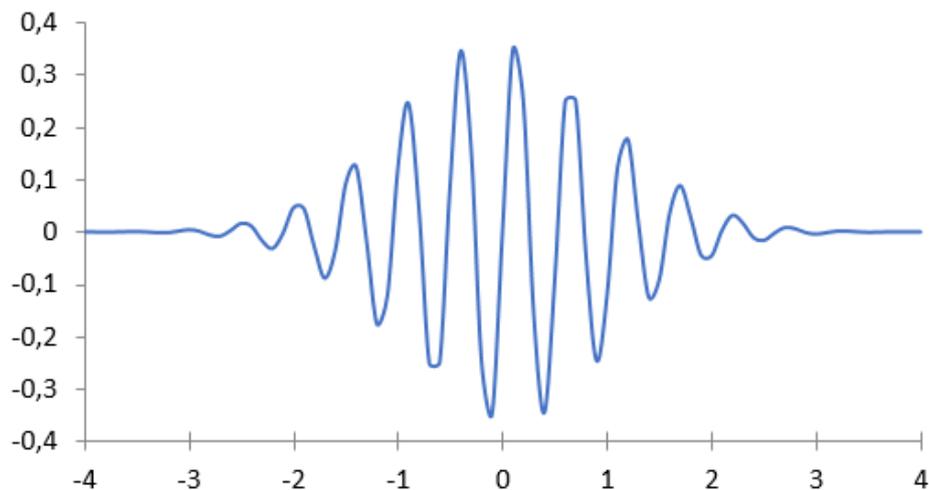


Figura – 13: Ondaleta de Morlet.

Quando se refere à ondaletas ortogonais e não ortogonais, então se utiliza genericamente o termo “função ondaleta”, por outro lado, o termo “ondaleta base” é referido unicamente a um conjunto ortogonal de funções e, para Farge (1992), a utilização de uma base ortogonal implica a utilização da transformada ondaleta discreta, enquanto que, para uma função ondaleta não ortogonal deve ser utilizada a transformada ondaleta discreta ou contínua. Esse estudo abordou-se a teoria referente à transformada ondaleta contínua e, a partir daí, analisou-se relação e coerência entre uma e outra bacia hidrográfica, abordando a teoria sobre as transformadas ondaletas cruzada e coerente.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Material

3.1.1. Área de estudo

O Brasil é um país bem privilegiado, com relação à disponibilidade hídrica, pois possui cerca de 12 % das reservas mundiais de água doce, se considerar as águas recebidas dos países vizinhos, o índice pode chegar a 18 %. Mesmo, assim, a situação apresenta contrastes de abundância e escassez de água que exige dos governos, usuários e sociedade civil, cuidados especiais, organização e planejamento na gestão do uso dos recursos hídricos nacionais (MMA, 2006).

Nesse estudo a área geográfica do Brasil, destinada à pesquisa, é limitada ao conjunto de seis das doze Regiões Hidrográficas que abrangem o território nacional, sendo elas, as que estão localizadas na parte Setentrional Oriental do Brasil e, inseridas no polígono delimitado pelas seguintes coordenadas 0,5° S a 20° S de latitude e 34,8° W a 55,4° W de longitude (Figura – 14).

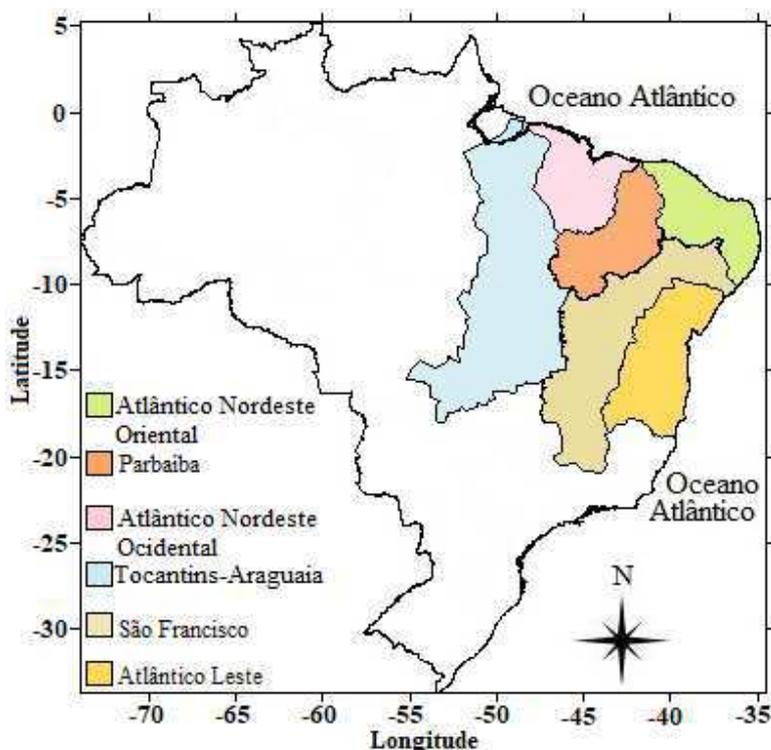


Figura – 14: Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Segundo o Ministério do Meio Ambiente e Agência Nacional das Águas (ANA), algumas características das regiões hidrográficas em estudo são descritas a seguir:

A região hidrográfica Tocantins-Araguaia está inserida geograficamente dentro da seguinte área: 0,5° S a 18,1° S de latitude e, 48° W a 55,4° W de longitude. Ela possui uma área superficial, aproximadamente, de 918.273 km², que corresponde em torno de 11 % do território nacional. Sendo que 26,8 % da região hidrográfica do Tocantins-Araguaia localiza-se no estado de Goiás, 34,2 % em Tocantins, 20,8 % no Pará, 3,8 % no Maranhão, 14,3 % em Mato Grosso e, 0,1 % no Distrito Federal. Grande parcela da área dessa Região está situada na região Centro-Oeste do Brasil, das nascentes dos rios Tocantins e Araguaia até a confluência dos rios e, daí, para a jusante, adentrando a região Norte até a foz do rio, no Oceano Atlântico.

O Rio Araguaia nasce nos altiplanos que dividem os estados de Goiás e Mato Grosso, na Serra do Caiapó nas proximidades do Parque Nacional das Emas, nos municípios de Mineiros no estado de Goiás e Alto Taquari no Mato Grosso. Esse Rio possui uma extensão de cerca de 2.600 km, segundo o MMA (2006), até desembocar no Rio Tocantins.

O Tocantins tem sua nascente no Planalto Central, numa altitude de aproximadamente 1000 m, sendo formado pelos rios das Almas e Maranhão e, se estende por cerca de 1.960 km até a desembocadura no Oceano Atlântico (MMA, 2006; Penereiro, 2016).

Os solos característicos da região do Tocantins-Araguaia são geralmente profundos e de boa drenagem, sendo os mesmos, latossolos e neossolos quartzarênicos, que possuem baixa fertilidade natural e boas características físicas, em relevo plano e suavemente ondulado, geralmente, (MMA, 2006). Dentre os mais variados tipos de uso do solo da Região, se destaca o uso do solo por projetos de irrigação, mineração, sistemas hidrelétricos.

No Tocantins Alto parte de sua área é ocupada pelo barramento de água dos reservatórios de geração de energia hidrelétrica. No Araguaia predomina o solo com planícies inundadas naturalmente e por irrigações. No Tocantins Baixo a atividade mineradora compete com as áreas prioritárias de conservação, para possibilitar a preservação das zonas de recarga e permanência de corredores ecológicos, devidos aos avanços das fronteiras agrícolas, construções de reservatórios e, crescimento de centros urbanos (MMA, 2006).

Com relação aos Biomas (Figura 15), a parte sul da região do Tocantins-Araguaia é ocupada predominantemente pelo Cerrado, enquanto no norte, pelo Amazônia.

Os principais sistemas meteorológicos atuantes na região hidrográfica do Tocantins-Araguaia, segundo Júnior (2016), são a ZCIT que atua nas latitudes mais baixas, ZCAS, frentes frias e Linhas de Instabilidades (Neves, 2017).

O clima dessa Região Hidrográfica é predominantemente tropical, com temperatura média anual de 26° C e períodos chuvoso (outubro a abril) e seco (maio a setembro) bem definidos durante o ano, a precipitação média anual é de 1.869 mm/ano (ANA, 2002). No rio Tocantins as vazões máximas ocorrem nos meses de fevereiro a março e, no rio Araguaia nos meses de março e abril. O regime de precipitação aumenta com a diminuição da latitude, ou seja, no sentido sul-norte (MMA, 2006).

A vazão média na bacia do Tocantins-Araguaia, que é a segunda maior do Brasil em termos de disponibilidade hídrica, conforme o MMA (2006), é de 13.624 m³/s, que representa cerca de 9,6 % do total hídrico do País.

As principais atividades econômicas nessa Região são a agropecuária e mineração. Nas atividades voltadas para a agricultura de sequeiro, se destaca o cultivo do milho e arroz, numa área de aproximadamente, 4 milhões de hectares. Já a cultura irrigada, como o milho, arroz, feijão, soja e cana-de-açúcar ocupa uma área de cerca de 124.238 ha, mas tendo um potencial para a cultura em uma área de 5,4 milhões de ha. Na pecuária, se destaca a produção bovina. Nas atividades econômicas voltadas para a mineração, a Região se destaca na produção de alumínio, amianto, bauxita, calcário, cobre, ferro, níquel e o ouro. Dentre as cinco províncias produtoras, as mais relevantes são Carajás no Pará, com o maior depósito de ferro do mundo, Paragominas também no Pará com a produção de alumínio e o Centro-Norte de Goiás com a produção de níquel e amianto. Também há atividade voltada para o extrativismo, com a produção de carvão vegetal, lenha, extração de madeira, castanha-do-pará, açaí, palmito e pequi (MMA, 2006).

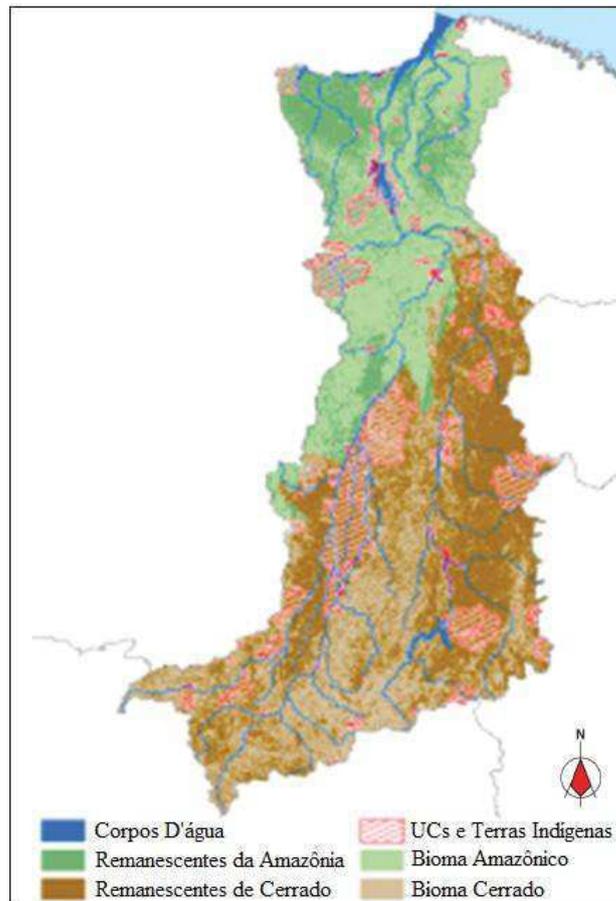


Figura 15: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia.
Fonte: ANA (2015).

A Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental está localizada na seguinte área geográfica: 0,5° S a 7,1° S de latitude e 41,8° W a 48,1° W de longitude. Ela ocupa 3 % do território nacional, abrangendo uma área superficial de 268.897 km², contemplando quase a totalidade (244.696,27 km²), o estado do Maranhão e pequena parcela (24.200,73 km²) situada no Pará. Essa Região Hidrográfica é formada pelas sub-regiões dos rios Itapecuru, Mearim, Munim, Gurupi, Pericumã e Turiaçu, bem como, as do Litoral-01 no Maranhão e, Litoral-01 e Litoral-02 no Pará, respectivamente.

Os rios mais extensos nascem nas partes mais ao sul da Região Hidrográfica e desembocam no norte da Região, no Oceano Atlântico. Os rios Gurupi, Pindaré, Grajaú, Mearim e, Itapecuru são os mais extensos da Região Hidrográfica. Destacando-se, então, os rios, Gurupi pela importância de possuir a linha divisória dos dois estados, Pará e Maranhão, que nasce em terras maranhenses e deságua no Oceano Atlântico depois de percorrer cerca de 400 km desde a confluência com o rio Itinga e, o Itapecuru que possui a maior extensão, desde a sua nascente no sul do estado do Maranhão nas

serras da Croeira, Itapecuru e Alpercatas, com altitudes de aproximadamente 530 m, deságua suas águas depois de percorrer 1.050 km, no Oceano Atlântico (MMA, 2006)

Como o estado do Maranhão possui cerca de 91 % da Região Hidrográfica Nordeste Ocidental e, está localizada na parte norte do Brasil, mais precisamente, no extremo oeste da região Nordeste do País, então, os principais sistemas meteorológicos que atuam no regime chuvoso dessa Região Hidrográfica são os mesmos que atuam nas regiões Norte e Nordeste, como um todo. De acordo com Ferreira e Mello (2005) e Nascimento et al. (2015), os principais sistemas atmosféricos que atuam sobre a região Norte e Nordeste do Brasil e, no Maranhão são: ZCIT, VCAN, Linha de Instabilidade, Complexos Convectivos de Mesoescala, Ondas de Leste e Brisas Marítimas, além da ZCAS.

A temperatura média da Região é de 27° C, com baixa amplitude térmica anual, característica das regiões intertropicais (ANA, 2005). A precipitação média anual da Região Hidrográfica é de 1.790 mm, sendo que no balanço hídrico, 83 % da precipitação anual é transformada em evapotranspiração média (1.482 mm/ano), que é maior que a média do Brasil, que é de 63 % (ANA, 2005). Já a vazão média do Atlântico Nordeste Ocidental é de 2.608 m³/s, que é cerca de 1,4 % da média nacional (179.516 m³/s) (ANA, 2015).

A cobertura do solo na Região Hidrográfica é predominantemente ocupada por três biomas (Figura 16) brasileiros: bioma Amazônico, Cerrado e Caatinga. Sendo que, as unidades de Conservação e Terras Indígenas ocupam cerca de 28 % do território dessa Região, porém, as atividades de pecuárias ocupam a maior parte da área rural, tendo as atividades agrícolas mais predominantes ao sul da Região e leste do Maranhão com ocupação de atividades econômicas voltadas as culturas da soja e do arroz (ANA, 2015). Além dessas atividades econômicas, têm as atividades voltadas, economicamente, para a mineração, que segundo o MMA (2006) o estado do Maranhão produz o ferro-gusa e o alumínio primário, já na área da Bacia contida no Pará são os minérios de ferro, bauxita, ouro, manganês e o caulim, atividades essas, que em 1997 obteve valores de cerca de U\$ 2,1 bilhões, que representou cerca de 20 % do Produto Interno Bruto (PIB) do Pará, que é considerado o segundo do Brasil. Além dessas, têm várias outras atividades econômicas: pecuária, turismo, pesca, construção e outros.

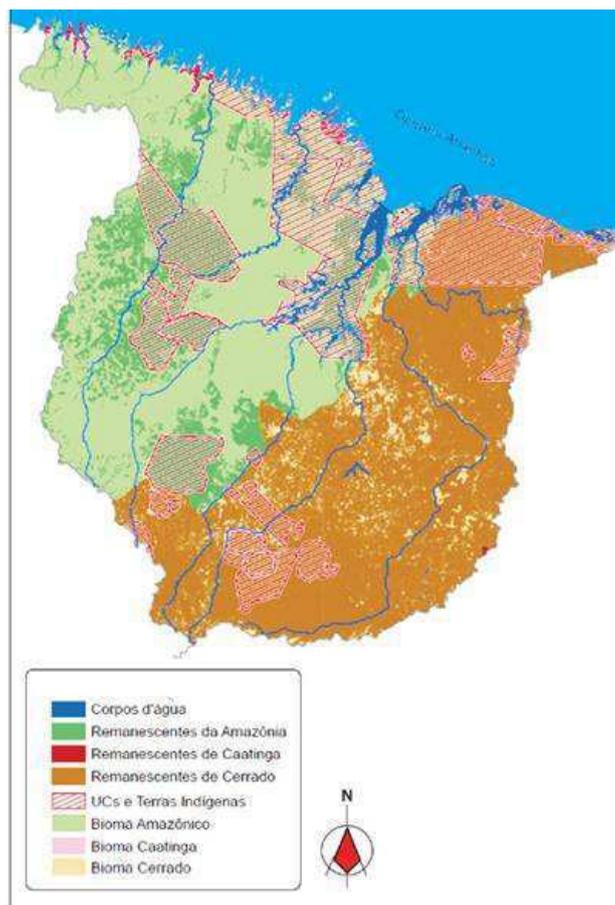


Figura 16: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica do Atlântico Ocidental.
Fonte: ANA (2015).

- A Região Hidrográfica Parnaíba está inserida geograficamente na seguinte área: 2,7° S a 10,9° S de latitude e 40° W a 47,1° W de longitude. A mesma, segundo a ANA (2015), ocupa uma área de 331.441 km², aproximadamente, sendo que 249,497 km² da área da Região está inserida no estado do Piauí (cerca de 77 % da Região), 65.492 km² no Maranhão (19 % da Região) e 13.690 km² no estado do Ceará (4 %), sendo que, 2.762 km² são áreas em litígio entre Piauí e Ceará.

Essa Região possui vários rios, que estão situados em três sub-regiões, Alto Parnaíba, Médio e, Baixo Parnaíba. O principal Rio é nomeado pelo próprio nome da Região Hidrográfica, Rio Parnaíba, que é o de maior extensão com 1.400 km desde sua nascente na região do Alto Parnaíba, no sul do Piauí, nos confrontes da Chapada das Mangabeiras, a 800 m de altitude, até a desembocadura ao norte do estado do Piauí, no Oceano Atlântico. Vale elucidar que esse Rio é barrado 560 km depois de sua nascente, formando um lago (Boa Esperança) para geração de energia elétrica (ANA, 2015).

O solo da Região Hidrográfica Parnaíba é ocupado por diferentes biomas (Figura 17), sendo os principais, o Cerrado no Alto Parnaíba, a Caatinga no Médio

Paranaíba e, o Costeiro no Baixo Paranaíba, além de possuir dois biomas denominados de Ecótonos, que dividem em regiões de Cerrado a Caatinga e, entre a Caatinga e a Amazônia, tornando assim, diferenciadas as características dos biomas dentro dessa Região Hidrográfica. Segundo a Codevasf (2005) o solo no Alto Paranaíba, é usado para a agricultura mecanizada (predominância da cultura de soja), é também utilizada para a agricultura irrigada (4.095 ha), atividade agropecuária (685.300 ha), vegetação de Caatinga (2.773.265 ha), vegetação de Cerrado (6.950.967 ha), vegetação de transição (271.325 ha), corpos de água (35.841 ha), área urbanizada (9.285 ha), mata ciliar (120.335 ha) e solo exposto (95.879 ha); para o Médio Paranaíba o solo é usado para agricultura de subsistência tais como o milho e o feijão, agricultura irrigada, atividades voltada à agropecuária e outros e; no Baixo Paranaíba dentre os vários usos do solo se destacam as áreas voltadas para a irrigação de culturas nobres, como a melancia, práticas da rizicultura nas vazantes, a cultura da cana-de-açúcar, atividade de agropecuária além de outras culturas na região (MMA, 2006).

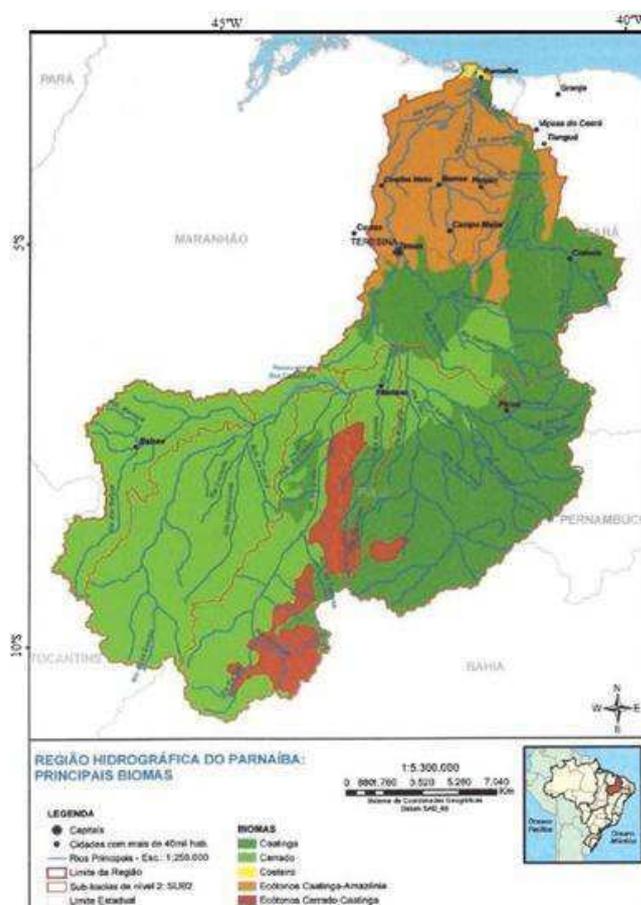


Figura 17: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Paranaíba.
Fonte: MMA (2006).

Como o Piauí pertence ao Nordeste brasileiro, então, os principais sistemas meteorológicos que atuam no regime chuvoso do Parnaíba são também os mesmos que atuam na região Nordeste do País. Dessa maneira, de acordo com Ferreira e Mello (2005) os principais sistemas atmosféricos atuantes sobre o Nordeste do Brasil são: ZCIT, VCAN, Linha de Instabilidade, Complexos Convectivos de Mesoescala, Ondas de Leste e Brisas Marítimas.

Conforme a ANA (2015) grande parte da região do Parnaíba está inserida no semiárido brasileiro, que possui características intermitentes das chuvas e dos rios e, de acordo com dados do INMET, a média anual da precipitação é de 1.064 mm, média essa, que está muito abaixo da precipitação média do País, que é de 1.761 mm. Já a vazão média do Parnaíba é de 767 m³/s, que corresponde a 0,43 % do valor médio nacional, que é de 179.516 m³/s.

O MMA (2006), baseado em estudos da Codevasf (2005), classifica a climatologia da Região Hidrográfica do Parnaíba em quatro classes diferenciadas:

- a) clima semiárido com pluviometria inferior a 700 mm/ano;
- b) clima semiárido a subúmido com pluviometria entre 1.000 a 1.300 mm/ano;
- c) clima subúmido a úmido com pluviometria entre 1.300 a 1.500 mm/ano;
- d) clima úmido com pluviometria superior a 1.500 mm/ano.

A temperatura média da Região é de 27 °C. A evapotranspiração anual média é de 1.517 mm/ano, sendo que na região do Parnaíba, na nascente dos rios Parnaíba e Gurguéia, no sul do Piauí, a evapotranspiração chega a 3000 mm/ano, devido a valores mais baixos de umidade relativa do ar, próxima, a 57 % MMA (2006).

A Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental cobre uma área de, aproximadamente, 286.800 km², que corresponde a 3,4 % do território nacional (ANA, 2015) e, está localizada geograficamente dentro da seguinte área: 2,8° S a 10,2° S de latitude e 34,8° W a 41,8° W de longitude. Essa Região Hidrográfica abrange 874 municípios em cinco estados da Federação brasileira: Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e, parte do Pernambuco e Alagoas. O MMA (2006) subdividiu essa Região Hidrográfica em seis regiões hidrográficas menores, são elas: Norte do Ceará; Jaguaribe; Piranhas-Apodi; Litoral da Paraíba e Rio Grande do Norte; Paraíba; Litoral da Paraíba, Pernambuco e Alagoas (Figura 18). Os principais rios dessas sub-regiões hidrográficas: Acaraú; Jaguaribe, Banabuiú, Apodi, Piranhas-Açu, Paraíba do Norte, Capibaribe, Ipojuca e Uma (ANA, 2015). Uma descrição desses Rios e outros são apresentados a seguir.

O rio Acaraú, na Região do Acaraú no norte do Ceará, tem sua nascente na Serra das Matas, que fica localizada no município de Monsenhor Tabota no próprio Estado, o mesmo desemboca suas águas no Oceano Atlântico, na cidade de Acaraú no Ceará, depois de percorrer uma extensão de 320 km (Mesquita et al., 2016).

A Região do Banabuiú, que está localizada nos sertões centrais cearense e, é limitada por quase todas as outras Regiões do Ceará, exceto as Regiões do Acaraú e do Litoral, tem a nascente na Serra da Pipoca na cidade de Pedra Branca no Ceará e, desemboca suas águas, que correm no sentido oeste-leste, depois de percorrer 314 km no Rio Jaguaribe, próximo e Limoeiro do Norte também Ceará.

Na região do Jaguaribe, o principal rio é o Rio Jaguaribe que nasce na Serra da Joanhina no município de Tauá no Sul do Estado do Ceará e, escoas suas águas por aproximadamente 610 km até chegar à foz no Litoral Norte do Ceará, no Oceano Atlântico (Pitombeira, 2015).

A região do Piranhas/Açu tem como principal rio o rio Piranhas-Açu, que conforme a Ana (2014) pelo Decreto nº 399, que adota o aspecto geográfico de maior área, tem a nascente do Rio localizada na Serra de Piancó no estado da Paraíba. Sendo assim, o rio Piancó é o principal corpo hídrico do rio Piranhas-Açu, que atravessa os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, na direção Sul-Norte, até desaguar suas águas no Oceano Atlântico. Na Paraíba os afluentes do rio Piranhas são: Peixe, Piancó, Espinharas e Seridó. Esses Rios se encontram no Rio Grande do Norte e, a partir da Barragem Armando Ribeiro Gonçalves, passa a ser chamado de rio Piranhas-Açu.

Sendo localizado totalmente no Rio Grande do Norte, o rio Apodi/Mossoró, também conhecido assim, é o segundo maior do Estado com extensão de 210 km, tem sua nascente na Serra de Luiz Gomes, no município de Luiz Gomes no sul do Estado e, desemboca suas águas ao norte, no Oceano Atlântico, entre os municípios de Grossos e Areia Branca no Rio Grande do Norte (Ribeiro, 2014 e Menezes et al., 2015).

Estando totalmente inserido no Rio Grande do Norte, porém na região hidrográfica Litoral, o rio Ceará Mirim, também muito importante no Estado é o principal Rio da região do Ceará Mirim, possuindo uma extensão de 129 km desde sua nascente, no município de Lajes no Rio Grande do Norte nas redondezas de Santa Rosa no próprio Estado e, passando por 14 municípios potiguares até chegar a sua foz, no Litoral Leste do Estado, no Oceano Atlântico (Cirilo, 2014).

A Região do rio Curimataú está localizada na subdivisão Litoral da Paraíba e Rio Grande do Norte (MMA, 2006), mais precisamente, na Microrregião do Agreste

paraibano com área aproximada de 3.346,8 km² (Santos, 2012) e, abrange o agreste do Rio Grande do Norte e o Litoral Sul no mesmo Estado. Sendo intermitente, o rio Curimataú nasce no município de Barra de Santa Rosa na Paraíba e, escoas suas águas em direção ao Litoral Sul do Estado potiguar onde deságua na Praia de Barra de Cunhaú daquele Estado, no Oceano Atlântico (Oliveira, 2016).

O rio Mamanguape, como principal rio da região hidrográfica do Mamanguape (3.522,69 km²), é intermitente, e nasce na microrregião do Agreste paraibano e desemboca suas águas no Oceano Atlântico nas mediações do município de Rio Tinto, litoral leste da Paraíba (Araújo et al., 2012).

Na região do rio Paraíba, que está totalmente localizada no estado da Paraíba e, tem como principal rio, próprio rio Paraíba, possui sua nascente na Serra Jabitacá no município de Monteiro, com o nome denominado de rio do Meio. As águas desse Rio percorre uma distância de 300 km desde a nascente até a foz no Oceano Atlântico.

A Região do Ipojuca, tem como principal rio, o rio Ipojuca, que nasce nas encostas da Serra do Pau d'Arco, localizado no município de Arcoverde no Pernambuco numa altitude de 900 m, aproximadamente, e possui uma extensão de 323,9 km orientado de oeste para leste até a sua desembocadura no leste do estado pernambucano, no Oceano Atlântico (Condepe/Fidem, 2005).

O rio Una é o principal da região hidrográfica do Una, ele é considerado um dos Rios mais importantes do estado de Pernambuco. Esse Rio nasce em áreas do município de Capoeiras numa altitude de 900 m, no mesmo Estado, sendo intermitente até o município de Altinho e, então, torna-se perene a partir desse município, tendo como extensão total do rio Una 255 km, aproximadamente, escoando suas águas no sentido oeste-leste do Estado até o encontro com o Oceano Atlântico (Monteiro, 2014).

A região hidrográfica do Capibaribe está localizada no nordeste do estado do Pernambuco, abrange as Zonas do Agreste, Mata e Litoral pernambucano ocupando uma área de aproximadamente 7.455 km², tendo 42 municípios inseridos totalmente ou não, na Região Hidrográfica. O rio Capibaribe sendo o principal rio dessa Região, nasce no município de Poção próximo ao limite de Jataúba, também no Pernambuco, percorre uma extensão de 275 km até chegar a sua foz no Oceano Atlântico, no porto de Recife segundo a Braga et al. (2015) no estado pernambucano.

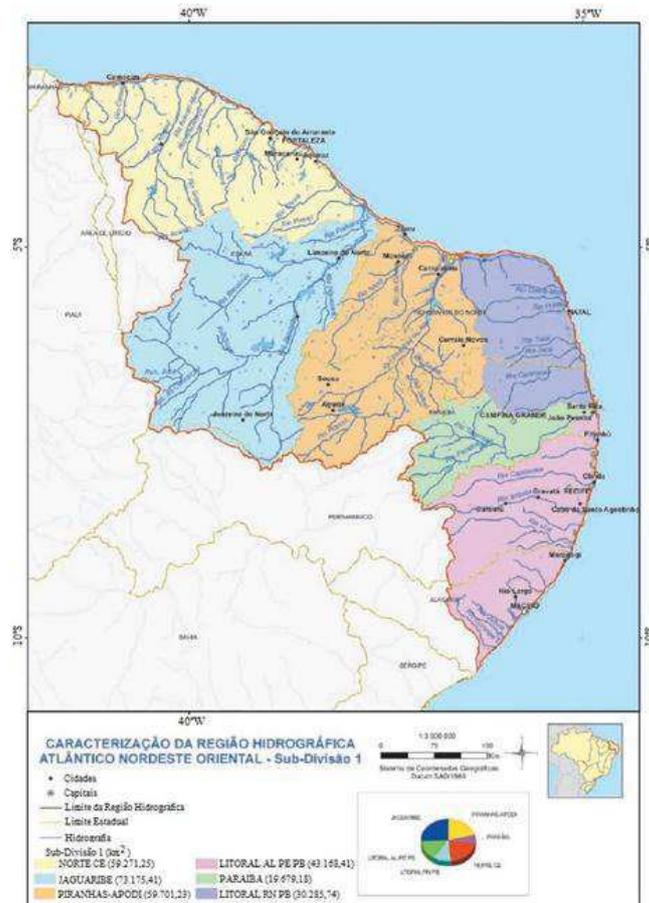


Figura 18: Sub-divisão da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental.
Fonte: MMA (2006).

O solo da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, é ocupado em grande parte pelo Bioma Caatinga (Figura 19), porém nas suas proporções (fragmentos) são encontradas tipologias de cerrado e floresta ombrófila, além de várias áreas de ecossistema costeiro e mata atlântica. Dentro dessa Região Hidrográfica, o ecossistema agreste, que é um ecossistema de transição entre a Zona da Mata e o sertão e, sua paisagem se assemelha fisiologicamente à mata, à caatinga, e às matas secas, ocupa uma faixa que se estende desde o Rio Grande do Norte até o limite sul da Região, no estado de Alagoas. A Zona da Mata, também ocupa uma faixa que se estende desde o estado do Rio Grande do Norte até o estado de Alagoas (MMA, 2006).

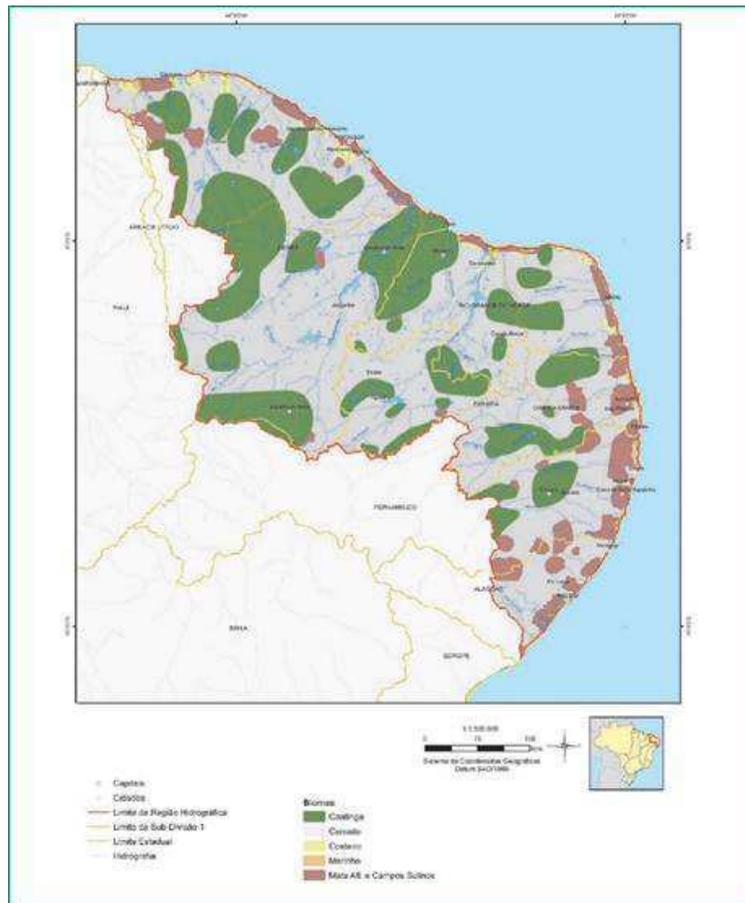


Figura 19: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental.
Fonte: MMA (2006).

Assim como as Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Ocidental (91 % dela) e todo o Parnaíba, a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental está totalmente inserida na Região Nordeste do Brasil e, da mesma maneira, essa Região Hidrográfica também possui os mesmos sistemas meteorológicos atuantes no Nordeste do País, que de acordo com Ferreira e Mello (2005) são: ZCIT, VCAN, Linha de Instabilidade, Complexos Convectivos de Mesoescala, Ondas de Leste e Brisas Marítimas.

Conforme o MMA (2006), o clima na Região Hidrográfica varia do tropical-úmido nas proximidades do litoral ao semiárido no sertão, a precipitação média varia de 600 mm/ano a 1.700 mm/ano na região litorânea, serra e sertão. Já a vazão média para essa Região Hidrográfica é em torno de 779 m³/s, que corresponde, apenas, a 0,43 % da vazão média nacional. A temperatura média da Região varia na faixa dos 24 °C a 26 °C. O uso do solo nas atividades econômicas é voltado às áreas de culturas de subsistência como milho, feijão e arroz nas áreas de caatinga, enquanto que, nas regiões costeiras são as práticas da aquicultura, expansão urbana, cultura da cana-de-açúcar e outros, além de áreas que são utilizadas pelas culturas irrigadas.

A Região Hidrográfica São Francisco está inserida geograficamente entre: 7,7° S a 20,9° S de latitude e 36,4° W a 47,4° W de longitude. Essa Região é considerada uma das mais importantes do Brasil. Estão inseridos na Região 503 municípios. O MMA (2006) menciona que essa Região Hidrográfica abrange uma área de, aproximadamente, 638.323 km², que corresponde a 8 % do território nacional: a área de 1.277 km² (0,2 %) do São Francisco está no Distrito Federal, a Bahia possui em torno de 307.794 km² (48,2 %) da Região Hidrográfica, Minas Gerais 235.635 km² (36,9 %), Pernambuco 68.966 km² (10,8 %), Alagoas 14.687 km² (2,3 %), Sergipe 7.024 km² (1,1 %) e Goiás possui 3.193 km² (0,5 %) da Região.

A nascente do Rio São Francisco está localizada na Serra da Canastra, no estado de Minas Gerais e, depois de percorrer uma extensão de 2.800 km, chega à foz do Rio, no Oceano Atlântico, localizada entre os estados de Alagoas e Sergipe. Essa Região Hidrográfica é subdividida em quatro regiões hidrográficas: Alto São Francisco, Médio São Francisco, Sub-médio São Francisco e Baixo São Francisco. Essas quatro subdivisões hidrográficas possuem os principais afluentes: rio São Francisco com 2.637 km de extensão, rio das Velhas (689 km), Grande (502 km), Verde Grande (458 km), Paracatu (448 km), Urucuia (381 km), Paramirim (345 km), Pajeú (333 km), Preto (315 km) e o Jacaré (297 km) (ANA, 2015).

O solo da Região Hidrográfica é coberto superficialmente por biomas do tipo Caatinga e Cerrado, sendo que, de acordo com a ANA, (2015) essa Região contempla coberturas fragmentadas de diversos biomas (Figura 20), Floresta Atlântica nas cabeceiras do rio São Francisco, Cerrado no Alto e Baixo São Francisco e a Caatinga no Médio e Baixo São Francisco, sendo que, em áreas de transição de Cerrado e Caatinga encontram-se florestas estacionais decídua e semi-decídua, áreas de campos de altitudes e as formação pioneiras (mangue e vegetação litorânea).

A ocupação e uso do solo para algumas atividades econômicas se dá pelos cultivos de lavouras temporárias e permanentes (8 milhões de hectares), pastagens (10 milhões de hectares) presentes no Alto e Médio São Francisco e, no Baixo São Francisco predominam as riziculturas de vazantes, além das práticas voltadas a agricultura de irrigação (pública ou particular) que ocorre em toda a Região Hidrográfica e, de atividades voltadas a exploração pecuária, atividades minerárias e outras e, da geração de energia elétricas, através das barragens de Três Marias,

Sobradinho, Itaparica, Paulo Afonso e outras (MMA, 2006), que estão presentes ao longo do rio São Francisco (ANA, 2015).

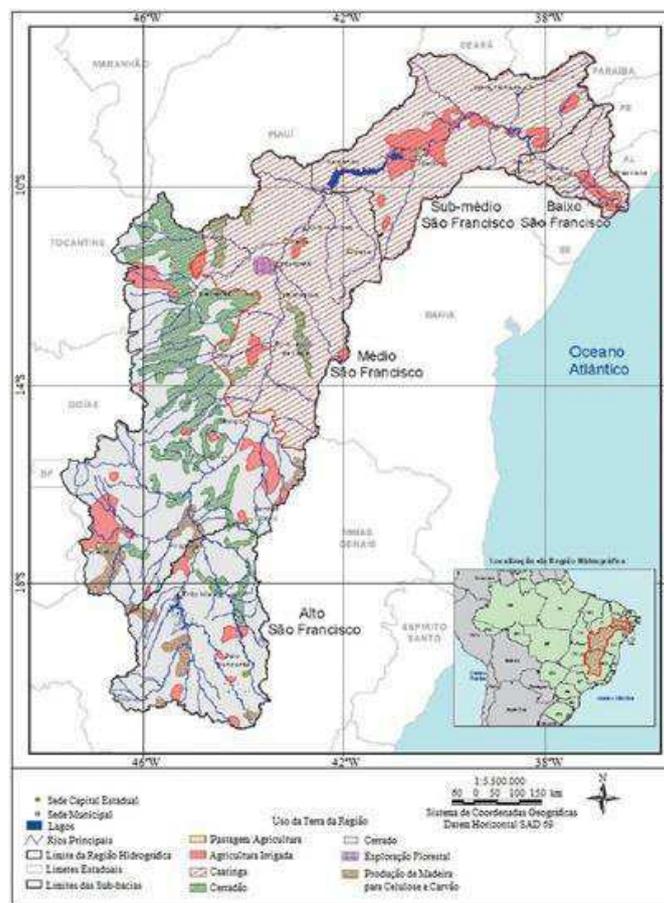


Figura 20: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica São Francisco.
Fonte: MMA (2006).

Os sistemas meteorológicos que atuam influenciando no regime chuvoso sobre a Região do São Francisco são, de acordo com alguns autores, os Sistemas Frontais Kousky (1979), Molion e Bernado (2002); a ZCAS, os Bloqueios Atmosféricos, VCAN Kousky e Gan (1981); e a ZCIT (Uvo, 1989).

Utilizando dados de INMET, a ANA (2015) afirma que a precipitação média para a Região do São Francisco é de 1.003 mm por ano, índice esse que é bem abaixo da média para o País, que é de 1.762 mm por ano. Essa Região possui uma disponibilidade hídrica superficial de 1.886 m³/s (2,07 % da nacional), sendo que a vazão média é de 2.846 m³/s, correspondendo a 1,58 % da vazão média do Brasil, que é 179.516 m³/s.

Porém, o clima predominante do São Francisco, de acordo com a classificação de Köppen, é do tipo Cfa, com temperaturas médias no verão acima de 22°C e no inverno abaixo dos 18°C segundo (Ayoade, 2002).

A Região Hidrográfica Atlântico Leste está delimitada pelas seguintes coordenadas geográficas: 9,6°S a 18,9°S de latitude e 36,8°W a 43,8°W de longitude (ANA, 2000). Segundo o MMA (2006), quatro estados da Federação possuem áreas pertencentes a Região do Atlântico Leste: o estado da Bahia possui, em torno de 69 % da Região Hidrográfica, Minas Gerais tem em torno 26 % dessa Região, Espírito Santo possui apenas 1 % da área dessa Região e, Sergipe tem 4 %, que juntos, medem aproximadamente, 386.092 km². Ela, ainda, de acordo com o MMA (2006) é subdividida em 16 regiões hidrográficas menores:

A região hidrográfica Litoral em Sergipe (5.702 km²) está quase, totalmente, no estado de Sergipe. O rio principal é o rio Sergipe que nasce na Bahia;

A região (16.324 km²) do rio Vaza-Barris está localizada na Bahia e Sergipe e, escoam suas águas para o Oceano Atlântico;

A região Litoral 01 (9.449 km²) tem os rios, Real e Piauí, que ambos atravessam Sergipe de oeste a leste até chegar ao Oceano Atlântico;

Já a região do rio Itapicuru (35.691 km²), em território totalmente baiano tem seu curso das águas paralelo ao da bacia Vaza-Barris;

A região do Paraguaçu (54.528 km²) escoam suas águas para o mar no Oceano Atlântico;

As regiões hidrográficas do Recôncavo 01 (17.788 km²) e do Recôncavo 02 (16.803 km²) possuem vários afluentes e, escoam suas águas para o Oceano Atlântico;

A região do rio Contas 01 (64.933 km²) está totalmente inserida na Bahia e, possui vários afluentes dentro da região, que drena as águas para o mar;

A região do rio Pardo (32.334 km²) com maior parte na Bahia, tem o rio Pardo como principal rio e, escoam suas águas, de oeste para leste até o Oceano Atlântico, desde sua nascente na Serra do Espinhaço no estado de Minas Gerais;

A região do rio Jequitinhonha (69.948 km²) pertence a Minas Gerais (90 %) e Bahia, nasce em Minas Gerais, atravessa os dois Estados, é dividida em Jequitinhonha 01 (24.200 km²), Jequitinhonha 02 (16.313 km²) e Jequitinhonha 03 (29.435 km²), todos os rios escoam suas águas para o Oceano Atlântico;

A região do rio Mucuri (15.413 km²) nasce em Minas Gerais e deságua na Bahia, drenando uma pequena área, através dos rios Jequitinhonha e Litoral Sul da Bahia;

A região do rio Itaúnas (5.369 km²), escoam suas águas em grande parte no Espírito Santo em direção ao Oceano Atlântico, respectivamente;

A região do rio São Mateus (13.480 km²) nasce em Minas Gerais e, deságua no estado do Espírito Santo, no extremo sul da Região Hidrográfica do Atlântico Leste, no Oceano Atlântico.

Mas, a ANA (2015), usa a Região Hidrográfica do Atlântico Leste dívida em, apenas, 8 regiões hidrográficas (Figura 21), a ser: Vaza-Barris; Litoral Bahia-Sergipe; Itapicuru; Litoral-Bahia, Paraguaçu; Contas; Pardo Jequitinhonha, e Litoral Espírito Santo-Bahia , que possuem como principais rios, os rios Vaza-Barris; Barba do Tubarão; Real; Itapicuru-açu; Itapicuru; Inhambupe; Jacuípe; Salgado; Pojuca; Capivari; Paraguaçu; São João; Salto; Gavião; Conguji; Contas; Pardo; Itacambiruçu; Araçaí; Jequitinhonha; Prado ou Jucurucu; Alcobaça ou Itanhaém; Mucuri; Cibrão, e São Mateus.

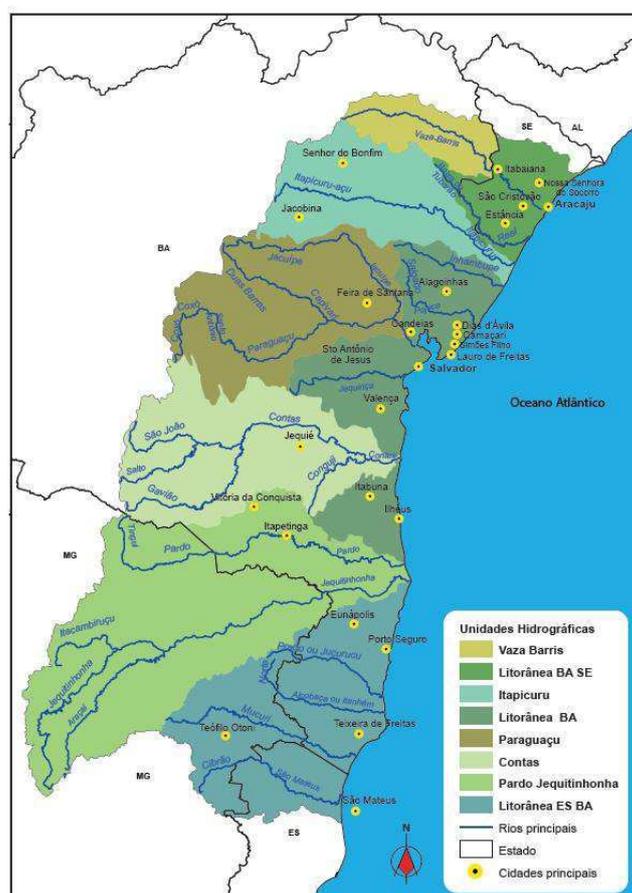


Figura 21: Sub-divisão da Região Hidrográfica do Atlântico Leste.

Fonte: ANA (2015).

O uso solo e da cobertura vegetal da Região (Figura 22) se dá pelas seguintes características, da Caatinga, que é também usada para as atividades Agrícolas e Pecuárias; a Cabruca, que é ocupada pelo ecossistema de Floresta Costeira; a Floresta

Seca; a Floresta Estacional, que é também usada para as atividades Agrícola e Pecuária; a área destinada a recuperação de florestas, ou seja, o Reflorestamento (MMA, 2006).

