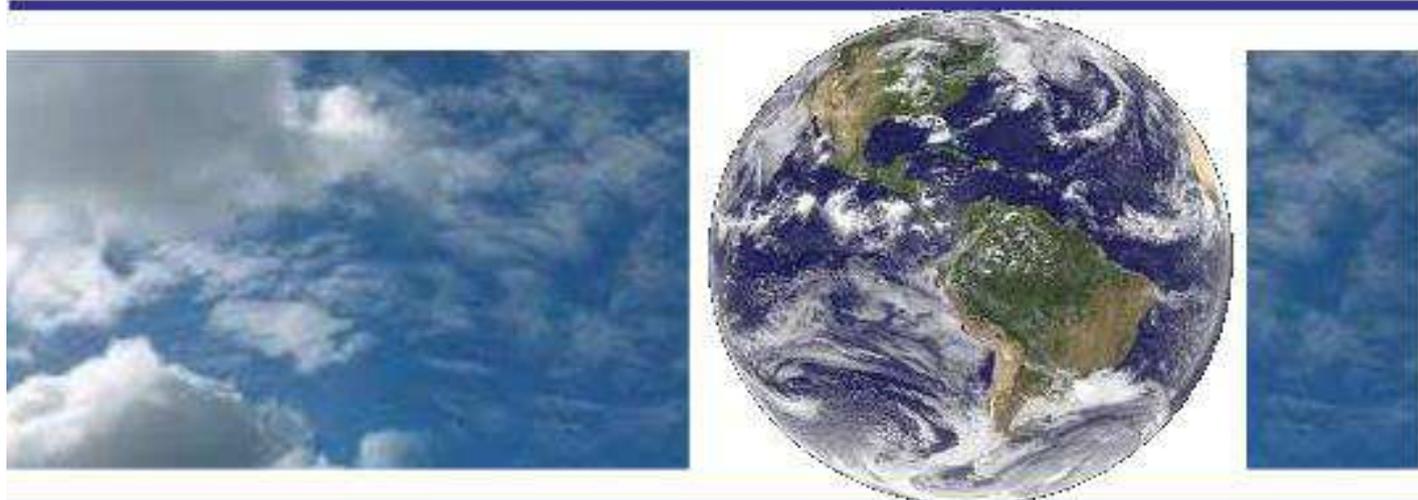


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Adriana de Souza Costa

**Estudo da variabilidade da chuva no Nordeste do Brasil
utilizando a Transformada de Ondeletas**

Campina Grande, maio de 2020



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



TESE

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DA CHUVA NO NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO
A TRANSFORMADA DE ONDELETAS**

ADRIANA DE SOUZA COSTA

CAMPINA GRANDE – PARAÍBA

MAIO DE 2020

ADRIANA DE SOUZA COSTA

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DA CHUVA NO NORDESTE DO BRASIL UTILIZANDO
A TRANSFORMADA DE ONDELETAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutora em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escalas**

Subárea: **Climatologia**

Orientador: Profa. Dra. Célia Campos Braga

CAMPINA GRANDE – PARAÍBA

MAIO DE 2020

C837e

Costa, Adriana de Souza.

Estudo da variabilidade da chuva no Nordeste do Brasil utilizando a transformada de ondeletas / Adriana de Souza Costa. - Campina Grande, 2020.

117 f. il. : color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2020.

"Orientação: Profa. Dra. Célia Campos Braga.

Referências.

1. Regiões Homogêneas. 2. Transformada Cruzada em Ondeleta. 3. Periodicidade de Chuvas. I. Braga, Célia Campos. II. Título.

CDU 551.58(43)

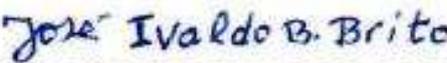
ADRIANA DE SOUZA COSTA

ESTUDO DA VARIABILIDADE DA CHUVA NO NORDESTE DO BRASIL
UTILIZANDO A TRANSFORMADA DE ONDELETAS

TESE APROVADA EM 29/05/2020

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


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. Dra. JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÂNCIO
Centro de Filosofia e Ciências Humanas
Universidade Federal de Pernambuco


Prof. Dr. EDICARLOS PEREIRA DE SOUSA
Instituto de Formação de Educadores
Universidade Federal do Cariri

"Sois o meu Deus, venho agradecer-vos. Venho glorificar-vos, sois o meu Deus."

"Dai graças ao Senhor porque ele é bom, eterna é sua misericórdia."

Salmos, 117.

A Virgem Maria, Nossa Mãe.

Aos meus pais, Marineide Alves de Souza Costa e Assis de Oliveira Costa, a razão da minha existência.

Ao meu esposo, Fábio Avelino da Costa.

E as minhas irmãs, Andréia, Mércia e Michelle.

Ofereço e Dedico

AGRADECIMENTOS

Agradeço a **Deus** pelo bem mais precioso que tenho, a minha vida, por sempre me guiar e me dar forças para vencer mais esta batalha.

Ao meu pai e a minha mãe, **Assis e Marineide**, meus eternos agradecimentos por todo amor e apoio, sem os quais eu não teria conseguido vencer mais essa etapa. Vocês são o meu maior exemplo de vitória e amor. AMO VOCÊS.

Ao meu esposo e companheiro, **Fábio**, que sempre esteve comigo nessa longa caminhada, me dando força, amor e carinho.

Agradeço com muito amor a minhas irmãs, **Andréia, Mércia e Michelle**, que sempre estiveram comigo. O que seria de mim sem vocês? Essa vitória também é de vocês.

Meus amados sobrinhos, **André Luís, Arthur, Débora e Maria Heloísa**, meus avós, tios, primos, cunhados e toda a minha família.

Ao meu amigo **Leonardo Alves de Farias**, um irmão que a vida me deu, por toda força e apoio que sempre me passa. Sei que posso contar sempre com você.

A professora **Célia Campos Braga**, minha orientadora, sem a qual não estaria concluindo este trabalho e por todo apoio durante o curso.