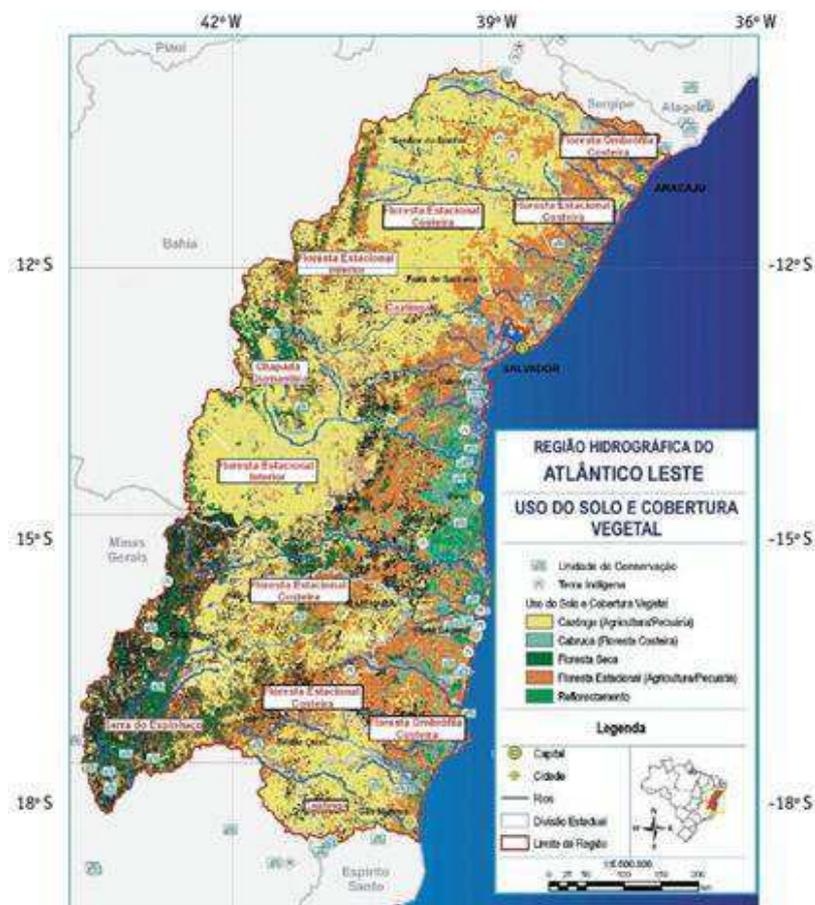


Figura 22: Uso e ocupação do solo na Região Hidrográfica Atlântico Leste.
Fonte: MMA (2006).

Quanto à ocupação do solo voltada às atividades econômicas, a Região do Atlântico Leste, segundo a ANA (2015), tem-se:

Na região dos rios Itaúnas e Mateus a cultura do café, cana-de-açúcar, mamão e coco-da-bahia;

Na região do rio Araçuai e Vale do Jequitinhonha a cultura do feijão, milho, café e cana-de-açúcar;

Na região do rio Contas o cultivo de feijão, milho, cana-de-açúcar, batata inglesa, café, manga e maracujá;

Na região do Inhambupe e porção norte do Recôncavo baiano a cultura predominante é a do coco-da-bahia, cana-de-açúcar e mandioca.

Por está grande parte de sua área situada na região semiárida, de acordo com a Agência Nacional das Águas, a Região Hidrográfica Atlântico Leste, possui períodos de

prolongadas estiagens e, também, possui a segunda menor disponibilidade hídrica, dentre as doze Regiões Hidrográficas do País.

A Região Atlântico Leste estende-se ao longo da costa leste do Nordeste brasileiro, a partir de Sergipe e vai até o norte do Espírito Santo, abrange a costa litorânea do estado da Bahia e, ocupa uma pequena parte do nordeste de Minas Gerais. Os sistemas meteorológicos que induz às chuvas nessa Região são os mesmos que atuam nessas áreas desses Estados, que atuam no extremo sul da Bahia a ZCAS, VCAN (Kousky e Gan, 1981) e, na faixa litorânea, as brisas terrestres e marítimas, Ondas de Leste (Yamazaki e Rao, 1977) e Sistemas Frontais ou seus vestígios (Tanajura et al., 2010). A precipitação na parte sul da Região ocorre entre novembro-janeiro e, está associada à penetração de sistemas frontais nessa época (Kousky, 1979). Nas partes mais ao norte o período mais chuvoso estende-se de abril a julho, principalmente devido aos distúrbios ondulatórios de leste (Rao e Hada, 1990).

De acordo com os dados do INMET, conforme a ANA (2015), a precipitação média anual na Região Hidrográfica Atlântico Leste é de 1.018 mm/ano, que é bem abaixo da média nacional, cuja média é de 1.761 mm/ano. Já a vazão média para essa Região Hidrográfica é de 1.484 m³/s, que é cerca de 0,8 % do valor médio nacional. Sendo que, a maior cota da Região, pertence à região do semiárido nordestino, cujos períodos críticos são de prolongadas estiagens, de baixa pluviosidade e alta evapotranspiração. Quanto à temperatura média anual da Região, segundo o MMA (2006), é de 24,5 °C, variando de 20 °C (Vitória da Conquista – Bahia e Itamarandiba - Minas Gerais) a valor máximo de 26 °C em Aracajú no estado de Sergipe. Sendo que, essa Região Hidrográfica está localizada, predominantemente, na região tropical, submetida a um clima quente e úmido com forte radiação solar.

3.1.2. Dados

Para o objetivo do presente estudo, utilizou-se totais mensais precipitados de 1944 a 2016. Esses dados foram de 246 estações meteorológicas e postos pluviométricos e, também, de 85 pontos de grade (1° x 1°). Também, foram utilizados dados de anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico nas áreas do Niño 3.4, ODP, OMA e Gradiente do Atlântico Tropical, sendo esses, de 1950 a 2016.

Os dados de precipitação observada foram oriundos dos seguintes Órgãos Governamentais no Brasil: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional das Águas (ANA), Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste

(SUDENE), Departamento Nacional de Obras Contra as Secas (DNOCS), Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN), Agência Executiva de Gestão das Águas da Paraíba (AESPA) e, Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC). Os dados de pontos de grade da precipitação foram adquiridos do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Os dados dos índices de anomalias de TSM do Niño 3.4, ODP, OMA e Gradiente do Atlântico Tropical, foram fornecidos pela Earth System Research Laboratory da National Oceanic and Atmospheric Administration.

A distribuição espacial das estações e postos pluviométricos e, também, dos pontos de grade nas Regiões Hidrográficas é apresentada na Figura 23.

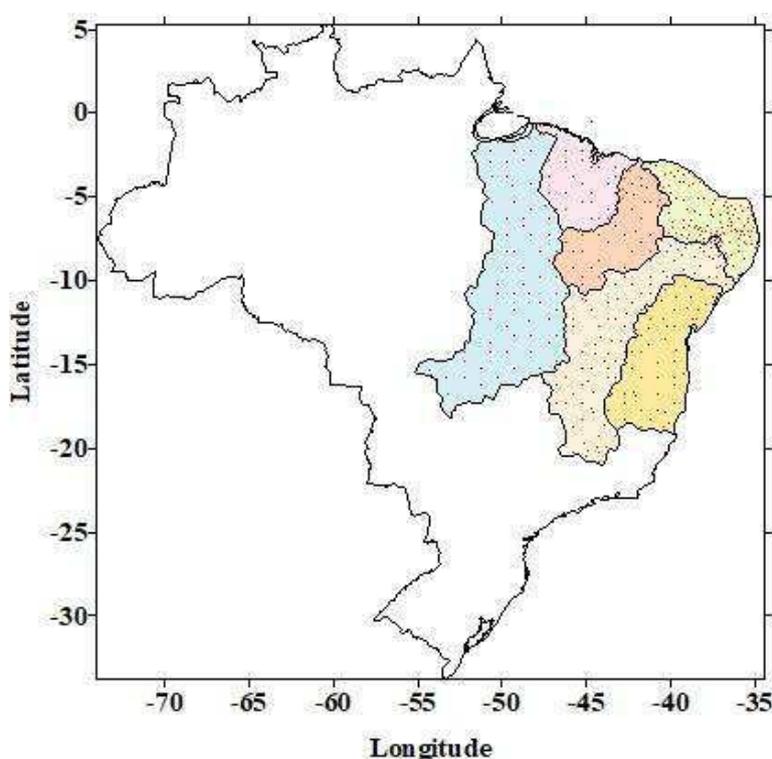


Figura 23: Distribuição espacial das estações meteorológicas e pontos de grade (1° X 1°) nas seis Regiões Hidrográficas da parte Setentrional Oriental do Brasil.
Fonte: Adaptada de ANA (2018).

3.2. Metodologia

3.2.1. Tratamento dos dados

É importante elucidar que no presente estudo utilizou-se o Ano Hidrológico, que para a parte setentrional oriental do Brasil, se estende de outubro do ano i a setembro do ano $i+1$. A Tabela - 01 apresenta um exemplo, pegando a localidade de Campina

Grande na Paraíba, mostrando a organização dos totais mensais e total anual (outubro-setembro).

Tabela - 01: Totais mensais e, total anual de precipitação pluvial de Campina Grande na Paraíba para o período de 1944 a 1948.

Ano	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
1944	14,3	32	17	106,2	78,7	75,7	96,4	71,1	39,2	20,9	11	6,2	
1945	0,6	56,8	44,1	22	252,4	163,6	125,4	76	27	17,3	11,5	3,3	806
1946	92,6	9,3	43,4	39,7	85,2	75,2	42,2	43	23,1	3,2	8,5	68,3	485,8
1947	27,2	31,8	102,8	136,7	175	98	82,6	23,8	23,7	7,7	23,2	36,8	781,6
1948	10,9	19,7	122,7	36,2	127,1	155,2	183,5	70,4	50,3	15,2	23,6	2,8	843,7

Dessa maneira, foi aplicado o procedimento para todas as estações meteorológicas e postos pluviométricos e, também, os pontos de grade dentro da área analisada. Na sequência, organizou-se todos os totais anuais de precipitação para cada uma das seis regiões hidrográficas, separadamente. Em seguida, calculou-se a média desses totais anuais de precipitação para cada região hidrográfica.

Os índices de anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico foram organizados seguindo o mesmo padrão e, também, calculou-se a média anual destes índices para as áreas do Niño 3.4, Gradiente do Atlântico Tropical, ODP e OMA.

Resumidamente, as etapas de organização dos dados até a geração das ondaletas e harmônico de Fourier das precipitações e, das ondaletas para os índices de anomalias de TSM e da ODP e OMA são apresentadas na Figura 24.

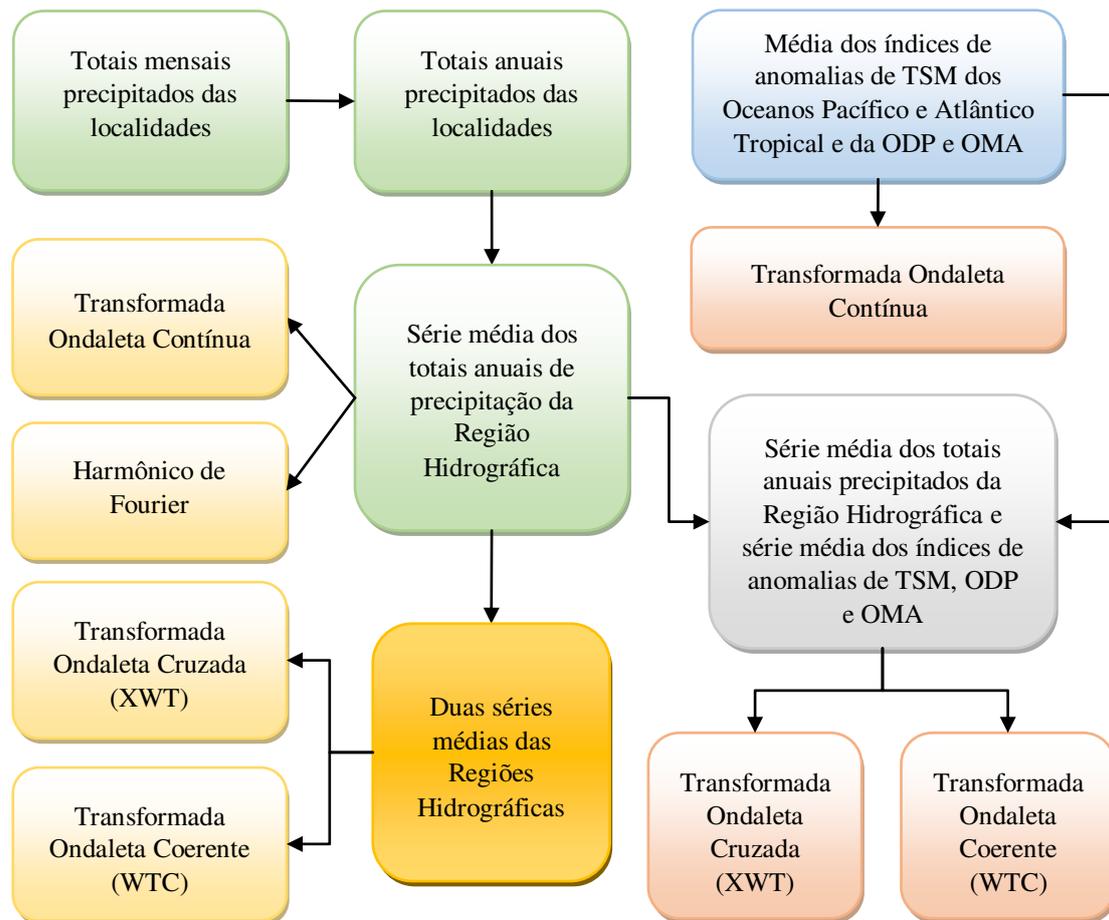


Figura 24: Etapas para a geração das ondaletas e harmônicos de Fourier da precipitação, ondaletas dos índices de anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico e, ondaletas da precipitação com os índices oceânicos.

A partir da série média, dos totais anuais precipitados, gerou-se a Ondaleta Contínua e o harmônico de Fourier para as seis Regiões Hidrográficas, na sequência utilizando duas séries médias dos totais anuais precipitados das regiões hidrográficas gerou-se as Ondaletas Cruzada e de Coerência. Com os dados de anomalias de TSM das áreas do Niño 3.4 e do gradiente do Atlântico Tropical e, dos índices de ODP e OMA, também, foram geradas as Ondaletas Contínuas. Em seguida elaborou-se as Ondaletas Cruzadas e de Coerências entre as precipitações das Regiões Hidrográficas e as anomalias de TSM (Niño 3.4 e gradiente do Atlântico Tropical) e os índices de ODP e OMA.

Vale lembrar que devido a semelhança das siglas em português para as Transforma Ondaleta Cruzada e Coerente, optou-se por utilizar as siglas sugeridas por Grinsted et al. (2004) ou seja, XWT, para os espectros da Transforma Ondaleta Cruzada, e WTC para os espectros da Transformada Ondaleta de Coerência.

Os espectros de potências das Transformadas Ondaletas Contínuas, XWT e WTC foram geradas utilizando um pacote de rotinas computacional, elaborados na linguagem de programação Matlab, disponibilizado de forma gratuita no próprio site da empresa Mathworks. Assim sendo pegou-se essas rotinas e adaptou-se para a aplicação desse estudo, consultando o trabalho de Grinsted et al. (2004), que é o principal referencial teórico utilizado para elaboração do pacote disponível.

Todavia, é oportuno elucidar que a análise de Ondaleta é formulada, basicamente, utilizando a metodologia proposta por Torrence e Campo (1998), onde a formulação matemática e o teste de significância é adaptada para ser processada no MatLab. Vale lembrar que os produtos desse Software fornecem funções em áreas específicas como estatística, otimização e análise de sinais. Portanto, a rotina (Wavelet Toolbox) utilizada oferece uma coleção de funções construídas para a análise e síntese de sinais, bem como, imagens oferecidas através de linhas de comando ou interface gráfica interativa.

3.2.2. Análise Harmônica de Fourier

Citado em vários estudos (Melo et al., 2011 e Cardoso, 2009), a análise harmônica é uma ferramenta útil no estudo de parâmetros (elementos) meteorológicos, que pode representar variações de uma série temporal como base de funções periódicas de senos e cossenos (Aslan e Topçu, 1994) e, além disso, segundo Aslan et al. (1997), cada uma dessas funções, é definida por uma única amplitude, fase e variância. Então, de acordo com Wilks (1995) e, Krikyla e Hameed (1989), para uma série histórica de dados equidistantes, de uma variável, a análise harmônica ou função harmônica é descrita conforme a seguinte equação matemática:

$$y_t = \bar{y} + \sum_{j=1}^{N/2} C_j \cos(\omega_j t - \varphi_j) \quad (1)$$

onde y_t é o valor da série no tempo t , \bar{y} é o valor médio dos valores da série, C_j é a amplitude, ω_j é frequência, φ_j é o ângulo de fase, N é o número de observações e, t é o tempo (nesse estudo t representa o ano), respectivamente.

Pode-se escrever a equação 1 utilizando a função seno. Todavia, a função cosseno é geralmente utilizada, já que o ângulo de fase é determinado, facilmente, como correspondente ao tempo em que a função harmônica é maximizada:

$$t = \frac{\varphi_j N}{2\pi} \quad (2)$$

A amplitude (C_j) dos harmônicos é calculada segundo Emerye Thomson (1997) pela seguinte equação:

$$C_j = \sqrt{A_j^2 + B_j^2} \quad (3)$$

em que A_j é o coeficiente do cosseno e B_j é o coeficiente do seno.

Assim sendo, os termos A_j e B_j são calculados pelas seguintes equações:

$$A_j = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \cos\left(\frac{k}{N}\right) \quad (4)$$

$$B_j = \frac{2}{N} \sum_{t=1}^N y_t \sen\left(\frac{k}{N}\right) \quad (5)$$

onde $k = 2\pi T$, $t = \text{ano}$

O ângulo de fase (φ_j) é calculado utilizando qualquer uma das equações seguintes, dependendo do valor calculado em A_j :

$$\varphi_j = \begin{cases} \tan^{-1} \frac{B_j}{A_j} & A_j > 0 \\ \tan^{-1} \frac{B_j}{A_j} \pm \pi \text{ ou } \pm 180^\circ & A_j < 0 \\ \frac{\pi}{2} \text{ ou } 90^\circ & A_j = 0 \end{cases} \quad (6)$$

O j -ésima contribuição de cada harmônico (j) na variância total da série de dados é calculado de acordo com Panofsky e Brier (1968):

$$j = \frac{C_j^2}{2s^2} \quad (7)$$

onde s^2 é a variância dos dados observados da série histórica.

Como discutido por Azzali e Menetti (2001), a análise harmônica é útil para caracterizar diferentes regimes climáticos em regiões de transição, bem como, classificar as zonas climáticas.

3.2.3. Transformadas Ondaletas

Sido descrita anteriormente, a ondaleta de Morlet de acordo com Torrence e Compo (1998), a equação de Ψ_0 que depende de um parâmetro de tempo não dimensional (η) é expressa da seguinte maneira:

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{\eta^2}{2}} \quad (8)$$

onde $i = \sqrt{-1}$; ω_0 é a frequência não-dimencional, ou seja, representa a localização da frequência da onda e para a ondaleta de Morlet, o valor 6 é geralmente escolhido para ω_0 para preencher a condição de admissibilidade (e daí, ter média zero e estar localizado no tempo e espaço frequência) e porque dá um bom equilíbrio entre a localização do tempo e frequência segundo Farge (1992), Torrence e Compo (1998), Grinsted et al. (2004) e, Nalley (2016).

3.2.3.1. Transformada Ondaleta Contínua

Diferentes critérios ou métodos têm sido utilizados pela literatura para se determinar o tipo de Ondaleta mãe mais adequada. O método da Transformada Ondaleta Contínua e, de acordo com Lau e Weng (1995), Biswas e Si (2011), fornece importantes informações em escalas contínuas com redundância, ou seja, fornece informações aprimoradas referentes à localização da escala, o que torna possível a representação simultânea de variações de múltiplos processos de escalas.

Assim sendo, para uma Transformada Ondaleta Contínua, uma série temporal ou sequência discreta, x_n , é definida como uma convolução a partir de x_n como uma versão escalonada e deslocada da função $\psi_0(\eta)$ (Torrence e Compo, 1998; Grinsted et al., 2004):

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (9)$$

onde na equação (9) o (*) indica o conjugado complexo.

Os autores, Torrence e Compo (1998), afirmam que se variar a escala de ondaleta s e deslocá-la ao longo do índice de tempo localizado n , pode ser construída uma imagem que é capaz de mostrar a amplitude de quaisquer características versus a escala e como essa amplitude varia no tempo.

Os Autores comentam que o subscrito (0) em (ψ) pode ser negligenciado para indicar que (ψ) também possa ser normalizada (descrito posteriormente), pois, Eles mencionam que mesmo sendo possível calcular a transformada ondaleta utilizando (9), seria mais convenientemente e consideravelmente mais fácil realizar os cálculos no espaço de Fourier.

De acordo com Kaiser (1994) a convolução (9) deve ser realizada N vezes para cada escala, a fim de aproximar a transformada em ondaleta contínua, o N na equação (9) é o número de pontos na série temporal analisada. Mas, para o Autor, escolher realizar todas as circunvoluções, N é arbitrária, então Ele indica que se deve escolher um número menor, por exemplo, saltando todos os outros pontos em n. Segundo ainda o Autor, quando se escolhe N pontos, o teorema de convolução permite realizar todas as N convoluções ao mesmo tempo, simultaneamente no espaço de Fourier usando a transformada discreta de Fourier Torrence e Compo (1998).

Então o cálculo da Transformada Discreta de Fourier (TDF) a partir de x_n é expressa da seguinte maneira:

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (10)$$

onde $k = 0 \dots N - 1$ é o índice de frequência. Para o limite contínuo, a transformada de Fourier de uma função $\psi(t/s)$ é dada por $\hat{\psi}(s\omega)$. De acordo com o teorema da convolução, a transformada em ondaleta é a transformada de Fourier inversa do produto, ou seja, ela é realizada de acordo com a expressão:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (11)$$

onde a frequência angular é definida como:

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} : & k \leq \frac{N}{2} \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} : & K > \frac{N}{2} \end{cases} \quad (12)$$

Utilizando a condição dada em (11) e uma rotina da transformada de Fourier padrão, então se pode fazer o cálculo da transformada em ondaleta contínua (para um dado s) em todos em n simultaneamente e eficientemente.

3.2.3.2. Normalização das transformadas Ondaletas

A fim de assegurar que as transformadas em ondaletas (11) em cada escala s sejam diretamente comparáveis entre si e com as transformações das outras séries temporais, a função ondaleta em cada escala s é normalizada para ter energia unitária:

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right)^{1/2} \hat{\psi}_0(s\omega_k) \quad (13)$$

Um exemplo de uma função não escalada de $\hat{\psi}_0$ é definida para ser energia unitária, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\hat{\psi}_0(\omega')|^2 d\omega' = 1$$

e daí, a normalização tem a energia unitária, de acordo com Torrence e Compo (1998) e, utilizando estas normalizações, em cada escala s tem-se:

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}(s\omega_k)|^2 = N \quad (14)$$

Em que N é o número de pontos. Dessa maneira, a transformada em ondaleta é ponderada apenas pela amplitude dos coeficientes de Fourier \hat{x}_k e não pela função ondaleta. Os Autores afirmam que, se for utilizada a formula convolução (9), então a normalização é realizada pela seguinte expressão:

$$\psi\left[\frac{(n' - n)\delta t}{s}\right] = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{1/2} \psi_0\left[\frac{(n' - n)\delta t}{s}\right] \quad (15)$$

onde, $\psi_0(\eta)$ é normalizado para se ter a energia unitária.

3.2.3.3. Espectro de Potência de Ondaleta

Por causa da função ondaleta $\psi(\eta)$, ser em geral, complexa, a transformada ondaleta $W_n(s)$ também é complexa. A transformação pode então ser dividida em parte real $\Re\{W_n(s)\}$ e parte imaginária $\Im\{W_n(s)\}$, ou, em amplitude $|W_n(s)|$ e fase, $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. Então, define-se o Espectro de Potência de Ondaleta como sendo $|W_n(s)|^2$. Dessa maneira, para o valor real da função ondaleta como DOGs (derivadas de um gaussiano), a parte imaginária é zero e a fase indefinida.

Para ser mais fácil realizar as comparações entre diferentes Espectros de Potência de Ondaleta, é necessário encontrar uma normalização comum para os espectros de

ondaletas. Para fazer isso, utiliza-se a normalização realizada através da equação (13), e referindo a equação (11), então o valor que se espera para $|W_n(s)|^2$ é igual a N vezes o valor da expectativa $|\hat{x}_k|^2$, ou seja, o quadrado do módulo do resultado calculado pela equação (10). Já para séries temporais que apresentam ruídos brancos (White-noise no inglês), esse valor de expectativa é σ^2/N , onde σ^2 é a variância. Sendo assim, para processos de ruídos brancos, o valor da expectativa para a transformada ondaleta é calculado pela seguinte fórmula:

$$\begin{aligned} |W_n(s)|^2 &= N|\hat{x}_k|^2 \\ |W_n(s)|^2 &= \sigma^2 \end{aligned} \quad (16)$$

em todos os n e s .

Com o Espectro de Potência de Ondaleta normalizada, Torrence e Compo (1998), apresentaram resultados para séries temporais de TSM no Ninô-3 e comentaram que a maior parte da potência se concentra em uma banda ENOS de 2-8 anos, sendo mais apreciada para períodos longos e, que essa banda de 2-8 anos corroborava com outros estudos, como o de Trenberth (1976) citado por Eles e, que, essa mesma banda, podia ser vista também no espectro de Fourier. Torrence e Compo (1998) afirmam que se pode verificar variações na frequência de ocorrência e amplitude nos eventos de El Niño e Lá Niña.

3.2.3.4. Funções Ondaletas

De acordo com Torrence e Compo (1998), ao utilizar a análise de ondaleta com respeito a escolha arbitrária da função ondaleta $\psi_0(\eta)$, deveria se notar que essa mesma escolha arbitrária é feita usando uma das transformações mais tradicionais (Fourier, Bessel, Legendre, etc). Eles afirmam que ao se escolher a função ondaleta, existem vários fatores que devem ser levados em conta (para mais discussões sobre o assunto, ler Farge (1992). Então, os Autores discutem a seguir a escolha da função ondaleta, tais como a questão de ortogonalidade e não ortogonalidade da onda, complexo ou real, largura e, forma:

I – Ortogonal ou não-ortogonal:

Para a escolha da análise da ondaleta ortogonal, deve-se observar que o número de convoluções em cada escala é proporcional à largura da onda base nessa escala. Então isso produz um espectro de ondaleta que contém “blocos” discretos de potência da onda e é útil para o processamento de sinais, porque

fornece a representação mais compacta do sinal. Porém, se a análise é uma série temporal, então, uma mudança não periódica na série temporal produz um espectro de ondaleta diferente. Para tanto, se a análise é não-ortogonal (que é a utilizada nesse estudo), ela é altamente redundante em grandes escalas, além do espectro de ondaletas em tempos adjacentes ser altamente correlacionado. Sendo assim, a escolha da transformação não-ortogonal é útil para a análise de séries temporais porque são esperadas variações contínuas na amplitude da ondaleta.

II – Complexo ou real:

Se a função ondaleta complexa retorna informações da amplitude e da fase e, é melhor adaptada para a captura de comportamento oscilatório, a função ondaleta real retornará apenas um único componente e pode ser utilizada para isolar picos ou descontinuidades.

III – Largura:

A largura de uma função ondaleta é definida como sendo o tempo de repetição da amplitude da ondaleta. Daí a resolução da função ondaleta é determinada de acordo com o equilíbrio da largura no espaço real e no espaço de Fourier, ou seja, a resolução de tempo para uma função estreita (no tempo) é boa, mas terá uma resolução de frequência fraca, enquanto que, para uma função ampla terá uma resolução de tempo fraca, mas a resolução da frequência é boa.

IV – Forma:

Quanto à forma, uma função ondaleta deve refletir o tipo de característica presente numa série temporal. Dessa maneira, as séries temporais que apresentam saltos ou passos afiados (sharp jumps or steps), se escolheria uma função de caixa, como Harr, por outro lado, as séries temporais com variações suaves se escolheria uma função suave, tais como, a função cosseno amortecida.

3.2.3.5. Escolha de escalas das Ondaletas

Escolhida a função ondaleta, há a necessidade de escolher um conjunto de escalas adequado para a transformada ondaleta (11). Para uma ondaleta ortogonal, um conjunto discreto de escalas é limitado, como determinou Farge (1992). Por outro lado, se a análise é para ondaleta não-ortogonal, pode ser utilizado um conjunto arbitrário de escalas para se criar imagens mais complexas. Assim sendo, é mais conveniente escrever as escalas como potências fracionárias de dois, ou seja:

$$S_j = S_0 2^{j\delta j}, \quad j = 0, 1, \dots, J \quad (17)$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t/S_0) \quad (18)$$

onde, S_0 a menor escala resolvível e J determina a maior escala. S_0 deve ser escolhido de modo que o período de Fourier equivalente (ver escala de ondaletas e frequência de Fourier), seja aproximadamente $2\delta t$. Já a escolha de um δj suficientemente pequeno depende da largura no espaço espectral da função ondaleta. Se a ondaleta utilizada é a ondaleta de Morlet, então, um δj em torno de 0,5 é o maior valor que ainda fornece uma boa amostragem em escala, agora, Torrence e Compo (1998) afirmam que para as outras funções de ondaletas, um valor maior pode ser utilizado. Os Autores afirmam, ainda, que valores menores de δj dará uma resolução mais fina.

3.2.3.6. Cone de influência da análise das transformadas ondaletas

Por se tratar de séries temporais finitas temporalmente, erros ocorrem no início e no final do espectro da ondaleta, visto que a transformada de Fourier em (11) assume os dados como sendo cíclicos. Preencher o final da série temporal com zeros antes de fazer a transformada ondaleta é uma solução e, em seguida, removê-las depois [se escolher outras possibilidades, ver Meyers et al. (1993)].

Neste estudo, a série temporal é preenchida com zeros suficientes para trazer o comprimento total N para a próxima potência mais alta de dois, limitando os efeitos de borda e acelerando a transformada de Fourier.

De acordo com Torrence e Compo (1998) o preenchimento com zeros introduz descontinuidades nos pontos finais e, à medida que se avança para escalas maiores, há uma diminuição da amplitude próxima as bordas à medida que se introduz mais zeros na análise. Assim sendo, o cone de influência (COI) é a região do Espectro de Potência de Ondaleta em que os efeitos de borda tornam-se importantes e são definidos aqui como sendo o tempo de repetição para a autocorrelação da potência de ondaleta em cada escala (ver tabela 1 em Torrence e Compo (1998)). Este tempo de repetição é escolhida de modo que a potência de ondaleta para uma descontinuidade na borda cai por um fator e^{-2} e garante que os efeitos da borda sejam insignificantes além deste ponto. Já para as séries cíclicas (como uma faixa longitudinal em uma latitude fixa), não precisa preencher com zeros e não há COI.

Segundo os Autores, o tamanho do COI em cada escala também fornece uma medida do tempo de decorrelação para um único pico na série temporal. Eles afirmam

que ao comparar a largura de um pico no Espectro de Potência de Ondaleta com este tempo de decorrelação, pode-se distinguir entre um pico nos dados (devido ao ruído aleatório) e uma componente harmônica na frequência de Fourier equivalente.

3.2.3.7. Escalas de Ondaletas e frequência de Fourier

Torrence e Compo (1998) afirmam que para as ondas (mostradas por Eles na Figura – 2) o pico em $\hat{\psi}(s\omega)$ não ocorre necessariamente para uma frequência de s^{-1} . Eles afirmam também que, seguindo o método de Meyers et al. (1993), uma relação entre o período de Fourier equivalente e a escala de ondaleta pode ser derivada analiticamente para uma função de ondaleta particular, apenas, substituindo uma onda de cosseno com uma frequência conhecida por (11) e calculando a escala s na qual o espectro de potência de ondaleta atinge seu máximo. Dessa maneira, os Autores afirmam que utilizando a ondaleta de Morlet com $\omega_0 = 6$, se chegaria a um valor de $\lambda = 1,03 s$, em que λ representa o período de Fourier e, indica que, utilizando a ondaleta de Morlet, a escala de ondaleta é quase igual ao período de Fourier.

3.2.3.8. Reconstrução da transformada ondaleta

Na reconstrução, de acordo com Torrence e Compo (1998), sendo a transformada ondaleta um filtro de passagem de banda com uma função de resposta conhecida (a função ondaleta), é possível reconstruir a série temporal original usando a deconvolução ou o filtro inverso. Os Autores afirmam que é simples para a transformada ondaleta ortogonal (que tem uma base ortogonal), mas eles afirmam que para a transformada ondaleta contínua é mais complicado pela redundância em tempo-escala. Todavia, a redundância permite, também, construir as séries temporais utilizando uma função de ondaleta completamente diferente, sendo que a mais fácil delas é uma função delta (δ) (Farge, 1992). Segundo Torrence e Compo (1998), diz que a série temporal reconstruída é apenas o somatório da parte real da transformada ondaleta em todas as escalas:

$$x_n = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{C_\delta \psi_0(0)} \sum_{j=0}^j \frac{\Re\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}} \quad (19)$$

Portanto, o fator $\psi_0(0)$ remove a escala de energia, enquanto para o $s_j^{1/2}$ converte a transformada ondaleta em uma densidade de energia. Já o fator C_δ aparece da reconstrução de uma função (δ) de sua transformada ondaleta utilizando a função $\psi_0(\eta)$. O fator C_δ é uma constante para cada função ondaleta podendo ser encontrado

na Tabela-2 do trabalho de Torrence e Compo (1998). Assim, se as séries temporais originais fossem complexas, portanto a soma dos $W_n(s)$ seria usada em vez disso.

Os Autores afirmam que para derivar C_δ para uma nova função de ondaleta, deve-se assumir, primeiro, uma série temporal com uma função (δ) no tempo $n = 0$, fornecida por $x_n = \delta_{n0}$. Daí essa serie temporal tem uma transformada de Fourier $\hat{x}_k = N^{-1}$, que é constante para todos os k. Se substituirmos \hat{x}_k na equação (3) com o tempo $n = 0$ (o pico), a transforma em ondaleta tornar-se-á:

$$W_\delta(s) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \hat{\psi} * (s\omega_k) \quad (20)$$

Daí, a reconstrução (19) é expressa da seguinte maneira:

$$C_\delta = \frac{\delta j \delta t^{1/2}}{\psi_0(0)} \sum_{j=0}^j \frac{\Re\{W_n(s_j)\}}{s_j^{1/2}} \quad (21)$$

O fator C_δ é escala independente e é uma constante para cada função ondaleta.

Sendo assim a energia total é conservada sob a transformada ondaleta e equivalente ao *teorema Parseval's* para a análise da ondaleta é dada da seguinte forma:

$$\sigma^2 = \frac{\delta j \delta t}{C_\delta N} \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{j=0}^j \frac{|W_n(s_j)|^2}{s_j} \quad (22)$$

Sendo σ^2 a variância e uma função δ foi assumida para a reconstrução. Torrence e Compo (1998) afirmam que as equações (19) e (22) devem ser utilizadas para verificar rotinas de ondaleta a fim de verificar a precisão e garantir que os valores suficientemente pequenos de s_0 e δ_j tenham sido escolhidos.

3.2.3.9. Espectro teórico e nível de significância de Fourier e ondaleta

Para determinar os níveis de significância do espectro de Fourier ou ondaleta, é necessário em primeiro lugar, escolher um espectro médio e, daí assumir que as diferentes realizações dos processos geofísicos serão distribuídas aleatoriamente sobre esse espectro médio e, então ser o espectro real comparado com essa distribuição aleatória. Para diversos fenômenos geofísicos, um espectro médio apropriado é ruído branco (com um espectro de Fourier plano) ou ruído vermelho (aumento de potência com frequência decrescente) (Torrence e Compo, 1998).

Segundo Qiu e Er (1995), que fizeram um estudo e derivaram a média e a variância do espectro de potência da ondaleta local, afirmaram, que os espectros

teóricos de potência de ondaleta de ruídos brancos e vermelhos, são derivados e comparados aos resultados de Monte Carlo, respectivamente. Porém, esses espectros são utilizados para estabelecer uma hipótese nula para a significância de um pico em um espectro de potência da ondaleta (Torrence e Compo, 1998).

3.2.3.10. Espectro de ruído vermelho de Fourier

De acordo com Torrance e Compo (1998) muitas séries temporais de dados geofísicos podem ser modeladas como ruído branco ou vermelho e, que um modelo simples para o ruído vermelho é o processo univariado lag-1 autorregressivo [AR (1), ou de Markov]:

$$x_n = \alpha x_{n-1} + z_n \quad (23)$$

onde α é assumido autorrelação lag-1, $x_0 = 0$, e z_n é tomado a partir do ruído branco Gaussiana. Então, de acordo com Gilman et al. (1963) apud Torrance e Compo, 1998), o Espectro de Potência de Fourier discreto de (23), após a normalização é:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k/N)} \quad (24)$$

onde, $k = 0 \dots N/2$ é o índice de frequência. Dessa maneira, escolhendo uma autocorrelação lag-1 apropriada, pode-se utilizar essa equação (24) para modelar um espectro de ruído vermelho. É importante notar que se utilizar $\alpha = 0$ em (24) obtem-se um espectro de ruído branco (Torrence e Compo, 1998).

3.2.3.11. Espectro de ruído vermelho de Ondaleta

A transformada ondaleta, pela equação (11), é uma série de filtros de bandas da série temporal. Se esta série temporal pode ser modelada como um processo de AR lag-1, então parece razoável que o espectro de potência de ondaleta local, definido como uma faixa vertical no espectro de potência de ondaleta, seja dado, pela equação (23). E para testar essa hipótese, (Torrence e Compo, 1998) construíram 100.000 séries temporais de ruído branco Gaussiano e 100.000 séries temporais AR (1), juntamente com seus respectivos espectros de potência de ondaleta. Eles mostraram exemplos destes espectros de ruídos branco e vermelho de ondaleta, sendo, os espectros de ondaletas locais construídos tomando faixas verticais no tempo $n = 256$. Eles viram que as curvas suáveis inferiores, nos resultados, mostravam os espectros teóricos de (23). Os pontos mostraram os resultados da simulação de Monte Carlo, sendo assim, os autores

afirmaram que em média, os espectros de potência de ondaleta local é idêntico ao espectro de potência de Fourier dada pela equação (23) (Torrence e Compo, 1998).

3.2.3.12. Níveis de significância das transformadas ondaletas

Torrence e Compo (1998) mencionaram que a hipótese nula é determinada para o Espectro de Potência de Ondaleta da seguinte maneira: são supostas que as séries temporais possuem um espectro de potência médio, possivelmente, determinada pela equação (24), se um pico no Espectro de Potência de Ondaleta estiver significativamente acima desse espectro de potência conhecido, pode ser assumido verdadeiro com certa porcentagem de confiança, que, em geral, é tomado como nível de significância de 5 %, ou melhor, está num nível de aceitação com confiança de 95 % (Torrence e Compo, 1998).

De acordo com Torrence e Compo (1998), o espectro de potência de Fourier normalizado é dado por $N |\hat{x}_k|^2 / 2\sigma^2$, onde N representa o número de pontos, \hat{x}_k é de (10), e σ^2 é a variância da série temporal. Segundo Chatfield (1989) se x_n é uma variável original distribuída normalmente, então, ambas as partes, real e imaginária de \hat{x}_k são também normalizadas. Desde que, o quadrado de uma variável distribuída normalmente é o qui-quadrado distribuído com um grau de liberdade (DOF), daí $|\hat{x}_k|^2$ é o qui-quadrado distribuído com dois DOFs, designado por χ_2^2 como afirmam Jenkins e Watts (1968). Para definir o intervalo de confiança de 95 %, um multiplica o espectro conhecido (23) pelo valor do 95º percentil para χ_2^2 , segundo Gilman et al. (1963).

Assim como foi afirmado acima, que o espectro de ondaleta local (Qiu e Er, 1995) segue o espectro médio de Fourier, então, se os componentes de Fourier originais são normalmente distribuídos, da mesma maneira, os coeficientes de ondaletas (que são os componentes de Fourier inversos com bandas filtradas) também devem ser normalmente distribuídos. Sendo verdadeira essas afirmações, então o espectro de potência ondaleta, $|W_k(s)|^2$, deve ser χ_2^2 , distribuído.

Resumidamente, assumindo um espectro conhecido médio, possivelmente ruído vermelho [(24)], a distribuição para o Espectro de Potência de Fourier é

$$\frac{|\hat{x}_k|^2}{2\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (25)$$

em cada índice de frequência k , e “ \Rightarrow ” significa “é distribuído como”. A correspondente a distribuição para o espectro de potência de ondaleta local é

$$\frac{|W_n(s)|^2}{\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (26)$$

em cada tempo n e escala s . O valor $1/2$ remove o fator grau de liberdade da distribuição χ^2 . (Para uma ondaleta real a distribuição no lado direito seria $P_k \chi_1^2$). Esse valor de P_k em (26) é o espectro médio na frequência k de Fourier que corresponde à escala de ondaleta s . Além da relação entre k e s , (26) é independente da função ondaleta. Após encontrar um espectro médio conhecido e escolher um valor de confiança estatística particular para χ^2 , como, por exemplo, 95 %, pode-se então calcular (26) em cada escala e construir linhas de contorno de confiança de 95 %.

Torrence e Compo (1998) afirmam que tal como acontece com a análise de Fourier, a suavização do Espectro de Potência da Ondaleta pode ser utilizada a fim de aumentar o grau de liberdade e aumentar a confiança em regiões com potência significativa. Diferente de Fourier, a suavização pode ser realizada no domínio do tempo ou escala.

Para o cone de influência, a distribuição ainda é χ^2 , porem se a série temporal foi preenchida com zero, então o espectro médio é reduzido por um fator de $(1 - 1/2 e^{-2t/\tau_s})$, em que τ_s é $\sqrt{2}s$ e t é a distância (no tempo) do início ou fim do Espectro de Potência de Ondaleta.

3.2.3.13. Intervalo de confiança das transformadas ondaletas

A definição do intervalo de confiança tem como a probabilidade que a potência da ondaleta real num determinado tempo e escala esteja dentro de um certo intervalo sobre a potência estimada da ondaleta. Portanto a equação (26) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{|W_n(s)|^2}{\sigma^2 P_k} \Rightarrow \frac{1}{2} \chi_2^2 \quad (27)$$

assim então, pode-se substituir a potência da ondaleta teórica $\sigma^2 P_k$ pela potência da ondaleta real, definida como $\mathcal{W}_n^2(s)$. Então o intervalo de confiança pode ser escrito:

$$\frac{2}{\chi_2^2(p/2)} |W_n(s)|^2 \leq \mathcal{W}_n^2(s) \leq \frac{2}{\chi_2^2(1-p/2)} |W_n(s)|^2 \quad (28)$$

dessa maneira, p é a significância desejada ($p = 0,05$ para o intervalo de confiança de 95%), $\chi_2^2(p/2)$ representa o valor de χ^2 em $p/2$. Assim se nota que, para funções de ondaleta de valor real, o lado direito da equação (26) torna-se então χ_1^2 , e o fator de 2 é

removido do topo da equação (28). Portanto, utilizando a equação (28), pode-se encontrar intervalos de confiança para os picos em um espectro de potência de ondaleta para comparar com o pico médio conhecido ou com outros picos.

3.2.3.14. Estacionareidade das transformadas ondaletas

De acordo com Lau e Weng (1995), a análise de ondaleta requer a utilização de teste de significância não-estacionário. Entretanto, Torrence e Compo (1998) defendem que o uso de testes estacionários são satisfatórios e os não-estacionários não são necessário. A propósito Torrence e Compo (1998) observaram cinco pontos importantes necessários para a utilização do teste mais adequado:

- 1 - É necessário um teste não-arbitrário. A suposição de estatísticas estacionárias pode oferecer um padrão pelo qual, qualquer localização não-estacionária pode ser detectada em uma série temporal.
- 2 - Tal teste deve ser robusto. Pois não deve depender da função ondaleta ou da distribuição real das séries temporais, além da suposição de um espectro conhecido.
- 3 - Um método, que não o Monte Carlo, é preferível. De acordo com os Autores, além da economia nos cálculos, o teste de qui-quadrado simplifica tais comparações entre uma transformada ondaleta e outra.
- 4 - Em muitas transformadas ondaletas de dados reais, parecem semelhantes às transformadas de processos de ruído vermelhos. Assim, os Autores afirmam que é complicado argumentar que grandes variações na potência ondaleta implicam não-estacionariedade.
- 5 - Diante desses pontos, é preciso se perguntar, o que se pretende testar. É a não-estacionariedade? Ou períodos de baixa variância versus alta variância? Ou são mudanças na amplitude dos modos de Fourier? Então, o teste de qui-quadrado pode oferecer uma medida padrão para qualquer uma dessas possibilidades.

Porém, Torrence e Compo (1998) resumem afirmando que é mais sábio assumir a estacionariedade e utilizar os testes estatísticos em conformidade com o que se pretende testar. Eles afirmam que se os testes mostrarem desvios grandes, assim como os Autores encontraram no trabalho, Deles, então se podem utilizar outros testes para as séries temporais específicas.

Finalmente, a Figura 25, mostra de acordo com a teoria apresentada a Transformada Ondaleta Contínua, que podem ser observados os gráficos da série temporal padronizada (a), o Espectro de Potência de Ondaleta (b) e o Espectro Global de Ondaleta (c).

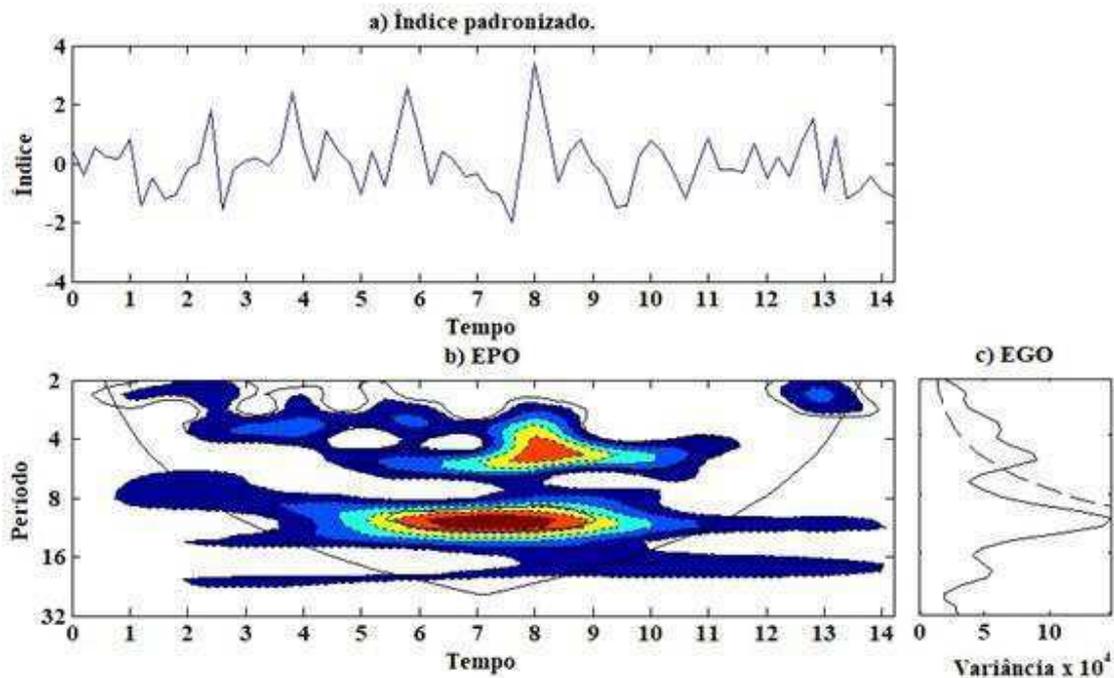


Figura 25: Transformada Ondaleta Contínua: (a) Índice padronizado de uma variável escolhida, (b) Espectro de Potência de Ondaleta e (c) Espectro Global de Ondaleta.

3.2.4. Transformada Ondaleta Cruzada e Coerente

3.2.4.1. Transformada Ondaleta Cruzada

De acordo com Torrence e Compo (1998), para duas séries temporais X e Y, com suas respectivas Transformadas Ondaletas Contínuas, a definição do espectro para as Transformadas Ondaletas Cruzadas (Figura 26) são, $W_n^X(s)$ e $W_n^Y(s)$ e, definem o espectro de ondaleta cruzada da seguinte maneira:

$$W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^{Y*}(s) \quad 29$$

em que o referido $W_n^{Y*}(s)$ é o complexo conjugado de $W_n^Y(s)$. Os Autores afirmam, ainda, que o espectro de ondaleta cruzada é complexo e, definem o espectro de energia cruzado das ondaletas sendo $|W_n^{XY}(s)|$.