Aos meus amigos **Irene Cristina, Karlla Karen, Valneli Mello, Leonardo Fagner, Danielson Jorge, Gabriella Oliveira e Fernanda Gonçalves**. Vocês sempre serão importantes para mim. E aos demais colegas do mestrado e doutorado, meu muito obrigada.

Em especial a **Wanessa Luana e Nayara dos Santos**, por se fazerem presentes nos momentos de alegria e tristeza, por sempre estarem disponíveis para me ajudar.

Aos professores que participaram desta banca examinadora, e que contribuíram muito para a minha formação.

A todos os professores do departamento, pelos ensinamentos ministrados com zelo e carinho.

A **Arlene e Danilo**, pela ajuda durante o curso, pela competência e profissionalismo.

A Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior - **CAPES**, pela concessão da bolsa de estudos.

A Universidade Federal de Campina Grande - **UFCG**, principalmente a Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade que me foi dada para realizar este curso de doutorado.

RESUMO

A região do Nordeste Brasileiro (NEB) apresenta precipitação pluvial que varia de acordo com os sistemas de tempo atuantes em cada área da Região. Utilizando séries de totais médios mensais de precipitação pluvial para o período de 1985 a 2018 (34 anos de dados) de 244 estações meteorológicas/postos pluviométricos, aplicou-se a análise de agrupamento e identificou-se sete regiões homogêneas (RH) em relação as variabilidades sazonais e interanuais do regime pluviométrico do NEB. Em seguida, aplicou-se a Transformada em Ondeletras (TO) aos totais médios mensais da precipitação, Radiação de Onda Longa (ROL) em cada RH, e a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas áreas dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, para modular a periodicidade das chuvas, e os fenômenos inibidores ou causadores das mesmas. Numa segunda etapa utilizou-se a Transformada em Ondeletra Cruzada (TCO) para encontrar a covariabilidade de fase entre as variáveis. As técnicas utilizadas possibilitaram estabelecer uma relação entre a precipitação, ROL e TSM em cada uma das regiões, assim como diagnosticar a capacidade preditiva do comportamento da precipitação regional. Os espectros da TO e TCO obtidos são bastante similares, visto que houve concordância entre as escalas de atuação, sendo o ciclo anual o mais significativo em termos de energia e amplitude em todas as RH, além da escala anual, observaram-se interações com outras escalas de tempo (intrasazonal, sazonal, bianual e interdecenal). A escala entre 4 a 8 anos também teve destaque nos espectros em algumas RH, modulando principalmente os anos de evento de ENOS. Os efeitos da ROL e TSM sobre as chuvas se dá de forma não linear, pois ocorreram mudanças de fases entre as séries ao longo do tempo.

Palavras-chave: Regiões Homogêneas, Transformada Cruzada em Ondeletra, Periodicidade.

ABSTRACT

The Northeast Brazilian region (NEB) presents precipitation that varies according to the location of each state. In this study, monthly precipitation series for the period from 1985 to 2018 (34 years of data) from 244 weather stations were used. In order to facilitate the analysis and to better study the behavior of precipitation, the Cluster Analysis was used, which divided the NEB into 7 homogeneous regions (RH) of different rainfall patterns. Then the Waveform Transform (TO) was applied to the average monthly totals of precipitation, Long Wave Radiation (ROL) in each RH, and the Sea Surface Temperature (TSM) in the areas of the Equatorial Pacific and Tropical Atlantic, to verify the periodicity of the rains and the phenomena that inhibit or cause them. The Cross Waveform Transform (TCO) was also used to find the phase relationship between the variables. The techniques used made it possible to establish a relationship between precipitation, ROL and SST in each region, as well as to diagnose the predictive capacity of the local precipitation behavior. The TO and TCO spectra are quite similar, since there was agreement between the scales of operation, with the annual cycle being the most significant in terms of energy and amplitude in all HR, in addition to the annual scale, interactions with scales of time (intraseasonal, seasonal, biannual and interdecadal). The scale between 4 and 8 years was also highlighted in the spectra in some HR, mainly modulating the years of the ENOS event. The effects of ROL and TSM on rainfall occur in a non-linear manner, as phase changes occur between series over time.

Keywords: Rain, Crossed Wave Transform, Periodicity.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	4
1.1. JUSTIFICATIVA.....	7
1.2. OBJETIVOS.....	8
1.2.1. Objetivo Geral.....	8
1.2.2. Objetivos Específicos.....	8
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	9
2.1. Aspectos climatológicos da Região Nordeste.....	9
2.2. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes no NEB.....	10
2.3. Anomalias de TSM e a chuva no NEB.....	12
2.4. Radiação de Onda Longa.....	14
2.5. Oscilação Decadal do Pacífico.....	16
2.6. Oscilação Multidecadal do Atlântico.....	18
2.7. Análise de Agrupamentos de variáveis meteorológicas.....	19
2.8. Análise de Ondeletas.....	20
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	23
3.1. Descrição da área de estudo.....	23
3.2. Dados.....	25
3.3. Metodologia.....	28
3.3.1. Análise de Agrupamentos.....	28
3.3.2. Análise de Ondeletas.....	28
3.3.3. Transformada em Ondeletas (TO).....	31
3.3.4. Transformada Cruzada em Ondeletas (TCO).....	33
3.3.5. O Ângulo de Fase da TCO.....	33
3.3.6. A Interpretação dos Vetores de Fase.....	34
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	37
4.1. Espacialização da Precipitação pluvial.....	37
4.2. Regiões Homogêneas de Precipitação.....	38
4.3. Aplicação da TO para precipitação mensal.....	43
4.4. Aplicação da TO para ROL.....	50
4.5. Aplicação da TO para TSM.....	57
4.5.1. Pacífico Equatorial.....	56
4.5.2. Atlântico Tropical.....	59

5.6. TCO entre Precipitação e ROL.....	62
5.7. TCO entre Precipitação e TSM.....	69
5.7.1. TCO entre Precipitação e TSM do Pacífico.....	70
5.7.2. TCO entre Precipitação e TSM do Atlântico.....	74
6. CONCLUSÃO.....	84
7. REFERÊNCIAS.....	86
ANEXO.....	93

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Padrão das fases da Oscilação Decadal do Pacífico (a) fase quente e (b) fase fria.....	16
Figura 2. a) Localização e b) Topografia da Região do NEB.....	24
Figura 3. Espacialização das estações/postos pluviométricos no NEB.....	25
Figura 4. Oceano Pacífico Equatorial, localização dos Niños 1+2, 3, 3.4 e 4; Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul.....	27
Figura 5. Distribuição espacial dos pontos médios de ROL em destaque (bola preta).....	27
Figura 6. Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais.....	34
Figura 7. Distribuição espacial dos totais médios anuais de chuva (mm/ano) no período de 1985-2018.....	36
Figura 8. Regiões homogêneas da precipitação no NEB obtidas a partir de 244 postos/estação.....	39
Figura 9. Variabilidade dos totais médios mensais da precipitação das RH.....	41
Figura 10. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH1.....	41
Figura 11. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH2.....	42
Figura 12. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH3.....	43
Figura 13. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH4.....	44
Figura 14. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH5.....	45
Figura 15. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH6.....	46

Figura 16. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para a RH7.....	47
Figura 17. a) Série temporal de ROL para a RH1, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	48
Figura 18. a) Série temporal de ROL para a RH2, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	49
Figura 19. a) Série temporal de ROL para a RH3, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	50
Figura 20. a) Série temporal de ROL para a RH4, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	51
Figura 21. a) Série temporal de ROL para a RH5, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	52
Figura 22. a) Série temporal de ROL para a RH6, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	53
Figura 23. a) Série temporal de ROL para a RH7, b) Espectro de energia, c) Espectro global.....	54
Figura 24. Variabilidade mensal da TSM nas regiões do Niño1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 no período de 1985 a 2018.....	55
Figura 25. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 1+2.....	56
Figura 26. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 3.....	56
Figura 27. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 3.4.....	57

Figura 28. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 4.....	58
Figura 29. Variabilidade mensal da TSM nas regiões do TNA e TSA no período de 1985 a 2018.....	59
Figura 30. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o ATN.....	60
Figura 31. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o ATS.....	61
Figura 32. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH1.....	62
Figura 33. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH2.....	63
Figura 34. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH3.....	64
Figura 35. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH4.....	65
Figura 36. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH5.....	66
Figura 37. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH6.....	67
Figura 38. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH7.....	68
Figura 39. ECO entre a RH3 e Niño 1+2.....	70
Figura 40. ECO entre a RH4 e Niño 1+2.....	71
Figura 41. ECO entre a RH5 e Niño 1+2.....	72
Figura 42. ECO entre a RH6 e Niño 1+2.....	73
Figura 43. ECO entre a RH3 e ATN.....	75
Figura 44. ECO entre a RH4 e ATN.....	76

Figura 45. ECO entre a RH5 e ATN.....	77
Figura 46. ECO entre a RH6 e ATN.....	78
Figura 47. ECO entre a RH3 e ATS.....	79
Figura 48. ECO entre a RH4 e ATS.....	80
Figura 49. ECO entre a RH5 e ATS.....	81
Figura 50. ECO entre a RH6 e ATS.....	82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Escalas de tempo usadas nos espectros de ondeletas.....	43
Tabela 2. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação e a TSM.....	66
Tabela 3. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1985 a 2018.....	82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AA	Análise de Agrupamento
ACP	Análise de Componentes Principais
AMO	Oscilação Multidecenal do Atlântico
ANA	Agência Nacional de Águas
AO	Análise de Ondeletas
APAC	Agência Pernambucana de Águas e Clima
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CPC	Climate Prediction Center
CGA	Circulação Geral da Atmosfera
EMPARN	Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte
ENOS	El Niño/Oscilação Sul
HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
NCAR	The National Center for Atmospheric Research
NEB	Nordeste do Brasil
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
RH	Região Homogênea
ROL	Radiação de Onda Longa
SF	Sistemas Frontais
SPI	Índice Padronizado de Precipitação
ST	Série Temporal
TF	Transformada de Fourier
TO	Transformada em Ondelela
TCO	Transformada Cruzada em Ondelela
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
W.m⁻²	Watts por metro quadrado

1. INTRODUÇÃO

O clima de qualquer região é determinado em grande parte pela Circulação Geral da Atmosfera (CGA), combinados com outros efeitos, tais como albedo e características topográficas (NOBRE *et al.*, 1986; MOLION e BERNARDO, 2002). Esta resulta em última instância, do aquecimento diferencial do globo pela radiação solar, da distribuição assimétrica de oceanos e continentes e também das características topográficas sobre os continentes. Ainda, segundo os autores, na região tropical a variação tempo-espaço das variáveis meteorológicas, em especial da precipitação pluvial, está relacionada à atuação de fenômenos meteorológicos de diferentes escalas de tempo que, modulados por mecanismos oceano-atmosfera de escalas interanual, sazonal e intrasazonal, determinam a quantidade de chuva de uma região.

O Nordeste do Brasil (NEB) em comparação com o país como todo é a região mais vulnerável aos efeitos da variação da precipitação, por esta razão torna-se importante a caracterização e estudos de recorrência dos eventos de secas e inundações. Dentre as variáveis meteorológicas, a precipitação é a que melhor caracteriza a variabilidade climática sobre o NEB e, provavelmente, a que mais impacta direta e significativamente a população, pois sua variação e mudanças frequentes resultam em repercussões econômicas, ambientais, sociais e políticas (MOLION e BERNARDO, 2002).

A precipitação é uma variável meteorológica determinante na definição das condições hídricas de uma região. Mudanças e variabilidade espaço-temporal dos totais anuais de chuva acarretam grandes danos à sociedade. Essa alta variabilidade da precipitação é uma das características marcantes do clima da Região Semiárida do Brasil, que tem motivado pesquisadores a se dedicarem a estudos relacionados aos mecanismos meteorológicos que atuam nessa região.