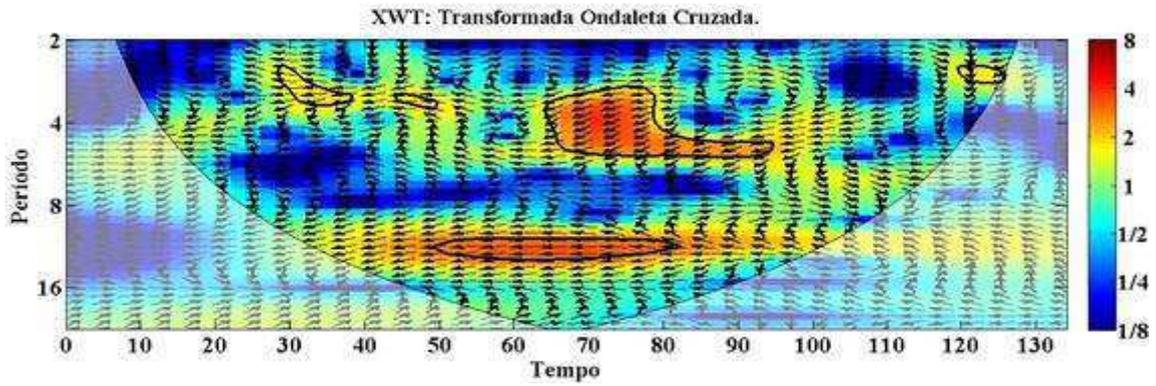


Figura 26: Transformada Ondaleta Cruzada.

Já, os intervalos de confiança da energia para a Transformada Ondaleta Cruzada podem ser derivados da raiz quadrada do produto de duas distribuições do qui-quadrado, segundo Jenkins e Watts (1968), desde que os espectros de ondaletas χ^2 sejam distribuídos com ν graus de liberdade e, dessa maneira, a distribuição de probabilidade é:

$$f_\nu(z) = \frac{2^{2-\nu}}{\Gamma^2\left(\frac{\nu}{2}\right)} z^{\nu-1} K_0(z) \quad (30)$$

para tal, z é a variável aleatória, Γ é a função Gamma e $K_0(z)$ é a função Bessel de ordem zero. A função de distribuição cumulativa é dada pela integral $p = \int_0^{Z_\nu} f_\nu dz$, em que $Z_\nu(p)$ é o nível de significância associado com a probabilidade p . Para uma probabilidade p , a integral acima pode ser invertida e, assim, encontrada o nível de significância $Z_\nu(p)$, Torrence e Compo (1998).

Assim sendo, de acordo com os Autores acima, se duas séries temporais possuírem espectros de potência de Fourier discreto, P_k^X e P_k^Y , então a distribuição da ondaleta cruzada pode ser escrita da seguinte forma:

$$\left| \frac{W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)}{\sigma_X\sigma_Y} \right| \Rightarrow \frac{Z_\nu(p)}{\nu} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (31)$$

onde, $\sigma_X\sigma_Y$ são os desvios-padrão. Daí, para $\nu = 1$ (ondaleta reais), Z_1 (95 %) = 2,182, enquanto que, para $\nu = 2$ (ondaletas complexas), Z_2 (95 %) = 3,999.

3.2.4.2. Transformada Ondaleta Coerente

A coerência é outra quantidade útil da análise de Fourier, podendo ser definida como sendo o quadrado do espectro cruzado normalizado pelo espectro de potência de ondaleta individual. Assim sendo, esses valores variam de 0 a 1 Grinsted et al. (2004),

sendo que eles medem a correlação cruzada entre as duas séries temporais em função da frequência.

Para Liu (1994) essa coerência é semelhante em todos os tempos-escalas. E segundo Grinsted et al. (2004), por causa da transformada ondaleta de coerência conservar a variância, a coerência da ondaleta é uma representação precisa da coerência (normalizada) entre as duas séries temporais. A Figura 27, logo abaixo, mostra o gráfico da Transformada Ondaleta Coerente.

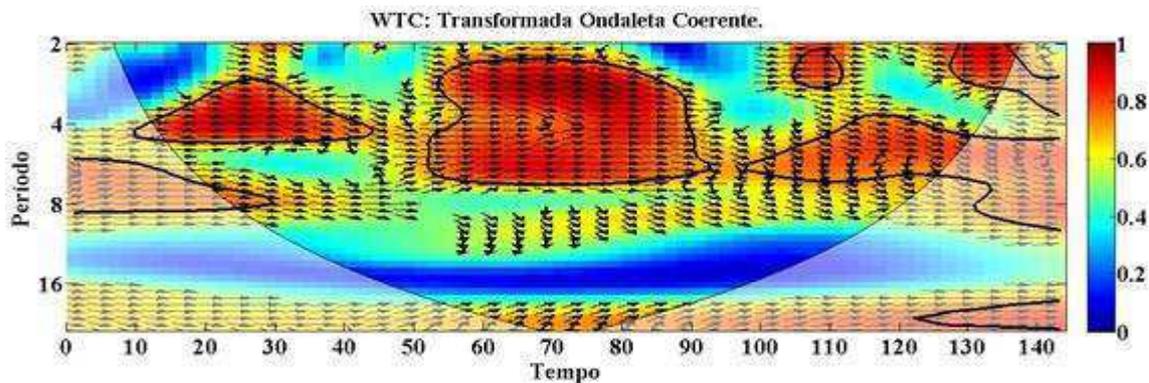


Figura 27: Transformada Ondaleta Coerente.

Porém, antes de se normalizar, é necessário suavizar o espectro cruzado para se evitar tais problemas na análise de Fourier. Já na análise de Ondaletas, não está claro qual tipo a suavização (pressupõem-se no tempo) pretende ser feito a fim de fornecer uma medida útil da coerência e, dessa maneira, essa suavização parece também derrubar o objetivo da análise de ondaleta, diminuindo a localização no tempo. Liu (1994) sugere traçar de forma separada as partes real e imaginária (o espectro de ondaleta e quadratura), bem como, traçar a fase de coerência $\phi_n(s)$, mostrada na seção seguinte Torrence e Compo (1998).

3.2.4.3. Fase das ondaletas cruzadas e de coerência

Para entender melhor sobre duas variáveis analisadas é necessário e, importante, identificar se uma série temporal tem diferença no tempo de resposta em relação a segunda série, ou melhor, identificar a relação de fase entre essas duas séries temporais. Então, é possível verificar na transformada ondaleta cruzada e transformada ondaleta de coerência essa relação de fase para as duas variáveis, ou, séries em análise através da visualização de vetores que determinam a diferença no tempo de resposta da relação entre as séries temporais.

Segundo Barbosa e Blitzkow (2008) há muitas possibilidades para se representar os vetores de fases, entre duas séries temporais, que podem mostrar interações entre duas grandezas físicas e, também, a forma das oscilações entre as séries. Dessa maneira, empregou-se, de acordo com a sugestão de Liu (1994) e, exposta por Torrence e Compo (1998), a fase entre as séries aqui analisadas (que foram as séries de precipitações pluviais entre Regiões Hidrográficas e, também, com os índices de TSM).

$$\phi_n(s) = \tan^{-1}[\Im\{W_n^{XY}(s)/\Re_s^{XY}(s)\}] \quad (32)$$

No sentido de visualizar melhor e, poder compreender mais claramente, a diferença de fase entre duas séries temporais analisadas, utilizou-se o diagrama (Figura 28) de Barbosa e Blitzkow (2008) que mostra a maneira da orientação dos vetores entre duas séries em análise. Porém, é indispensável a importância de saber qual série temporal foi utilizada, primeiro, no processo de plotagem dessas séries:

- 1 - Série 1 e Série 2 completamente em fase.
- 2 - Série 2 avançada 45° da Série 1. A Série 1 responde em 1/8 do período.
- 3 - Série 2 avançada 90° da Série 1. A Série 1 responde em 1/4 do período.
- 4 - Série 2 avançada 135° da Série 1. A Série 1 responde em 3/8 do período.
- 5 - Série 1 e Série 2 estão em fase completamente opostas.
- 6 - Série 2 defasada 225° da Série 1, ou a Série 1 avançada 135° da Série 2. A Série 2 responde com 3/8 do período.
- 7 - Série 2 defasada 90° da Série 1. A Série 2 responde em 1/4 do período.
- 8 - Série 2 defasada 45° da Série 1. A Série 2 responde em 1/8 do período.

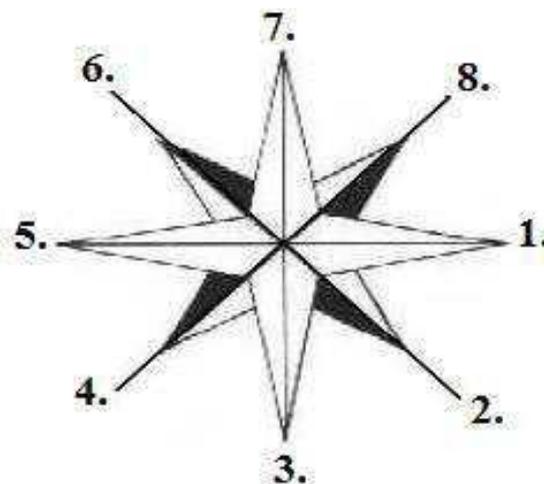


Figura 28: Relação entre os ângulos de fases entre duas séries temporais analisadas de acordo com Barbosa e Blitzkow (2008).

3.2.5. Explicação de Leitura das Figuras

Para se compreender melhor os resultados mostrados nas imagens das Ondaletas, é oportuno descrever uma explicação genérica das figuras geradas. Na Figura da Ondaleta Contínua, o Gráfico (a) superior representa a série histórica dos índices padronizados de precipitação pluvial da Região Hidrográfica e, também, dos índices de TSM das áreas do Niño 3.4, Gradiente do Atlântico Tropical e índices da ODP e OMA; o Gráfico (b) posicionado na parte inferior esquerda representa o Espectro de Potência de Ondaleta (EPO) referente à energia dos índices: o eixo horizontal (x) mostra a variação anual da série temporal, enquanto que, o eixo vertical (y) mostra a escala (frequência) periódica na série, já a linha contínua interna na cor preta na forma de U, representa o cone de influência, que delimita as áreas de maior confiança estatística, sendo que, as escalas fora dessa linha cônica tendem a ser descartadas, pois o número de repetições é relativamente pequeno para apresentar confiabilidade estatística, segundo o teste de Monte Carlo; o Gráfico (c) do canto inferior direito é o Espectro Global de Ondaletas (EGO) em que a linha tracejada divide a confiança estatística, sendo de 95 % ($p_{\text{valor}} \leq 0,05$) quando os valores da variância (linha contínua) acumulada para uma mesma frequência no EPO estão superiores a linha tracejada. Também, acompanham as Ondaletas Contínuas, os Harmônicos de Fourier (Gráfico d) para uma comparação das oscilações periódicas (frequências) obtidas por ambas às metodologias.

Nos gráficos das Transformada Ondaleta Cruzada (XWT) e Transformada Ondaleta de Coerência (WTC) as setas representam o ângulo de fase, que indicam se uma série histórica (série 1) está em fase ou fora de fase em relação a outra série histórica (série 2) para uma mesma periodicidade. Quando as setas estão orientadas para direita com ângulo de fase igual a zero (0°), as séries 1 e 2 estão em fase. A série 2 está avançada da série 1, quando as setas que estão orientadas no sentido horário são maiores que 0° e menores que 180° e, está defasada quando as setas estão orientadas no sentido anti-horário maiores que 0° e menores que 180° . Quando o ângulo de fase entre as séries 1 e 2, é exatamente, 180° , as séries se encontram completamente em fases opostas. Já a barra vertical colorida na parte direita das XWT e WTC mostram os níveis de energias que estão presentes nas correlações.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise de Ondaletas Contínuas da precipitação das Regiões Hidrográficas

Nos Espectros de Potências de Ondaletas é observada uma oscilação com frequência na faixa de doze-treze anos nas Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental (Figuras 29b, 30b e 31b), lembrando que pelas médias dos totais mensais precipitados, essas Regiões apresentam períodos chuvosos mais concentrados nos meses de fevereiro a maio (Apêndice A1, A2 e A3). A periodicidade (12-13 anos) observada nas Ondaletas Contínuas, também são verificadas nas análises dos harmônicos de Fourier (harmônico 6) (Figuras 29d, 30d e 31d), que mostram uma frequência de 12 anos para as precipitações dessas mesmas Regiões. Nas análises das Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste (Figuras 32b, 33b e 34b), cujos períodos chuvosos ocorrem de maneira mais intensa nos meses de novembro a março (Apêndice B1, B2 e B3), as oscilações de menor frequência foram de aproximadamente onze-doze anos, sendo observada, também, no harmônico 8-7 de Fourier (Figuras 32d, 33d e 34d), que mostra uma frequência em torno de 11-12 anos corroborando com os resultados das Ondaletas para essas Regiões.

Resultados semelhantes foram encontrados por Costa et al. (2016), que encontraram oscilações com período de aproximadamente 11 anos para as precipitações pluviais na Bacia Hidrográfica Jaguaribe, no estado do Ceará. Ressalta que Mendes et al. (2015) também observaram oscilações em torno de 11 anos quando estudaram os ciclos e períodos de eventos extremos de precipitação na parte denominada de Alto Jaguaribe da Sub-Bacia Jaguaribe.

Oscilação de precipitação pluvial com frequência mais elevada, aproximadamente, de três-cinco anos, são verificadas em 4 das 6 Regiões Hidrográficas (Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste). Esta periodicidade também é observada na análise harmônica de Fourier (harmônicos 14-12) com frequência em torno de 5-6 anos. Oscilação periódica, em torno de quatro anos (4 anos), é observada na Região Atlântico Nordeste Oriental e, nas Regiões do São Francisco e Atlântico Leste. Para estas Regiões, ao analisar a precipitação pluvial, também observa-se oscilações com frequências de 3 e 4 anos tanto na análise de ondaleta quanto na análise harmônica de Fourier (harmônicos 20 e 18). Ressalta-se que oscilação com frequência (EPO) de aproximadamente 3 anos foi observada nas seis Regiões Hidrográficas analisadas, tanto

nas análises de ondaletas (EPO) como nas harmônicas (harmônico 29). De um modo geral, oscilações observadas na análise de ondaleta também são verificadas na análise harmônica de Fourier, pois a ondaleta apresenta um maior detalhamento de oscilações em um número maior de frequências.

Por um lado, possivelmente, as oscilações com frequência de até 4 anos estejam relacionadas com o evento ENOS ou como o gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical. Por outro lado, as oscilações com frequência de 11-13 anos são relativamente baixas para serem associadas a eventos de escala interanual, tipo ENOS, porém relativamente elevadas para ser relacionadas à ODP ou à OMA. Contudo, é possível conjecturar que as oscilações com frequência de 11-13 anos esteja vinculada a uma combinação de ODP/OMA.

Em escala multidecenal, observou-se oscilação com frequência de 22-26 anos nos estudos de quatro Regiões Hidrográficas (Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba, Tocantins-Araguaia e São Francisco), e de 28 anos na Região Atlântico Leste, que não são observadas nos harmônicos de Fourier. Oscilações em escala decenal podem estar relacionadas com as fases da OMA ou PDO. Ademais, essas oscilações com frequência de aproximadamente 22 anos corroboram com as encontradas por Silva (2017), quando analisou ciclos e extremos pluviométricos no Leste do Nordeste brasileiro, também utilizando o método de Ondaleta.

As oscilações de 3 anos, 4 anos e, de 3-5 anos observadas nas seis Regiões, apresentam significâncias estatísticas com $p_{\text{valor}} \leq 0,05$ ou 95 % de confiança, conforme aplicação do teste de Monte Carlo e, verificadas através dos picos de variâncias (EGO) bem intensos nas Figuras 29c, 30c, 31c, 32c, 33c e 34c, respectivamente. Lembrando que o EGO corresponde à energia potencial total acumulada ao longo de um mesmo período de uma oscilação do EPO. As oscilações com frequências de 11-12 anos, 12-13 anos e 22-26 anos não são estatisticamente significantes, conforme o teste estatístico, pois os picos (EGO) ficam abaixo da linha limitante para $p_{\text{valor}} \leq 0,05$, mas as oscilações de 11 até 13 anos que estão dentro do cone de influência no EPO apresentam significâncias estatísticas, já que as oscilações que se localizam dentro da área cônica de influência são estatisticamente significativas, conforme Torrence e Compo (1998).

Observa-se que os picos mais intensos de variâncias EGO, estatisticamente significante, correspondentes a periodicidade em torno de 4 anos, são consequência dos núcleos observado em EPO centrados em 1983-1987, 1957-1962 e 1958-1969, sendo verificados nas Regiões Atlântico Nordeste Oriental, São Francisco e Atlântico Leste

(Figuras 29b, 33b e 34b), respectivamente. As oscilações de aproximadamente, 3-5 anos, estatisticamente significamente, que fazem elevar os picos de EGO, foram induzidos pelas energias mais intensas e observadas nos núcleos de EPO que estão centrados em 1983-1989 e 1985-1992 nas Regiões Hidrográficas Parnaíba (Figura 30b) e Atlântico Nordeste Ocidental (Figura 31b) e, de energia menos intensa, nos núcleos centrados em 1969-1976/1985-2000 e 1974-1985 nas Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia (Figura 32b) e São Francisco (Figura 33b). Já os núcleos de energia mais intensa de EPO centrados de 1964-1993 nas Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, contribuíram na intensificação do EGO nessa oscilação periódica em torno de 12-13 anos, sem significância estatística conforme o teste estatístico ($p_{\text{valor}} \leq 0,05$), mas significativa estatisticamente conforme Torrence e Compo (1998).

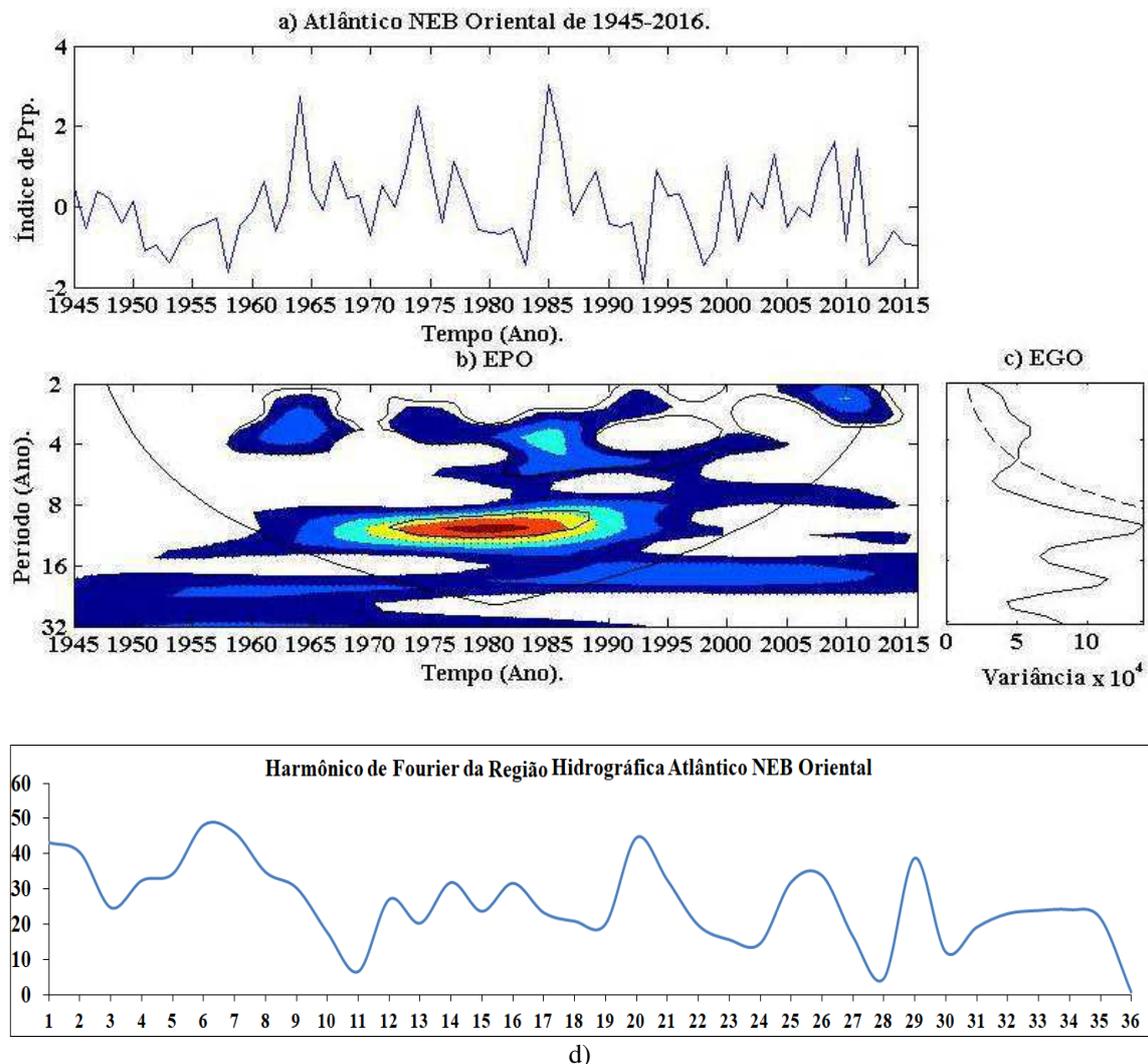


Figura 29: Ondaleta Contínua em que (a) Índice padronizado de precipitação, (b) Espectro de Potência de Ondaleta, (c) Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental.

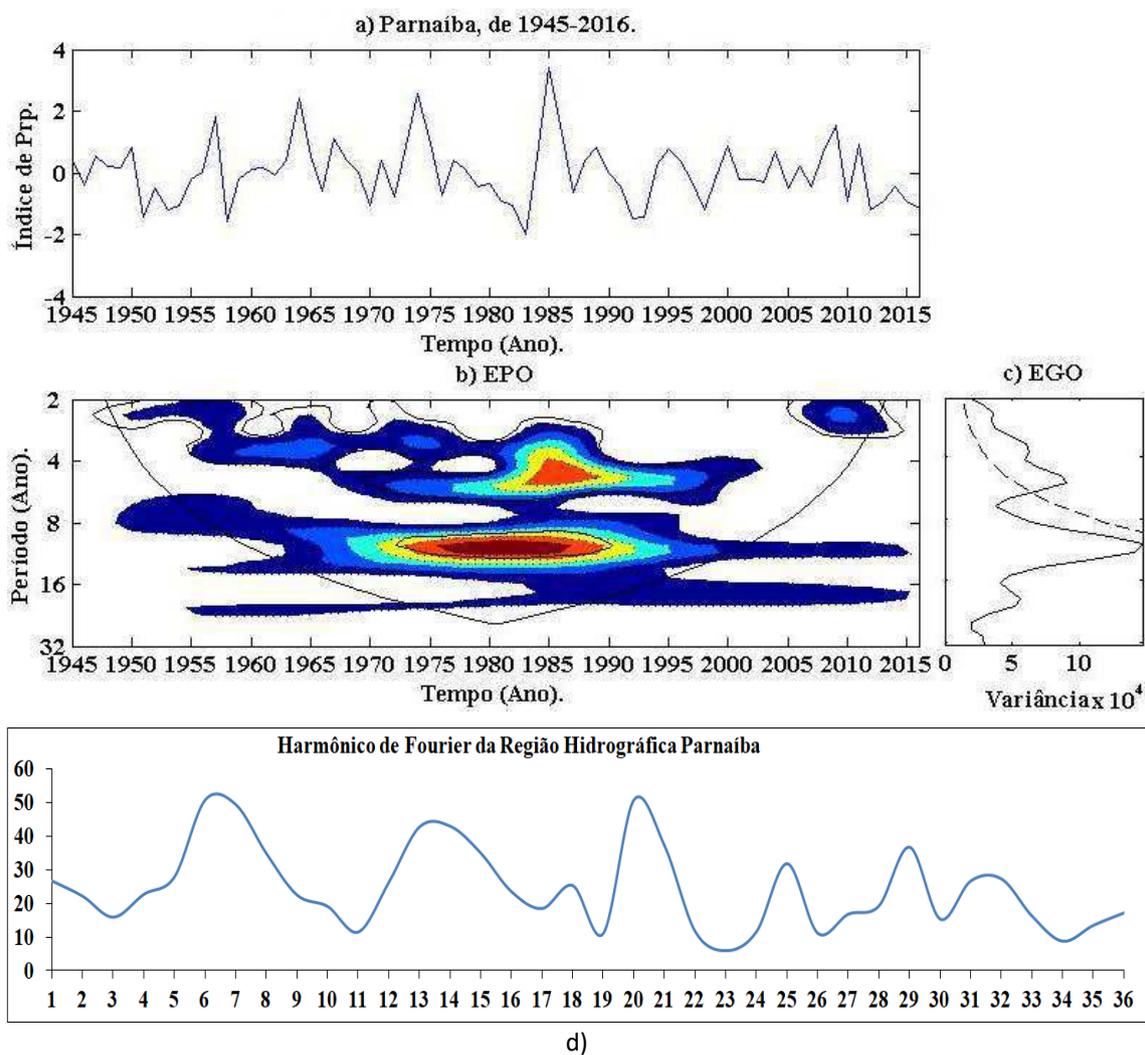


Figura 30: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Parnaíba.

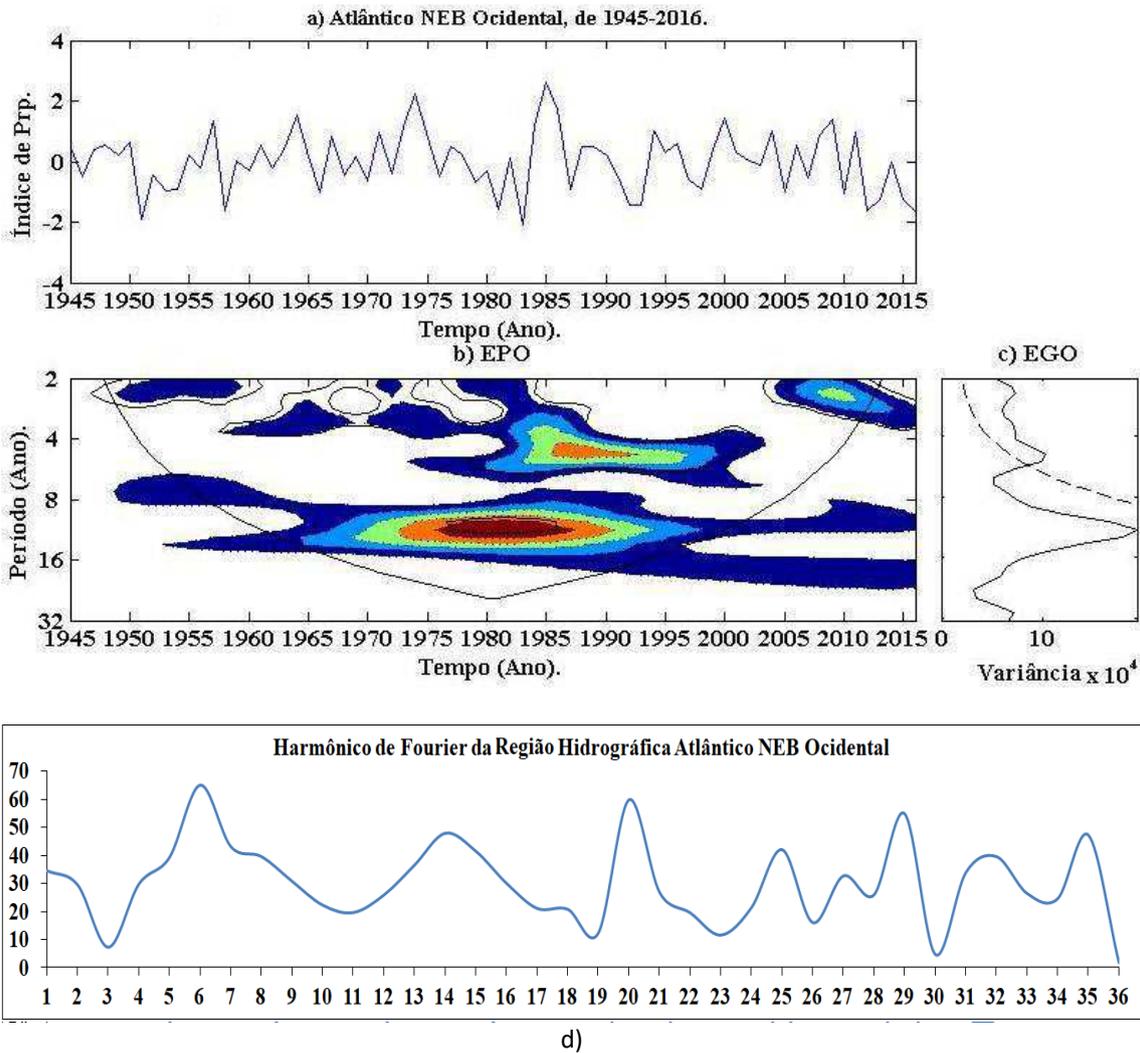


Figura 31: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental.

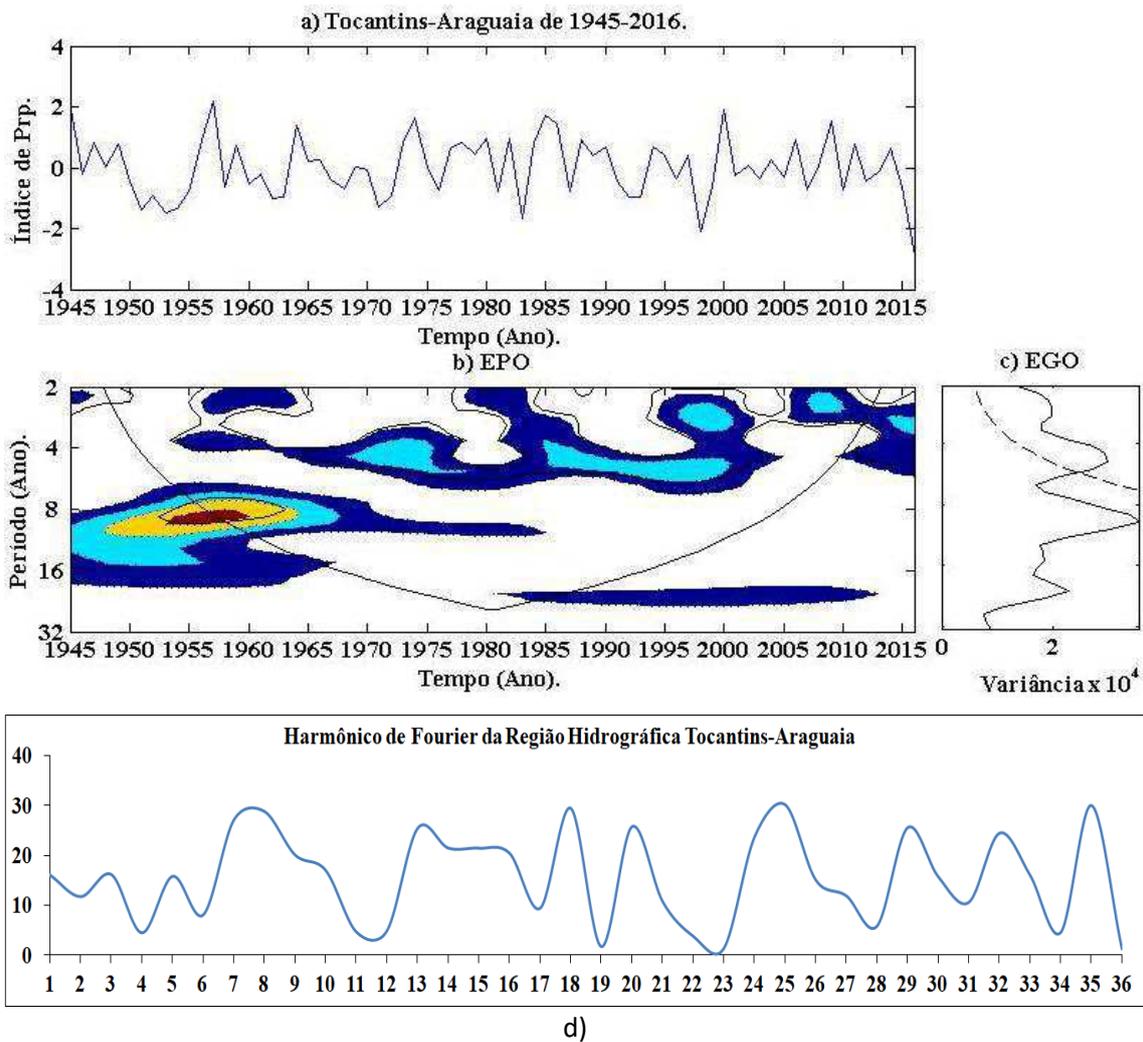


Figura 32: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia.

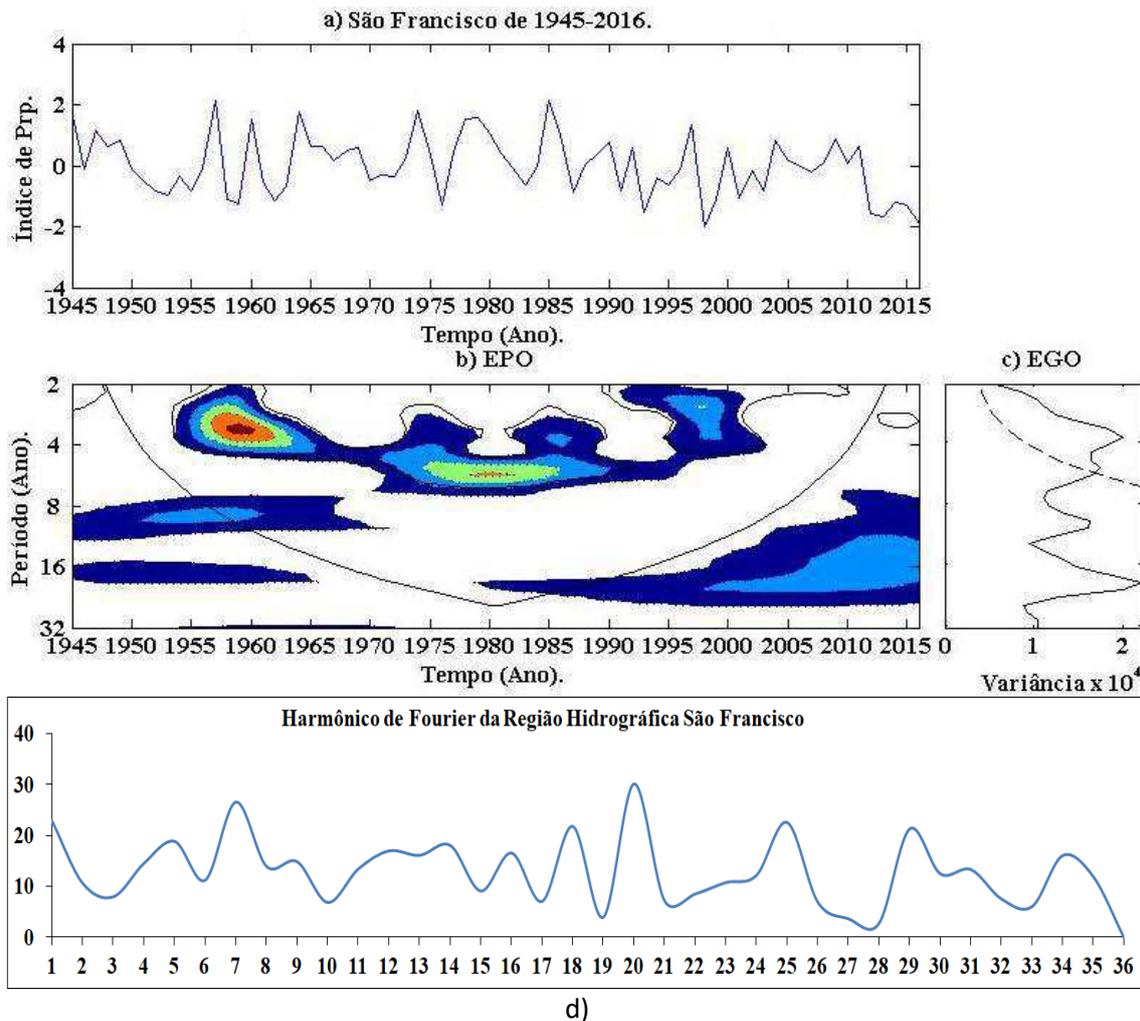


Figura 33: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica São Francisco.

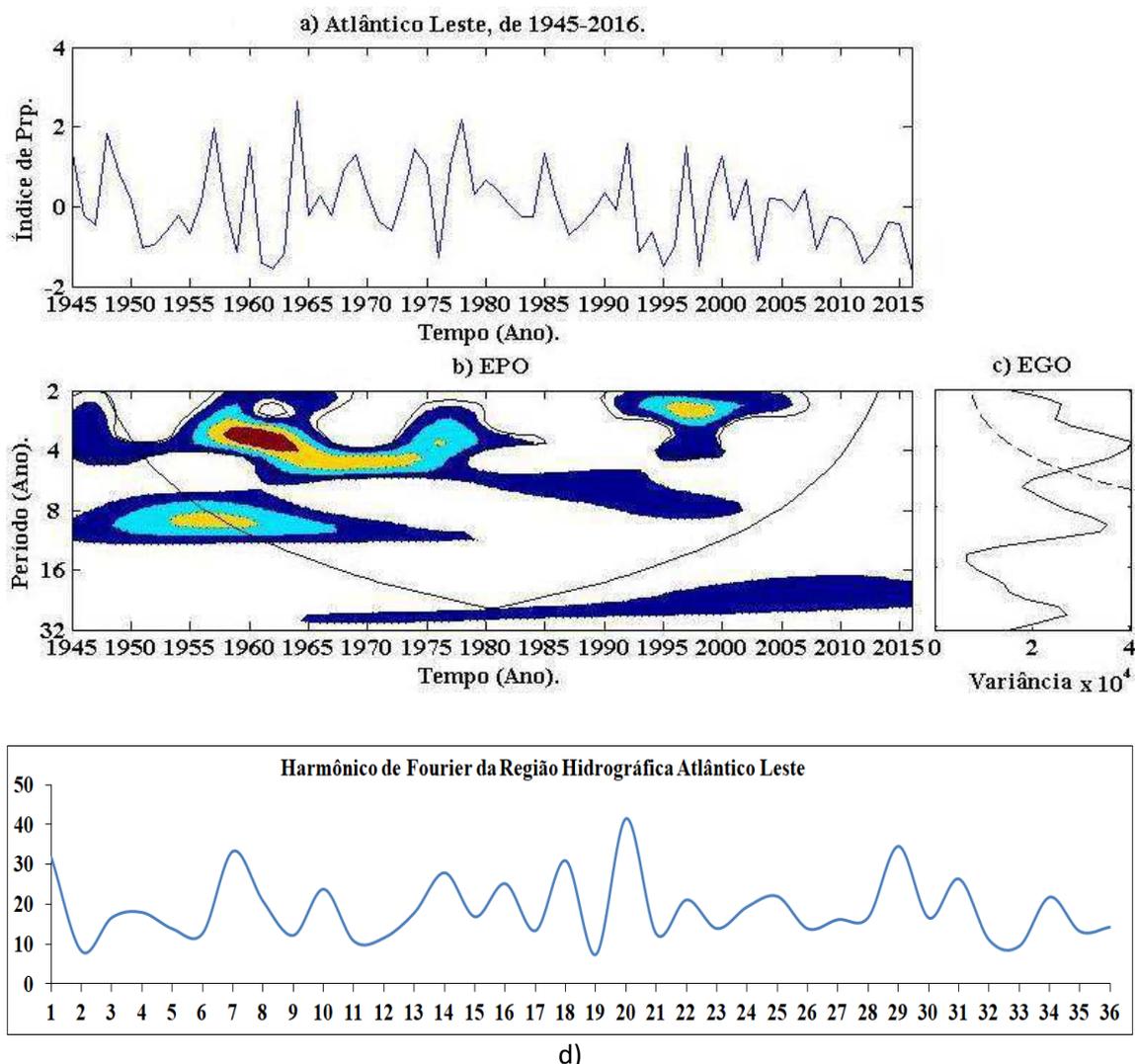


Figura 34: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier para a Região Hidrográfica Atlântico Leste.

Nas séries históricas dos índices padronizados de precipitação (I_{ppp}) nas Figuras 29a, 30a, 31a, 32a, 33a e 34a da ondaleta contínua são observados os sete anos mais chuvosos e os sete anos mais secos das séries (1945-2016) que correspondem, aproximadamente, a 10% da totalidade do período (série) estudado para cada Região Hidrográfica. Ressalta-se que esses valores (7 anos mais chuvosos e os 7 anos mais secos) de precipitações pluviais das seis Regiões Hidrográficas estão listados nas Tabelas 2 e 3. Dos sete anos mais chuvosos da Região Atlântico Nordeste Oriental, cinco são concordante com Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, três com Tocantins-Araguaia e São Francisco e um com Atlântico Leste. Enquanto, dos sete anos mais chuvosos na Região Hidrográfica do São Francisco quatro são os mesmos da Região Tocantins-Araguaia, três do Nordeste Ocidental, Parnaíba, Nordeste Oriental e

Atlântico Leste. A propósito, dos sete anos mais chuvosos na Região Atlântico Leste, três estão entre os mais chuvosos do São Francisco, um do Tocantins-Araguaia e dois estão em quatro das demais Regiões.

É possível observar que 1964, 1974 e 1985, ocorreram uma repetição com picos positivos muito elevados do índice de precipitação, que correspondem a uma frequência de, aproximadamente, 10-11 anos, como se verifica nos núcleos de energias mais intensas no EPO das Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental.

É importante enfatizar, que esses anos bem chuvosos nessas Regiões, também, foram anos coincidentes com anomalias negativas de Niño 3.4 e, dois desses sete anos (1974 e 1985), com anomalias negativas do Gradiente do Atlântico (discutidos posteriormente). Nóbrega (2014) observou que em anos de El Niño e Gradiente positivo as anomalias de precipitação são mais acentuadas no estado de Pernambuco.

Tabela – 2: Sete totais anuais precipitados (mm) acima da média no período de 1945 a 2016 sobre as Regiões Hidrográficas.

Ano	Atlântico Nordeste Oriental	Parnaíba	Atlântico Nordeste Ocidental	Tocantins-Araguaia	São Francisco	Atlântico Leste
1945	-	-	-	2043,1	1005,9	-
1948	-	-	-	-	-	1235,2
1957	-	1516,5	1887,0	2067,1	1056,2	1258,9
1960	-	-	-	-	-	1175,0
1964	1539,0	1668,9	1941,9	-	1006,9	1372,1
1967	-	1357,1	-	-	-	-
1974	1481,3	1692,5	2150,0	1981,7	1010,1	-
1977	1149,7	-	-	-	-	-
1978	-	-	-	-	978,6	1292,6
1979	-	-	-	-	982,2	-
1985	1613,6	1897,7	2245,2	1991,8	1052,4	-
1986	-	-	-	1954,0	-	-
1992	-	-	-	-	-	1192,7
1997	-	-	-	-	-	1180,6
2000	-	-	1917,0	2027,4	-	-
2004	1192,1	-	1797,2	-	-	-
2009	1270,5	1452,9	1901,9	1968,5	-	-
2011	1221,0	1315,5	-	-	-	-

- Valor na cor azul corresponde a valor de precipitação mais alta da série temporal.

Dos sete anos mais secos na Região Hidrográfica Nordeste oriental, seis estão entre os mais secos do Parnaíba, quatro Nordeste Ocidental, três Tocantins-Araguaia e São Francisco e dois Atlântico Leste. Com relação à Região Hidrográfica do São Francisco dos sete anos mais secos, três, de formas alternadas, também foram os mais

secos nas Regiões Nordeste Oriental, Parnaíba, Nordeste Ocidental e Atlântico Leste, e em dois na Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia.

Observa-se que o ano mais seco, dentre os sete anos mais secos da série histórica, corroboraram apenas nas Regiões Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental em 1983 e, nas Regiões Tocantins-Araguaia e Atlântico Leste em 2016. Enfatiza-se, de maneira interessante, que nas do Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, que ficam localizadas na parte norte da área analisada, houve uma maior quantidade (5) de anos em que as precipitações muito baixas ocorreram coincidentemente, sendo eles 1951, 1958, 1983, 1993 e 2012. É observado que quatro desses cinco anos secos ocorreram, concomitantemente, na presença atuante de índices positivos de temperatura na superfície do mar nas regiões do Niño 3.4 e Gradiente do Atlântico, entretanto, o ano de 2012 o Niño 3.4 foi atuante negativamente e, no ano de 1993 foi positivo o Gradiente do Atlântico Tropical.

Tabela – 3: Sete totais anuais precipitados (mm) abaixo da média no período de 1945 a 2016 sobre as Regiões Hidrográficas.

Ano	Atlântico Nordeste Oriental	Parnaíba	Atlântico Nordeste Ocidental	Tocantins-Araguaia	São Francisco	Atlântico Leste
1951	604,0	757,2	964,3	1517,8	-	-
1953	533,7	-	-	1500,3	-	-
1954	-	-	-	1527,2	-	-
1958	476,4	732,7	1038,0	-	-	-
1959	-	-	-	-	-	-
1961	-	-	-	-	-	680,6
1962	-	-	-	-	-	659,9
1971	-	-	-	1532,0	-	-
1976	-	-	-	-	624,5	-
1981	-	-	1056,5	-	-	-
1983	520,3	626,6	900,6	1470,9	-	-
1992	-	747,9	-	-	-	-
1993	411,8	757,2	1091,0	-	592,3	-
1994	-	-	-	-	-	-
1995	-	-	-	-	-	673,1
1998	517,9	818,5	-	1407,8	532,7	671,1
2003	-	-	-	-	-	695,8
2012	523,0	817,4	1042,0	-	589,0	679,7
2013	-	-	-	-	575,7	-
2015	-	-	-	-	623,0	-
2016	-	-	1033,5	1289,1	544,4	646,8

- Valor na cor vermelha corresponde a valor de precipitação mais baixa da série temporal.

Essa coincidência dos anos secos, pode ter ocorrido devido a um possível deslocamento da ZCIT, mais para o norte de sua posição média (Caviedes, 1972 e Nobre, 2000), sendo esse o principal fenômeno atmosférico indutor de chuvas sobre a

área em que se localizam as Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, fazendo com que os índices pluviométricos sejam mais baixos que o normal no período chuvoso (fevereiro-maio), pois sofrem atuação mais direta desse fenômeno meteorológico. Já os anos mais chuvosos podem ter ocorridos devido à aproximação da ZCIT ao Norte-Nordeste do Brasil, pois os índices pluviométricos mais elevados (Caviedes, 1972), ocorrem quando a ZCIT se aproxima da costa nordestina brasileira, sendo mais intensos, ainda, quando o gradiente térmico de TSM no Atlântico Tropical, ou, padrão do Gradiente (Dias e Brito, 2017), apresenta valores negativos.

4.2. Análise das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas

Na análise espectral do gráfico da Transformada Ondaleta Cruzada, as cores representam a covariância de energias, variando das mínimas em azul até as máximas em vermelho e, na Transformada Ondaleta de Coerência, as cores representam a coerência entre as duas séries, variando do zero (0) em azul a um (1) em vermelho.

A sequência das análises das ondaletas cruzada e de coerência da precipitação pluvial seguiu-se uma orientação espacial ante-horária, no mapa, começando pela Região Atlântico Nordeste Oriental, com cada Região, em seguida a do Parnaíba com cada uma das outras Regiões e, assim por diante. Todavia, como as três primeiras Regiões da sequência há uma semelhança maior entre elas, então as análises se deram para essas Regiões, primeiramente, ou seja, Atlântico Nordeste Oriental com Parnaíba; Atlântico Nordeste Oriental com Atlântico Nordeste Ocidental e Parnaíba com Atlântico Nordeste Ocidental. Já as análises das demais Regiões são descritas em uma única seção, pela semelhança mais acentuada das correlações de precipitação entre as Regiões Hidrográficas.

4.2.1. Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Parnaíba

Na Figura 35, estão em destaque as Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Parnaíba, nas quais, os resultados se restringem as análises das precipitações pluviométricas pelas Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente.

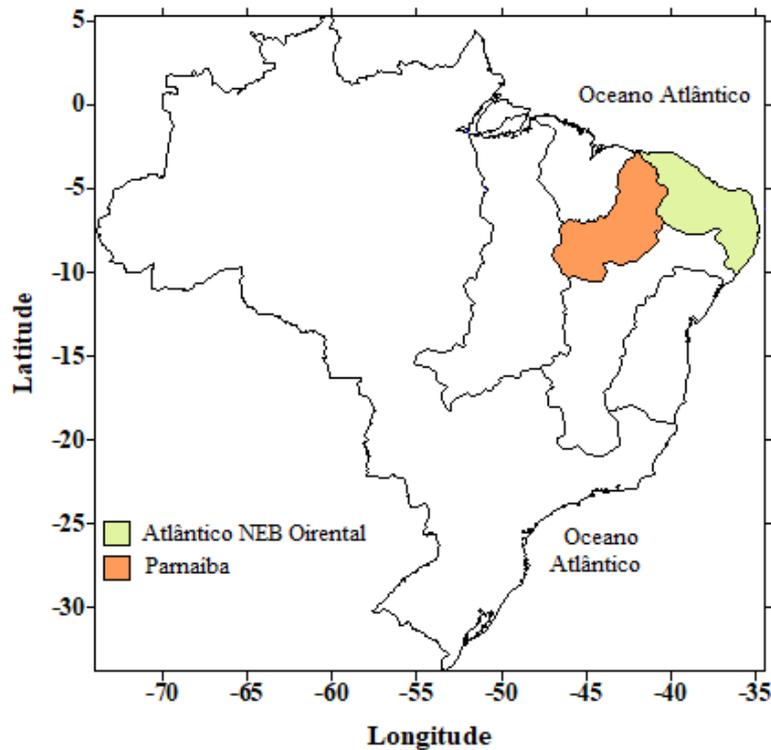


Figura 35: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Parnaíba.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Analisando a Transformada Ondaleta Cruzada (Figura 36a), observa-se núcleos bem definidos nas oscilações com frequências de 3-4 anos centrados em 2008-2011, de aproximadamente, 4-5 anos centrados em 1974-1977 e em 1960-1968 onde as energias associadas a esses núcleos mostram correlação entre as precipitações ocorridas nas duas Regiões e, que elas se mantiveram em fase, como se verifica o ângulo de fase (0°) e, a orientação dos vetores associados aos núcleos citados. Um núcleo, com oscilações de frequência baixa, que se entende do ano de 1968 até o ano de 1994 com frequência de 11-13 anos, estão em fase e com forte energia associada, ou seja, elevada correlação entre as precipitações pluviais ocorridas nas duas Regiões Hidrográficas, pois os núcleos localizados dentro do cone de influência indicam significâncias estatísticas. Essa correlação, bem como, a fase para os núcleos analisados na XWT é confirmada através da Transformada Ondaleta de Coerência (Figura 36b) para as séries nos períodos temporais referentes aos núcleos analisados, já que a energia associadas às frequências é forte, pois se aproximam de 1 na escala, indicando que há uma forte correlação entre as precipitações nessas duas Regiões, respectivamente. Nas áreas em azul, as energias são baixas e os vetores são alternados, então indica que não há correlação e nem coerência entre as precipitações das duas Regiões Hidrográficas.

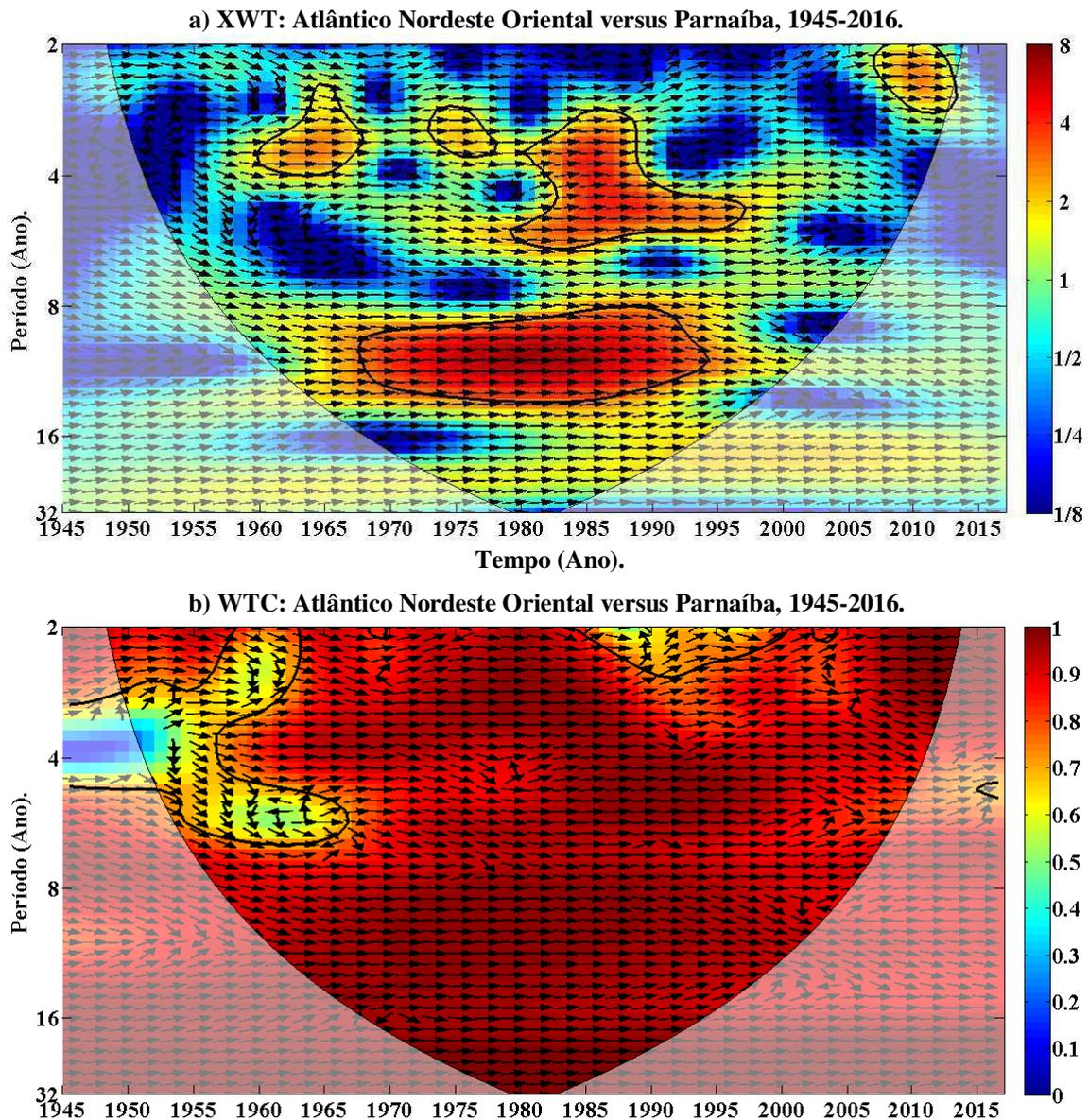


Figura 36: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região a Hidrográfica Parnaíba em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.2. Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Atlântico Nordeste Ocidental

Na Figura 37 estão em destaque as Regiões Hidrográficas do Atlântico Nordeste Oriental e do Atlântico Nordeste Ocidental, nas quais os resultados se restringem as análises das precipitações pelas Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente.

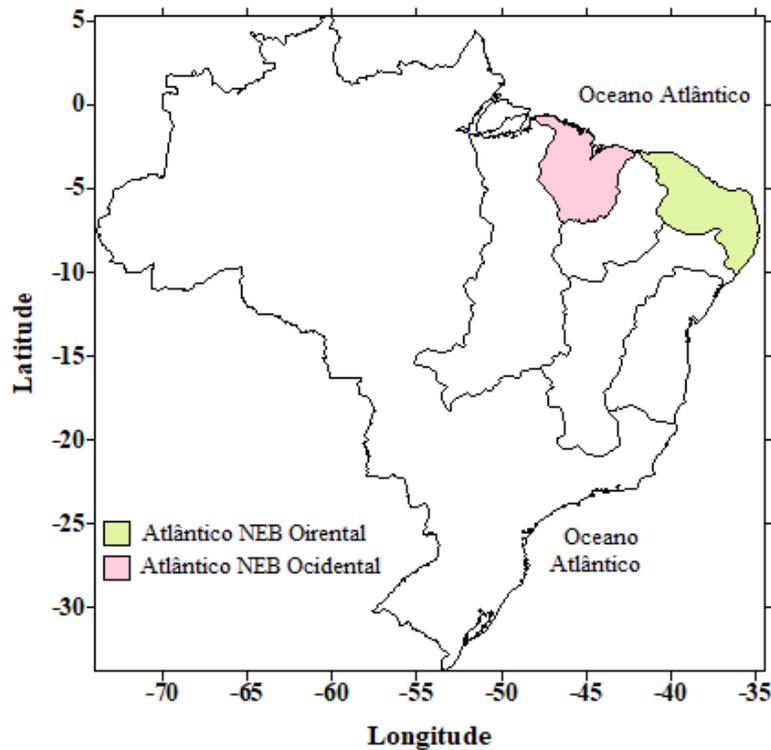


Figura 37: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Nordeste Ocidental.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Assim como na análise anterior (seção 4.2.1.), se observa as mesmas configurações com relação às oscilações interanuais da precipitação, principalmente, nos núcleos de frequências de aproximadamente 3 anos (2008-2011) e de 3-4 anos centrado em 1964-1967 e 1974-1977, de 3-6 anos (1983-1998) e, um núcleo de oscilação com frequência mais baixa (11-13 anos) ocorrido entre 1968 a 1994. Enfatiza-se, que as frequências periódicas de precipitação ocorridas nas Regiões Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Nordeste Ocidental, correlacionadas pelas XWT e WTC (Figuras 38a e 38b), são muito semelhantes, de maneira que as oscilações interanuais das precipitações com frequências da ordem de 3 anos estão em fase (ângulo de fase igual a 0°) e, estão fortemente correlacionadas, já que há uma coerência forte devido a energia (próximo de 1) na WTC associada às correlações das precipitações ocorridas nas duas Regiões Hidrográficas. Essa configuração indica que quando houve, nesses ciclos periódicos identificados, um acréscimo significativo nas precipitações da Região Atlântico Nordeste Oriental, também, houve um acréscimo significativo nas precipitações da Região Atlântico Nordeste Ocidental.

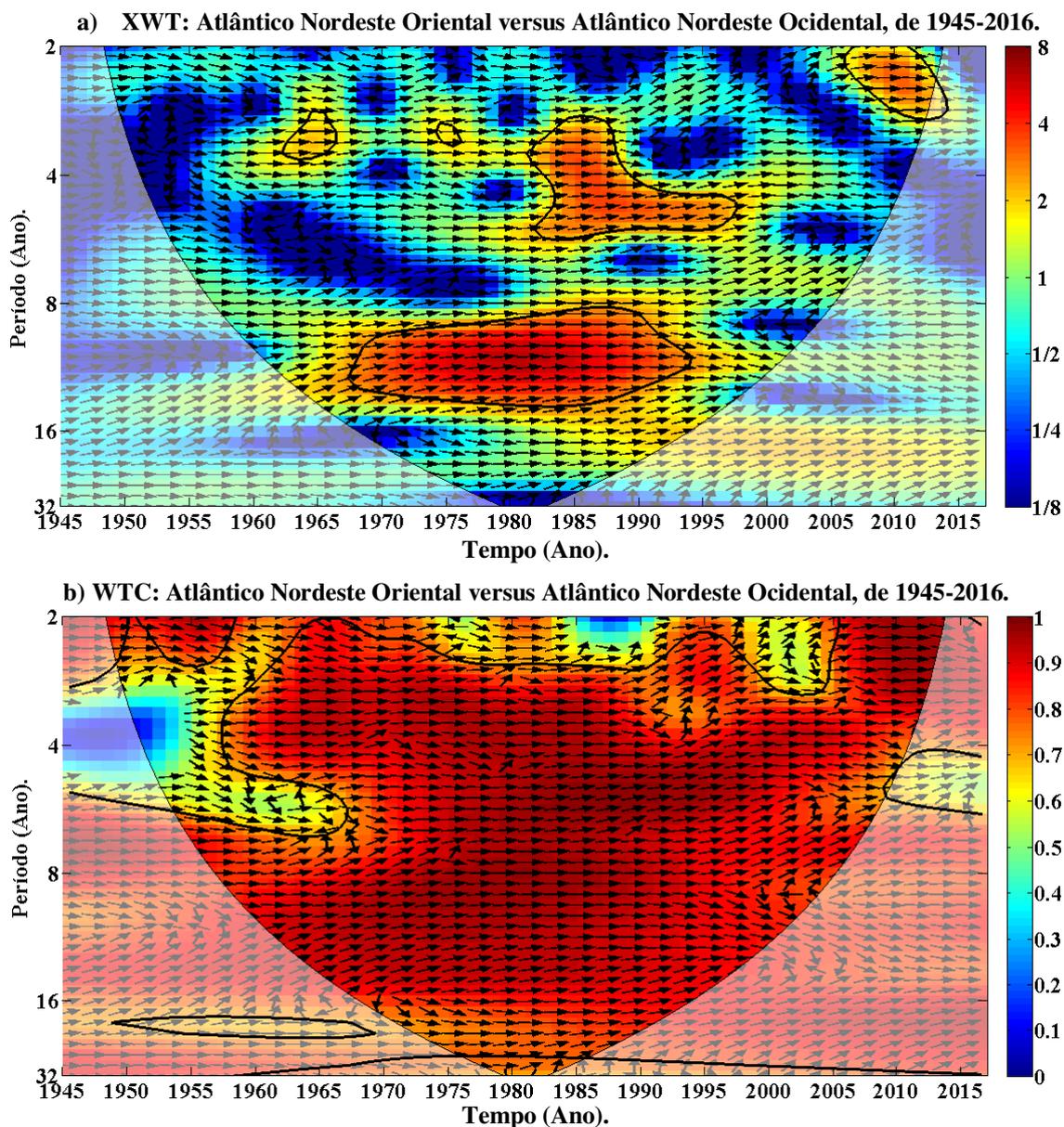


Figura 38: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.3. Região Hidrográfica do Parnaíba com a do Atlântico Nordeste Ocidental

A análise nesta seção se refere às Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente das Regiões Hidrográficas Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, que estão em destaque no mapa apresentado na Figura 39.

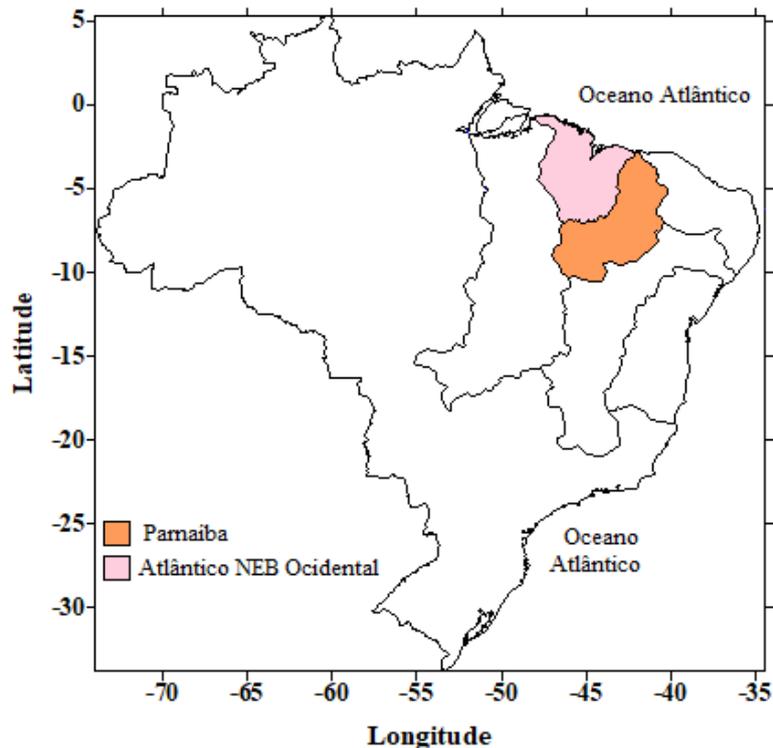


Figura 39: Regiões Hidrográficas Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Observando o Gráfico da Transformada Ondaleta Cruzada (Figura 40a) para as variabilidades da precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, se verifica que as oscilações interanuais das precipitações estão em fase, enfatizando, principalmente, os núcleos de oscilações com frequências de aproximadamente 3 anos centrado entre 2009 e 2011, de 3-5 anos em 1980 a 1998 e, de frequência menor de 11-13 anos entre 1970 e 1995, pois os vetores têm ângulo de fase igual 0° , indicando assim, que as precipitações ocorridas na Região Hidrográfica do Parnaíba estão em fase com as precipitações ocorridas na Região Atlântico Nordeste Ocidental, ou seja, quando ocorreu um aumento (pico) significativo de precipitação na Região do Parnaíba, também, ocorreu na Região Atlântico Nordeste Ocidental. Por outro lado, nas áreas em azul, que representa uma variabilidade baixa no tempo de resposta entre duas séries analisadas, indica que não há relação entre as precipitações ocorrida nessas duas Regiões, nas áreas em azul no gráfico.

O comportamento oscilatório da precipitação, para as frequências e duração dos períodos vinculados às elas, são confirmados na Transformada Ondaleta de Coerência (Figura 40b), pois as zonais referentes às oscilações com frequências (3-5 anos e, 11-13 anos) analisadas, se mostram com energia bem intensa (próximo de 1, na cor vermelha escura), como pode ser verificada na escala. Isso mostra uma forte coerência, indicando

que as precipitações, nessas frequências para os núcleos mostrados, estão correlacionadas entre as duas Regiões.

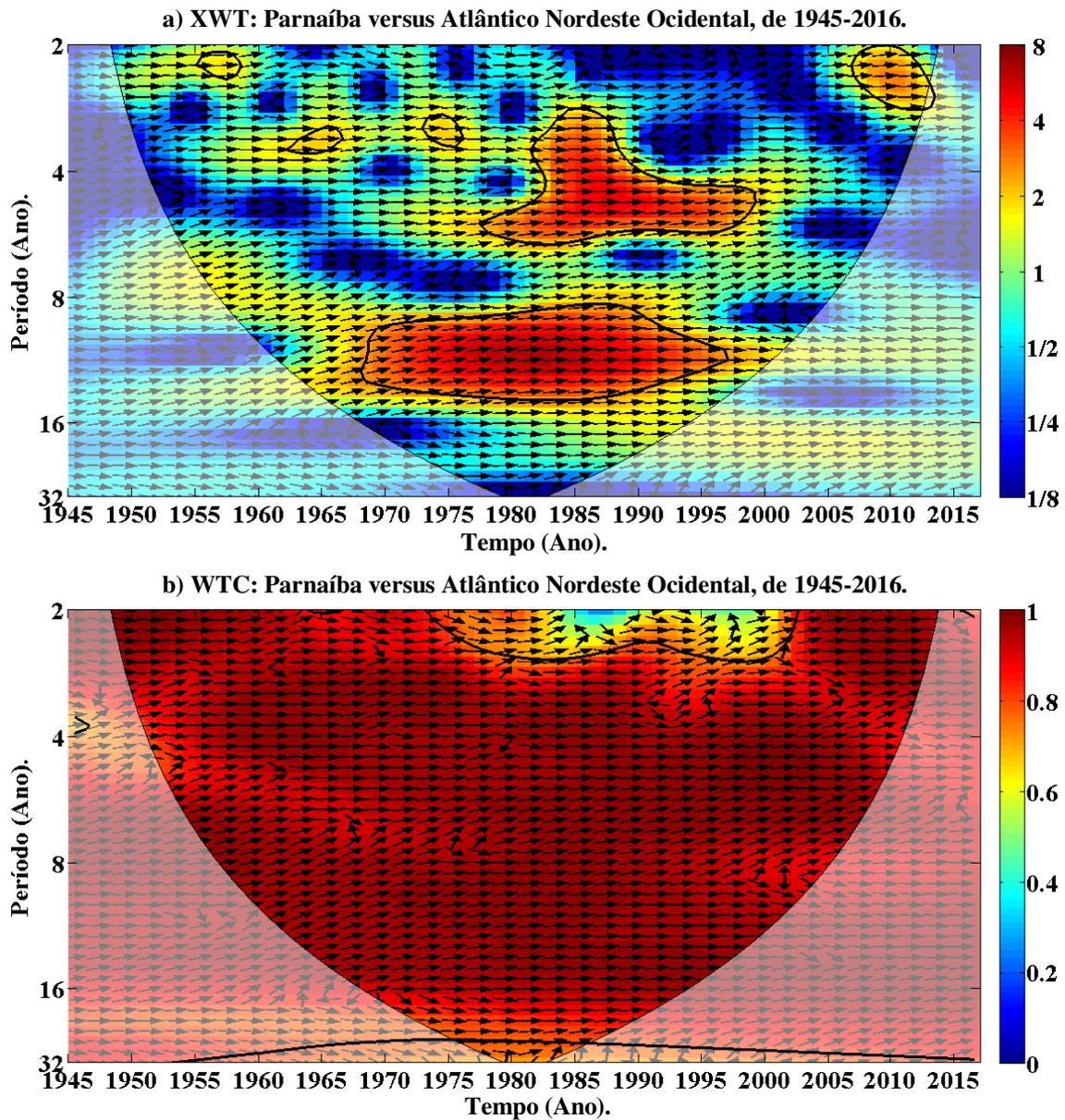


Figura 40: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Parnaíba versus a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.4. Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do Tocantins-Araguaia

A Figura 41 representa espacialmente as Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Tocantins-Araguaia, as quais são analisadas as precipitações através das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente.

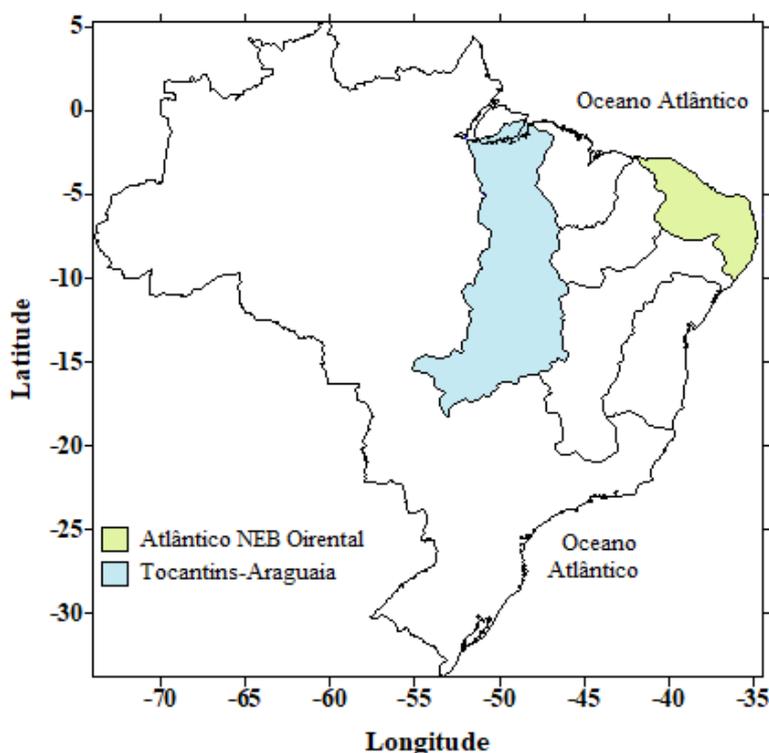


Figura 41: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Tocantins-Araguaia.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Na XWT para as Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Tocantins-Araguaia (Figura 42a) é verificado que nos núcleos de oscilações interanuais com frequências em torno de 3 anos (2008-2011) e de 3-5 anos (1983-1997) das precipitações estão em fase, pois o ângulo de fase nestes períodos e frequência de oscilações é igual a 0° . Para as oscilações, com frequência relativamente mais baixa, de 10-12 anos, centrado em 1973-1983 o ângulo de fase é igual a 45° , isso mostra que os máximos e mínimos anuais das precipitações da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia estão avançados em relação aos máximos e mínimos anuais precipitados da Região Atlântico Nordeste Oriental, ou seja, em geral, quando se observam máximos ou mínimos de precipitações pluviais que ocorrem na Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia, há uma probabilidade de ocorrência de máximos ou mínimos da precipitação pluvial na Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental, em torno, de um ano (1/8 de dez anos) após a ocorrência no Tocantins-Araguaia. Essas configurações são confirmadas na WTC (Figura 42b), onde os núcleos analisados recebem forte energia (próximo de 1 na escala) indicando uma forte correlação entre as precipitações ocorridas nas duas Regiões, principalmente, nessas frequências indicadas.

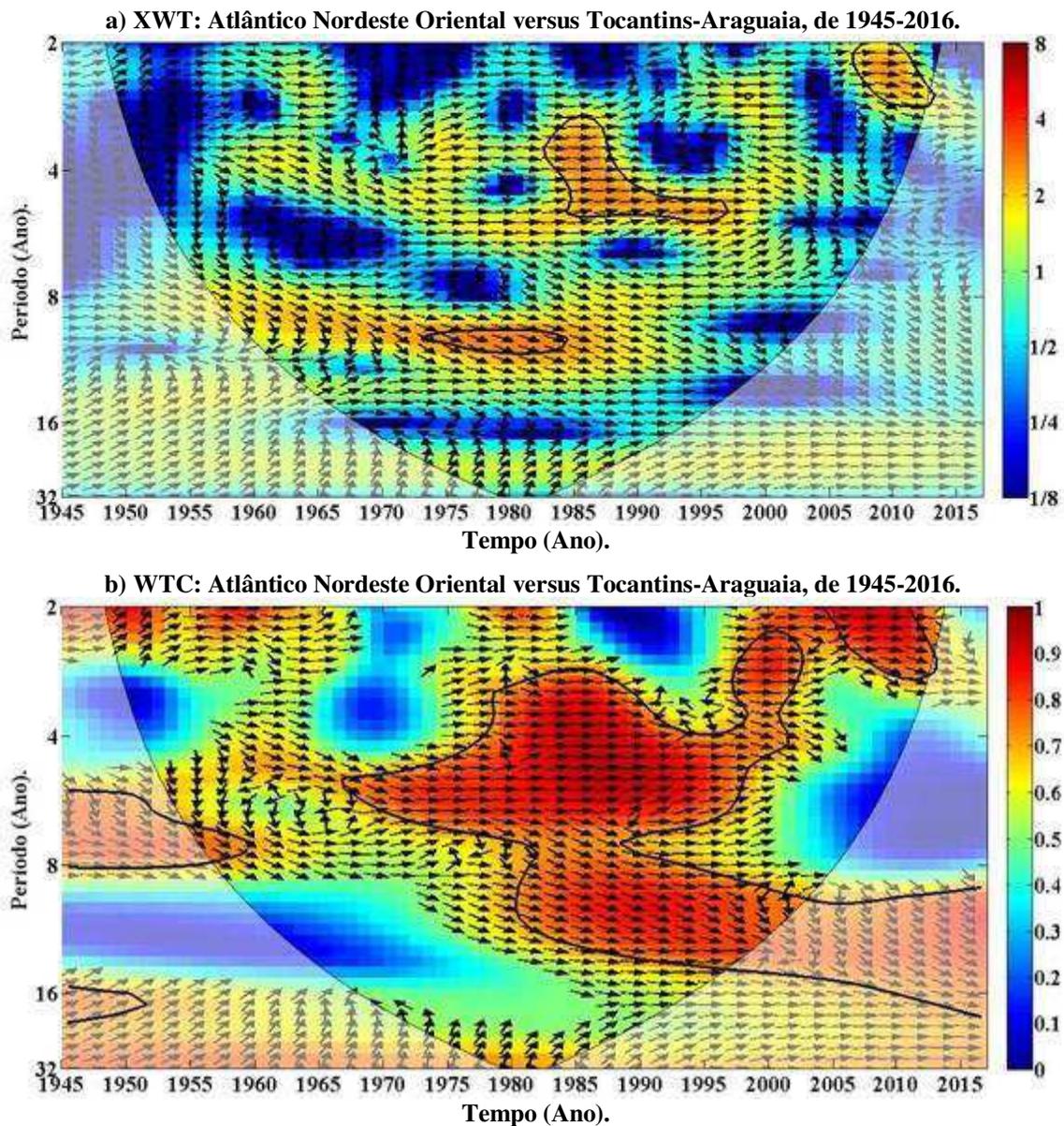


Figura 42: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.5. Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental com a do São Francisco

Na Figura 43 pode ser observada a representação espacial das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e São Francisco, nas quais são analisadas as variabilidades da precipitação por meio das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente.

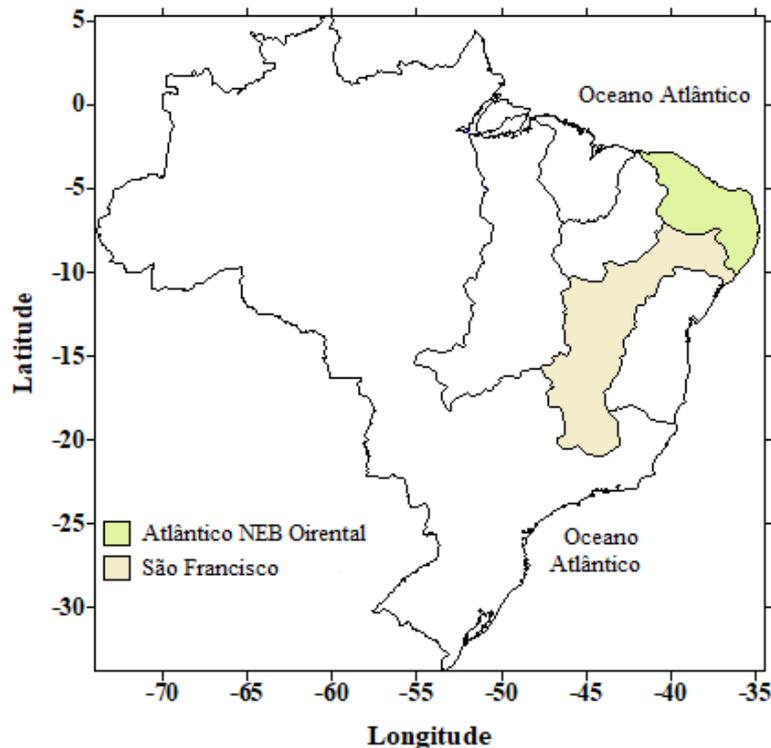


Figura 43: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e São Francisco.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

É possível observar na XWT (Figura 44a), que oscilações com frequência em torno de 3 anos das precipitações pluviais no período 1993-1998 estão em fase, assim como, as com frequência de 3 a 4 anos nos períodos de 1957 a 1966 e de 4 a 6 anos de 1972 a 1990. Essas configurações indicam que a variabilidade interanual da precipitação de ambas as Regiões Hidrográficas (Atlântico Nordeste Oriental e São Francisco) se mantiveram em fase e coerentes, conforme a WTC (Figura 44b). Mesmo a energia não sendo tão forte, é possível verificar oscilações com frequência de aproximadamente 12 anos estendendo-se 1956 a 1990, com ângulo de fase em torno de 90°, indicando um avanço de 3 anos entre os máximos (mínimos) das precipitações na Região do São Francisco e os máximos (mínimos) das precipitações na Região Atlântico Nordeste Oriental. Numa faixa de frequência mais baixa (22-26 anos), se observa que as precipitações ao longo da série, ora se mantiveram em fase (1945-1965 e 2005-2016) e, ora estiveram defasadas (1966-2004) as do São Francisco em relação às precipitações do Atlântico Nordeste Oriental e, que também, são confirmadas nas WTC. Portanto, é possível afirmar que as variabilidades interanuais das precipitações nas Regiões Hidrográficas do São Francisco e Atlântico Nordeste Oriental estão em fase, enquanto, as variabilidades interdecenais estão fora de fase. Ressalva-se, conforme

Torrence e Compo (1998), que as configurações localizadas dentro do cone de influência são significantes estatisticamente.

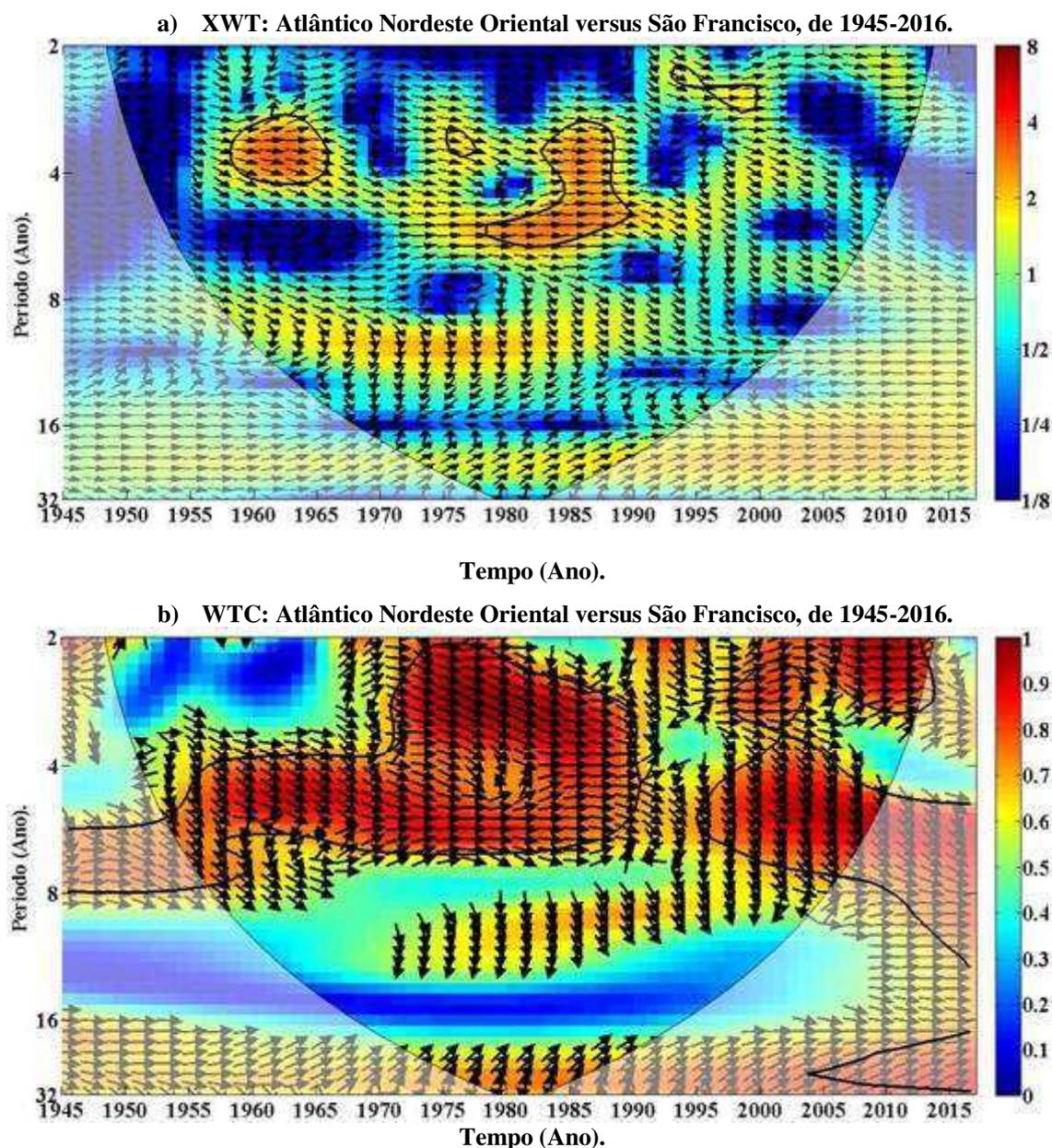


Figura 44: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica São Francisco em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.6. Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste

Nesta subseção as variabilidades interanuais e interdecenais das precipitações das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste, especialmente representadas na Figura 45, são analisadas a partir das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente.

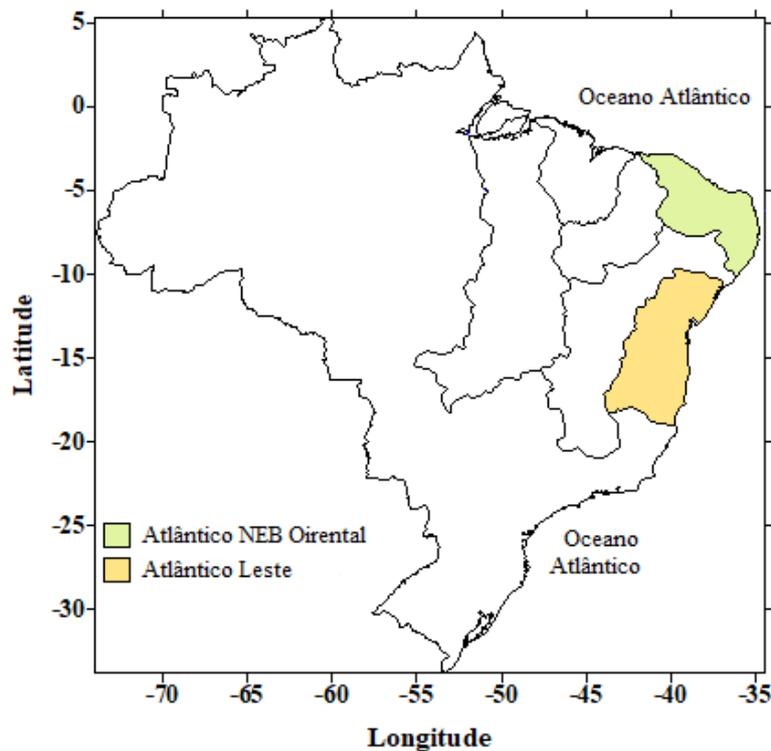
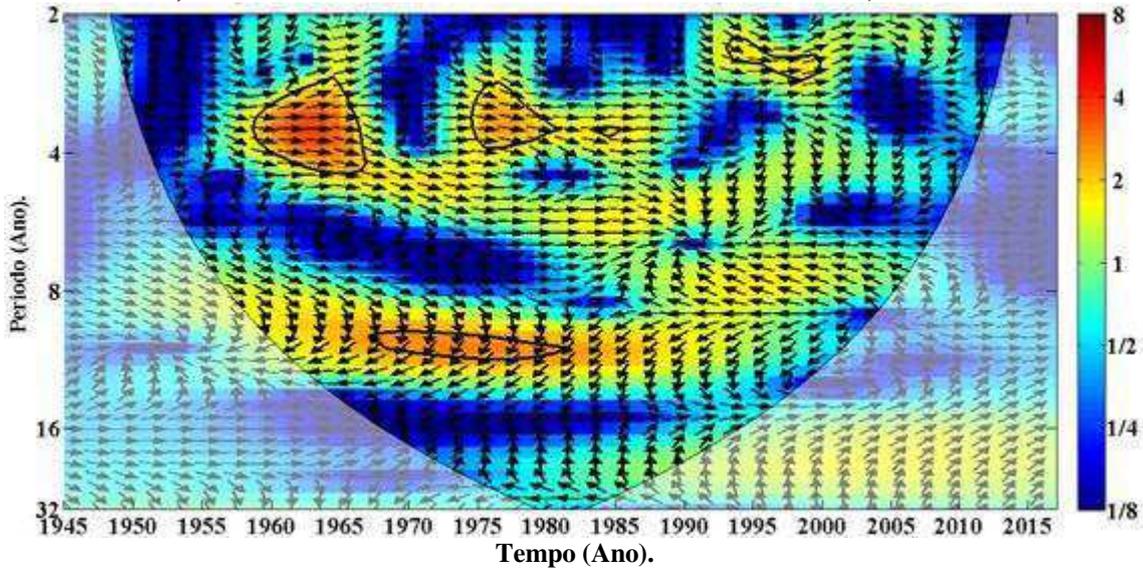


Figura 45: Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste.
Fonte: Adaptado da ANA (2018).

Na Figura 46a observam-se núcleos de oscilações com frequência entre 2-3 anos de 1993 a 1998, de 3-5 anos de 1958 a 1965 e entre 1974 e 1990, todos estes núcleos podem ser verificados que as variabilidades da precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas do Atlântico Nordeste Oriental e Atlântico Leste estão em fase, em geral, quando houve um aumento (diminuição) significativo nas precipitações na Região Hidrográfica do Atlântico Leste também ocorreu na do Atlântico Nordeste Oriental. Também é possível verificar um núcleo de oscilações com frequência de 10-12 anos, de 1968 a 1980 em que as precipitações ocorridas na Região Atlântico Leste estão avançadas, cerca de 90° (aproximadamente 2 anos e 6 meses), em relação as precipitações ocorridas na Região Atlântico Nordeste Oriental. Essa configuração indica que as precipitações nessa frequência periódica acontecem, primeiro, na Região Atlântico Leste, cerca de $1/4$ do período (dois e meio) em relação à outra Região Hidrográfica. Observa-se que essas correlações referentes aos núcleos analisados são confirmadas na WTC (Figura 46b), pois os vetores são semelhantes e, as energias associadas aos núcleos são acima de 0,8 na escala, indicando forte correlação entre as precipitações das duas Regiões, para as frequências e períodos temporais descritos.

a) XWT: Atlântico Nordeste Oriental versus Atlântico Leste, de 1945-2016.



a) WTC: Atlântico Nordeste Oriental versus Atlântico Leste, de 1945-2016.

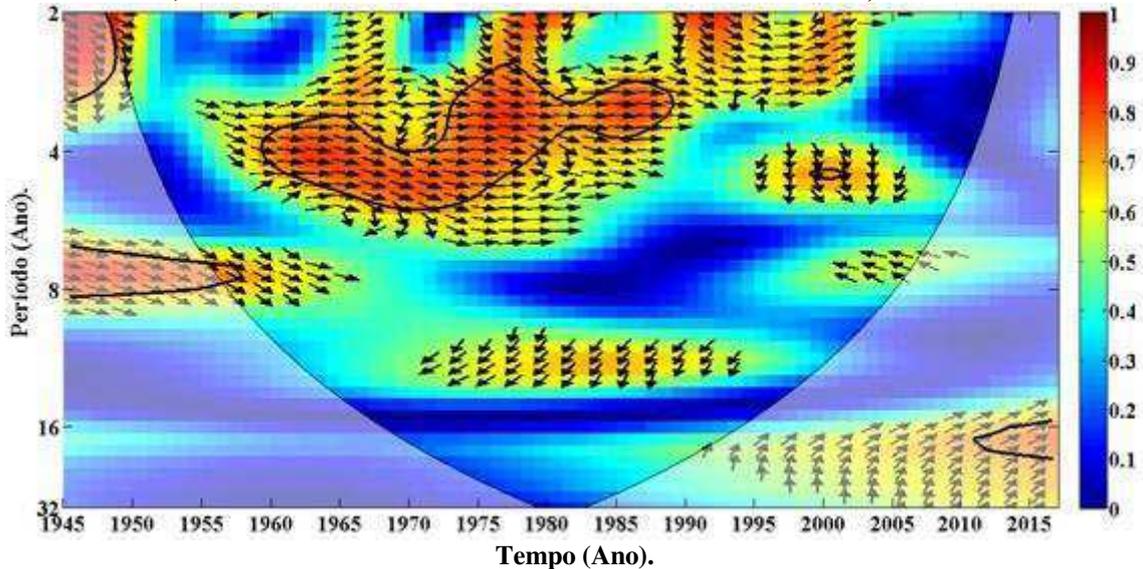


Figura 46: Imagem espectral de precipitação da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental versus a Região Hidrográfica Atlântico Leste em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.2.7. Análise das XWT e WTC entre as Regiões Hidrográficas Parnaíba, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste

Como há uma semelhança acentuada entre as correlações de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas analisadas, então a seguir são descritas as análises de maneira mais geral, sendo que as figuras desta análise são mostradas no Apêndice. Então, observando as figuras, se verificam oscilações com frequência entre 2 a 5 anos, aproximadamente, nos diversos núcleos ao longo do período temporal (1945-2016) nas Transformadas Ondaletas Cruzadas, onde as precipitações pluviais correlacionadas

entre as cinco Regiões (Parnaíba, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste) se mantiveram em fase, pois as orientações dos vetores mostraram o ângulo de fase igual a zero (0°) e, essa configuração indica que as oscilações periódicas (2-5 anos) de precipitação ocorrem simultaneamente entre as Regiões nessa frequência oscilatória. Ou seja, quando houve um máximo (mínimo) de precipitação numa Região Hidrográfica, houve um máximo (mínimo) na outra Região, também, isso é observado nas cinco Regiões Hidrográficas e, apresentam confiança estatística (95%) e covariabilidade fortemente correlacionada. Essa configuração é confirmada na Transformada Onduleta Coerente, pois as energias associadas às correlações são fortes e, estão entre 0,8 e 1 (nas escalas), mostrando que os máximos (mínimos) precipitados ocorridos numa Região também ocorrem nas outras Regiões.

Focando num período oscilatório mais baixo, na faixa de 11 a 13 anos com energia mais intensa e durante os anos de 1953 e 1990, se observam nas XWT núcleos em que a série de precipitação pluvial do Tocantins-Araguaia está avançada 45° (respondendo a $1/8$ do período, ou seja, de 1-2 anos) e, as séries do São Francisco e Atlântico Leste avançadas 90° ($1/4$ do período, ou seja, 2-3 anos), todas, em relação à série de precipitação do Parnaíba. A série de precipitação do Tocantins-Araguaia está avançada 45° , do São Francisco avançada 90° e a do Atlântico Leste avançada 135° ($3/8$ do período, ou seja, 4 anos), em relação à série do Atlântico Nordeste Ocidental. Já as séries de precipitação do São Francisco e do Atlântico Leste estão em fase com a série do Tocantins-Araguaia. Da mesma maneira, está em fase, a série histórica de precipitação pluvial do Atlântico Leste com a do São Francisco. Todas as análises referentes às observações nas XWT são confirmadas nas WTC de cada uma das correlações, pois as energias associadas às covariabilidades são entre 0,8 e 1 nas WTC, que mostram fortes correlações (coerências) entre as séries históricas analisadas.

Observa-se com essa análise, que os máximos ou mínimos precipitados na frequência de 11 a 13 anos das Regiões Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste, como estão avançadas as séries, ocorrem, primeiro, em relação aos máximos ou mínimos precipitados que ocorrem nas Regiões Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental. Por outro lado, na mesma frequência (11-13 anos), as precipitações pluviais que ocorrem simultaneamente, acontecem nas Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste, pois as séries estão em fases entre elas.

4.2.8. Discussão das correlações (XWT e WTC) de precipitação pluvial entre as Regiões Hidrográficas

Os resultados mostram uma semelhança bem acentuada nas variabilidades interanuais e interdecenais das precipitações pluviais das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental com relação às frequências oscilatórias. Essa semelhança se pode atribuir à atuação da ZCIT uma vez que este é o principal sistema produtor de chuvas no Norte-Nordeste do Brasil (Reboita et al., 2010; Rao et al., 2016). Ressalta-se que outros sistemas meteorológicos de escala sinótica também levam chuvas para o Norte-Nordeste, como por exemplo, os VCAN que atuam em quase todo Nordeste (Kousky e Gan, 1981; Oliveira et al., 2017), os distúrbios ondulatórios de leste, que atuam na costa leste do Nordeste (Yamazaky e Rao, 1975; Oliveira et al., 2017) e Linhas de Instabilidade que operam em toda Amazônia, mas principalmente no Pará (Cohen et al., 1995). Os VCAN, os distúrbios ondulatórios de leste e as linhas de instabilidade atuam durante os períodos chuvosos em diversas áreas das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, mas não agem em todo espaço ocupados por estas regiões. Portanto, pode-se conjecturar que a ZCIT é o principal sistema responsável para a ocorrência simultânea de variabilidade interanual e interdecenal nas três Regiões Hidrográficas. Assim sendo é provável que ocorram chuvas mais intensas (fracas) quando a ZCIT se aproxima (afasta) da costa Norte-Nordeste do Brasil.