Os regimes pluviométricos do NEB são fortemente influenciados por fenômenos de escalas global e sinótica, tais como, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Ondas de Leste, Frentes Frias (FF) e Vórtices Ciclônicos de

Altos Níveis (VCAN). A região representa o ponto final de vários desses sistemas de circulação atmosférica, cuja influência ou passagem é acompanhada de instabilidade e precipitação (NIMER, 1972; HASTENRATH e GREISHAR, 1993; BRAGA *et al.*, 2014).

Embora a climatologia do NEB no geral, seja bastante conhecida e estudada por inúmeros pesquisadores, tais como, Rao *et al.*, (1993); Nobre e Melo (2001); Brito *et al.*, (2004); Brito e Braga (2004); Sousa e Ambrizzi (2006); Cerqueira (2010); Braga *et al.*, (2014) e Da Silva (2017), do ponto de vista estatístico e matemático ainda há a necessidade de se investigar melhor que tipo de relação existe entre as alterações na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical e a precipitação regional.

Outro parâmetro importante na climatologia da região é a Radiação de Onda Longa (ROL), já que para a região tropical, onde as TSM pouco variam ao longo do ciclo anual, as maiores variações de ROL resultam de mudanças na quantidade e na altura das nuvens. Essa ligação direta com a nebulosidade fez com que a ROL passasse a ser utilizada para estimar a precipitação na região tropical, que em sua maior parte está associada à convecção profunda. Este processo está associado à TSM que é um importante mecanismo de controle térmico, redistribuindo a energia da superfície do mar para outros níveis da atmosfera (XIE e ARKIN, 1998).

A Transformada de Ondeleta (TO), por sua vez, atua na distribuição em escalas de tempo-frequência de oscilações de fenômenos físicos periódicos e não periódicos. Ela possui propriedades matemáticas capazes de fornecer informação de tempo e de frequência simultaneamente, ou seja, possibilita representar a frequência-tempo da série. A TO se revela como uma técnica importante na análise de séries temporais, para criação de estruturas úteis que permitem representar o passado e inferir no comportamento futuro (ARAÚJO, 2013). Já a Transformada Cruzada em Ondeletas mostra a covariabilidade de energia entre duas séries temporais (ST) revelando informações sobre a fase das mesmas (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

Isso justifica a utilização dessas técnicas neste estudo, pois buscou-se aplicar uma ferramenta que fosse capaz de analisar variações locais de energia de uma ST

decompondo os modos dominantes de variabilidade da série e como esses modos variam no decorrer do tempo.

Assim, levando em considerações o exposto acima, bem com as potencialidades das técnicas matemáticas e estatísticas apresentadas, este estudo teve como objetivo: a) determinar as regiões homogêneas da precipitação pluvial do NEB usando a análise de agrupamento; b) analisar a variabilidade das chuvas no NEB, nas escalas de tempo e frequência usando a TO; c) determinar a covariabilidade entre as séries temporais da precipitação, TSM e ROL, usando a TO cruzada; d) Finalmente, estudar as variações ocorridas nas TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico tropical, e seus possíveis efeitos sobre a variabilidade da ROL e mudanças no regime de chuvas nas RH do NEB.

1.1. JUSTIFICATIVA

Devido a irregularidade da chuva na região Nordeste, percebe-se a importância de se estudar e monitorar os mecanismos atmosféricos responsáveis pela geração de chuvas na região, pois mudanças nos seus totais médios acarretam grandes danos à sociedade.

Ao decorrer do tempo tem-se destacado a identificação de fenômenos associados aos ciclos da variabilidade natural para descreverem a distribuição espacial de regiões climaticamente homogêneas, especialmente de precipitação cuja influência atinge diretamente a vida no Nordeste, perante possíveis alterações climáticas regionais (ARAÚJO, 2012).

O foco deste estudo é aprimorar trabalhos já realizados na região, usando técnicas robustas tais como, a Análise de Ondeletas que é capaz de mostrar em diferentes escalas de tempo/frequência a variabilidade espacial e temporal da chuva, possibilitando assim, associá-la a alguns mecanismos que atuam na região, tais como, ROL e TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, sistemas frontais, VCAN, ZCIT. Este estudo é inovador no sentido de avaliar o comportamento da climatologia da precipitação com uma série de dados atuais que compreende todos os estados que compõem a região Nordeste, assim podendo ser avaliadas as mudanças e variabilidades nas diferentes escalas espaciais e temporais da precipitação ao longo do tempo.

A hipótese central deste trabalho foi verificar se a precipitação pluvial do NEB é ou não influenciada pelas ROL e pelas TSMs do Pacífico e Atlântico Tropical.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo Geral

Analisar a variabilidade mensal da Precipitação pluvial, TSM e da ROL em diferentes escalas de tempo/frequência no NEB.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Determinar regiões homogêneas de precipitação no NEB a partir da análise de Agrupamento;
- Aplicar a TO para determinar os modos dominantes de variabilidades da precipitação mensal e como eles variam nas escalas de tempo e frequência;
- Empregar a TO às séries temporais de médias mensais de ROL, assim como, as séries mensais de TSM para as áreas de monitoramento do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical;
- Determinar a relação entre precipitação, ROL e TSM em cada região homogênea utilizando a TCO de Morlet;
- Caracterizar oscilações no sinal das variáveis e relacioná-las com mecanismos atmosféricos responsáveis pela precipitação no NEB.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Aspectos climatológicos da Região Nordeste do Brasil

A região NEB se encontra numa área que apresenta grande variabilidade climática, devido a sua posição geográfica (região tropical), que é influenciada por diferentes mecanismos atmosféricos que muitas vezes produzem secas e chuvas extremas, influenciando essencialmente o desenvolvimento socioeconômico e ambiental como um todo.