A variabilidade (oscilação) latitudinal da posição da ZCIT é afetada por anomalias de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico (De Souza et al., 2005; Gu e Adler, 2009). Na seção 4.4, pode ser observada as oscilações das TSM através das ondaletas para o Niño 3.4 e Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico e, a maioria delas corrobora com as frequências oscilatórias dos anos chuvosos e secos dessas Regiões Hidrográficas, simultaneamente. Além disso, Silva e Satyamurty (2011) afirmam que em anos de convecção intensa na ZCIT, também ocorre intensa convecção no VCAN. Isto reforça a importância da ZCIT como o principal mecanismo responsável pelas variabilidades interanual e interdecenal da precipitação das três Regiões Hidrográficas estarem em fase, ou seja, nos períodos mais chuvosos e secos ocorrem simultaneamente nas três Regiões.

Na relação entre as precipitações da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental e as das Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico

Leste verifica-se que nas oscilações com frequência de 2 a 4 anos na precipitação pluvial destas Regiões estão em fase com as do Atlântico Nordeste Oriental. Por outro lado, nas oscilações com frequências mais baixas, de 10-12 anos, há diferenças nos ângulos de fases (XWT e WTC) mostrando avanços das séries históricas das Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste em relação à série da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, ou seja, os eventos de máximo ou mínimo da precipitação pluvial ocorrem antes nas Regiões Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste e em seguida no Atlântico Nordeste Oriental.

É salutar descrever que a atuação de sistemas meteorológicos como a ZCAS, que são bandas de nebulosidade no sentido Noroeste-Sudeste no Brasil e as frentes frias que são mais comuns no sul e sudeste do País conforme Reboita et al. (2010), cobrem a áreas mais ao sul das Regiões Hidrográficas do Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste. Também é oportuno descrever que nessas áreas mais ao sul destas Regiões Hidrográficas e, em regiões semiáridas da Bahia, o regime de chuvas ocorre de novembro a fevereiro com máximo climatológico em dezembro (Kousky e Chu, 1978; e Rao e Hada, 1990). São sistemas meteorológicos, que podem atuar e provocar índices pluviais diferentes, até mais elevados do que aqueles que são observados nas regiões mais ao norte da área em estudo, exceto para região semiárida da Bahia, induzindo assim, em oscilações diferentes com possibilidades de avanços nas séries, pelo menos, nas frequências baixas, como a de 10-12 anos, verificada na análise. Por outro lado, em grandes áreas da Região Hidrográfica Atlântico Leste o principal sistema produtor de precipitação são os distúrbios ondulatórios de leste que atuam, principalmente, de abril a julho (Amorim et al., 2014).

Da mesma forma que as observações elaboradas para as três Regiões Hidrográficas da parte norte, as observações feitas e correlacionadas (XWT e WTC) para as Regiões Hidrográficas Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste são verificadas configurações semelhantes. Ou seja, quando cruzadas (correlacionadas), as séries de precipitação, entre as Regiões Hidrográficas, verificou-se que as séries estão em fases nas frequências periódicas altas (2-6 anos) e baixas (10-12 anos). Essas coerências nas oscilações ocorrem devido aos sistemas meteorológicos, tais como ZCAS, frentes frias e a alta subtropical do Atlântico Sul que atuam nessas Regiões Hidrográficas e provocam precipitações, principalmente, nos setores mais ao sul, e VCAN, frentes frias, alta subtropical do Atlântico Sul e brisas, nos setores leste da costa leste na Região Hidrográfica Atlântico Leste. Assim, esses sistemas podem atuar

influenciando, de maneira simultânea, nas oscilações periódicas de precipitação pluvial dessas três Regiões Hidrográficas, respectivamente. São em fases entre elas, mas avançadas em relação às oscilações (10-12 anos) das Regiões Hidrográficas da parte norte da área estudada.

4.3. Análise de Ondaletas Contínuas, Cruzadas e Coerentes de precipitação pluvial de Sub-Regiões das Regiões Hidrográficas

4.3.1. Sub-Região da área Leste com a da Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental

Nesta subseção, para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental a análise das precipitações pluviais foi elaborada dividindo a área em duas sub-regiões, denominadas partes Leste e Oeste, devido aos escoamentos superficiais das águas fluviais seguirem para o leste (na parte Leste) e a para o norte (na parte Oeste) desta Região Hidrográfica. Além disso, as duas sub-regiões, possuem regimes pluviométricos diferentes, a parte Leste tem período chuvoso de março a julho e a Oeste de janeiro a maio. Assim sendo, a parte Leste da Região Hidrográfica é composta pelo setor centro-leste dos estados do Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, enquanto que, a parte Oeste é formada pelo setor oeste da Paraíba, Rio Grande do Norte e quase todo o estado do Ceará, exceto, a parte que se localiza a sub-bacia Poty, que deságua no Parnaíba.

Nos EPO (Figuras 47b e 48b) de ambas as partes (Leste e Oeste), se observam núcleos de oscilações com frequências em torno de 2 anos. Na parte Oeste, se observam núcleos de oscilações com frequência de 3 a 5 anos. Esses núcleos são significantes estatisticamente ($p_{\text{valor}} = 0,05$) e verificadas nos EGO das duas sub-regiões na Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental. Oscilações com essas frequências (2 e 3-5 anos) também são observadas na análise harmônica de Fourier (harmônicos 29 e 20). Oscilações com frequência mais baixa em torno de 12 anos são observadas tanto na parte Leste (Figura 48b) como na parte Oeste, porém na EGO observa-se energia mais intensa na região denominada de parte Oeste (Figura 48c). A oscilação com frequência de 11-12 anos na parte Oeste é também observada na análise harmônica de Fourier (harmônicos 6-7), que mostra oscilações com frequência de 11-12 anos. Já nas oscilações com frequência de 22 anos, nas ondaletas, que se estende em toda a série, é verificada nas duas sub-regiões, sendo que na parte Leste a energia é mais intensa e o pico de variância é maior. Esses períodos oscilatórios mais baixos (11-12 e 22 anos) não

são significantes estatisticamente, conforme Monte Carlo, mas o núcleo de (11-12 anos), possui significância estatística, segundo Torrence e Compo (1998).

As configurações dos índices de precipitação padronizada (Figuras 47a e 48a) para as duas sub-regiões são semelhantes aos da Região Hidrográfica, em geral, tanto para os anos mais chuvosos quanto para os anos mais secos da série histórica analisada (1945-2016). Em outras palavras, as variabilidades interanuais e interdecenais observadas para a Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, como um todo, também são observadas nas sub-regiões. Entretanto, é salutar verificar se estas oscilações das sub-regiões estão em fase ou não. Para tanto usar-se-á as análises de Ondas Cruzadas e de Coerência.

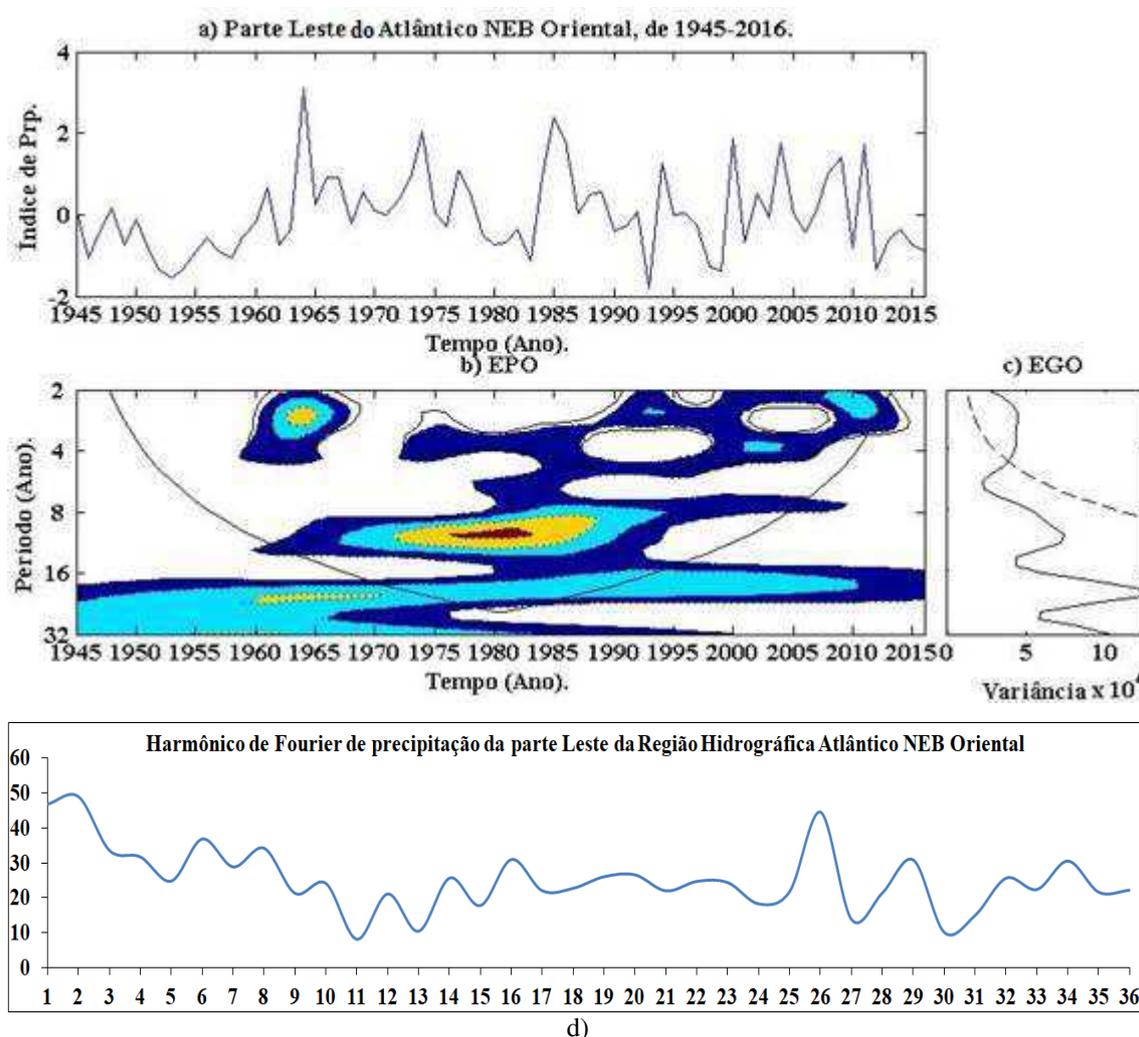


Figura 47: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da parte Leste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental.

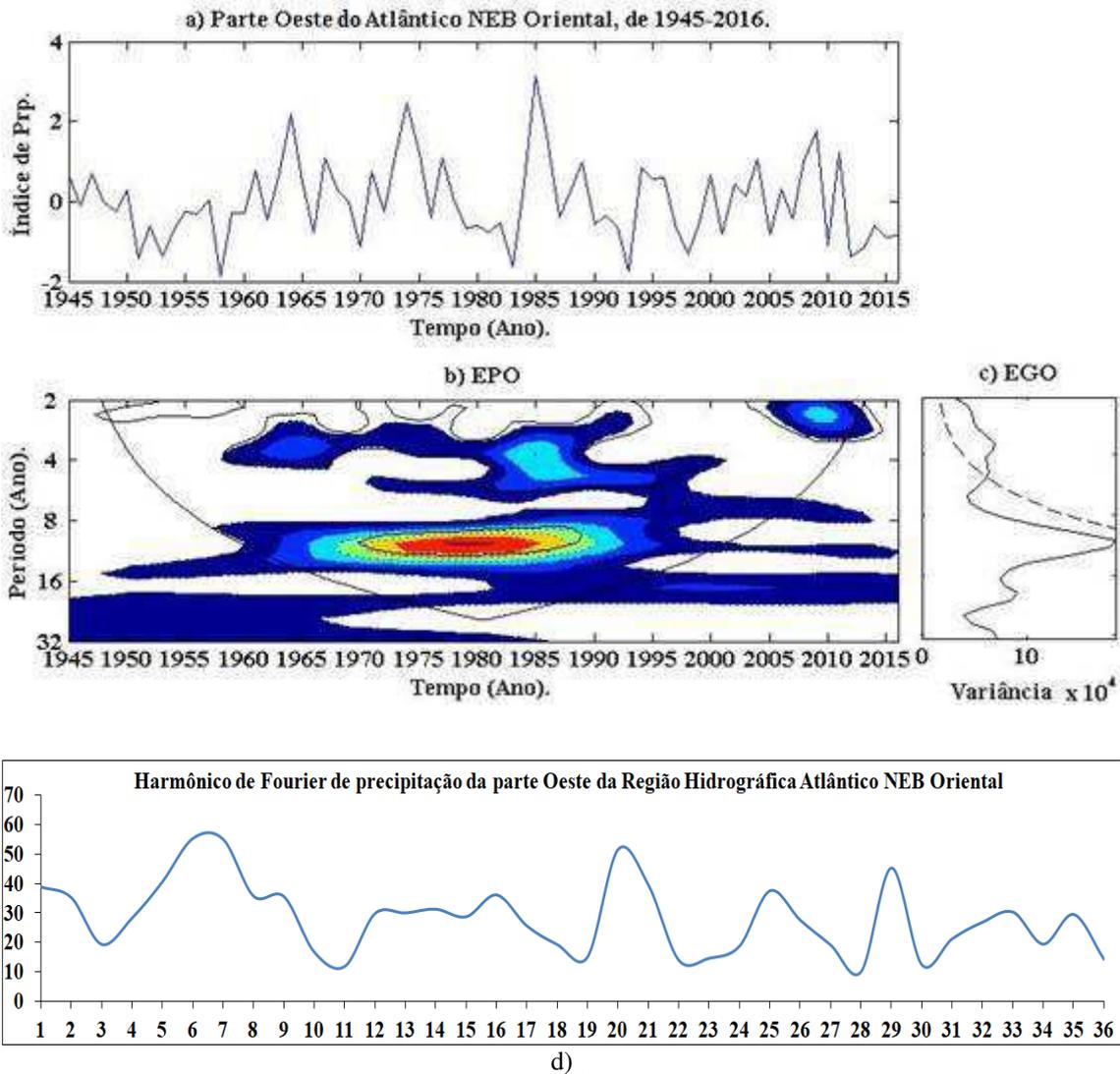
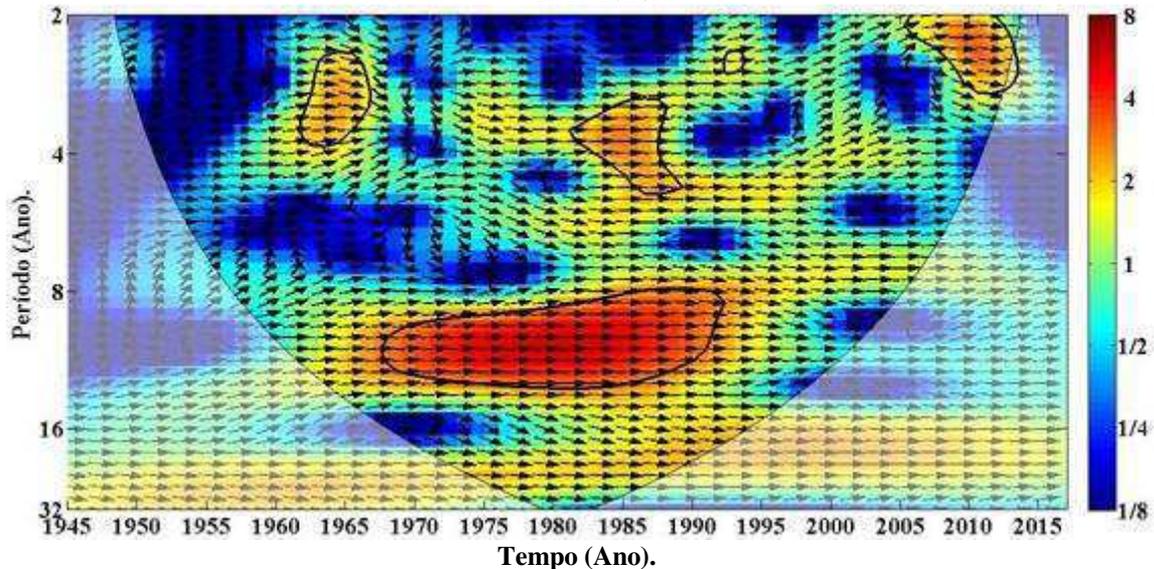


Figura 48: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental.

As análises das XWT e WTC para as sub-regiões Leste e Oeste da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental mostram que as oscilações com frequência de escala interanual e interdecenal estão em fase (Figura 49a). Isto é uma observação importante, uma vez que, os regimes de precipitação são em épocas do ano, diferente, e com atuação de sistemas produtores de precipitação não uniforme, sendo os principais sistemas de produção de precipitação na sub-região Leste a ZCIT e Ondas de leste, enquanto, na sub-região Oeste é a ZCIT e VCAN. Portanto, pode ser conjecturado que as forçantes oceânicas responsáveis por potencializar os sistemas produtores de precipitação nas sub-regiões atuam de modo semelhante em ambas as sub-regiões tanto em escala interanual com em escala interdecenal.

A WTC (Figura 49b) confirma a covariabilidade das frequências apontadas e a fase das séries históricas nos períodos de 2006-2012, 1963-1967, 1983-1989 e 1968-1993 analisados, pois as energias (0,9-1 na escala) associadas às frequências e períodos de ocorrências das precipitações, mostram fortes correlações entre as séries, mesmo, havendo diferença temporal nos períodos chuvosos de ambos os setores referidos.

a) XWT: Parte Leste versus parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, de 1945-2016.



b) WTC: Parte Leste versus parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental, de 1945-2016.

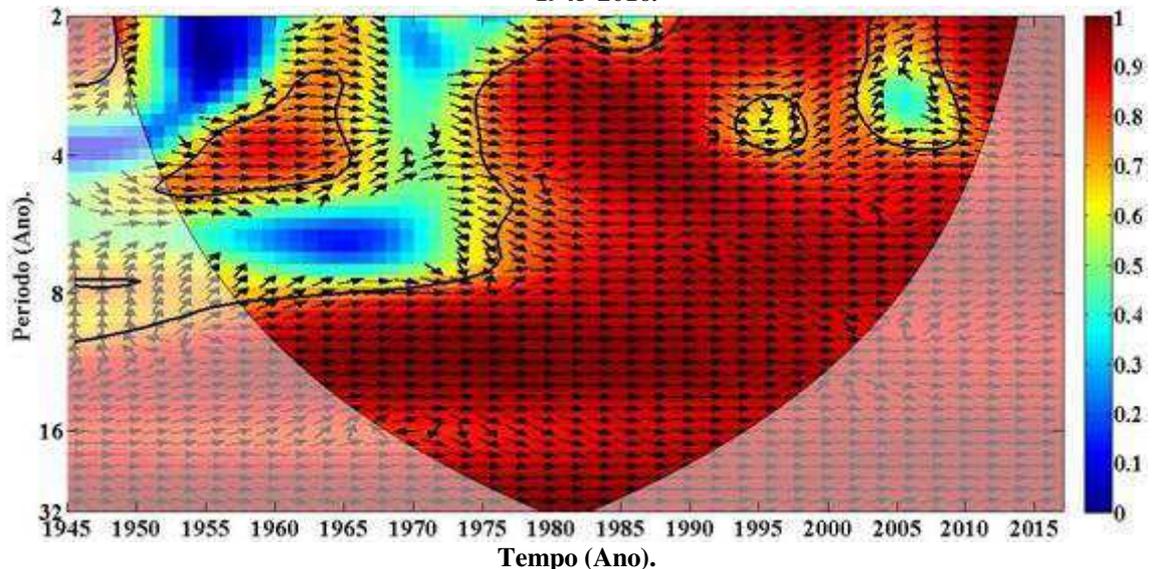


Figura 49: Imagem espectral de precipitação da parte Leste versus a precipitação da parte Oeste da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.3.2. Análise das Sub-Regiões Hidrográficas do Tocantins e do Araguaia

Na análise de Ondaleta Contínua para a precipitação pluvial das sub-regiões Hidrográfica Tocantins (Figura 50) e Araguaia (Figura 51), se verificam nos gráficos dos Espectros de Potências de Ondaletas (Figura 50b e 51b), núcleos de oscilações com frequências em torno de 6 anos de 1968 a 2002 e de 10 anos de 1948 a 1984 no Tocantins (Figura 50b), e de aproximadamente 3 anos de 1993 a 2003, de 4 anos de 1965 a 1980, de 11 anos de 1945 a 1970 e de 20 anos de 1945 a 2004 no Araguaia (Figura 51b). As oscilações com frequência de 3 anos são também observadas nas análises harmônicas de Fourier (harmônico 25), de aproximadamente 5 anos pelo harmônico 13 e de 10 pelo harmônico 7, no entanto, as oscilações com frequências de 4 e de 20-22 anos para o Araguaia não são observadas na análise harmônica de Fourier.

Observa-se que as configurações dos índices de precipitação padronizada (Figura 50a) da sub-região Tocantins são mais semelhantes com os índices de precipitação da Região Tocantins-Araguaia, que os da sub-região Araguaia (Figura 51a). No entanto, os núcleos de frequências periódicas de EPO (Figura 50b e 51b) analisados corroboram com os da Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia (Figura 32b), em geral.

Nas análises dos índices padronizados de precipitação (Figuras 50a e 51a) se observa diferenças nas séries históricas das sub-regiões, sendo que a variabilidade das precipitações do Tocantins é maior que no Araguaia. Porém, quatro anos (1945, 1957, 1985 e 2000) dos setes anos mais chuvosos e, apenas 3 anos (1958, 1998 e 2016) dos sete mais secos foram coincidentes nas duas sub-regiões.

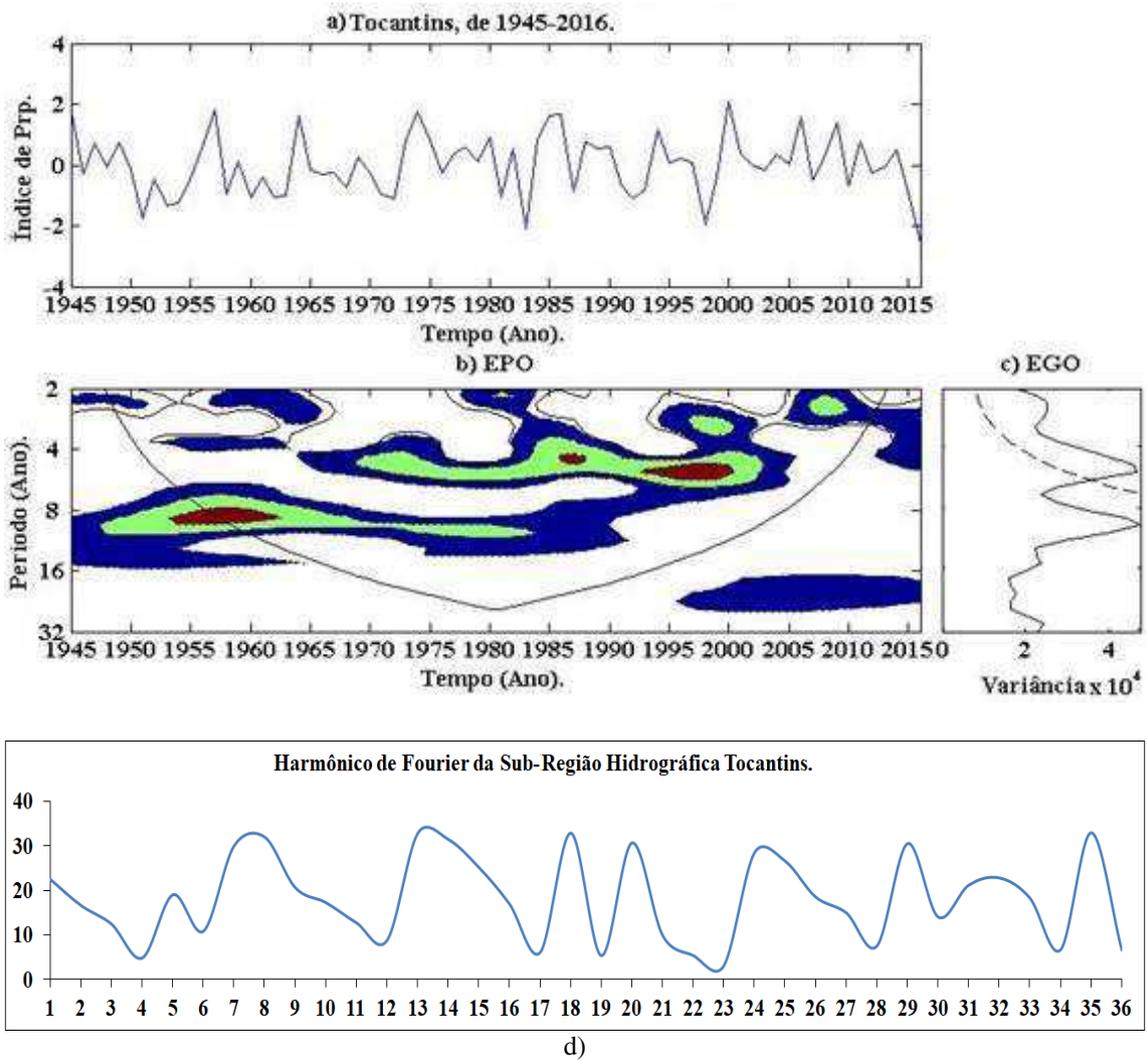


Figura 50: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da Sub-Região Hidrográfica Tocantins.

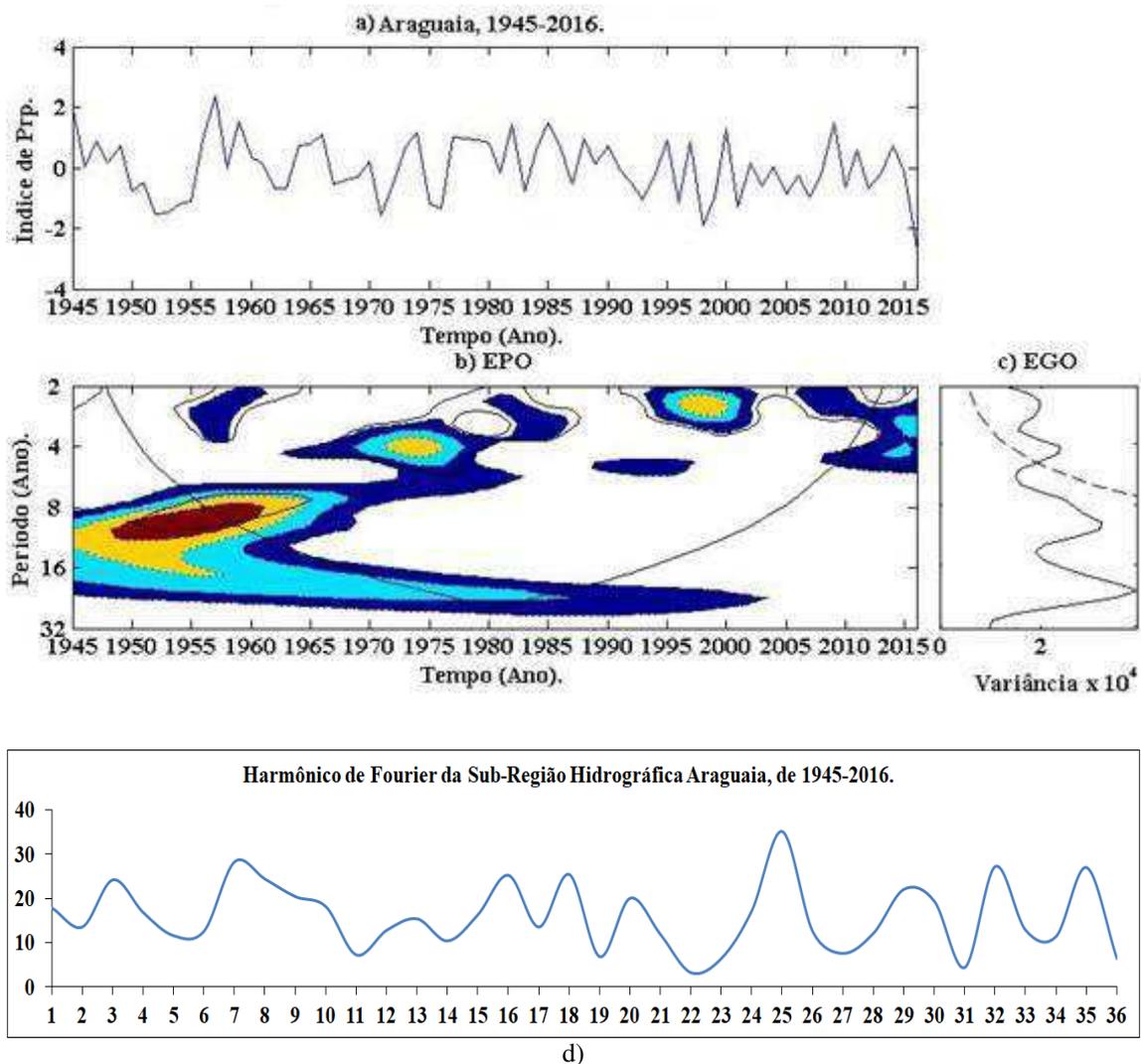


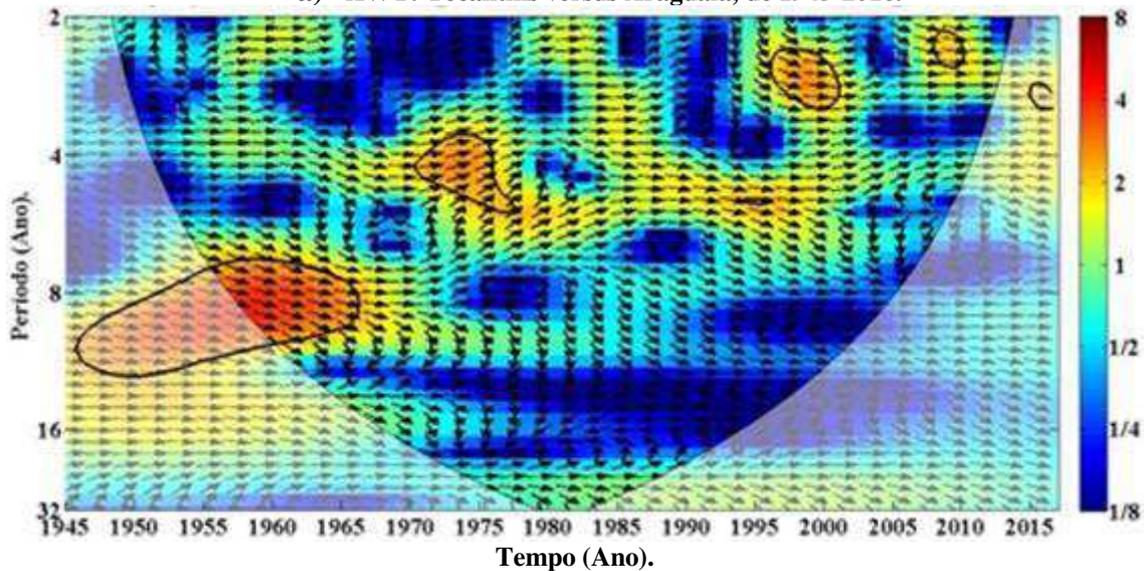
Figura 51: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier da Sub-Região Hidrográfica Araguaia.

Na XWT (Figura 52a) das sub-regiões Tocantins e Araguaia são observados dois núcleos pequenos com frequências de aproximadamente de 3 anos, um entre 2008-2010 e o outro maior, entre 1997-2002, onde o primeiro mostra que as precipitações periódicas do Araguaia estiveram em fase em relação às precipitações do Tocantins e, o segundo núcleo mostra que as precipitações nessa frequência periódica estiveram, quase em fase, nas sub-regiões. Um núcleo, oscilando nas frequências de, aproximadamente, 4 anos até 6 anos, se estende entre os anos de 1970 a 1983, mostrando que a série de precipitação do Araguaia esteve defasada 45° em relação a série de precipitação do Tocantins, como pode ser observado pelas orientações dos vetores (setas) e, comparando-as com Barbosa e Blitzkow (2008). O núcleo de frequência bem mais baixa (11 a 13 anos) se estende entre 1946 e 1966 e, mostra que a série histórica do Araguaia esteve avançada 45° em relação à do Tocantins nessa frequência oscilatória.

Essa configuração mostra que as precipitações ocorridas, nessa frequência (11-13 anos), na sub-região Araguaia ocorreram, primeiro, em relação as da sub-região Tocantins.

Essas configurações são confirmadas na WTC (Figura 52b), pois as energias que relacionam as precipitações ocorridas entre as sub-regiões, se aproximam de 1 (na escala ao lado do gráfico), que indicam forte relação (coerência) entre os períodos oscilatórios, máximos e mínimos, de precipitação pluvial dessas sub-regiões. Nas áreas em azul não tem relação nenhuma, em ambos os gráficos das Figuras 52a e 52b.

a) XWT: Tocantins versus Araguaia, de 1945-2016.



a) WTC: Tocantins versus Araguaia, de 1945-2016.

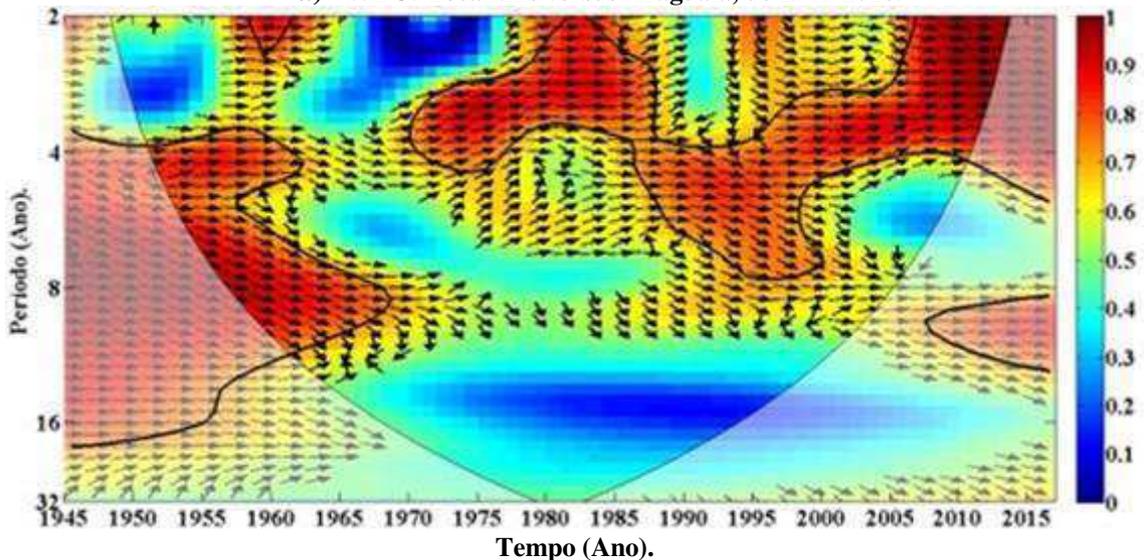


Figura 52: Imagem espectral de precipitação da Sub-Região Hidrográfica Tocantins versus a da Sub-Região Araguaia em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.3.3. Análises da Precipitação das partes Sul e Norte da Região Hidrográfica São Francisco

É possível observar na análise de Ondaleta Contínua (Figura 53 e 54) para a precipitação pluvial das partes Sul e Norte da Região Hidrográfica São Francisco, nos gráficos dos Espectros de Potências de Ondaletas (Figura 53b e 54b), um núcleo de oscilação com frequência em torno de 4 anos centrado em 1955-1963, mostrado também pela análise harmônica de Fourier (harmônico 18) e, um núcleo de 4-5 anos (1979-1983) não mostrado na análise harmônica de Fourier, ambos os núcleos na parte Sul do São Francisco, na parte Norte é verificado dois núcleos (EPO) de frequências periódicas, um de 3-4 anos (1956-1966) e o outro de 4-5 anos (1983-1990), que são verificados nos harmônicos 20 e 14 de Fourier com frequências de 3,6 e 5 anos, aproximadamente. Observa-se que esses núcleos são estatisticamente significantes ($p_{\text{valor}} = 0,05$) conforme o teste estatístico, exceto o núcleo de frequência de 4-5 anos, aproximadamente, que não apresenta significância estatística para a parte Sul.

São observados, também, nos EPO das duas partes (Sul e Norte), dois núcleos de frequências baixas, um de 10-12 anos, que é mostrado pelo harmônico 7 de Fourier (Figuras 53d e 54d) na frequência de 10 anos, aproximadamente, é o segundo, nas frequências periódicas em torno de 20-22 anos (a partir de 1970, na série da parte Sul da Região) e 18-20 anos (em toda a série da parte Norte, sendo mais intenso entre 1993-2010), induzindo a elevação dos picos de variâncias, EGO (Figuras 53c e 54c), em ambos os setores na Região Hidrográfica São Francisco. Todavia, esses núcleos de frequências mais baixas, não se mostram significantes estatisticamente ($p_{\text{valor}} = 0,05$).

Quanto às variabilidades dos índices de precipitação pluvial padronizada, é possível verificar que as precipitações da parte Norte (Figura 54a), diferem em relação ao próprio São Francisco. Em uma comparação feita com as seis Regiões Hidrográficas, se observa que os índices de precipitação desse setor Norte do São Francisco, se assemelham bastante com as precipitações das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental. Enfatiza-se que a parte Norte da Região São Francisco é vizinha dessas três Regiões e, então os fenômenos meteorológicos (principalmente a ZCIT) que influenciam nas precipitações das Regiões Hidrográficas citadas, também, influenciam nas precipitações da parte Norte do São Francisco. Sendo assim, 4 anos (1964, 1974, 1985 e 2009) dos sete anos mais chuvosos

e, em 3 anos (1993, 1998 e 2012) dos sete anos mais secos, da parte Norte do São Francisco, corroboram com esses mesmos 4/3 anos chuvosos/secos dessas três Regiões.

É observado que as variabilidades dos índices de precipitação pluvial do setor Sul (Figura 53a) do São Francisco, assim definido, é diferente das variabilidades dos índices de precipitação pluvial do setor Norte desta Região. Por exemplo, os sete anos mais chuvosos do setor Sul (1945, 1949, 1957, 1979, 1980, 1981 e 1997), nenhum desses anos, coincide com nenhum dos sete os anos mais chuvosos do setor Norte (1947, 1964, 1974, 1975, 1985, 1989 e 2009). Para os anos mais secos das séries nos dois setores (Sul e Norte), apenas dois anos (1958 e 2016) foram coincidentes. Isso indica que fenômenos meteorológicos que atuam no setor Sul da Região Hidrográfica São Francisco, não atuam no setor Norte dessa Região e vice-versa.

Ressalta-se que os regimes de precipitação das partes Norte e Sul da Região Hidrográfica São Francisco são diferentes, bem como, a atuação dos sistemas meteorológicos produtores de chuvas. Na parte Norte tem-se a atuação dos VCAN, ZCIT, Distúrbios ondulatórios de leste, remanescentes de sistemas frontais austrais, enquanto os principais na produção de chuva da parte Sul da Região são as ZCAS, monções da América do Sul e sistemas frontais austrais. Com isso, pode-se conjecturar que em anos secos na parte Norte do São Francisco, as águas da parte Sul dessa Região Hidrográfica podem suprir as necessidades hídricas do setor Norte da Região, já que o escoamento superficial das águas precipitadas se dá de sul para norte na Região. Uma vez que parte dos sistemas meteorológicos que atua na parte sul da Região não atua na parte norte.

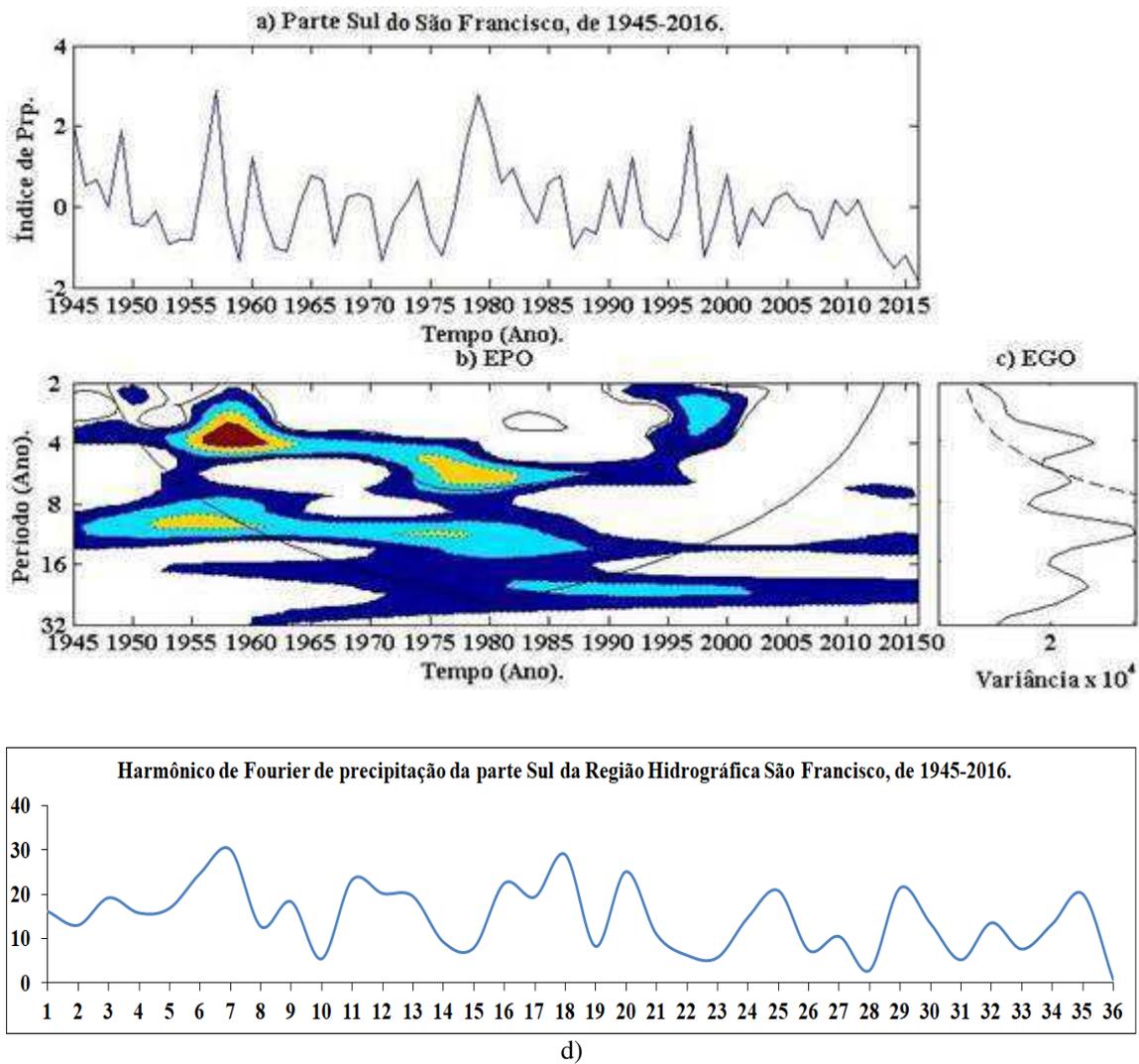


Figura 53: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier parte Sul da Região Hidrográfica São Francisco.

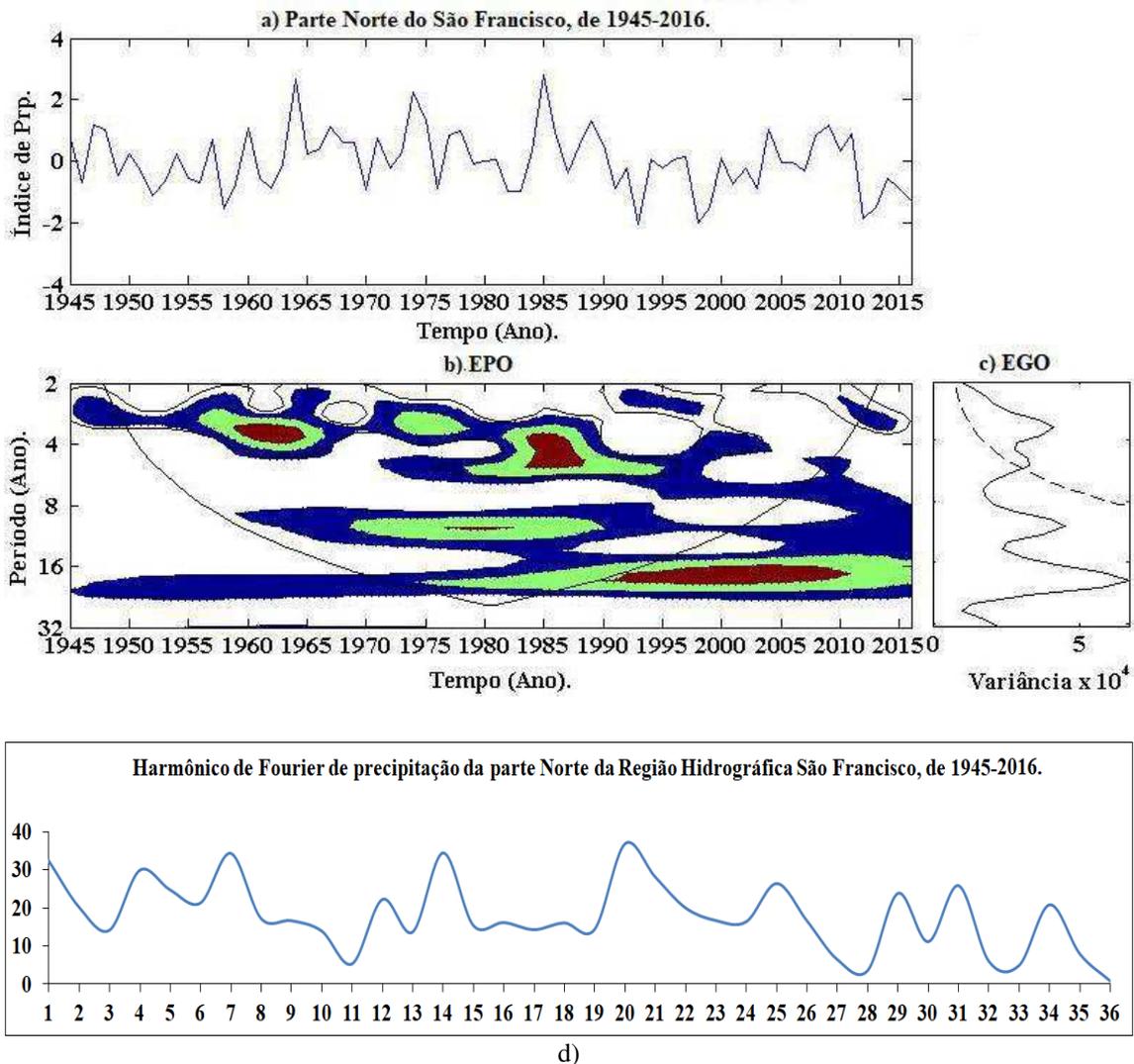


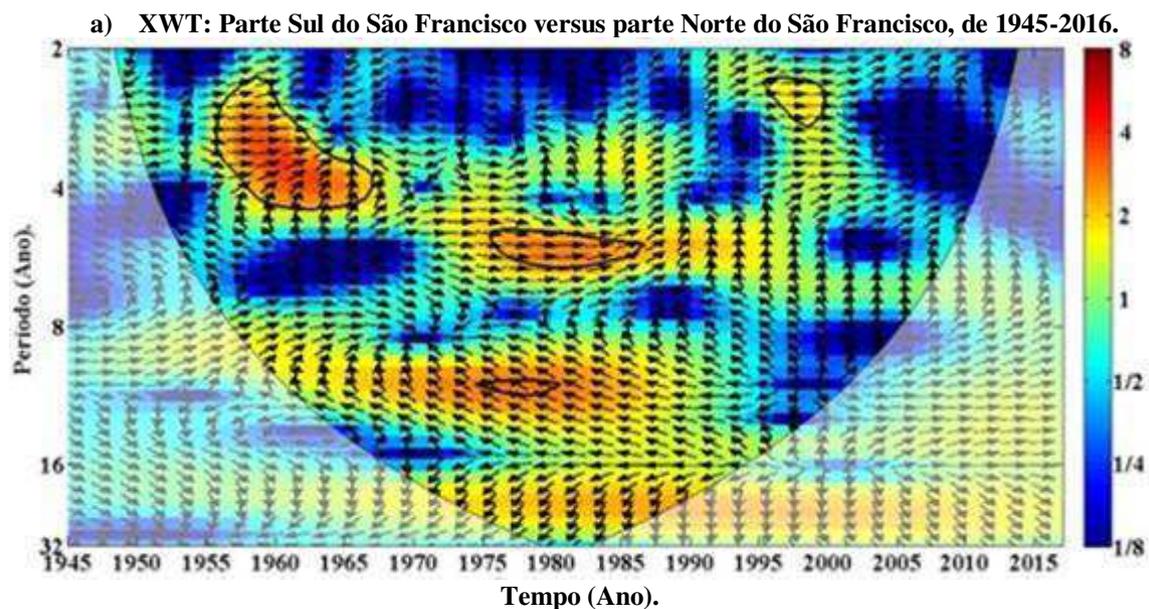
Figura 54: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de precipitação padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta e, (d) o Harmônico de Fourier parte Norte da Região Hidrográfica São Francisco.