A caracterização climática da região Nordeste é um pouco complexa, constitui domínio dos climas quentes de baixas latitudes, apresentando temperaturas médias anuais sempre superiores a 18°C, verificando-se desde territórios mais secos no interior até mais úmidos na costa leste e oeste da região (SILVA *et al.*, 2008).

As principais diferenças desses tipos de climas nordestinos resultam, em parte, dos totais anuais precipitados, de suas distribuições sazonais e da topografia. Os totais precipitados, em geral, diminuem do litoral leste para o interior, desde os máximos superiores a 1900 mm/ano até mínimos inferiores a 500 mm/ano, na parte central da região e a partir desta área central aumenta em direção ao oeste da região (KOUSKY e CHU, 1978; INMET,1990; SILVA *et al.*, 2008).

A cobertura vegetal da região é composta por diversos padrões morfológicos que dependem da fisiografia e das condições climáticas. A porção semiárida se destaca pela presença de caatinga arbustiva, densa ou aberta, que perde a folhagem no período de estiagem, tornando a florescer no período chuvoso. Além dessa vegetação, destacam-se ainda a Mata Atlântica, cerrados e Mata dos Cocais, a vegetação de praias, dunas e restingas, as matas ribeirinhas, vegetação de mangues, vegetação rupestre, entre outras (IBGE, 2015).

Conforme Nobre *et al.*, (1986) a ocorrência de fenômenos extremos nos oceanos e as interações desses com a atmosfera provocam modificações na CGA. Essas modificações desencadeiam mudanças e variabilidades climáticas, tais como

secas, enchentes, aumento da temperatura do ar, dentre outras em várias regiões do mundo.

No NEB as variações interanuais e anuais da precipitação são notáveis e o clima semiárido é decorrente da atuação de mecanismos da CGA associados a outros efeitos como o albedo e as características topográficas (NOBRE *et al.*, 1986).

Todos os sistemas inibidores e produtores de chuva sobre a região são importantes e agem diferentemente em anos de episódio extremos de precipitação com mudanças na duração, estrutura e intensidade, atuando em sub-regiões distintas nas mesmas épocas ou em épocas diferentes do ano.

2.2. Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes no NEB

Em geral, alguns mecanismos governam o regime de chuva da região: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o oceano Atlântico, Frentes Frias, VCANs, as Ondas de Leste, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e ainda a atuação das linhas de Instabilidade, dos Complexos Convectivos de Mesoescala e do efeito das Brisas Marítima e Terrestre na precipitação (FERREIRA e MELLO, 2005).

A ZCIT é o fator mais importante na determinação de quão abundante ou deficiente são as chuvas no setor norte do NEB. Em sua marcha anual, alcança sua posição mais ao norte, aproximadamente 15°N, durante o outono, e a sua posição mais ao sul, aproximadamente 5°S, durante o mês de abril (UVO, 1989; HASTENRATH, 1990).

As Frentes Frias são bandas de nuvens organizadas que se formam na região de confluência entre uma massa de ar frio (mais densa) com uma massa de ar quente (menos densa), a penetração de FF no NEB se dá no sul da Bahia (KOUSKY, 1979).

De acordo com Varejão-Silva (2001) os VCAN são sistemas caracterizados por uma baixa pressão originada na alta troposfera. Possuem uma circulação ciclônica fechada com centro mais frio que a sua periferia. Os VCANs atuam sobre quase todo Nordeste, principalmente durante o verão do Hemisfério Sul (HS) e formam-se

anualmente. Podem ter um tempo de atividade curto ou persistirem por vários dias consecutivos, ou mesmo semanas, mantendo-se quase estacionários ou movendo-se rápido e irregularmente, e ao mesmo tempo produz precipitação em uma determinada área e seca em outra.

As Ondas de Leste são sistemas que atuam desde o norte do Rio Grande do Norte até a Bahia, mas quando as condições oceânicas e atmosféricas estão favoráveis também provocam chuvas no estado do Ceará, no período de maio a agosto. Deslocam-se de leste para oeste, ou seja, desde a costa da África até o litoral leste do Brasil (FERREIRA e MELLO, 2005).

A ZCAS é caracterizada como uma banda de nebulosidade que se estende do Noroeste da Amazônia até o Atlântico Sul Central, no sentido noroeste-sudeste. A melhor forma de identificá-la é através de imagens de satélites ou em padrões de distribuição de ROL (CARVALHO *et al.*, 2004).

As Linhas de Instabilidade são bandas de nuvens causadoras de chuva, normalmente do tipo cumulus, organizadas em forma de linha, daí o seu nome, e se formam principalmente nos meses de verão no HS, encontram-se ao sul da Linha do Equador influenciando as chuvas no litoral norte do Nordeste e regiões adjacentes (CAVALCANTI, 1982).

Os Complexos Convectivos de Mesoescala caracterizam-se como uma junção de células convectivas individuais, com formato quase circular e um rápido crescimento, com um ciclo de vida entre 10 e 20 horas. Sua formação se dá pelas condições locais favoráveis como temperatura, relevo, pressão, etc., e provocam chuvas fortes e de curta duração, normalmente acompanhadas de fortes rajadas de vento. Os CCMs na região subtropical ocorrem preferencialmente durante os meses de primavera e de verão no HS, formando-se no período noturno (MADDOX, 1980).

As Brisas Marítimas e Terrestres resultam do aquecimento e resfriamento diferenciais que se estabelecem entre a terra e a água (FEDOROVA, 2001). As brisas assumem um papel de destaque, em termos de regularidade e intensidade de

ocorrência, em determinadas áreas tropicais, tais como em grande parte do litoral do NEB.

2.3. Anomalias de TSM e a chuva no NEB

Gonzalez *et al.* (2013) explicam que a TSM possui uma grande importância nos estudos dos fenômenos de interação oceano-atmosfera e na determinação e variabilidade das condições climáticas regionais e globais.

A TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais é a principal variável física que influencia as condições da variabilidade climática no NEB (MENEZES *et al.*, 2008).