Na Análise da XWT (Figura 55a) para a precipitação pluvial das áreas Norte e Sul da Região Hidrográfica do São Francisco se observa um núcleo com frequência oscilatória de 3-4 anos que se estende entre 1955 a 1962 alternando em fase e fora de fase, às séries. Em fase é observado dois pequenos núcleos um com frequência de 3 anos de 1995 a 2000 e o outro com frequência 4-5 anos de 1975 a 1985. Nas oscilações das demais frequências, as precipitações de ambas as sub-regiões estão fora de fase. O núcleo de 4-5 anos (1975-1985) que esteve em fase, indica que quando houve um máximo ou mínimo nas precipitações da parte Sul, também, houve um máximo ou mínimo nas precipitações da parte Norte, nessa frequência periódica. Numa frequência menor, em torno de 11 anos, entre os anos de 1964 a 1987, observa-se uma faixa em que a série histórica do setor Norte esteve defasada 225° da série do setor Sul da Região

Hidrográfica, indicando que os máximos (mínimos) das precipitações nesse período no setor Sul ocorrem primeiro em relação aos do setor Norte. De acordo com Torrence e Compo (1998), essas frequências e núcleos apontados são estatisticamente significantes, pois estão dentro do cone de influência.

As configurações observadas são confirmadas através das configurações das WTC (Figura 55b), pois os vetores se mostram nas mesmas orientações que nas XWT e, as energias associadas às regiões das frequências mencionadas, estão entre 0,8-0,9 (na escala), que indica forte correlação (coerência) entre as séries históricas (partes Sul e Norte) analisadas, principalmente, nos núcleos citados.

De certa forma as configurações fora de fase já eram esperadas, uma vez que os sistemas meteorológicos atuantes nas partes Norte e Sul na Região Hidrográfica são diferentes, bem como a atuação dos eventos de grande escala que agem de forma diferente sobre os sistemas produtores de precipitação (Reboita et al, 2010).



a) WTC: Parte Sul do São Francisco versus parte Norte do São Francisco, de 1945-2016.

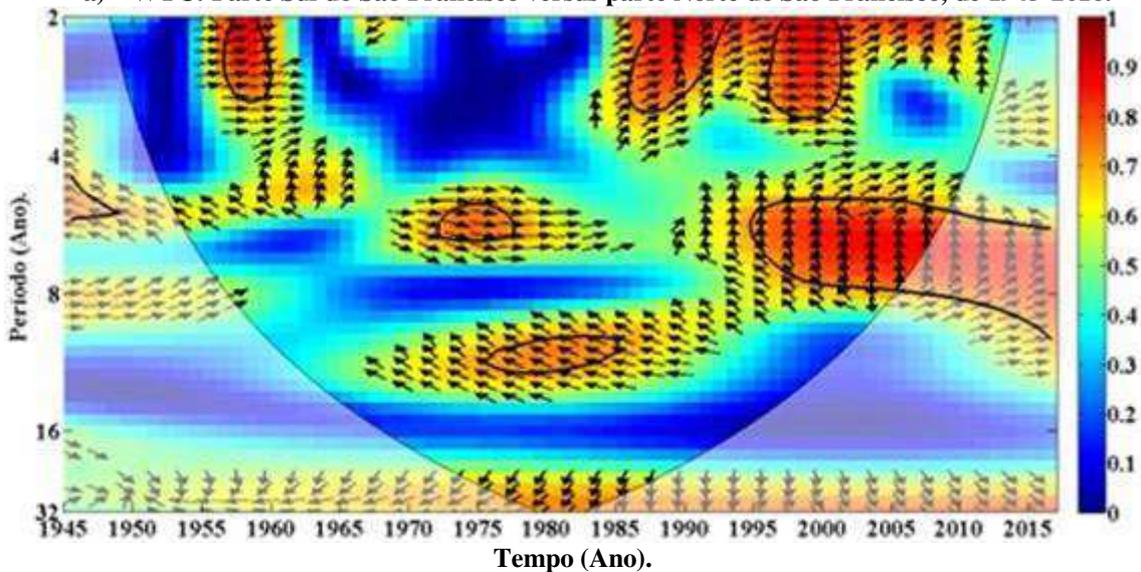


Figura 55: Imagem espectral de precipitação da parte Norte versus a da parte Sul da Região Hidrográfica São Francisco em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.4. Análise das Transformadas Ondaletas Contínuas de anomalias de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico e dos Índices de ODP e OMA

As análises das Ondaletas Contínuas para os índices de TSM do Niño 3.4, Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical, ODP e OMA estão representadas nos gráficos das Figuras 56, 57, 58 e 59, respectivamente. É possível verificar dois núcleos (EPO) de oscilações com frequência de aproximadamente 3 anos, centrados em 1955-1960 e 1988-1995, apenas nos gráficos do Gradiente do Atlântico (Figura 57), com significância estatística ($p_{\text{valor}} = 0,05$) verificada no EGO (Figura 57c). Para o Niño 3.4, observam-se núcleos em torno de 4 a 5 anos centrados em 1950-1960, 1967-1974 e 1982-1989, no gráfico de EGO (Figura 56c) observa-se que estes núcleos apresentam significância estatística, com $p_{\text{valor}} \leq 0,05$. Para a ODP observam-se núcleos de oscilação com frequência em torno de 5-6 anos em 1950-1960 e em 1988-2013 no gráfico de EPO (Figura 58b) com significância estatística observada no EGO (Figura 58c). Isto mostra que, assim como, o Gradiente do Atlântico Tropical e o ENOS apresentam variabilidades interanuais, a ODP também mostra essa variabilidade.

Na análise da Ondaleta Contínua da OMA (1945-2016) se observa oscilações com frequência de 10 anos (Figura 59b) onde a energia que se estende desde 1950 até 2000, com núcleo mais intenso entre 1980 a 1995 no EPO desse índice, gera uma maior variância, que é mostrada pelo pico no EGO (Figura 59c), sem significância estatística (5%), mas significativa estatisticamente conforme Torrence e Compo (1998).

Oscilações com frequência de aproximadamente 12 anos são observadas em três análises, sendo um núcleo centrado em 1975-2016 na região de Niño 3.4, um núcleo centrado 1964-1989 no Gradiente do Atlântico e um núcleo centrado em 1993-2016 na região da ODP, todos, com energia mais intensa que elevam os picos de variâncias de EGO sem significâncias estatísticas conforme Morte Carlos, todavia com significância estatística por está dentro do cone de influência, como é o caso do núcleo de EPO (Figura 57b) do Gradiente do Atlântico. A energia que se estende em toda a série na frequência de 16-20 anos, também eleva a variância de EGO (Figura 58c) na ODP, mas sem significância estatística, assim como, a faixa de frequência em torno dos 26 anos (Figura 57b 59b) para o Gradiente do Atlântico (1948-1993) e de 28 anos para OMA.

Ressalta-se que, como a precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas analisadas apresentam variabilidades decenais com frequências de 12-13 anos, o Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical, ENOS, ODP e OMA também apresentam variabilidade nesta escala de tempo, e com frequências de 22-24 anos, exceto a o total anual da precipitação da Região Atlântico Nordeste Ocidental. Portanto, as variabilidades na escala de tempo de 12-13 anos verificada na precipitação pluvial são decorrentes das variabilidades interdecenais do ENOS, Gradiente do Atlântico Tropical ODP e OMA, e na escala de tempo de 22-24 anos da ODP e OMA.

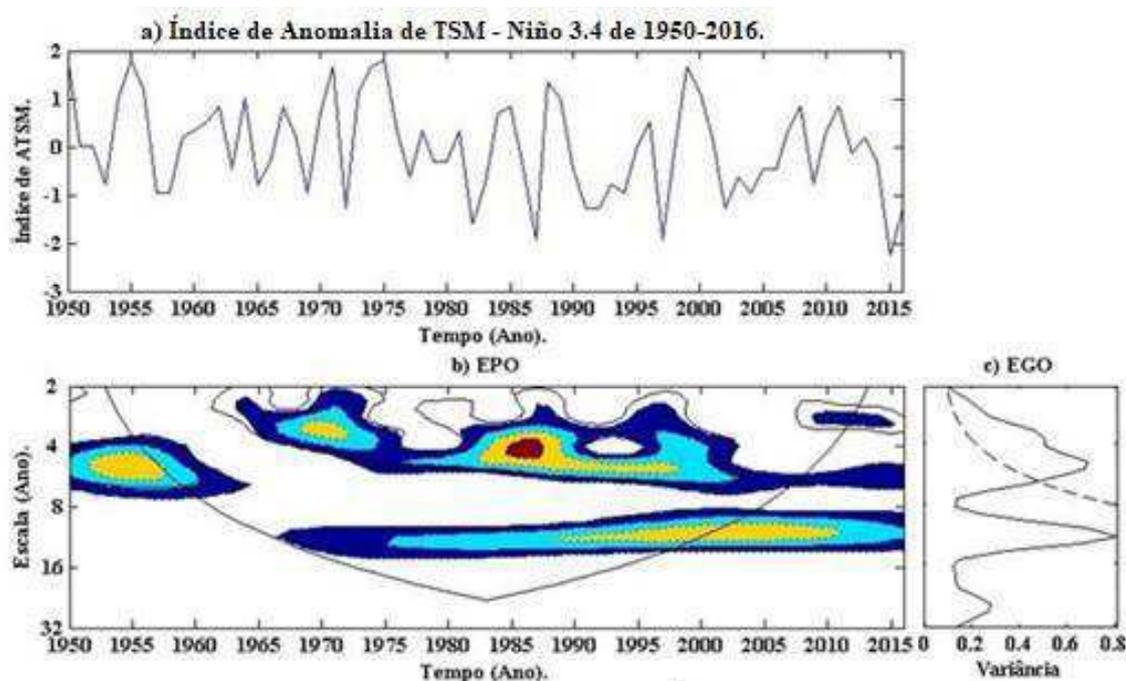


Figura 56: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de anomalia de TSM da região do Niño 3.4.

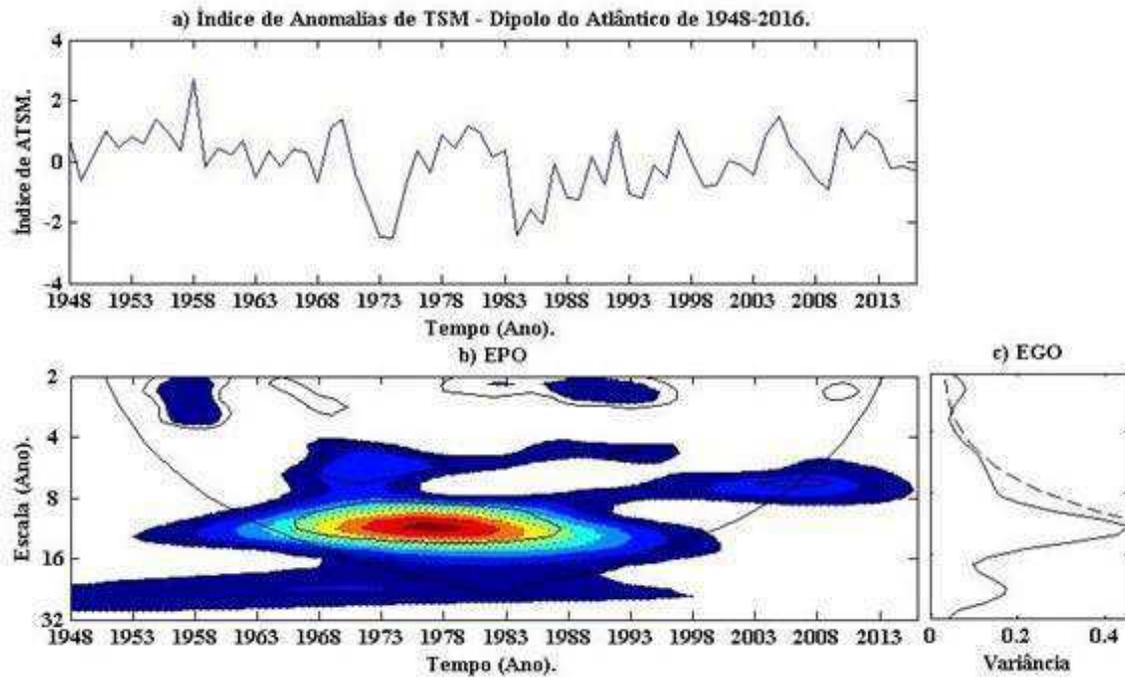


Figura 57: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices de anomalias de TSM do Gradiente do Atlântico Tropical.

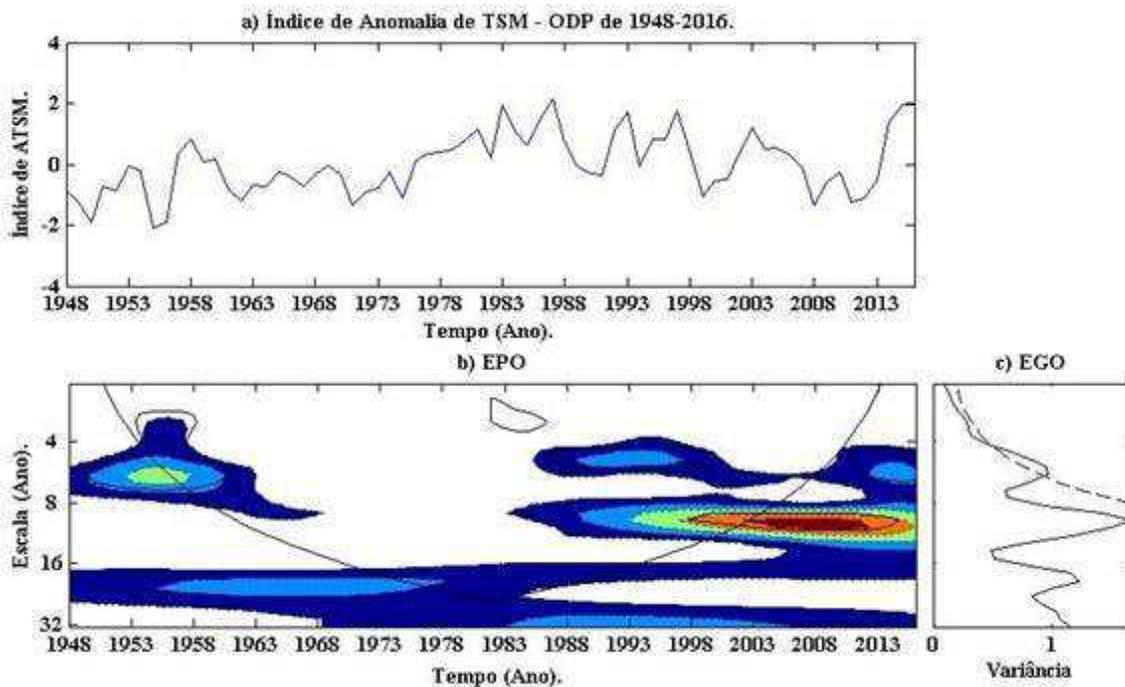


Figura 58: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices da ODP.

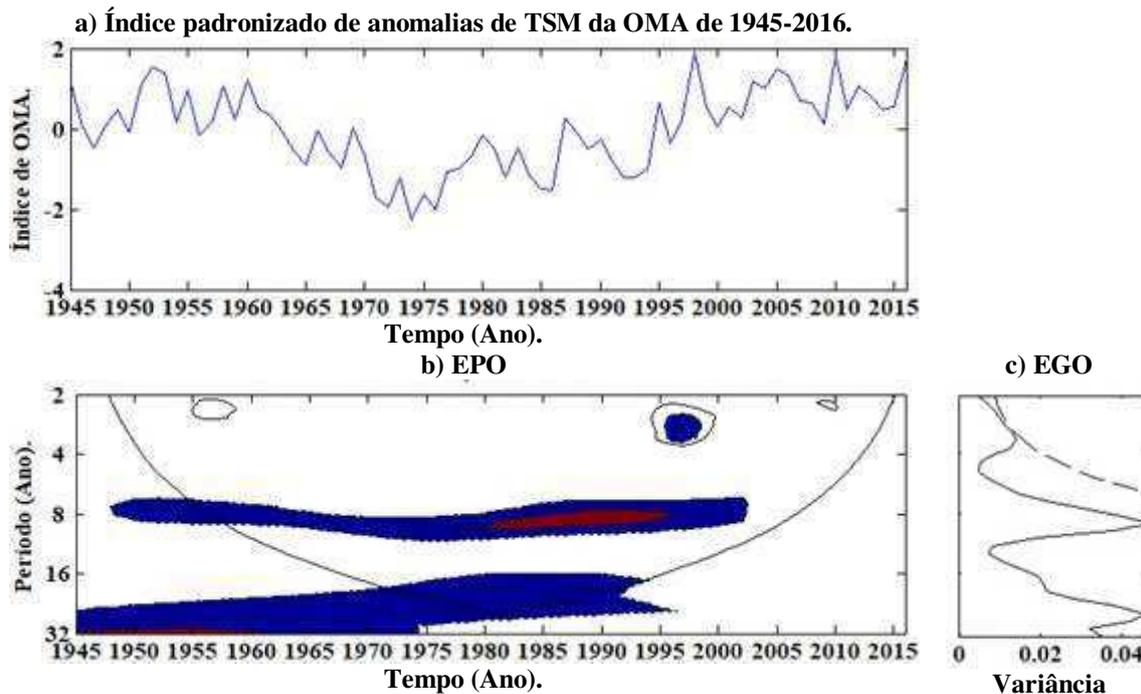


Figura 59: Ondaleta Contínua em que (a) está o Índice anomalia de TSM padronizada, (b) mostra a Espectro de Potência de Ondaleta, (c) o Espectro Global de Ondaleta para os índices da OMA.

Numa comparação desses índices de TSM com as análises de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas, observa-se, que as oscilações com frequências em torno 3 anos dos índices de TSM na região do Niño 3.4 corroboram com as frequências oscilatórias das seis Regiões Hidrográficas em estudo, também, com picos de variâncias (EGO) com significâncias estatísticas nas seis Regiões. A frequência em torno de 3-4 anos observada nas Regiões é mais parecida com essa mesma frequência no Niño 3.4. Para uma frequência periódica um pouco mais baixa (em torno de 5 anos), de maneira mais intensa em cinco das seis Regiões, exceto a Região Atlântico Nordeste Oriental, corrobora com essa mesma frequência do Niño 3.4 (mais intenso) e a ODP.

É possível verificar, mais claramente, que a frequência periódica na faixa de 10 a 12 anos nos Espectros de Potências de Ondaletas para as seis Regiões Hidrográficas analisadas, também são observadas nas análises dos quatro EPO dos índices de anomalias de TSM (Niño 3.4, Gradiente do Atlântico, ODP e OMA) como podem ser verificadas nas Figuras 56, 57, 58 e 59, sendo que, os núcleos mais intensos de energia nos EPO do Gradiente do Atlântico (1964-1989) e da OMA (1980-1995), atuam completamente dentro do cone de influência e, são semelhantes com as observações das Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental. Com estas configurações dos índices de TSM das regiões oceânicas (Gradiente do Atlântico e

OMA), se conjectura que os máximos ou mínimos de chuvas são intensificadas nessas três Regiões Hidrográficas quando se observa essas configurações oceânicas analisadas.

As frequências, aproximadamente, na faixa de 22 a 24 anos (exceto o Atlântico Nordeste Ocidental) observada nos EPO das Regiões Hidrográficas, corroboram com as frequências periódicas dos EPO do Gradiente do Atlântico, da ODP e da OMA, sendo que nessa faixa de frequência, o EGO de cada uma das análises não apresenta significância estatística (5%), conforme o teste estatístico utilizado.

Na variabilidade anual do índice padronizado de TSM, se observa que a maior variabilidade ocorreu na série histórica da TSM na região do Niño 3.4. Percebe-se também, que quatro anos (1964, 1974, 1985 e 2011) ocorridos simultaneamente nas Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, dentre os sete anos mais chuvosos da série, ocorreram quando os índices de Niño 3.4 estiveram negativos, sendo que, dois desses quatro anos (1974 e 1985) corroboraram com os índices negativos de TSM do Gradiente do Atlântico. Verifica-se também que durante o episódio negativo (1964-1995) da OMA (Figura 59a), menos o ano de 2011, ocorreram precipitação muito elevada nos anos de 1964, 1974 e 1985.

4.5. Análise das Transformadas Ondaletas Cruzada e Coerente de precipitação pluvial com os índices de anomalias de TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico

Devido à grande quantidade de figuras analisadas nessa seção, mostrar-se-ão apenas a relação da precipitação de uma Região Hidrográfica com as anomalias de TSM do Niño 3.4, Gradiente do Atlântico Tropical e índices de ODP e OMA, as demais estão presentes nos Apêndices de C a F.

4.5.1. Regiões Hidrográficas com o Niño 3.4

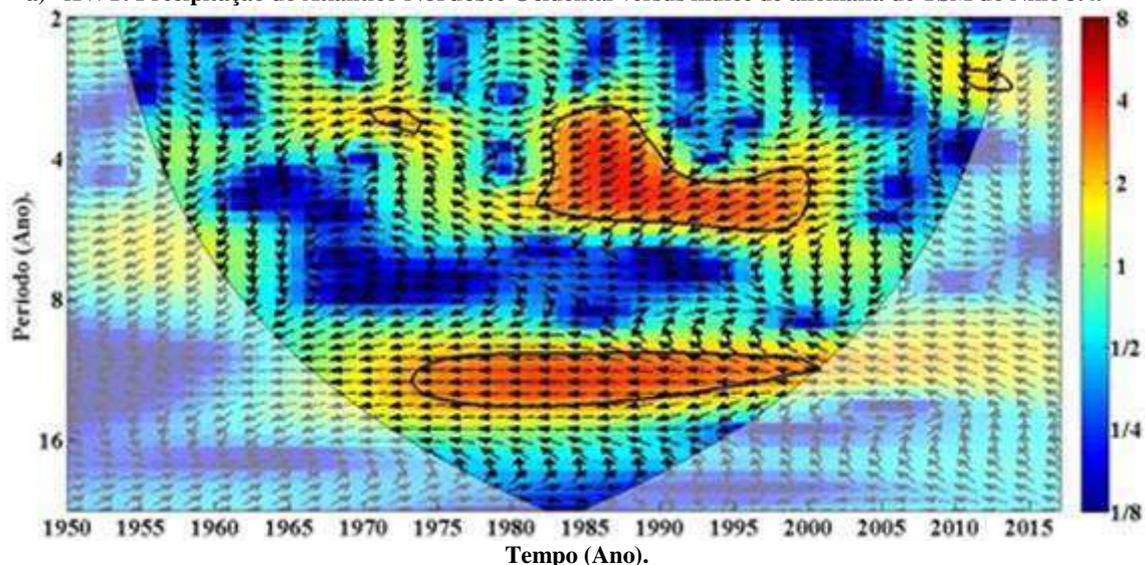
Nas análises das XWT de precipitação pluvial das seis Regiões Hidrográficas em estudo e o índice de anomalia de TSM do Niño 3.4 percebe-se que houve homogeneidade na correlação do Niño 3.4 com a precipitação de duas Regiões, Atlântico Nordeste Oriental e Parnaíba (Apêndice C1a e C2a), observando-se pequenos núcleos de baixa variabilidade na energia para um período (frequência) de 3 a 4 anos, aproximadamente, e núcleos centrados em 1965-1968 em que o Niño 3.4 esteve avançado 135° da precipitação no Atlântico Nordeste Oriental e, em 1968-1975 (fase oposta) no Parnaíba, de 1970-1975 o Niño 3.4 esteve defasado 90° da precipitação no Tocantins-Araguaia (Apêndice C3a), de 1957-1960 e 1993-2000 estiveram avançados

45° e 90° no São Francisco (Apêndice C4a) e, finalmente, de 1972-1977 defasado 90° no Atlântico Leste (Apêndice C5a). Essas observações são confirmadas pelas coerências nas WTC (Apêndice C1b, C2b, C3b, C4b e C5b) do índice do Niño 3.4 e das precipitações dessas Regiões Hidrográficas.

No período oscilatório de 3 a 6 anos houve um avanço de 135° do Niño 3.4 em relação à precipitação de cinco das seis Regiões (exceto o Atlântico Leste) variando durante o período de 1980 a 2000, aproximadamente, sendo que a energia é mais forte nas Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e, Atlântico Nordeste Ocidental na Figura 60a. Essa energia é confirmada pelas WTC, em que a coerência varia de 0,8 e 1, mostrando que quase 100% da variabilidade do Niño 3.4 influencia na variabilidade das precipitações nessas Regiões, neste período oscilatório. De acordo com as configurações dessas três Regiões analisadas, a série de precipitação responde a 3/8 da série do índice de anomalia de TSM no Niño 3.4.

Oscilação com frequência mais baixa, em torno de 10 a 12 anos, durante o período de 1975 a 2000, as variabilidades do Niño 3.4 estão em fase completamente oposta com as variabilidades dessas três Regiões, sendo mais intensa, essa configuração, com o Atlântico Nordeste Ocidental (Figura 60a). Pegando os anos extremos (1975 e 2000), como exemplo, se verifica que a precipitação para essa Região (Figura 29) esteve positivo com tendência negativa e, o índice de TSM do Niño 3.4 (Figura 56a) esteve no máximo em 1975, já o ano de 2000, o índice de precipitação esteve em seu máximo positivo, e o índice de TSM esteve positivo com tendência negativa. Isso é confirmado nas WTC das três Regiões e Niño 3.4, onde se verifica que as energias associadas às variabilidades periódicas estão entre 0,7 e 0,8, indicando forte relação entre as séries.

a) XWT: Precipitação do Atlântico Nordeste Ocidental versus índice de anomalia de TSM do Niño 3.4.



b) WTC: Precipitação do Atlântico Nordeste Ocidental versus índice de anomalia de TSM do Niño 3.4.

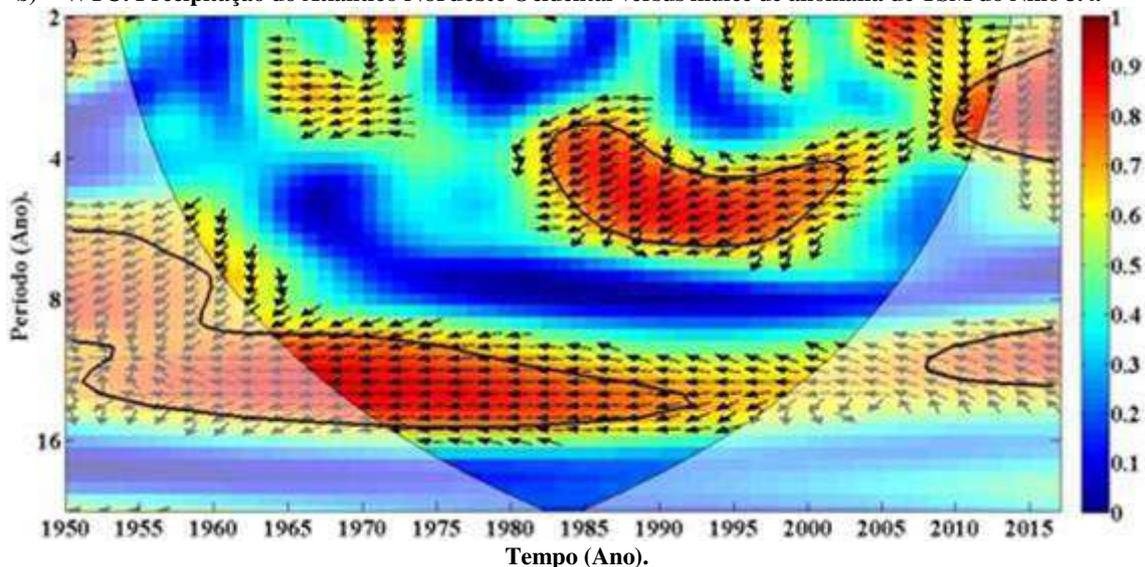


Figura 60: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Ocidental e índice de anomalia de TSM do Niño 3.4 para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.5.2. Regiões Hidrográficas com o índice de anomalia de TSM do Gradiente do Atlântico Tropical

Nessa seção são analisados os gráficos das XWT e WTC (Figura 61, Apêndice D1, Apêndice D2, Apêndice D3, Apêndice D4 e Apêndice D5) das séries históricas do índice de anomalia de TSM do Atlântico Tropical (Gradiente do Atlântico) e as de precipitação das Regiões Hidrográficas Parnaíba, Atlântico Nordeste Oriental, Atlântico Nordeste Ocidental, Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste. Observando as figuras, é possível perceber pequenos núcleos na faixa periódica de 3 a 4 anos, que a energia associada a esses núcleos é fraca, bem como, vetores mostrando

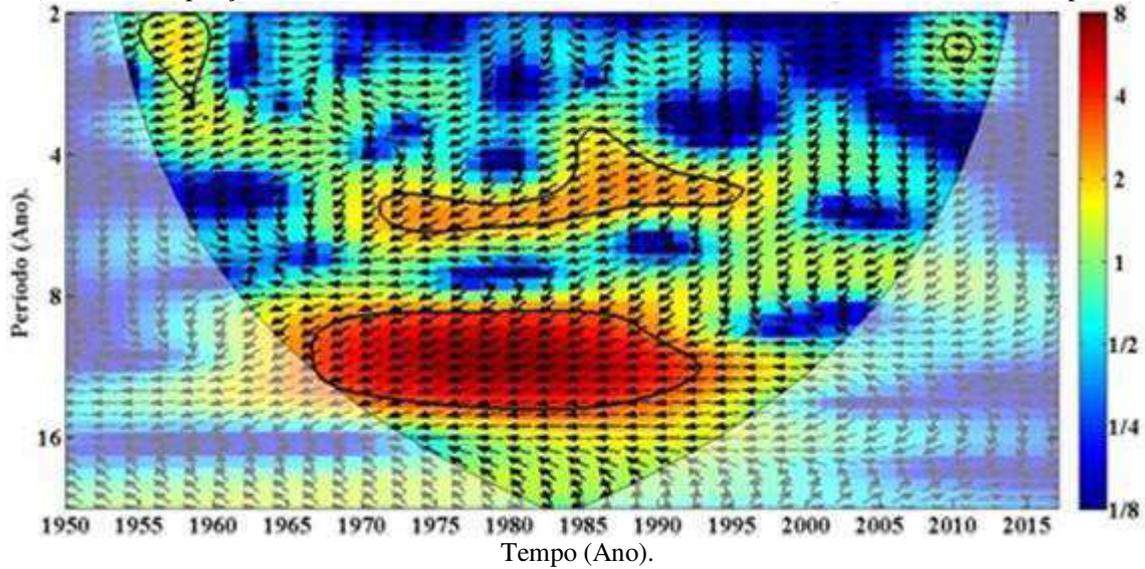
alternâncias em suas orientações, ou seja: um núcleo onde a série do Gradiente esteve avançada 135° entre 1957-1963 indicando que as precipitações responderam em $3/8$ do período em cinco das seis Regiões Hidrográficas, exceto, o Atlântico Nordeste Oriental; um núcleo em que a série do Gradiente do Atlântico Tropical esteve avançada 90° da precipitação respondendo em $1/4$ do período no Atlântico Nordeste Oriental e, avançada 45° da precipitação respondendo $1/8$ do período no São Francisco e Atlântico Leste. É possível enxergar um pequeno núcleo centrado em 2010 onde o Gradiente e a precipitação das Regiões Atlântico Nordeste Oriental e Nordeste Ocidental estiveram em fase completamente oposta. As energias associadas a esses núcleos são confirmadas pelas coerências observadas nas correlações das séries do Gradiente e precipitação das Regiões, mencionadas, através das WTC para as mesmas.

Observa-se num período oscilatório de 4 e 5 anos, aproximadamente, nas XWT, núcleos onde o Gradiente esteve avançado 135° da precipitação de quatro Regiões, sendo elas Parnaíba (1972-1995), Atlântico Nordeste Ocidental (1985-1997), Tocantins-Araguaia (1970-1977) e São Francisco (1970-1983) e, avançado 90° da precipitação no Atlântico Leste (1968-1977). Verificam-se nas WTC dessas Regiões, que em alguns casos (Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste) as energias associadas às covariabilidades das variáveis são fracas, indicando pouca coerência entre o Gradiente de anomalias de TSM do Atlântico Tropical e as precipitações dessas Regiões no período oscilatórios que vai de 4 a 5 anos.

É verificada nas XWT para o Gradiente e a precipitação do Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, uma variabilidade decenal em torno de 11 a 13 anos, em que as séries do Gradiente e da precipitação estiveram quase em fase oposta nas duas primeiras Regiões e, em fase oposta, na última dessas três Regiões. Para o Tocantins-Araguaia e Atlântico Leste a série do Gradiente do Atlântico Tropical alternou de avançada 135° na primeira para avançada 45° na segunda Região.

A coerência é confirmada nas WTC, sendo mais fortemente correlacionada, o Gradiente com as três Regiões localizadas na parte norte da área investigada, pois a energia associada as covariabilidades está entre 0,9 e 1 (quase 100%). Nessa frequência as variabilidades do Gradiente provocam, fortemente, variabilidades de precipitação pluvial nessas Regiões.

a) XWT: Precipitação do Parnaíba versus o índice de anomalia de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



b) WTC: Precipitação do Parnaíba versus o índice de anomalia de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.

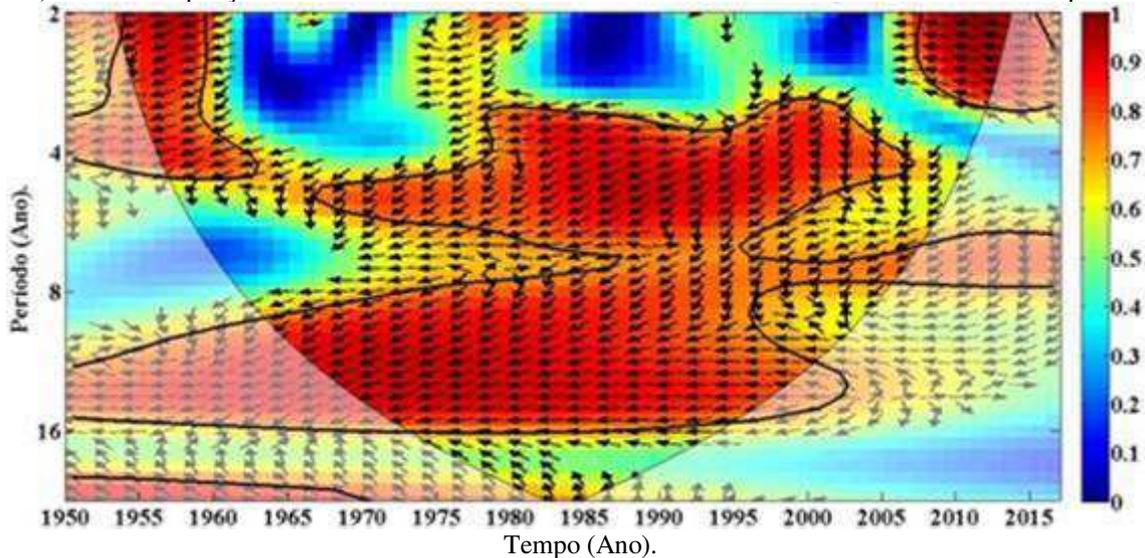


Figura 61: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Parnaíba e índice de anomalia de TSM do Gradiente do Atlântico Tropical para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

4.5.3. Regiões Hidrográficas com a Oscilação Decenal do Pacífico

Nas correlações da precipitação para as Regiões Hidrográficas e o índice da ODP nas XWT e WTC, se observa mais claramente, um núcleo de baixa variabilidade na energia para um período em torno de 3 a 6 anos, entre os anos de 1983 e 1998, onde se verifica que a série do índice da ODP esteve em fase completamente oposta com as séries de precipitação das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental (Figura 62a), Parnaíba (Apêndice E1a), Atlântico Nordeste Ocidental (Apêndice E2a) e Tocantins-Araguaia (Apêndice E3a). Um núcleo também de baixa variabilidade de energia no período de 3 a 4 anos, mostra que a série do índice da ODP esteve avançada

45° das séries de precipitação do São Francisco (Apêndice E4a) e do Atlântico Leste (Apêndice E5a) entre 1955 e 1960. Mesmo tendo baixa energia associada à covariabilidade das variáveis na XWT, para os índices de TSM e as quatro Regiões, primeiramente, mencionadas, essas variabilidades são confirmadas pelas coerências variando de 0,7 a 0,9 (na escala), sendo observadas nas configurações das WTC.

É possível observar que entre o período de 1985 a 1995, as séries do índice da ODP e da precipitação do Atlântico Nordeste Oriental estiveram em fase na XWT (Figura 62a) e, não confirmada essa correlação na WTC (Figura 62b).

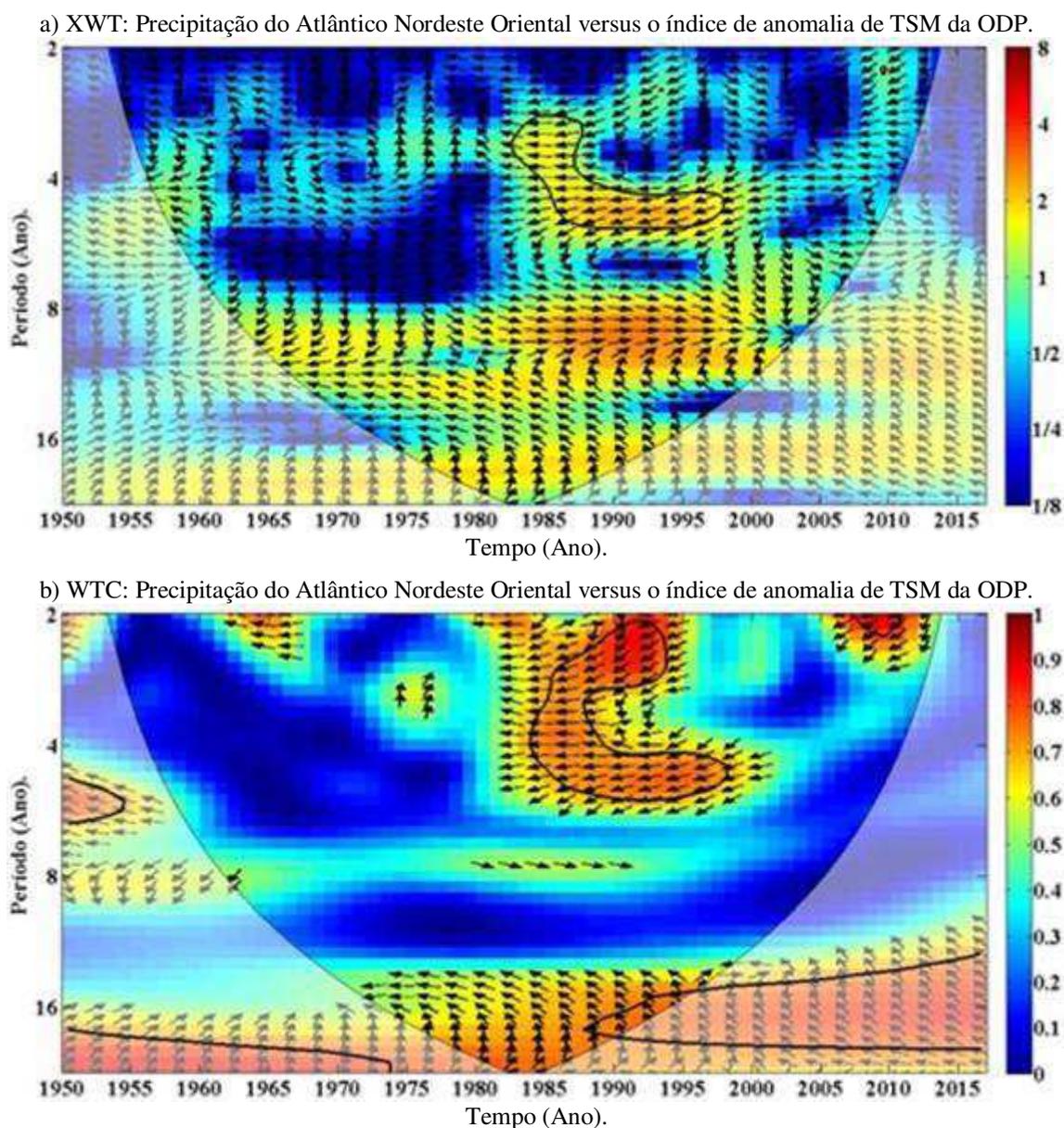


Figura 62: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental e índice de anomalia de TSM da ODP para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Onduleta Cruzada e, (b) a Transformada Onduleta de Coerência.

4.5.4. Regiões Hidrográficas com a Oscilação Multidecenal do Atlântico

Analisando as correlações (XWT e WTC) das séries históricas de precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas e as séries dos índices de anomalias de TSM da OMA para o período de 1945 a 2016, se percebe núcleos na faixa periódica de 2 a 4 anos em que a série dos índices de TSM da OMA esteve variando de avançada 90° a defasada 225° , em relação às séries de precipitação das Regiões Hidrográficas em análise. Mas, enfatiza-se que um núcleo de frequência em torno de 3 a 4 anos (1983-1988) presente nas três Regiões situadas no norte da área estudada Atlântico Nordeste Oriental (Figura 63a), Parnaíba (Apêndice F1a) e Atlântico Nordeste Ocidental (Apêndice F2a) esteve à série da OMA defasada 225° das séries de precipitação dessas Regiões Hidrográficas. Isso indica que a série dos índices da OMA responde $3/8$ do período oscilatório das séries dessas Regiões.

Nas Regiões do Tocantins-Araguaia (Apêndice F3A), São Francisco (Apêndice F4a) e Atlântico Leste (Apêndice F5a) é também observado um núcleo que oscila na frequência de 3 anos, aproximadamente, centrado entre os anos de 1996 e 2002, mostrando que a série dos índices de TSM da OMA esteve avançada 135° das séries de precipitação dessas Regiões Hidrográficas e, da mesma forma, com energia de covariabilidade fraca entre as séries.

Oscilações com frequência de 11 a 12 anos, se encontra com maior clareza nas correlações (XWT) das precipitações das Regiões Hidrográficas da parte norte da área investigada e o índice da OMA. Na Figura 63a para o Atlântico Nordeste Oriental, se observa um núcleo que se estende desde o ano de 1975 até 1993, em que a série da OMA esteve avançada 135° em quase todo o núcleo, já a energia associada à covariabilidade dessas séries no núcleo analisado é mais alta, que as dos núcleos de alta frequência descritos anteriormente. Essa mesma análise é feita para as demais Regiões, mesmo, estando em época diferente (1953 a 1962) para o Tocantins-Araguaia e, não apresentando núcleos definidos em todas essas Regiões.

Todas as observações analisadas nas XWT para as séries dos índices de TSM da OMA e precipitação pluvial das Regiões Hidrográficas em estudo são confirmadas nas análises das WTC (Figura 63b e Apêndices F1b, F2b, F3b, F4b e F5b) para essas mesmas séries, pois a coerência observada pela energia, que varia entre 0,8 e 1 verificável na escala, mostra que há forte coerência (correlação) entre as variabilidades dos índices de TSM da OMA e as variabilidades das precipitações das Regiões

Hidrográficas estudadas. Isso indica que se a variabilidade na TSM da OMA é baixa, então, a variabilidade das precipitações dessas Regiões também é baixa.

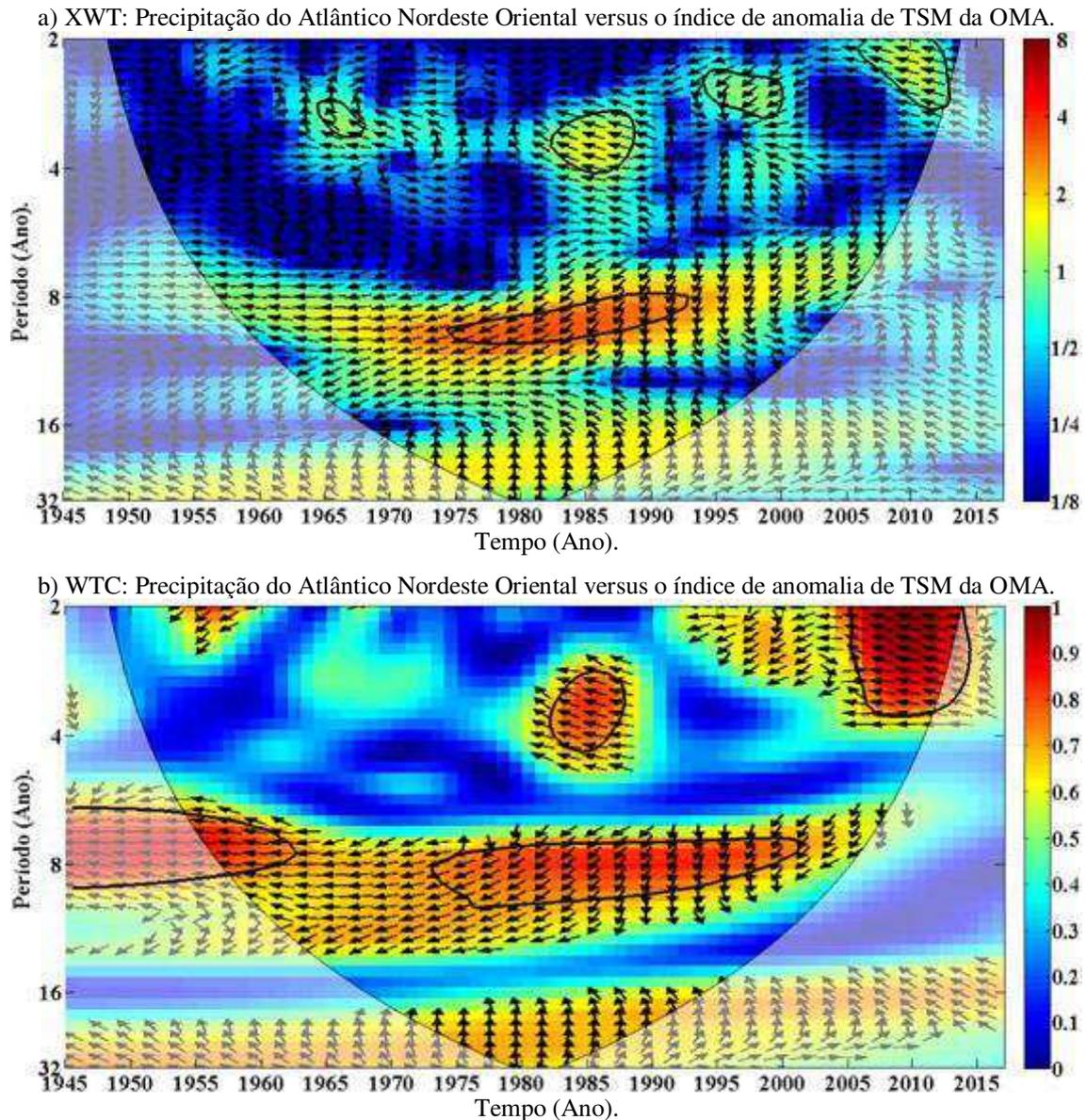


Figura 63: Imagem espectral de precipitação pluvial da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental e índice de anomalia de TSM da OMA para o período de 1945 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

5. CONCLUSÕES

A precipitação pluvial das seis Regiões Hidrográficas que compõem a parte Setentrional Oriental do Brasil apresenta variabilidades interanual e interdecenal, são em fase entre as Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental em todas as periodicidades analisadas nesse estudo, são em fase nas periodicidades entre 3 e 6 anos, aproximadamente, nas seis Regiões Hidrográficas e, fora de fase nas periodicidades mais baixas (11-13 anos) as precipitações das Regiões Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental com as Regiões Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste.