Os padrões de TSM no Atlântico são determinados em escala interanual pelo padrão de Dipolo e em escala interdecenal pela Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA), que são extremamente relevantes para a análise do clima no Brasil (GONZALEZ *et al.* 2013). No Oceano Pacífico em escala interanual pelo El Niño Oscilação Sul (ENOS) e em escala interdecenal pela Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).

O modo de variabilidade oceano-atmosfera de grande escala sobre o Atlântico Tropical, que influencia durante o período chuvoso do semiárido nordestino é o Dipolo do Atlântico que se caracteriza pela atuação simultânea de anomalias negativas e positivas de TSM sobre as bacias norte e sul do Atlântico Tropical.

Em fase positiva, se observam anomalias positivas de TSM na bacia norte e negativa na bacia sul do Atlântico e na fase negativa se observa o oposto. Esse padrão de dipolo gera um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico sobre o Atlântico Tropical pelo qual exerce influência no deslocamento zonal da ZCIT (HASTENRATH e GREICHSCAR, 1993; NOBRE e SHUKLA, 1996). Nos períodos que são observados gradientes positivos, em geral, a ZCIT se posiciona ao norte de sua posição média climatológica, caso isto ocorra no período de março a maio observa-se seca no NEB. Quando ocorrem gradientes negativos observa-se o oposto (HASTENRATH, 1990).

O ENOS representa um fenômeno de interação atmosfera-oceano associado a alterações dos padrões normais da TSM e dos Ventos Alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa Peruana e o Pacífico oeste, próximo à Austrália (SANTOS, 2016) possui três fases, fria, quente e neutra. Nas condições de El Niño, observam-se o aquecimento anômalo em grande escala nas águas oceânicas do Pacífico Equatorial centro-leste, perdurando por pelo menos cinco meses, principalmente entre o verão e outono.

Inversamente, nas condições de La Niña verifica-se o resfriamento anormal das águas oceânicas equatoriais sobre a bacia centro-leste do Oceano Pacífico equatorial (TRENBERTH, 1997). O ENOS é uma atividade quase periódica que provoca um aquecimento em grande escala do Oceano Pacífico a cada 4-7 anos, aproximadamente (ENFIELD, 1989; NEELIN e LATIF, 1998).

Segundo Kousky *et al.*, (1984) existe uma relação direta entre as anomalias de TSM no Pacífico leste e o déficit de precipitação no NEB e leste da Amazônia durante os eventos de El Niño, devido a um movimento de descida da circulação de Walker sobre a região inibindo os sistemas atmosféricos causadores de precipitação sobre a região, principalmente dos movimentos convectivos locais.

Segundo Molion e Bernardo (2002) a variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o NEB, tanto nas escalas espacial quanto temporal, está intimamente relacionada com as mudanças nas configurações da circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosfera no Pacífico e no Atlântico. O impacto causado pelo ENOS, um exemplo de perturbação climática de escala global, pode ser sentido principalmente pela modificação no regime e no total de precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em secas severas, interferindo de forma expressiva nas atividades humanas.

Souza *et al.*, (2004) investigaram a variabilidade da precipitação regional sobre leste da Amazônia e Nordeste do Brasil em uma escala de tempo semanal. Para isso examinaram a estação chuvosa sob o contexto do efeito combinado do ENOS no Pacífico e do gradiente de TSM inter-hemisférico no Atlântico. Assim, dois cenários climáticos anômalos contrastantes foram considerados: desfavorável com

manifestações simultâneas de El Niño no Pacífico e do gradiente positivo de TSM no Atlântico intertropical e favorável com ocorrências concomitantes de La Niña e gradiente negativo de TSM no Atlântico.

2.4. Radiação de Onda Longa

A radiação solar (radiação de onda curta) é o principal meio de propagação de energia e permite que o balanço de radiação terrestre se mantenha. A radiação solar recebida é distribuída pela superfície, transformada em calores latente e sensível e também devolvida ao espaço em forma de ROL. O calor latente está associado a evaporação da superfície e evapotranspiração das plantas e o calor sensível é responsável pela condução de calor superfície-atmosfera que em geral eleva a temperatura.

A ROL segundo Liebmann e Smith (1996), representa a estimativa de atividade convectiva, sendo utilizada neste estudo para contribuir no entendimento das múltiplas escalas associadas à precipitação observada. É uma medida da quantidade de energia emitida para o espaço pela superfície terrestre, oceanos e atmosfera. Como tal é um componente crítico do balanço de radiação da Terra.

A atmosfera se aquece de baixo para cima, portanto a ROL pode ser considerada precursora da precipitação, devido ao consumo de energia no processo de calor latente que gera atividade convectiva (BOMVENTI, 2007).

Os valores de ROL são usados frequentemente para representar a atividade convectiva em regiões tropicais e subtropicais, as observações de ROL são feitas através do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo de satélite de órbita polar da *National Oceanic and Atmospheric Administration* – NOAA (LIEBMANN e SMITH, 1996).

Para as regiões tropicais, baixos valores de ROL são utilizados para caracterizar regiões de convecção profunda, enquanto que em latitudes médias, valores similares de ROL podem representar nuvens do tipo Stratus. A convecção

tropical geralmente corresponde a regiões de ROL abaixo de 240 W.m^{-2} (LAU *et al.*, 1997).

A ROL apresenta variação temporal adequada para a análise de múltiplas escalas devido à sua estrutura temporal apresentar simetria e assimetria dos valores diferentes de zero, isto se assemelha ao comportamento da ondeleta base de Morlet que faz a decomposição por escala do sinal estudado (MOURA e VITORINO, 2012).

O estudo da relação ROL/TSM e precipitação já foi assunto para muitas pesquisas no Oceano Pacífico, devido à presença da piscina de água quente no Pacífico Oeste e sua influência em processos climáticos como o El Niño (TOMZCAK e GODFREY, 2003).