As variabilidades interanuais da precipitação das seis Regiões Hidrográficas são decorrentes das anomalias de TSM do Pacífico Equatorial, ou seja, estão relacionadas ao ENOS, enquanto, as interdecenais estão associadas ao ENOS, ao gradiente de anomalias de TSM no Atlântico Tropical, ODP e OMA.

O El Niño, Gradiente positivo e fase positiva da ODP e OMA tendem a inibir as precipitações das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, já que elas se encontram em fase, enquanto, La Niña, Gradiente negativo e fase negativa da ODP e OMA favorece o aumento das chuvas nestas Regiões. Este diagnóstico é reforçado quando se faz a análise da precipitação das partes oeste e leste da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental, uma vez que é observado que os sistemas inibidores e formadores de precipitação atuam simultaneamente sobre toda Região Hidrográfica.

É possível concluir também que, os eventos ENOS, Gradiente de Anomalia de TSM do Atlântico Tropical, ODP e OMA influenciam na precipitação das Regiões Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental simultaneamente, mas de forma diferente para as Regiões Tocantins-Araguaia, São Francisco e Atlântico Leste.

A ODP mesmo sendo um modo de variabilidade interdecenal apresenta variabilidades interanuais. O ENOS e o Gradiente de anomalia de TSM do Atlântico Tropical, que são modos de variabilidade interanual, apresentam variabilidades interdecenais. Enquanto, a OMA apresentou apenas variabilidades multidecenais, sugerindo que o ENOS é capaz de influenciar no comportamento da ODP e a ODP no ENOS e, que a OMA contribui para a variabilidade do Gradiente do Atlântico Tropical.

As oscilações de baixa frequência (20-22 anos) na precipitação pluvial total anual da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia são decorrentes da variabilidade interdecenal observada na precipitação da Sub-Região do Araguaia, uma vez que, observou-se oscilação com frequência de 20-22 anos na Sub-Região do Araguaia, que não foi verificada para a Sub-Região do Tocantins.

Os regimes de precipitação das partes Norte e Sul da Região Hidrográfica São Francisco são diferentes, bem como, a atuação dos sistemas de grande escala produtores de chuvas, uma vez que, na análise da precipitação destas Sub-Regiões Hidrográficas as oscilações de baixa frequência estão com fases opostas. Portanto, pode-se presumir que em anos secos na parte Norte do São Francisco, as águas da parte Sul dessa Região Hidrográfica podem suprir as necessidades hídricas do setor Norte da Região, sendo que, o escoamento superficial das águas precipitadas se dá de sul para norte na Região.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Identificação de brisas na Costa do Nordeste Brasileiro em Simulações do Modelo RAMS. VIII Encontro Latino Americano de Iniciação Científica e IV Encontro Latino Americano de Pós-Graduação – Universidade do Vale do Paraíba, São José Dos Campos - SP, 2004.

ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.

ALVES, J. M. B. Um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Adjacente no Verão de 1999. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, n.1, p. 115-122, 2001.

AMIRIM, A. C.B.; CHAVES, R. R.; SANTOS e SILVA, C. M. Influence of the Tropical Atlantic Ocean's Sea Surface Temperature in the Eastern Northeast Brazil Precipitation. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 4, p. 874-883, 2014.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Estado das Águas no Brasil 2002: em busca do equilíbrio**. Brasília: 2002, 506p.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. Ministério do Meio Ambiente. **Disponibilidade e Demandas de Recursos Hídricos no Brasil**. Brasília, 2005, 134p.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Plano estratégico de recursos hídricos da bacia hidrográfica dos rios Tocantins e Araguaia**: Relatório síntese/Agência Nacional de Águas. Brasília, 2009, 256p.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Plano de Recursos Hídrico da Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas-Açu**. Brasília - DF, 2014, 97p.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: regiões hidrográficas brasileiras** – Edição Especial. Brasília, 2015.

ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Regiões Hidrográficas Brasileiras**. Disponível em <http://www3.ana.gov.br/>. Acessado em 09/02/2018.

ANCTIL, F.; COULIBALY, P. Wavelet analysis of the interannual variability in southern Québec streamflow. **Journal of Climate**, v. 17, n.1, 163–173, 2004.

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos. 2005, 185 p.

ARAÚJO, M. Z.; XAVIER, J. F.; SANTOS, W. P.; JÚNIOR, D. G.; SANTOS, M. J. Recuperação das Nascentes da Bacia do Rio Mamanguape, PB. IV WINOTEC - Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação. Fortaleza - Ceará, 2012.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 8ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002. 332p.

BAI, L.; CHEN, Z.; XU, J.; LI, W. Multi-scale response of runoff to climate fluctuation in the headwater region of Kaidu River in Xinjiang of China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 125, p. 703–712, 2016.

BARBOSA, A. C. B.; BLITZKOW, D. **Ondaletas: Histórico e Aplicação**. São Paulo: IAG/USP, 2008, 39p.

BISWAS, A., SI, B.C. Application of continuous wavelet transform in examining soil spatial variation: a review. **Mathematical Geosciences**, v. 43, p. 379–396, 2011.

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikationer**, v.1, n.2, p.1-8, 1919.

BLAIN, G. C.; LULU, J. Valores anuais absolutos de séries diárias de temperatura máxima e mínima do ar no estado de São Paulo: Tendências, periodicidades e probabilidades associadas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 29- 40, 2011.

BRAGA, R. A. P.; CAVALCANTI, E. R.; GUSTMÃO, P. T. R.; SEVERI, W.; CABRAL, J. J. S. P.; SILVA, R. P. **Gestão e Educação Socioambiental na Bacia do Capibaribe**. Ed. 1, Editora Clã, 2015, 140p.

BURPEE, R. W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 77-90. 1972.

CABRAL, S. L.; CAMPOS, J. N. B.; GOMES, H. B.; SILVEIRA, C. S.; LEMOS, W. E. D. Um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) associado à precipitação intensa sobre o Crato-CE. XI Simpósio de recursos Hídricos do Nordeste, João Pessoa - PB, 2012.

CAMPOS, C. R. J.; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 331-345, 2011.

CASIMIRO, W. S. L.; RONCHAIL, J.; LABAT, D.; ESPINOZA, J. C.; GUYOT, J. L. Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas Drainages. **Hydrological Sciences Journal – Journal of the Sciences Hydrologiques**, v. 57, n. 4, 2012.

CAVIEDES, C. N. Secas and El Niño: two simultaneous climatological hazards in South America. **Proceedings of the Association of American Geography**, v.5, 1972.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 1982, 121p.

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27-40, 2012.

CHATFIELD, C. **The Analysis of Time Series: An Introduction**. 4th Ed. Chapman and Hall, 1989, 241 p.

CHIANN, C.; MORETTIN, P. A. A wavelet analysis for time series. **Journal Nonparametric Statistics**, Chicago, v. 10, n. 1, p. 1-46, 1998.

CIRILO, V. L. R. **Abastecimento Humano de Água em comunidades rurais na Bacia Hidrográfica do Rio Ceará Mirim RN**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Sanitária, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2014, 159p.

CODEVASF. Companhia de Desenvolvimento dos Vales do São Francisco e Parnaíba. **Plano de Ação para a Bacia do Rio Parnaíba – Planap. Relatório Preliminar**. Brasília: 2005, 74p.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos Climatológicos das Linhas de Instabilidade na Amazônia. **CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, p. 34-40, 1989.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.

CONDEPE/FIDEM - AGÊNCIA ESTADUAL DE PLANEJAMENTO E PESQUISAS DE PERNAMBUCO. Bacia Hidrográfica do Rio Ipojuca. Série Bacias Hidrográficas de Pernambuco, n. 1, 2005, 64p.

COSTA, O. A.; SANTOS, D. N. Influência da ZCAS e ZCIT e seus efeitos de inundações nas bacias hidrográficas no estado de Sergipe – abril de 2010. IV Encontro de Recursos Hídricos em Sergipe. Aracaju - SE, 2011.

COSTA, D. D.; PEREIRA, T. A. S.; FRAGOSO JR, C. R.; MADANI, K.; UVO, C. B. Understanding drought dynamics during dry season in Eastern Northeast Brazil. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, 2016.

COULIBALY, P., BURN, D. H. Wavelet analysis of variability in annual Canadian streamflows. **Water Resources Research**, v. 40, n. 3, W03105, 2004.

DAUBECHIES, I. The wavelet transform time-frequency localization and signal analysis. **IEEE Transactions on Information Theory**, v. 36, p. 961–1004, 1990.

DAUBECHIES, I. **Ten lectures on wavelets**. Philadelphia: CBMS, 1992, 341p.

DE SOUZA, E. B.; KAYANO M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, p. 177–191, 2005.

DIAS, J. L.; BRITO, J. I. B. Posições do cavado equatorial e da faixa de máxima TSM no Atlântico Tropical. Anais III Workshop Internacional sobre água no Semiárido Brasileiro, v. 1, ISSN 2319-0248, 2017.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D14128, doi:10.1029/2007JD009547, 2008.

Dunn G.E.,1940: Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Society*, 21, 215-229.

DURÁN-QUESADA, A. M.; REBOITA, M. S.; GIMENO, L.; NIETO, R. The role of the tropics in the global water cycle: Precipitation and moisture transport in Tropical America. In: ESA-ESRIN CONFERENCE: Earth Observation and Water Cycle Science: “towards a water cycle multi-mission strategy”, Frascati, Itália, 2009.

ENFIELD, D. B., MESTAS-NUÑEZ, A. M. Interannual-to-multidecadal climate variability and its relationship to global sea surface temperatures. Resubmitted as a chapter. In: Present and Past Inter-Hemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects. V. Markgraf, (ed.), Cambridge University Press, 1999.

ENFIELD, D. B., MESTAS-NUNEZ, A. M.; TRIMBLE; P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and it's relation to rainfall and river flows in the continental U. S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, 2001.

FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. United States, Department of Commerce, Environmental Science Services Administration, **Weather Bureau. Southern Region, Technical Memorandum**, n. 28, p.1-6, 1966.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica**. V2, Ed 1., Editora Pelotas: Editora e gráfica Universitária - UFPel. 2001, 242p.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.

FERREIRA, A. G.; MELLO, N, G, S.: Principais sistemas atmosféricos atuantes sobre a Região Nordeste do Brasil e a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, p. 15-28, 2005.

FOLLAND, C. K.; PALMER, T. N.; PARKER, D. E. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. **Nature Publishing Group**, v. 320, p. 602–607, 1986.

FOLLAND, C. K.; COLMAN, A. W.; ROWELL, D. P.; DAVEY, M. K. Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, **Journal of Climate**, v. 14, p. 1937–1958, 2001.

FUNCEME, Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, 1998.

GAMAGE, N.; BLUMEN, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: wavelet, fourier, and empirical orthogonal function decompositions. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 10, p. 2867-2878, 1993.

GAN, M. A. e KOUSKY, V. E. Um Estudo Observacional sobre as Baixas Frias da Alta Troposfera nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil. INPE, São José dos Campos - SP, 1982, 25p.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

GAN, M. A.; Kousky, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986.

GILMAN, D. L.; FUGLISTER, F. J.; MITCHELL JR, J. M. On the power spectrum of "red noise." **Journal Atmospheric Science**, v. 20, p. 182-184, 1963.

GOLDENBERG, S. B.; LANDSEA, C. W.; MESTAS-NUNEZ, A. M.; GRAY, W. M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications, **Science**, v. 293, p. 474-479, 2001.

GRIMM, A. M. **Variabilidade Interanual do Clima no Brasil**. In: Tempo e Clima no Brasil. Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, M. G. Justi da Silva, M. A. F. Silva Dias, Eds., Editora Oficina de Textos, São Paulo, p. 353-374, 2009.

GRINSTED, A.; MOORE, J. C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes Geophysics**, v. 11, p. 561-566, 2004.

GU, G.; ADLER, R. F. Interannual variability of boreal summer rainfall in the equatorial Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 175-184, 2009.

GUEDES, R. L.; ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T.; OYANA, M. D.; ALVES, M. A. S. Série temporal de precipitação mensal de Fortaleza, Brasil: Comparação entre observações e dados de reanálise do NCEP/NCAR. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 83-92, 2005.

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRIS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p. 17001-17014, 1990.

HACHEM, B. P.: **Análise do Comportamento da Precipitação e da Vazão em Bacias Hidrográficas Amazônicas**. Dissertação de Mestrado. Engenharia Civil da Universidade Federal do Pará - PA. 2016, 99p.

- HALL, B. A. Westward-moving disturbances in the South Atlantic coinciding with heavy rainfall events at Ascension Island. **Meteorology Magazine**, v. 118, p. 175-181, 1989.
- HANSON, R. T.; NEWHOUSE, M. W.; DETTINGER, M. D. A methodology to assess relations between climatic variability and variations in hydrologic time series in the southwestern United States. **Journal of Hydrology**, v. 287, n. 1–4, p. 252–269, 2004.
- HASTENRATH, S., GREISCHAR, L.: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal Geophys Research**, v. 98, n. D3, p. 5093-5102, 1993.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quartely Journal Royal Meteorological Society**, v.103, p.77-92, 1977.
- HASTENRATH, S.; LAMB, P. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v.105, p. 1019-1023, 1977.
- HOLTON, J.R.; WALLACE, J.M.; YOUNG, J. A. On boundary layer dynamics and the ITCZ. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 275-280, 1971.
- HUANG, B., SHUKLA, J., Characteristics of the Interannual and Decadal Variability in a General Circulation Model of the tropical Atlantic Ocean. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, Institute of Global Environment and Society, Inc. Calverton, Maryland. 1997.
- JENKINS, G. M.; WATTS, D. G. **Spectral Analysis and Its Applications**. Holden-Day, 1968, 525p.
- JUNIOR, J. L. C. S. Relato Técnico-Científico: Avaliação parcial das condições pluviométricas no Estado do Tocantins. Palmas - TO, 2016.
- KAISER, G. **A Friendly Guide to Wavelets**. Birkhäuser, 1994, 300p.
- KARYAMPUDI, V. M.; CARLSON, T. N. Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, n. 45, p. 3102-136, 1988.
- KOUSKY, V. E.; CHU, P. S. Flutuations in annual rainfall for northeast Brazil. **Journal Meteorological Society Japan**, v. 56, p. 457-465, 1978.
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p.1140-1153, 1979.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in the northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, n. 108, p. 488-498, 1980.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO, M. T. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n. 3, p. 217-231, 1988.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531-540, 2006.

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B. How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal Climatological**, v. 34, n. 1, p. 162-178, 2013.

KERR, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, **Science**, v. 288, p. 1984–1985, 2000.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. 1-4, 2005.

KRAVCHENKO, V. O.; EVTUSHEVSKY, O. M.; GRYTSAI, A. V.; MILINEVSKY, G. P. Decadal variability of winter temperatures in the Antarctic Peninsula region. **Antarctic Science**, v. 23, n. 6, p. 614–622, 2011.

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

LIMA, E. S.; PINTO, J. E. S. S. Principais sistemas meteorológicos em Sergipe. **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, v.1, n.5, p.729–739, 2012.

LIU, P. C. **Wavelet spectrum analysis and ocean wind waves**. IN: Efi Foufoula-Georgiou, E.; Kumar, P. *Wavelets in Geophysics*, v. 4, p. 151–166, 1994. (<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-052087-2.50012-8>).

LIU, C.; ZIPSER, E. Regional variation of morphology of organized convection in the tropics and subtropics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, p. 453-466, 2013.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin American Meteorology Society**. v. 61, n. 11, p. 1374–1387. 1980.

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, p. 1069-1079, 1997.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MASSEI, N.; LAIGNEL, B.; ROSERO, E.; MOTELAY-MASSEI, A.; DELOFFRE, J.; YANG, Z. L.; ROSSI, A. A wavelet approach to the short-term to pluri-decennial variability of streamflow in the Mississippi river basin from 1934 to 1998. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 1, p. 31–43, 2011.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, P. P. **Zona de convergência intertropical do Atlântico**. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. Tempo e clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, Cap. 2, p. 25-41, 2009. ISBN 978-85-86238-92-5.

MELO, J. A. A.; ALCANTARA, C. R.; ARAUJO, I. L.; Melo, J. A. Estudo observacional de um caso de linha de instabilidade no leste da Amazônia. X Workshop Brasileiro de Micro Meteorologia. Santa Maria – RS, 2017.

MENDES, K. P.; SILVA, G.; SILVA, D. F. Ciclos e períodos de eventos extremos na Sub-Bacia Hidrográfica do Alto Jaguaribe (CE). Congresso Técnico Científico da Engenharia e da Agronomia CONTECC'. Fortaleza – CE, 2015.

MENEZES, S. F. S.; CAMACHO, R. G. V.; DUARTE, A. K. N.; DANTAS, M. E. C. Projeto de Instalação do Comitê de Bacia Hidrográfica do Rio Apodi/Mossoró (RN): desafios e limites à prática interdisciplinar de mobilização e gestão. VII Jornada Internacional Políticas Públicas, Cidade Universitária da UFMA. São Luiz - MA, 2015.

MESQUITA, N. S.; SOUSA, M. C.; CARACRISTI, I.; DINIZ, S. F. Análise Socioambiental do Médio Curso do Rio Acaraú – CE. **Regne**, v. 2, n. especial, p. 443-451, 2016.

MEYERS, S. D.; KELLY, B. G.; O'BRIEN, J. J. An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2858–2866, 1993.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Ocidental. Brasília, 2006, 128p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica do Atlântico Nordeste Oriental. Brasília, 2006, 104p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica Atlântico Leste. Brasília, 2006, 156p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica do Parnaíba. Brasília, 2006, 184p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica São Francisco. Brasília, 2006, 148p.

MMA - Ministério do Meio Ambiente. Caderno da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia. Brasília, 2006, 132p.

MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. *The Geophisology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions*, R. Dickerson, Ed. Wiley Interscience, p. 391-407, 1987.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MONTEIRO, K. A.; BARROS, A. C. M.; MELO, R. F. T.; RAMOS, D. A. M. C.; NÓBREGA, R. S.; GIRÃO, O. Parâmetros Morfométricos aplicados à Bacia do Rio Una (Pernambuco-Brasil) para Identificar Susceptibilidade a Enchentes. **Revista Geográfica de América Central**, n. 52, p. 163-177, 2014.

MORETTIN, P. A. **Ondas e ondaletas: da análise de Fourier à análise de ondaletas de séries temporais**. São Paulo: EDUSP, 2014, 276p.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

NASCIMENTO, F. C. A.; ARAÚJO, F. R. C.; BRAGA, C. C.; COSTA, E. V. S. Análise dos Padrões Espaciais e Temporais da Precipitação no Estado do Maranhão-Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, N. 2, p. 422-430, 2015.

NALLEY, D.; ADAMOWSKI, J.; KHALIL, B.; BISWAS, A. Inter-annual to inter-decadal streamflow variability in Quebec and Ontario in relation to dominant large-scale climate indices. **Journal of Hydrology**, v. 536, p. 426–446, 2016.

NEVES, D. J. D.; ALCANTARA, C. R.; SOUSA, E. P. Estudo de Caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o Estado do Rio Grande do Norte – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, 490-505, 2016.

NEVES, G. Z. F.; SPECIOAN, V.; ROCHA, T.; VECCHIA, A. S. Síntese dos estudos climáticos e a distribuição da rede meteorológica no estado de Goiás e Distrito Federal. XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, I Congresso Nacional de Geografia de Física, Campinas - SP, 2017.

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

NOBRE, P.; MELO, A. B. C.; BEZERRA, P. C. Oscilações Intrasazonais nos Trópicos e Variações Pluviométricas sobre o Nordeste do Brasil em 1999. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMET, Rio de Janeiro, 1, p. 1135-1141, 2000.

NÓBREGA, J. N. **Eventos extremos de precipitação nas mesorregiões do estado da Paraíba e suas relações com a TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande – UFCG - PB. 2012, 98p.

NÓBREGA, J. N.; SANTOS, C. A. C.; Gomes, O. M.; Bezerra, B. G.; Brito, J. I. B. Eventos extremos de precipitação nas mesorregiões do estado da Paraíba e suas relações com a TSM dos Oceanos Tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 197-208, 2014.

NÓBREGA, S. R.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos Oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator, Fortaleza**, v. 13, n. 1, p. 107-118, 2014.

OLIVEIRA, L. L.; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. **Meteorologia Fundamental**. Erichim, Rio Grande do Sul: EDIFAPES, 2001, 432p.

OLIVEIRA, F. P. **Fatores associados à iniciação de linhas de instabilidade na região do centro de lançamento de Alcântara no mês de julho**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos: INPE, 2012.

OLIVEIRA, F. M. Análise dos problemas ambientais no Rio Curimataú: município de Logradouro/ PB. Universidade Estadual da Paraíba - UEPB. XVII Encontro Nacional de Geógrafos. São Luiz - MA, 2016.

OOKOUCHI, Y.; SEGAL, M. KESSLER, R. C.; PIELKE, R. A. Evaluation of Soil Moisture Effects on the Generation and Modification of Mesoscale Circulations. **Monthly Wether. Reriew**, v. 112, p. 2281-2292, 1984.

OYAMA, M. D. **Sistema de previsão de tempo para o Centro de Lançamento de Alcântara utilizando o Modelo Regional MM5: Versão 1.0**. São José dos Campos: Divisão de Ciências atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço. Publicação interna, PI-008, 2007, 11p.

PAMPUCH, L. A.; AMBRIZZI, T. Sistemas Frontais sobre a América do Sul Parte I: Climatologia e intervalo de passagem em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR. IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. Santa Maria-RS, Brasil, 2015.

PERCIVAL, D. B.; WALDEN, A. T. **Wavelet methods for time series analysis**. Cambridge: Cambridge University, 2006, 594p.

PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. New York: McGraw-Hill. v. 1, 1956, 498p.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. **Variabilidade de meso-escala e interação Oceano Atmosfera no Atlântico Sudoeste**. In: Iracema F. A. Cavalcanti; Nelson J. Ferreira; Maria Assunção F. 70 Dias; Maria Gertrudes A. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. 1ª edição São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 385-405, 2009.

PITOMBEIRA, S. C. **A Bacia Hidrográfica como estratégia de planejamento territorial para o desenvolvimento sustentável do semiárido: a Bacia do Rio Jaguaribe, Ceará - Brasil.** Tese de Doutorado no Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento em Meio Ambiente - PRODEMA, Universidade Federal do Ceará - CE, 20015.

QIU, L.-J.; ER, M. H. Wavelet spectrogram of noisy signals. **International Journal Electric**, v. 79, p. 665–677, 1995.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; SAMPAIO, G. Climatologia de Precipitação e Temperatura. **Climanálise**, Edição comemorativa 10 anos, 1996.

QUINN, F. Hydrologic response model of the North American Great Lakes. **Journal of Hydrology**, v. 37, p. 295-307, 1978.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos de altos níveis no Nordeste do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.

REBOITA, M. S. R.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

RENNICK, M. A. The generation of African Waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 1955-1969, 1976.

RIEHL, H. **Waves in the easterlies and polar front in the tropics.** Chicago: Chicago University, Department of Meteorology, 1945, 79 p.

RODRIGUES, H. P. **Zona de Convergência do Atlântico Sul: um estudo observacional e numérico.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Campina Grande, 2012, 67p.

RODRIGUES, L. L. M. **Análise de variância em séries temporais: uma abordagem usando ondaletas.** Tese de doutorado. Universidade Federal de Lavras, 2015, 100p.

RONCHAIL, J.; BOURREL, L.; COCHONNEAU, G.; VAUCHEL, P.; PHILLIPS, L.; CASTRO, G. J.; OLIVEIRA, E. Inundations in the Mamore basin (south-western Amazon-Bolivia) and sea-surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Hydrology**, v. 302, p. 223-238, 2005.

RIBEIRO, A. R. O.; PRATA, A. P. N.; CAMACHO, R. G. V.; OLIVEIRA, O. F.; OLIVEIRA, R. C. Cyperaceae do rio Apodi-Mossoró, Estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Hoehnea** 41(2): p. 149-171, 2014.

SANTOS, C. A. C. S. **Estimativas e Tendências de Índices de Detecção de Mudanças Climáticas com Base na Precipitação Diária no Rio Grande do Norte e na Paraíba.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas. Campina Grande, 2006, 115p.

SANTOS, F. L. **O Rio Curimataú na interface territorial do município de Logradouro-PB.** Trabalho de Conclusão de Curso - UEPB, 2012.

SANTOS, N. A.; SIQUEIRA, A. H. B.; MELO, M. L. D. Precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Oscilação Multidecadal do Atlântico e a Oscilação do Atlântico Norte. **Revista Brasileira de Climatologia**, Vol. 18, p. 2237-8642, 2016.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SILVA, L. A.; SATYAMURTY, P.: Climatologia Energética da região preferencial dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) e da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). **Sociedade Brasileira de Meteorologia**, 2011.

SILVA, D. F. Influência Interdecadal (ODP e OMA) nas Cotas do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Geografia Física** v. 6, n. 6, p. 1529-1538, 2013.

SILVA, D. F. Aplicação de Análises de Ondaletas para Detecção de Ciclos e Extremos Pluviométricos no Leste do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 187-198, 2017.

SILVA, M. J.; GALVÍCIO, J. D.; COSTA, V. S. O.: Abordagem Interdisciplinar sobre a Influência da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT no Nordeste Brasileiro. **Revista Movimentos Sociais e Dinâmicas Espaciais**, Recife, v. 6, n. 1, p. 107-117, 2017.

SIQUEIRA, A. H. B. **Variabilidade do clima da América do Sul e sua relação com os Índices Oceânicos e Atmosféricos.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas. Maceió, 2012, 77p.

SOUSA, A. J. S.; MOLION, L. B.; JUNIOR, S. B. S.; SOUSA, J. R. A. Comportamento da Precipitação em Timbaúba (Neb) e Relações com a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). **Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, 2008.

SOUSA, A. J. S. **EVNENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO NO LESTE DA AMAZÔNIA.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2010, 110 p.

SOUSA, E. P. **Padrões climáticos de eventos extremos de chuva utilizando Análise Multivariada e de Ondaletas no Estado de Minas Gerais.** Tese de Doutorado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, 2016, 120p.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. Um Complexo Convectivo de Mesoescala Associado à Precipitação Intensa sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 1-14, 1998.

SOUZA E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Universidade de São Paulo - SP, 1999, 121p.

SOUZA, J. A. **Variação espaço-temporal da precipitação na bacia do rio Potengi-RN**. Monografia em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Departamento de Geografia. Natal, 2017, 50p.

STRECK, N. A.; BURIOL, G. A.; HELDWEIN, A. B.; GABRIEL, L. F.; PAULA, G. M. Associação da variabilidade da precipitação pluvial em Santa Maria com a Oscilação Decadal do Pacífico. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 44, n. 12, p. 1553-1561, 2009.

TANAJURA, C. A. S.; GENZ, F.; ARAUJO, H. A. Mudanças climáticas e recursos hídricos na Bahia: validação da simulação do clima presente do HADRM3P e comparação com os cenários A2 e B2 para 2070-2100. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, p. 345-358, 2010.

TRENBERTH, K. E. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 102, p. 639–653, 1976.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61–78. 1998.

TUCCI, C. E. M.; BRAGA, B. **Clima e Recursos Hídricos no Brasil**, coleção ABRH de Recursos Hídricos, v. 9, 2003.

UVO, C. R. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua Relação com a Precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 1989, 82p.

VIANELLO, R. L. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1991, 449p.

VILANI, M. T.; SANCHES, L. Análise de Fourier e Wavelets aplicada à temperatura do ar em diferentes tipologias de ocupação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 12, p. 1340–1346, 2013.

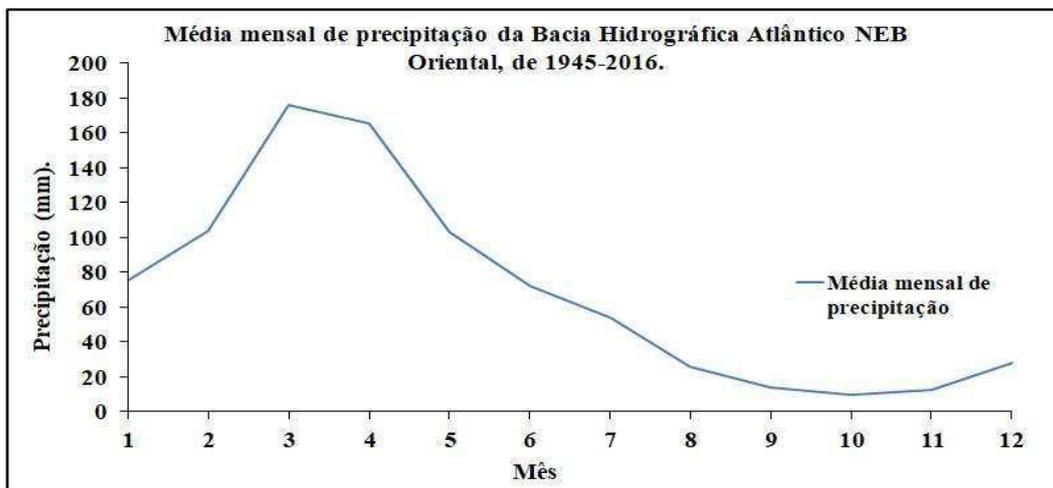
YAMAZAKY, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over South Atlantic ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 2, p. 205-207, 1977.

YI, H.; SHU, H. The improvement of the Morlet wavelet for multi-period analysis of climate data. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 344, p. 483-497, 2012.

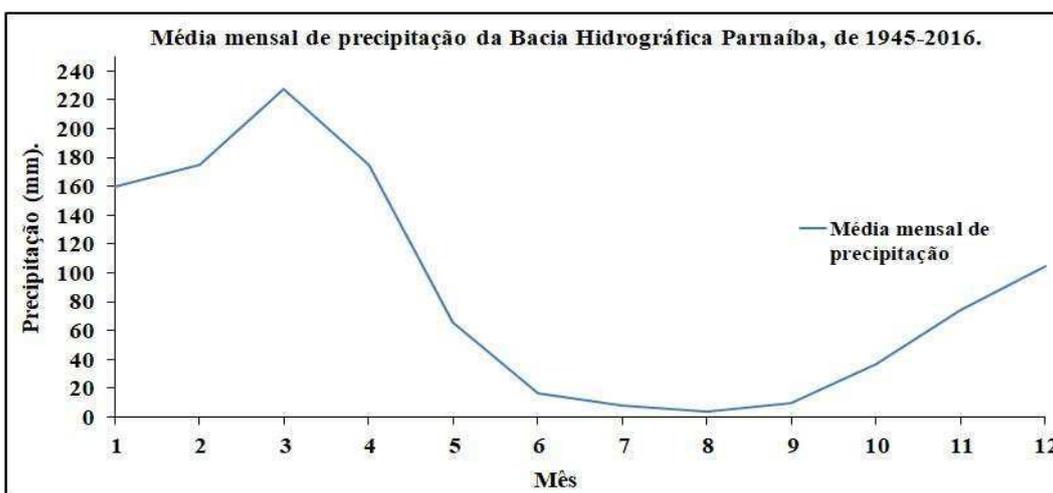
WENG, H. Y.; LAU, K. M. Wavelets, period doubling, and time: frequency localization with application to organization of convection over the tropical western pacific. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 51, n. 7, p. 2523-2541, 1994.

APÊNDICES

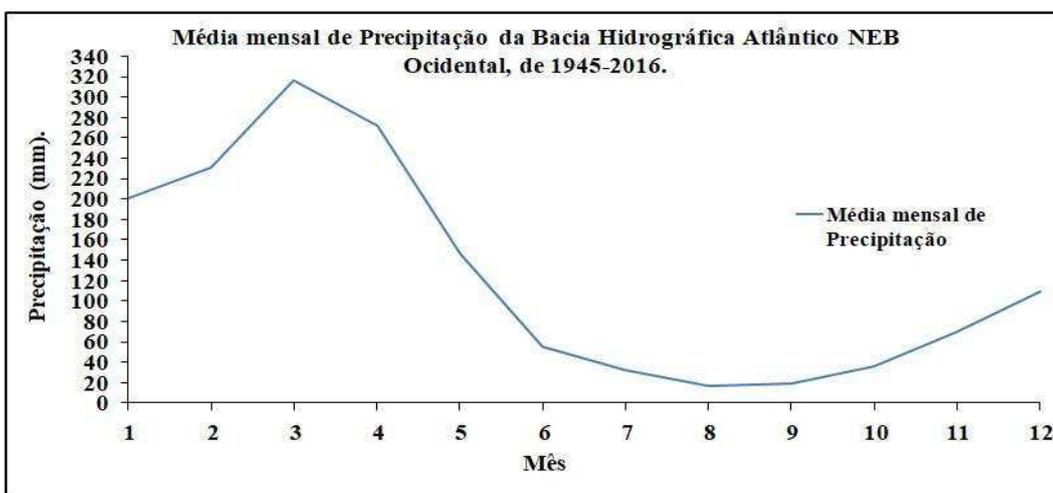
APÊNDICE A (1 a 3): Período chuvoso das Bacias Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, realizado no período de 1945-2016.



(A1)

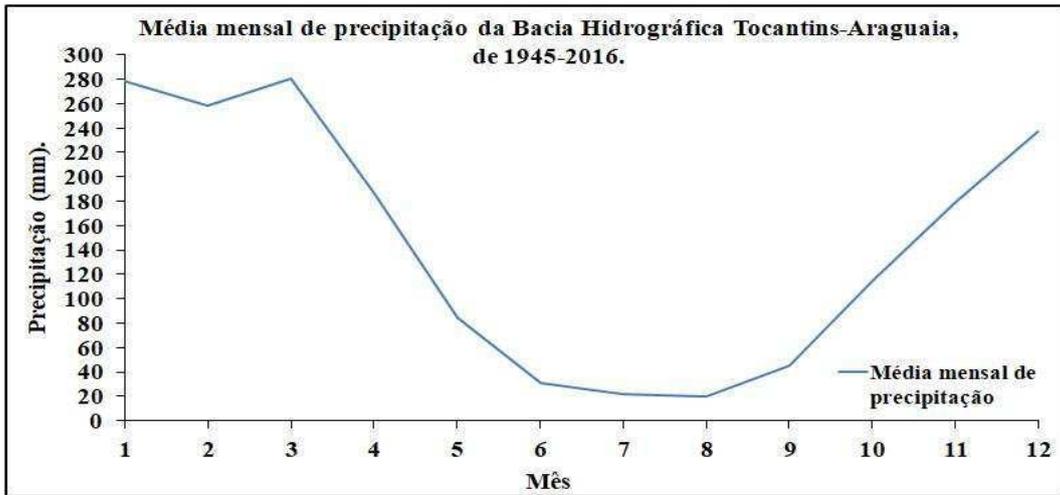


(A2)

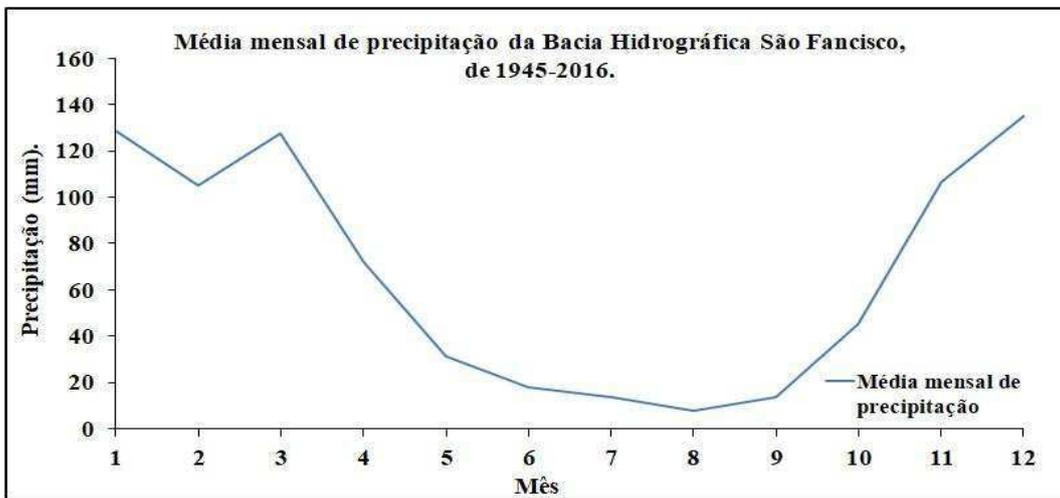


(A3)

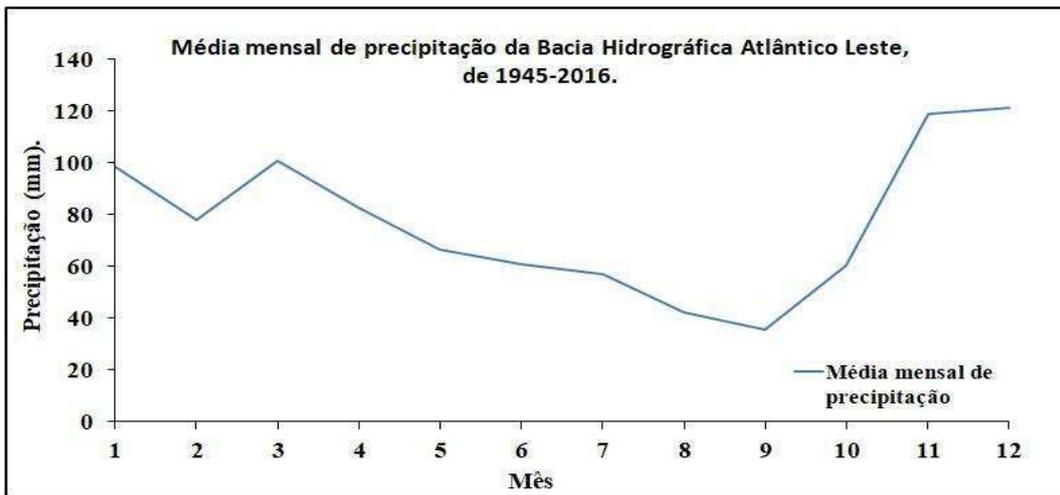
APÊNDICE B (1 a 3): Período chuvoso das Bacias Hidrográficas Atlântico Nordeste Oriental, Parnaíba e Atlântico Nordeste Ocidental, realizado no período de 1945-2016.



(B1)



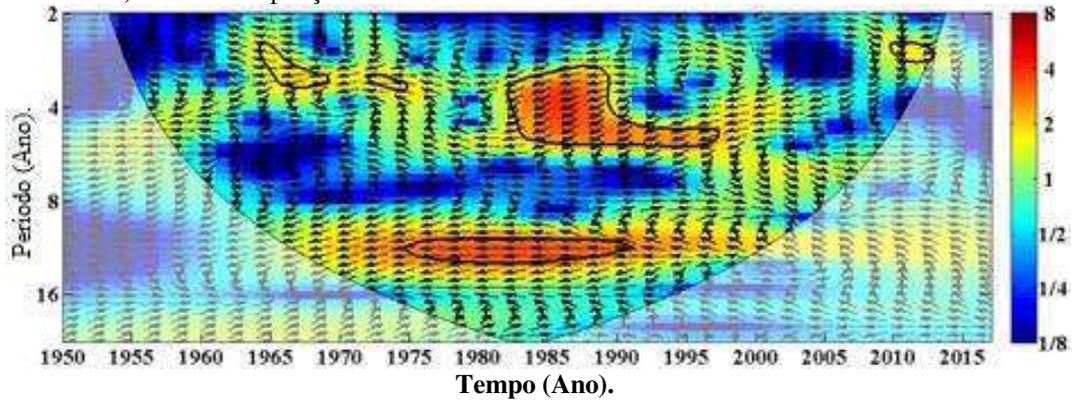
(B2)



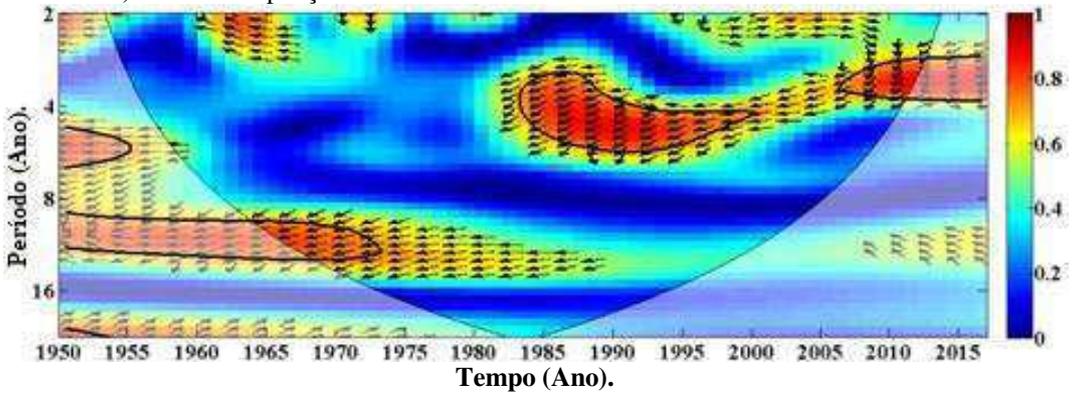
(B3)

APÊNDICE C (1 a 5): Imagem espectral de precipitação pluvial de Regiões Hidrográficas e índices de anomalias de TSM do Niño 3.4 para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

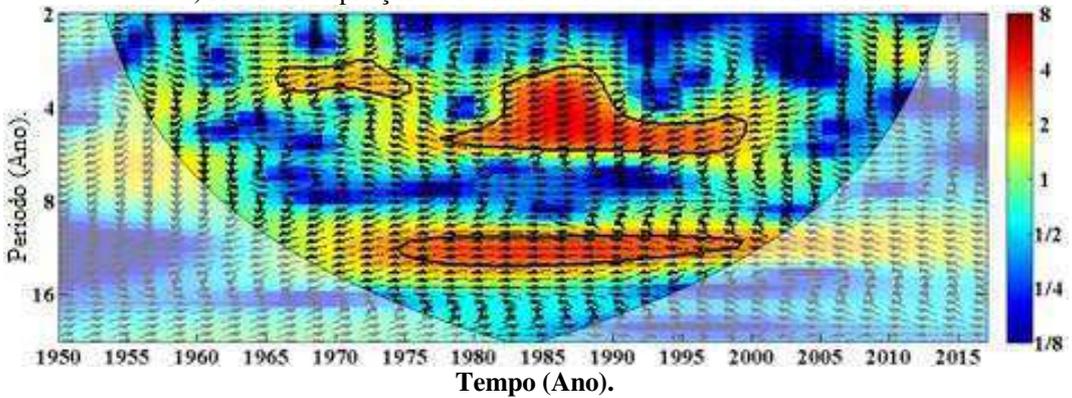
C1 - a) XWT: Precipitação do Atl. Nordeste Oriental versus índices de TSM do Niño 3.4.



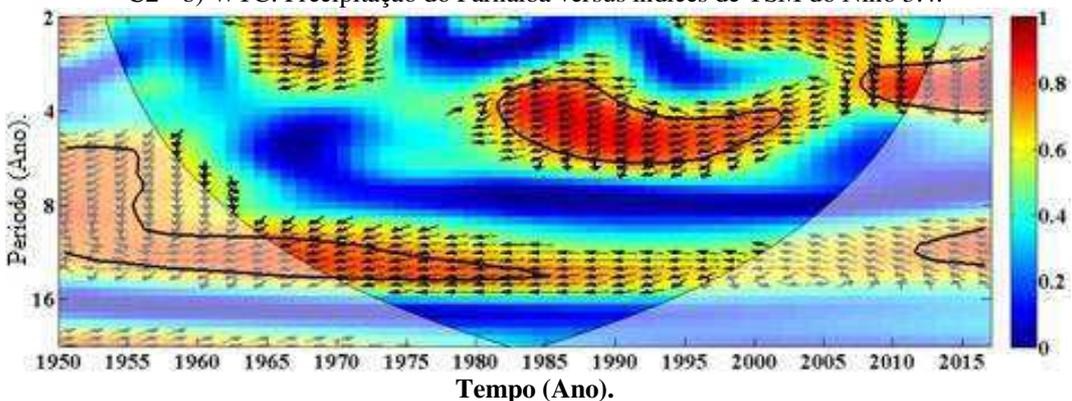
C1 - b) WTC: Precipitação do Atl. Nordeste Oriental versus índices de TSM do Niño 3.4.



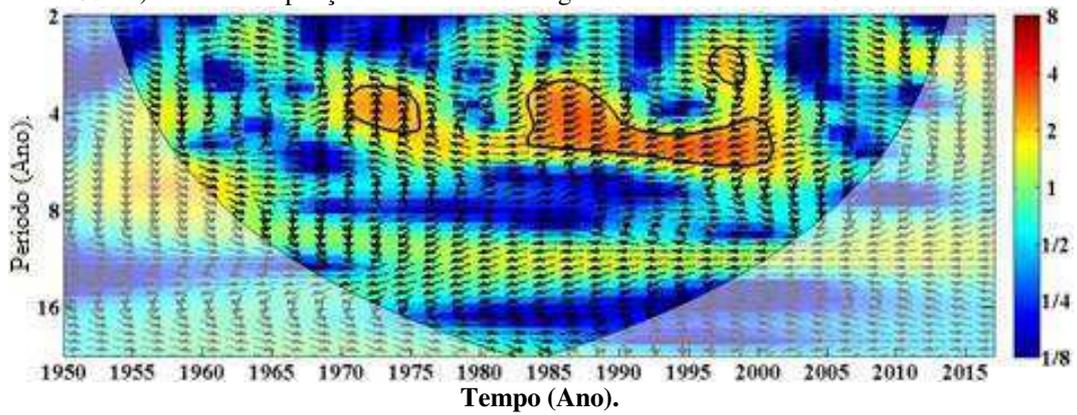
C2 - a) XWT: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM do Niño 3.4.



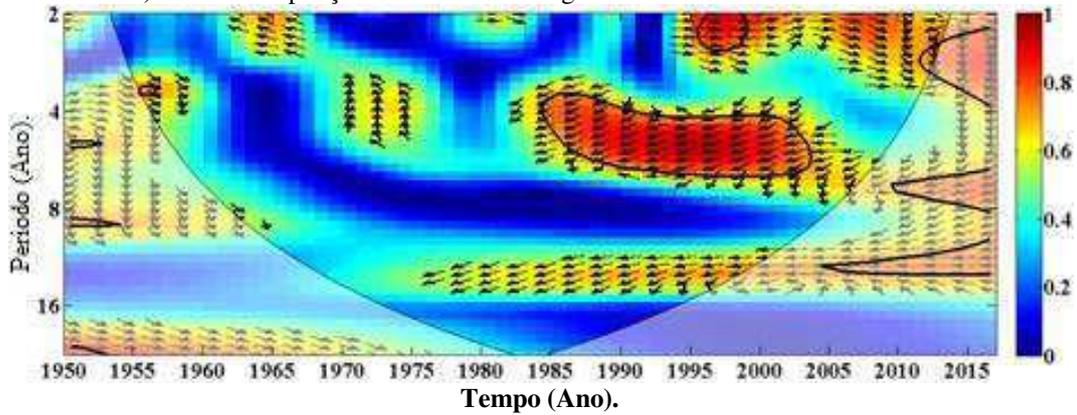
C2 - b) WTC: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM do Niño 3.4.



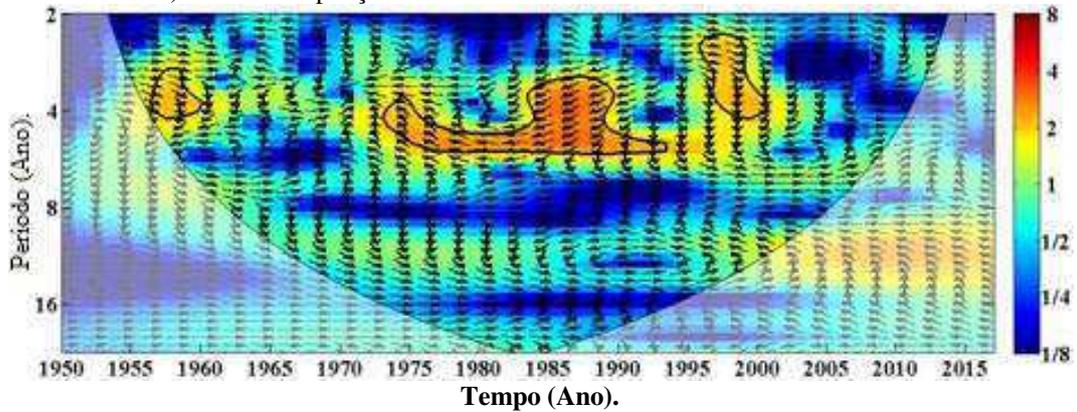
C3 - a) XWT: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do Niño 3.4.