Nogués-Paegle *et al.* (2000) analisaram as características intrasazonais da convecção sobre a América do Sul utilizando dados de ROL e observaram dois modos de oscilação intrasazonal. Um com período de 30 a 60 dias, relacionado com a Oscilação de Madden Julian (OMJ) que se propaga para leste, como uma onda de número 1 que associa a convecção na América do Sul com a Zona de Convergência do Pacífico Sul, pois quando a convecção da oscilação de 30 a 60 dias alcança o leste da linha de data (180°), aparece a convecção associado a ZCAS, e o outro que foi observado com período de 22 a 28 dias que atua mais intensamente sobre as planícies subtropicais da América do Sul.

Bomventi *et al.*, (2006) examinaram o grau de correlação espacial e temporal existente entre a ROL emitida, a precipitação e a TSM no Oceano Atlântico Tropical (20°S - 20°N). Os autores verificaram que a área de maior correlação espacial entre a Precipitação, ROL e TSM se situa ao norte do Equador, acompanhando o deslocamento da ZCIT. Também observaram que, na região tropical, existem locais onde a correlação entre a TSM e ROL apresenta valores diferentes, uma possível explicação seria a ação de processos remotos afetando de maneira diferente essas variáveis. Os diagramas de dispersão ROL x TSM para valores significativos de correlação apresentam uma quebra de tendência nos pontos quando a TSM atinge a faixa de 27° a 28° C , indicando uma transição do estado em que se inicia a convecção profunda.

Moura *et al.*, (2012) investigaram e analisaram a variabilidade tempo-espço da precipitação e de ROL relacionadas com a atuação da ZCIT em Belém, Nairóbi e Jakarta e seus processos convectivos de múltiplas escalas de tempo. Para isso, foram utilizados dados observacionais de precipitação e de ROL para o período de 1999 a 2008. Os autores observaram que a ZCIT não atua da mesma forma nas três cidades estudadas, apesar destas estarem localizadas em latitudes semelhantes e sob a atuação do mesmo sistema precipitante de grande escala.

2.5. Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)

A compreensão da variabilidade de baixa frequência ganha uma elevada importância em regiões onde eventos de seca são frequentes por estarem associadas a longos períodos de secas consecutivas (SILVEIRA *et al.*, 2015).

A ODP é uma flutuação da TSM do Oceano Pacífico, semelhante ao fenômeno ENOS, porém com um padrão de baixa frequência, variando em uma escala de tempo interdecenal, onde as anomalias de TSM apresentam oscilações mais quentes a cada 20 a 30 anos, com uma fase fria, ou negativa entre 1947 e 1976 e uma fase quente, ou positiva entre 1976 e 1998 (MANTUA *et al.*, 1997).

Siqueira *et al.*, (2006) estudaram a relação entre a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e os impactos causados no Norte e Nordeste Brasileiro e mostraram que, dependendo da fase da ODP, os ENOS causam impactos diferentes.

Nota-se que a ODP se comporta como uma “gangorra” entre as anomalias de TSM ao longo da costa oeste da América do Norte em relação ao restante da bacia do Pacífico Norte como mostrado na Figura 1.

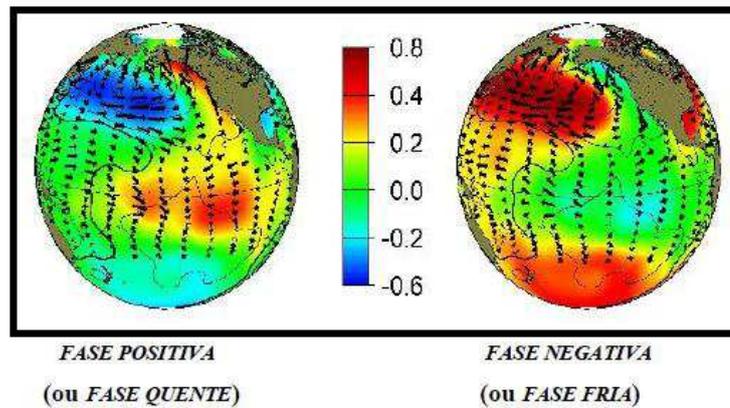


Figura 1. Padrão das fases da Oscilação Decenal do Pacífico (a) fase quente e (b) fase fria. Fonte: JISAO, 2007.

Durante a ocorrência da fase positiva da ODP há a tendência de maior número de episódios de El Niño e mais intensos, menor número de La Niña e menos intensos. Já durante a fase negativa da ODP há maior ocorrência de episódios de La Niña e tendem a ser mais intensas e menor frequência de El Niño, os quais tendem a ser curtos e rápidos (ANDREOLI e KAYANO, 2005). Assim, a fase negativa da ODP tende a ser favorável a períodos de menos secas no NEB.

Zhang *et al.*, (1997) separaram a variabilidade temporal do Oceano Pacífico em duas componentes: uma relacionada à escala de variabilidade interanual do ciclo ENOS e a outra linearmente independente incluindo toda a variabilidade interdecenal na qual destaca-se a ODP.

Wang e Picaut (2004) mostraram, através de composições calculadas pela média de anomalias de TSM durante o período março a maio do ano de El Niño que há um comportamento distinto entre os El Niño durante as fases positivas e negativas da ODP. Foi observado que os El Niños que ocorreram na fase negativa foram iniciados com o aquecimento próximo às costas do Peru e Equador e essa área aquecida se expandiu para oeste, enquanto que os El Niño que ocorreram na fase positiva se iniciaram predominantemente com o aquecimento no lado oeste do Pacífico Tropical e a área aquecida se expandiu para leste.

Enquanto que Salvador (2006) relacionou a ODP com a precipitação na Costa Leste do NEB. Os resultados indicaram um aumento nos totais médios anuais de precipitação na fase quente da ODP (1977-1998) com relação à fase fria (1947-1976).