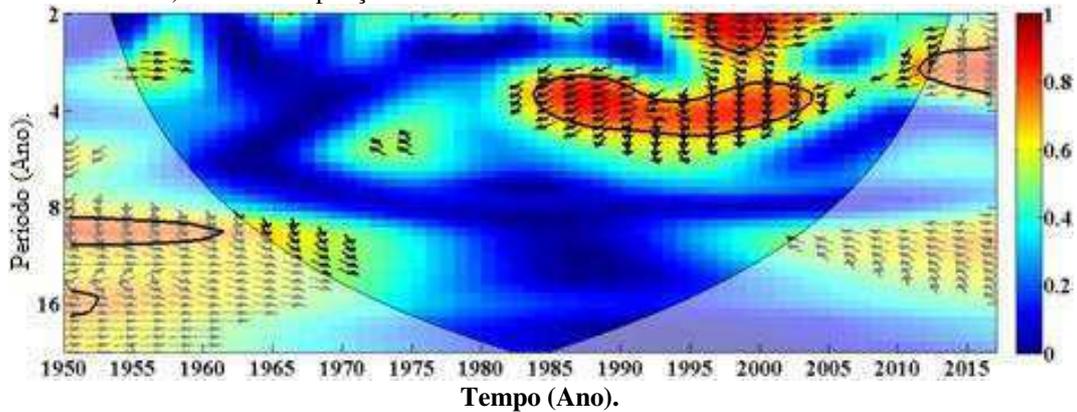
C3 - b) WTC: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do Niño 3.4.



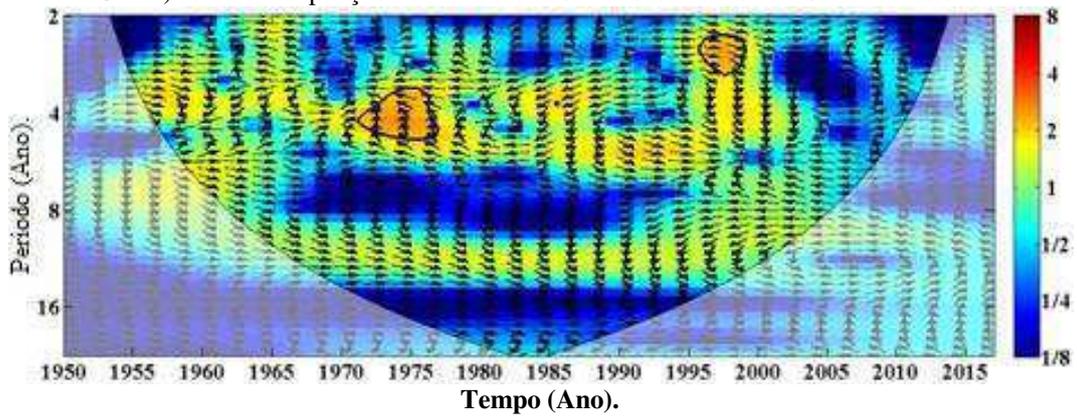
C4 - a) XWT: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do Niño 3.4.



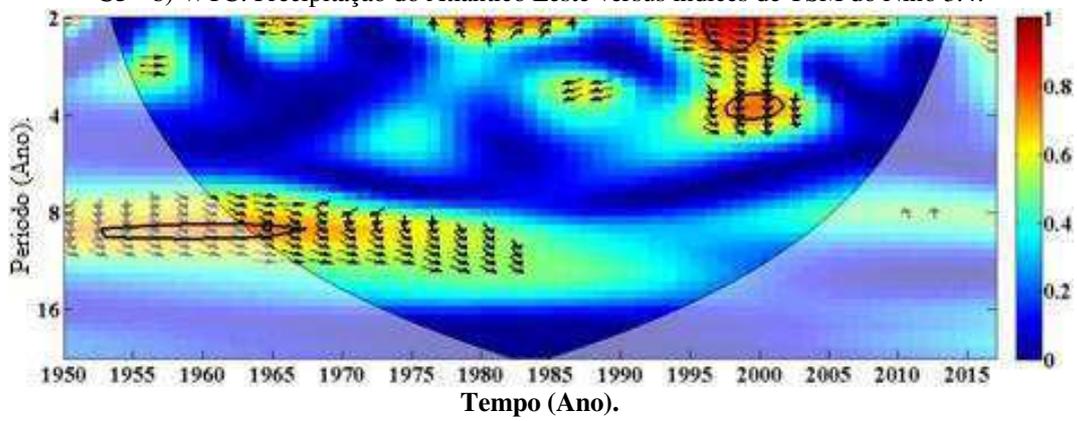
C4 - b) WTC: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do Niño 3.4.



C5 - a) XWT: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do Niño 3.4.

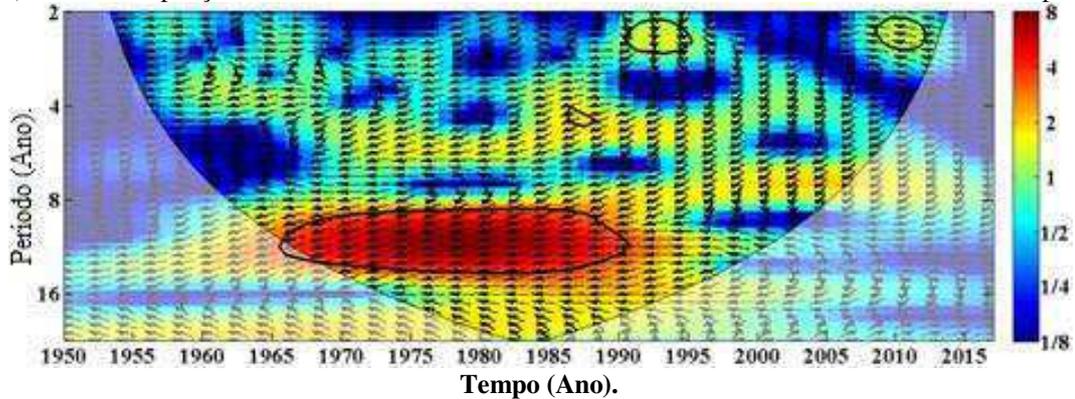


C5 - b) WTC: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do Niño 3.4.

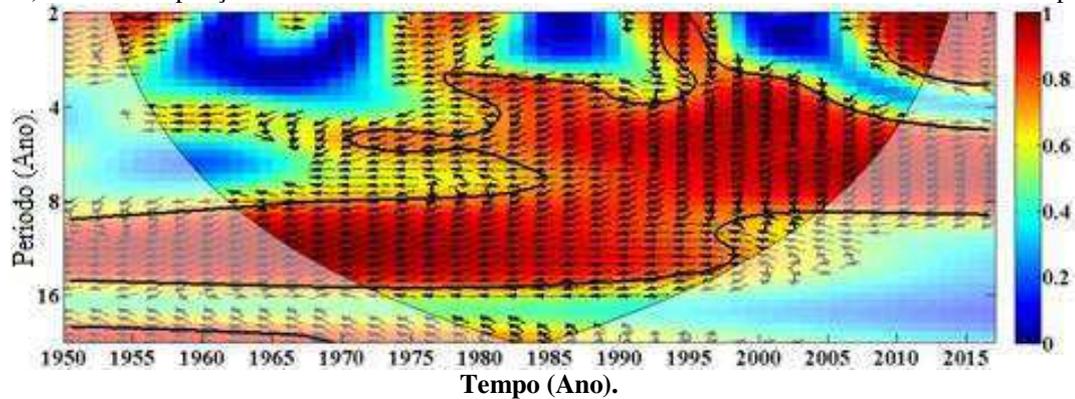


APÊNDICE D (1 a 5): Imagem espectral de precipitação pluvial de Regiões Hidrográficas e índices de anomalias de TSM do Gradiente do Atlântico Tropical para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

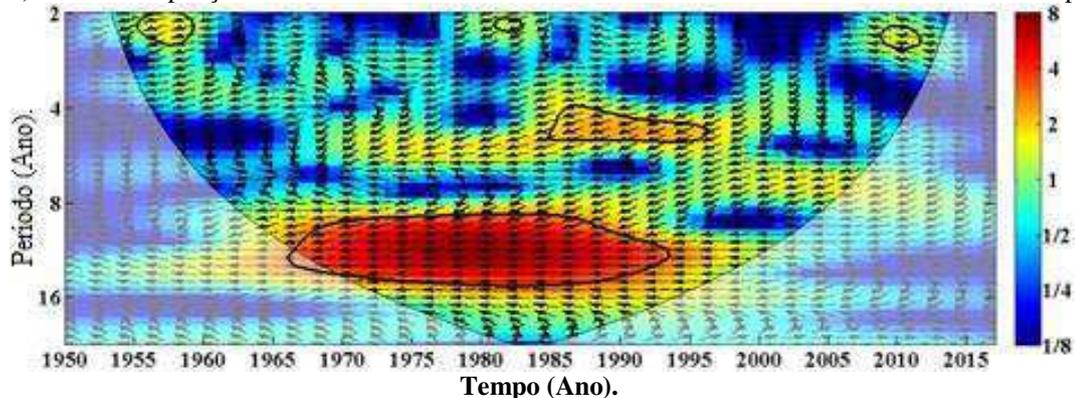
D1 - a) XWT: Precipitação do Atl. Nordeste Oriental versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



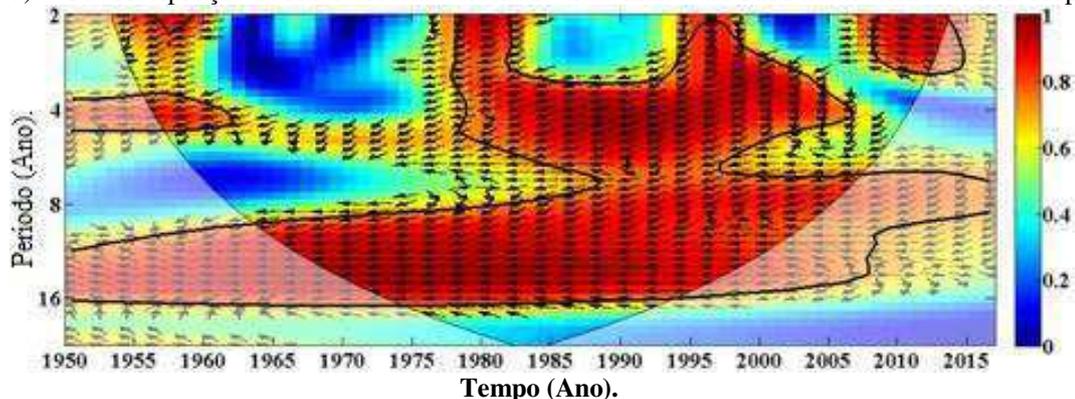
D1 - b) WTC: Precipitação do Atl. Nordeste Oriental versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



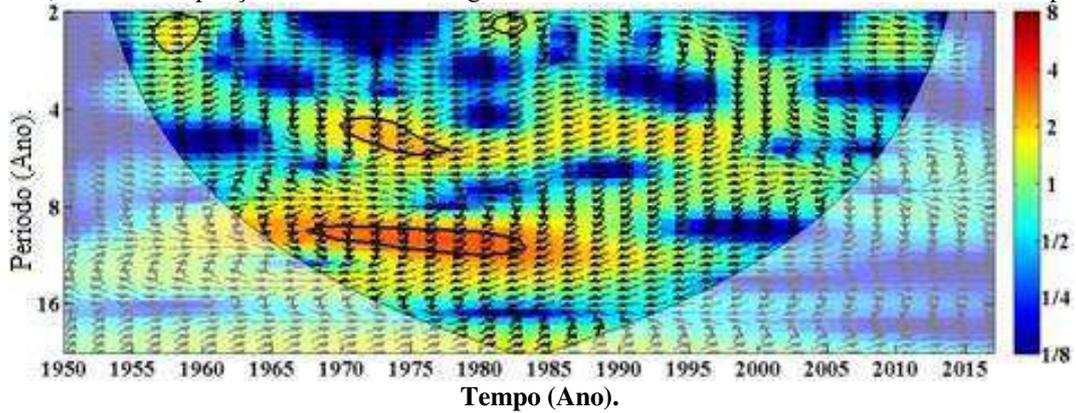
D2 - a) XWT: Precipitação do Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



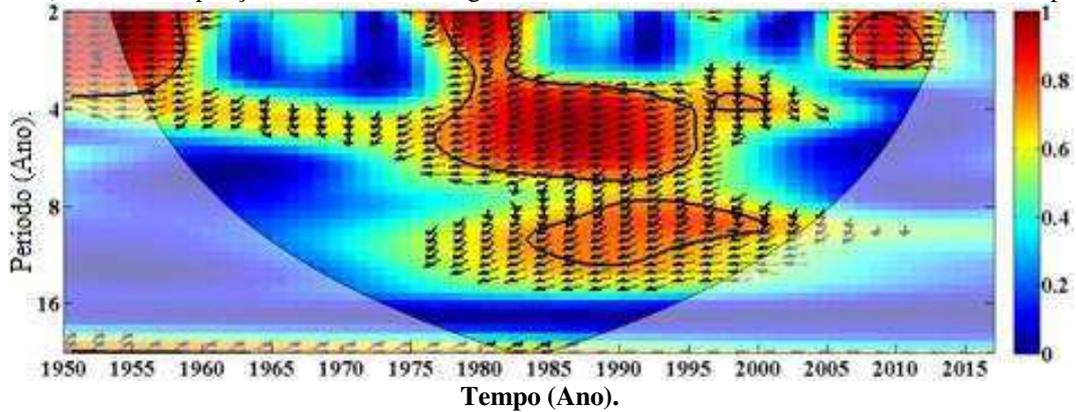
D2 - b) WTC: Precipitação do Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



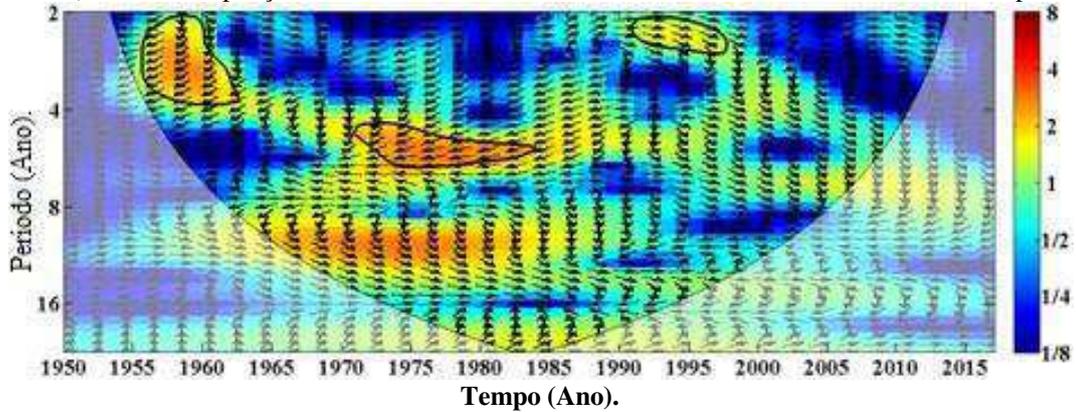
D3 – a) XWT: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



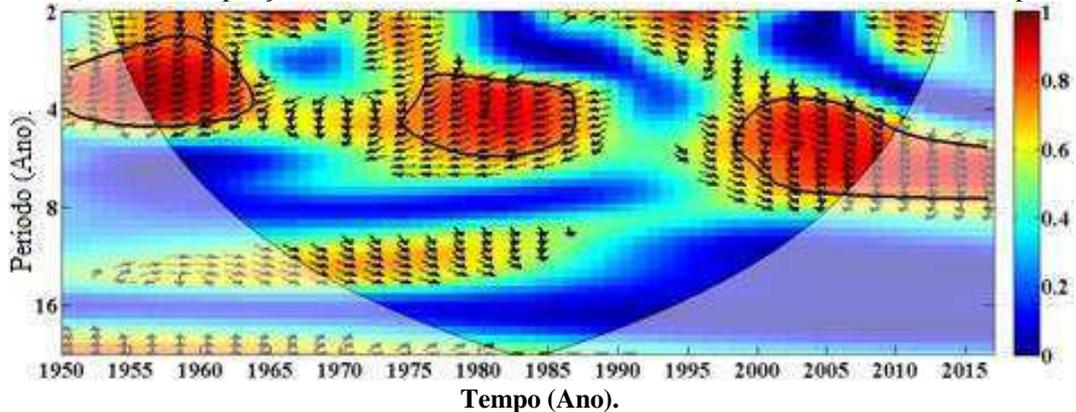
D3 – b) WTC: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



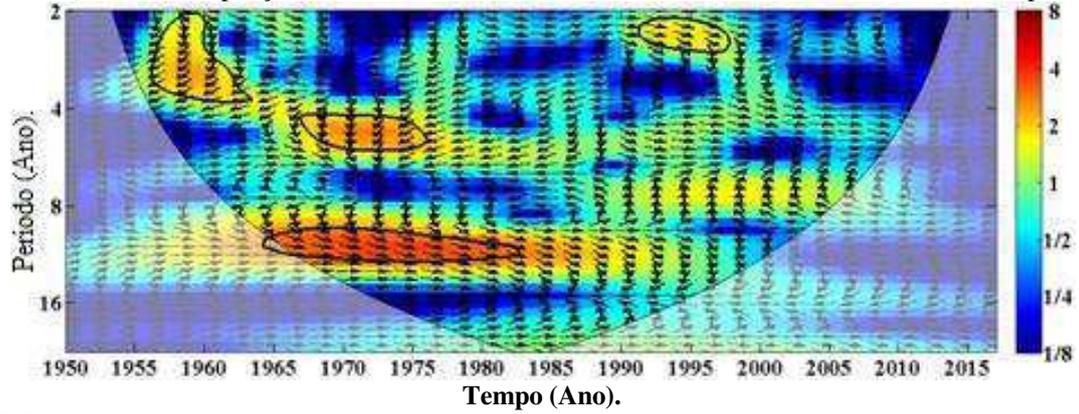
D4 – a) XWT: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



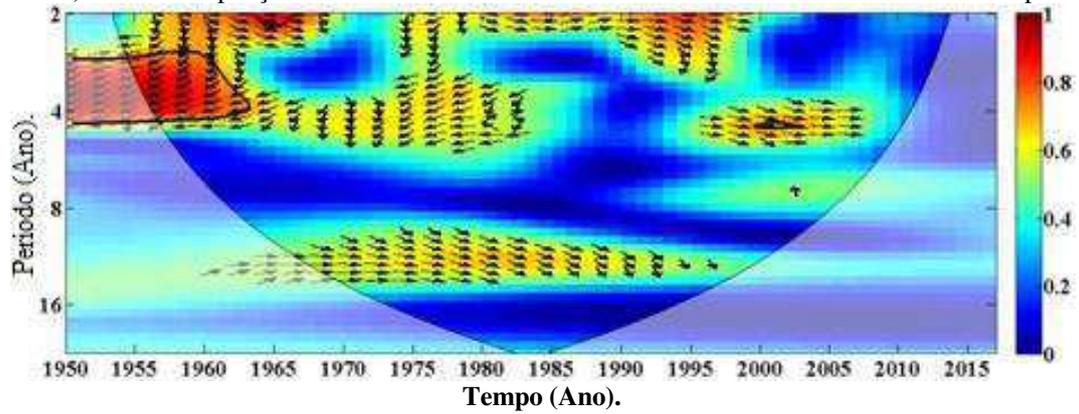
D4 – b) WTC: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.



D5 – a) XWT: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.

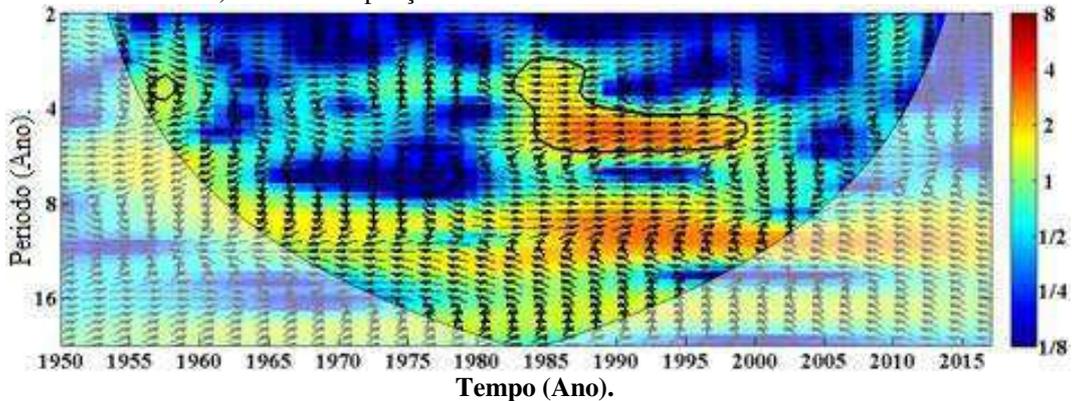


D5 – b) WTC: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do Gradiente do Atl. Tropical.

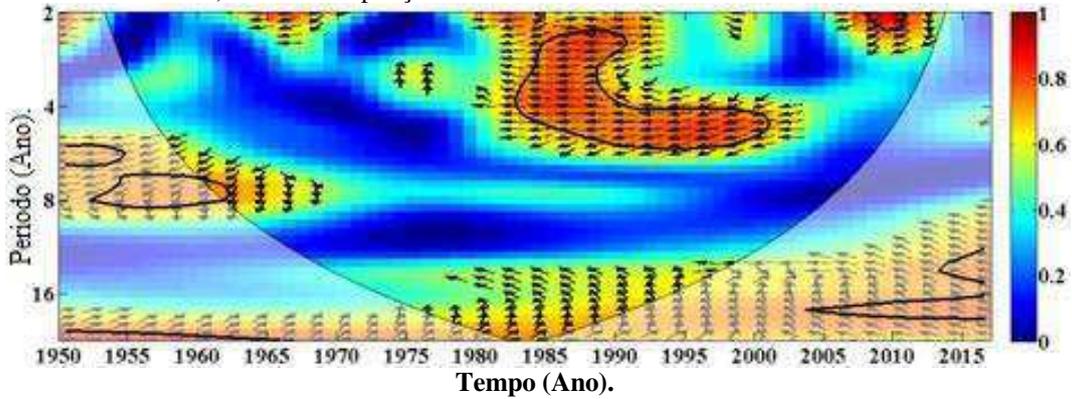


APÊNDICE E (1 a 5): Imagem espectral de precipitação pluvial de Regiões Hidrográficas e índices de anomalias de TSM da ODP para o período de 1950 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

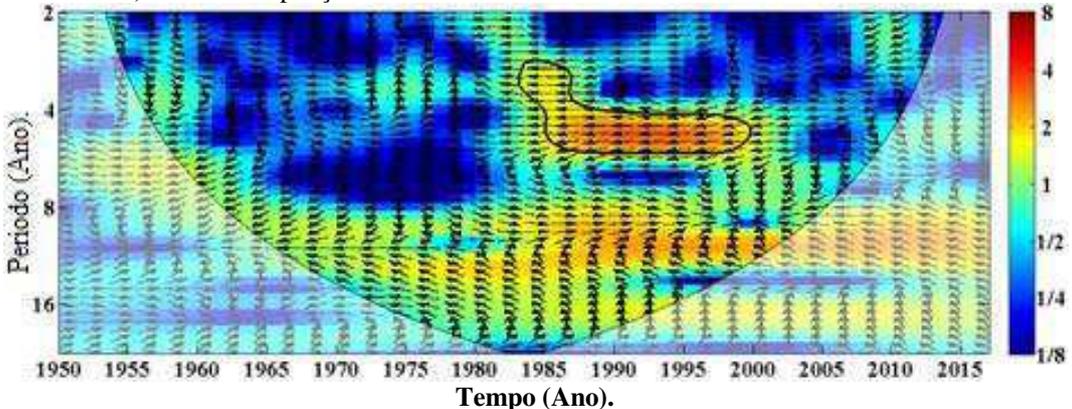
E1 – a) XWT: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM do ODP.



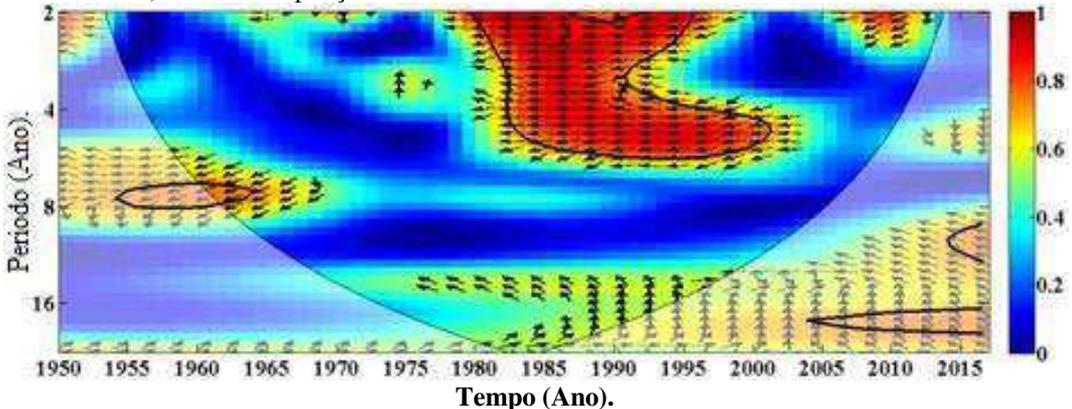
E1 – b) WTC: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM do ODP.



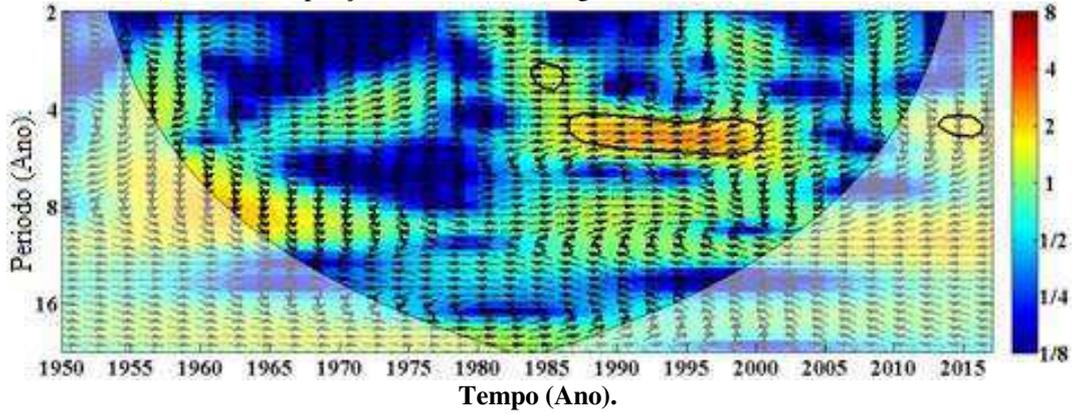
E2 – a) XWT: Precipitação do Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM do ODP.



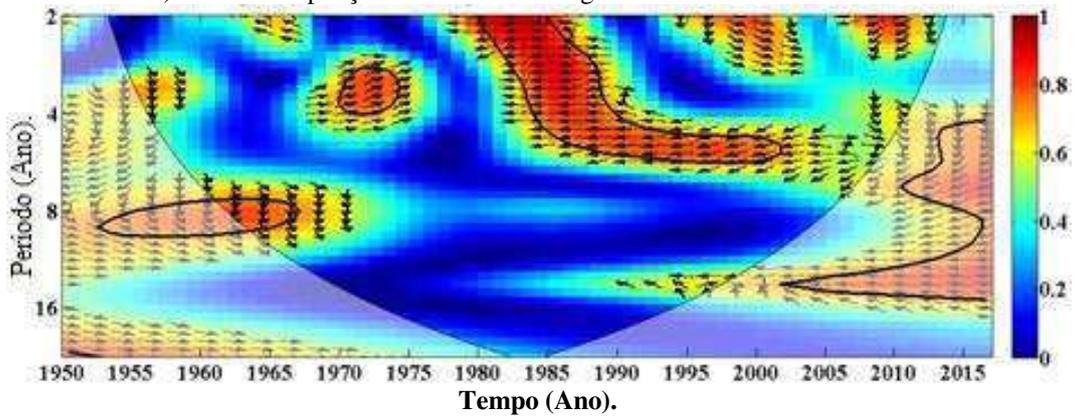
E2 - b) WTC: Precipitação do Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM ODP.



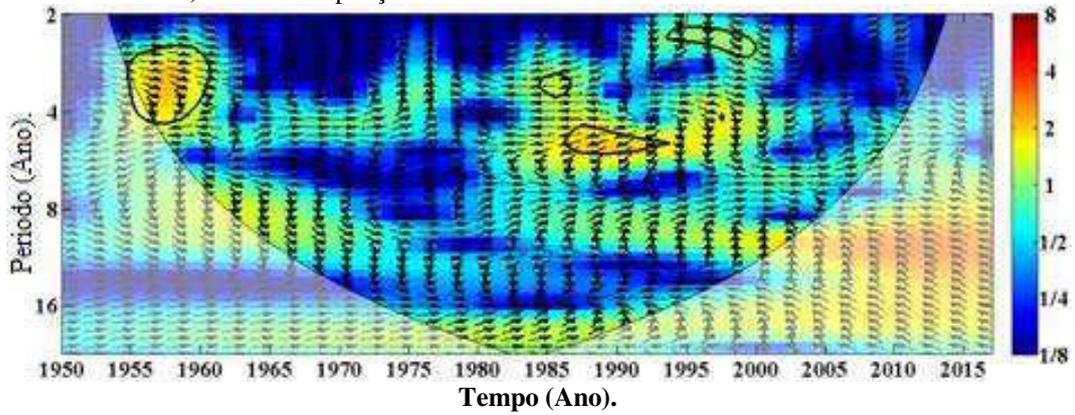
E3 – a) XWT: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do ODP.



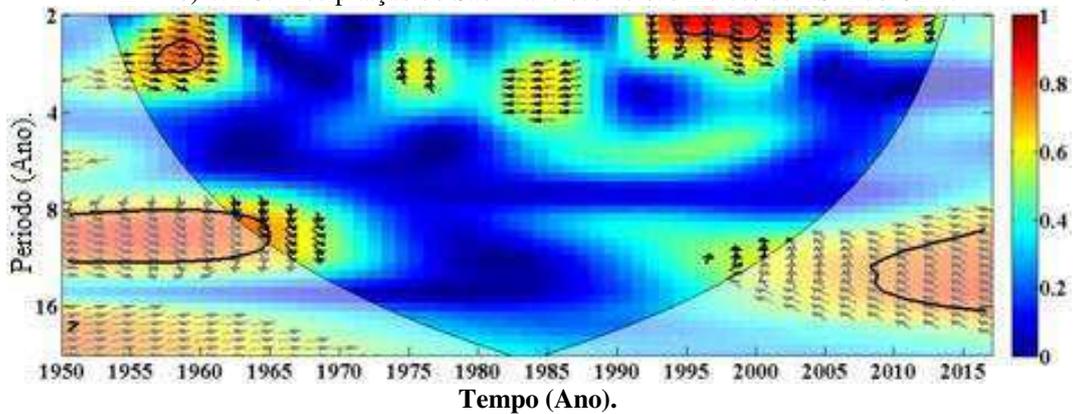
E3 – b) WTC: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM do ODP.



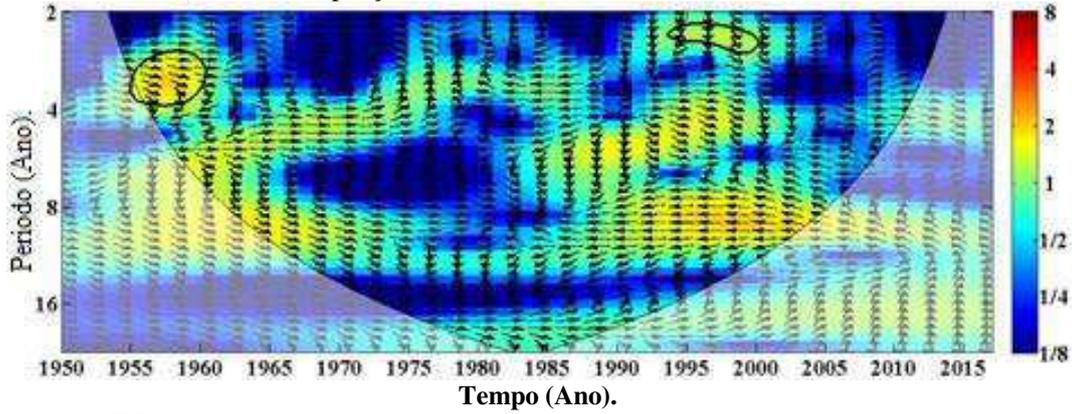
E4 – a) XWT: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do ODP.



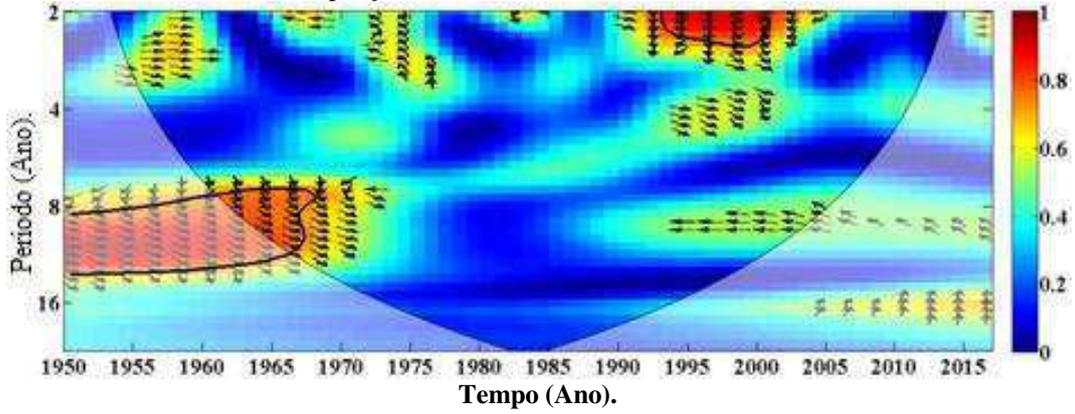
E4 – b) WTC: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM do ODP.



E5 – a) XWT: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do ODP.

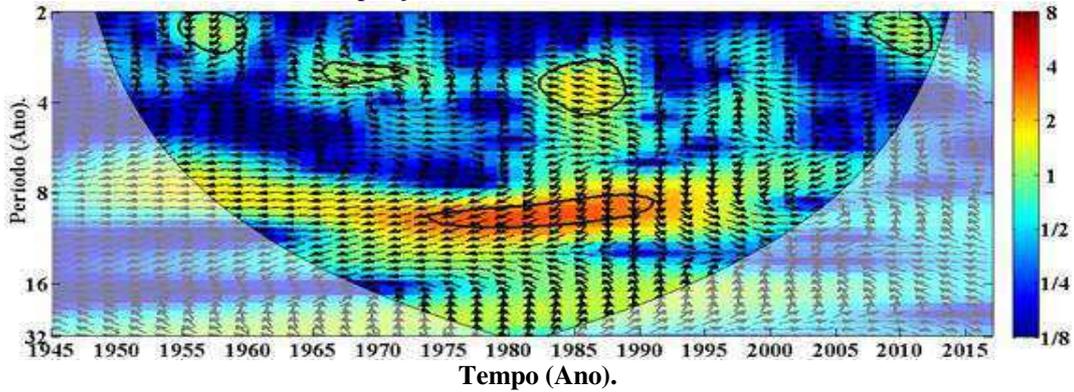


E5 – b) WTC: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM do ODP.

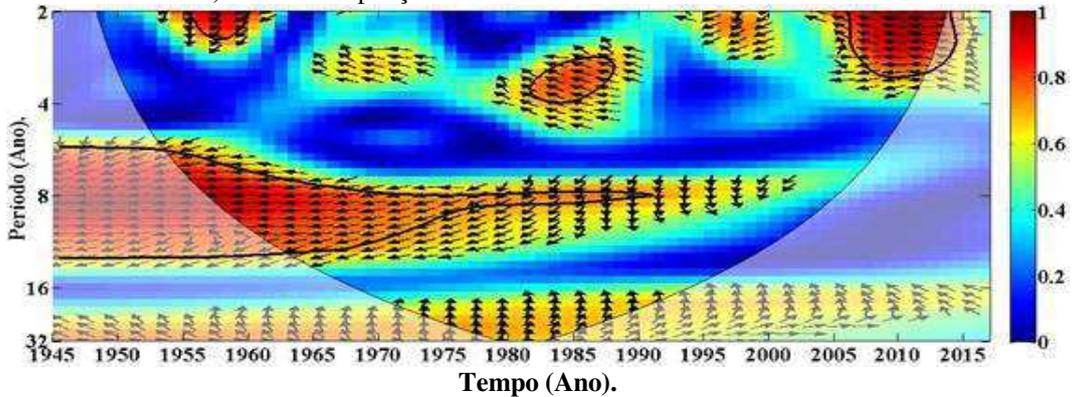


APÊNDICE F (1 a 5): Imagem espectral de precipitação pluvial de Regiões Hidrográficas e índices de anomalias de TSM da OMA para o período de 1945 a 2016, em que (a) é a Transformada Ondaleta Cruzada e, (b) a Transformada Ondaleta de Coerência.

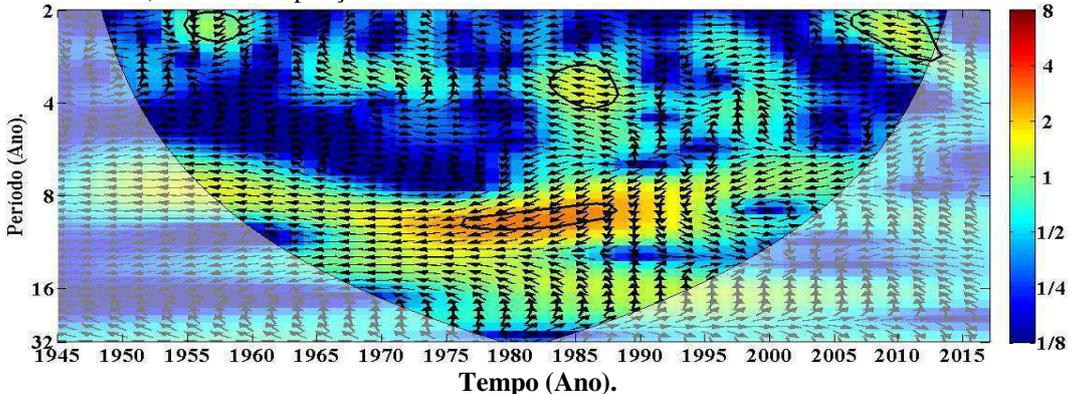
F1 - a) XWT: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM da OMA.



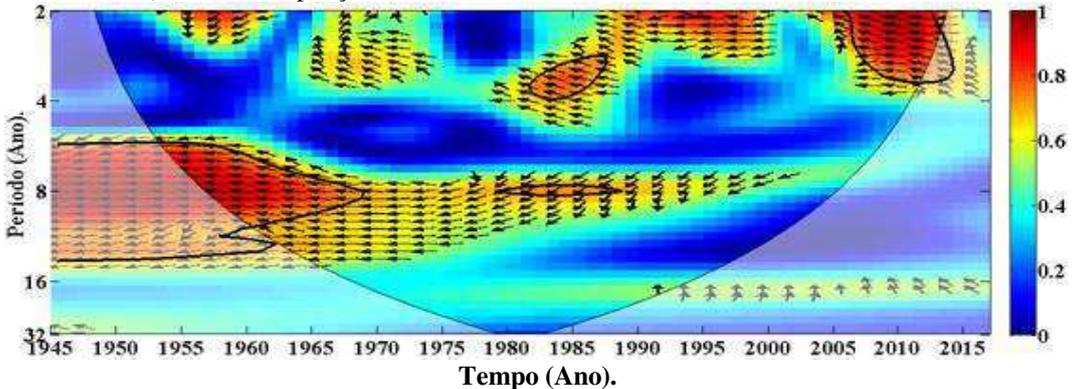
F1 - b) WTC: Precipitação do Parnaíba versus índices de TSM da OMA.



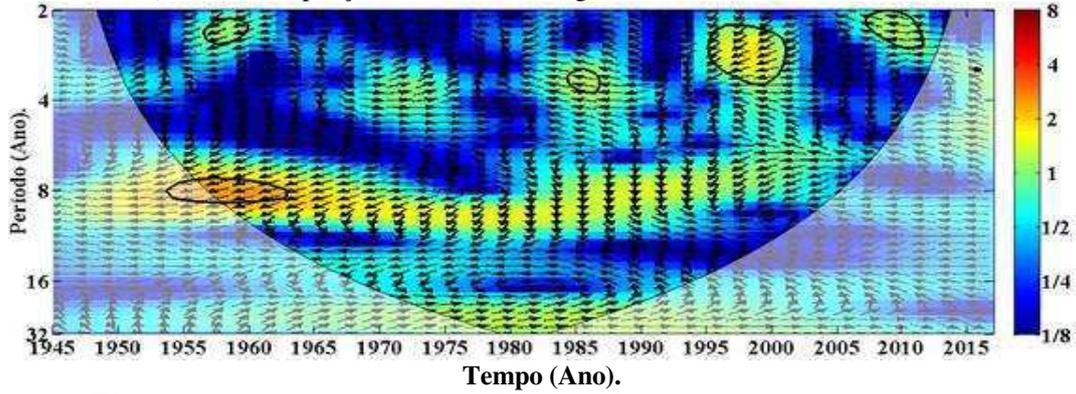
F2 - a) XWT: Precipitação Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM da OMA.



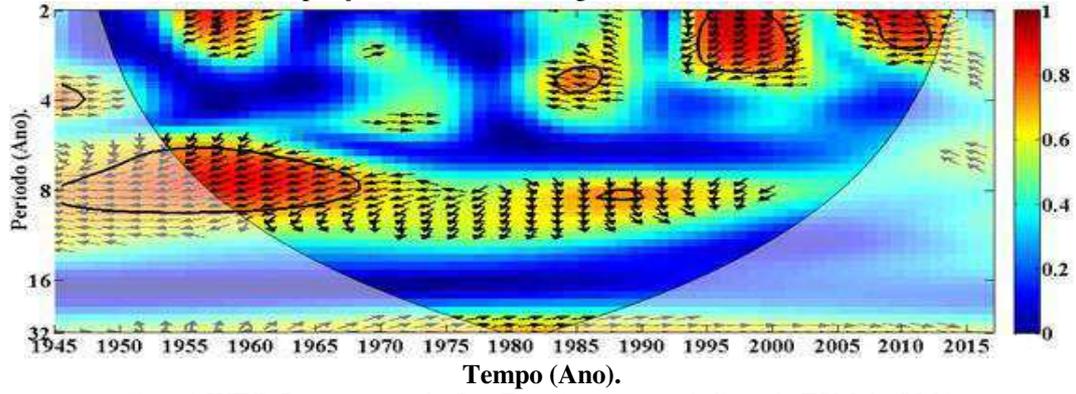
F2 - b) WTC: Precipitação Atl. Nordeste Ocidental versus índices de TSM da OMA.



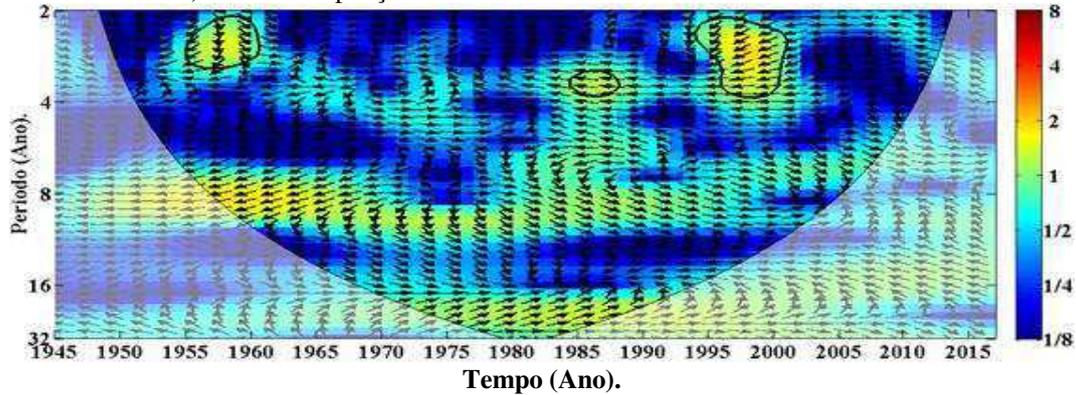
F3 - a) XWT: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM da OMA.



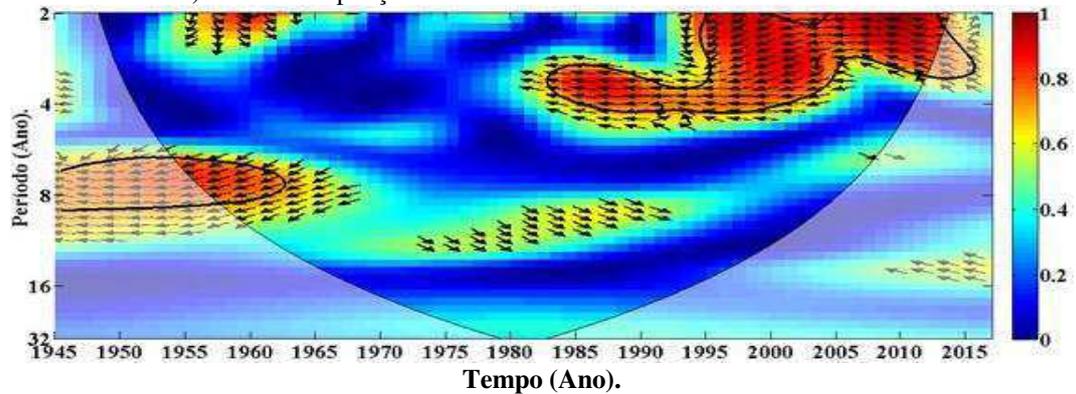
F3 - b) WTC: Precipitação do Tocantins-Araguaia versus índices de TSM da OMA.



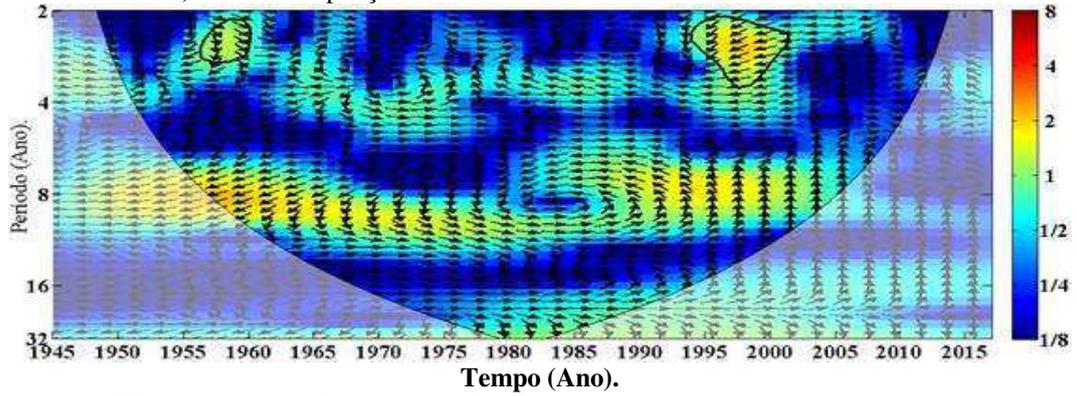
F4 - a) WTC: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM da OMA



F4 - b) WTC: Precipitação do São Francisco versus índices de TSM da OMA



F5 - a) WTC: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM da OMA



F5 - b) WTC: Precipitação do Atlântico Leste versus índices de TSM da OMA