2.6. Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA)

A OMA é um fenômeno de variabilidade natural que ocorre no Oceano Atlântico Norte que é caracterizada pela alteração, em um período longo de tempo das anomalias de TSM, com ciclos que duram, em média, 60 anos, sendo uma fase positiva, com o Atlântico Norte mais aquecido, e outra negativa, com o Atlântico Norte mais frio (ENFIELD e MESTAS-NUNEZ; TRIMBLE, 2001). Essa Oscilação em frequência é parecida com a ODP, pois também é considerada de baixa frequência, possuindo duas fases distintas, uma fria e outra quente. Seu tempo de duração é muito longo se comparada, por exemplo, com os fenômenos El Niño e La Niña.

Dantas *et al.* (2012) observaram que os índices de extremos climáticos, como amplitude térmica (temperaturas máxima e mínima) e total anual de precipitação na Amazônia Ocidental, estão estatisticamente correlacionados com os índices de teleconexões, como ODP e OMA.

Kayano e Capistrano (2014) demonstraram que os eventos de El Niño durante a fase quente da OMA apresentam correlação negativa significativa com as anomalias de precipitação em áreas das regiões Norte e Nordeste durante o trimestre outubro-novembro-dezembro.

Santos *et al.*, (2016) analisaram a influência da OMA e da Oscilação do Atlântico Norte (OAN) no clima da América do Sul, focando no NEB. Estudaram a interação entre a parte norte do oceano Atlântico e sua influência na célula de Hadley e o regime de precipitação, através da análise dos coeficientes de correlação entre os índices da OMA e da OAN e a precipitação.

2.7. Análise de Agrupamentos aplicada a variáveis meteorológicas

A Análise de Agrupamentos (AA) é uma técnica estatística, conhecida como técnica de classificação, usada para gerar uma estrutura de categoria que ajusta um conjunto de observações realizadas sobre diferentes indivíduos. Consiste em dividir um sistema multidimensional em grupos, onde se reúnem os indivíduos que apresentam maior similaridade entre si e dissimilaridade entre grupos.

Visando delimitar Regiões Homogêneas (RH) quanto a uma determinada variável, esta técnica tem se consolidado como uma das maneiras mais úteis no processo de manipulação de dados para descobrir grupos homogêneos e identificar padrões que estejam ocultos nos dados (HALKIDI *et al.*, 2001).

Gong e Richman (1995) aplicaram diversos métodos da AA aos dados de precipitação pluvial na região central e leste da América do Norte com o objetivo de fazer uma comparação entre esses métodos. De acordo com os autores, dos métodos hierárquicos e não hierárquicos utilizados, os de Ward e K-means alcançaram melhores e bons níveis de precisão.

Neste contexto, Braga *et al.* (1998) utilizaram a AA proposta por Ward (1963) e identificaram nove RH usando dados de precipitação média anual, do estado da Bahia, no NEB.

Santos *et al.* (2012) com o objetivo de determinar RH de precipitação para o Pará, utilizaram séries mensais de precipitação de 72 estações meteorológicas distribuídas em todo Estado para o período de 32 anos. Empregaram o método de agrupamento de Ward aos três primeiros fatores comuns espaciais da precipitação que explicaram 74,4% da variância total dos dados mensais de chuva. Os resultados identificaram existência de três RH no estado do Pará.

Nascimento (2014) aplicou a Análise em Componentes Principais (ACP) e AA aos dados do índice de precipitação normalizada (IPN) para identificar regiões de eventos máximos e mínimos de precipitação no estado do Maranhão. Os resultados mostraram que a maior incidência de secas ocorreu no sul e as maiores precipitações foram registradas no norte do estado. O autor concluiu que, na região norte, o

principal indutor de chuvas é a ZCIT, juntamente com as Linhas de Instabilidade, VCAN e Distúrbios Ondulatórios de Leste e no sul a influência da ZCAS e dos Sistemas Frontais são evidentes.

Nascimento *et al.* (2017) utilizaram as técnicas ACP e AA para encontrar padrões espaciais e temporais do Índice de Precipitação Normalizada na escala de seis meses (SPI-6) e quantificar os eventos extremos secos e chuvosos, de acordo com sua frequência e período para os anos de 1987 a 2015. Os resultados mostraram que pela escala semestral do SPI, o Maranhão encontra-se dividido em cinco RH, e que o seu modo de variabilidade explica bem o regime pluviométrico, enfatizando, portanto, que o estado tem duas estações bem definidas quanto ao regime de chuvas. Os resultados mostraram ainda que as maiores incidências de eventos de secas ocorreram no sul e as maiores de chuvas foram registradas no norte do estado do Maranhão.

2.8. Análise de Ondeletas

Diversas técnicas são usadas no processamento de sinais de séries temporais. No domínio da frequência a ferramenta matemática mais difundida para processamento de sinais é a Transformada de Fourier que faz uso de funções harmônicas como funções de base. Vale ressaltar que este tipo de abordagem constitui um método não paramétrico, cuja descrição obtida para o sinal se dá pela caracterização do seu conteúdo na frequência e nenhuma informação temporal (GURGEL, 2013).

A vantagem das ondeletas em relação à análise espectral clássica é que permitem analisar escalas de diferentes variabilidades temporais e não exige que a série seja estacionária. As classes de sinais não estacionários trazem variações substanciais e significativas de padrão e comportamento, dependendo do instante de tempo considerado, ou seja, são séries temporais cujos momentos estatísticos variam em qualquer segmento tomado desta série. Assim, elas são apropriadas para analisar

eventos irregularmente distribuídos e séries temporais que contêm potência não estacionária com frequências diferentes (TORRENCE e COMPO, 1998).

Weng e Lau (1994) foram um dos pioneiros na aplicação da Transformada de Ondeletas (TO) em meteorologia, fazendo um estudo na parte oeste do Pacífico durante os anos de 1987 a 1988 para identificar padrões de tempo e frequência em dados sintéticos e em dados reais. Analisaram o sinal de índices convectivos através dos escalogramas de energia e fase para descobrir a interação de múltiplas escalas de tempo na convecção daquela região. Primeiramente, utilizaram a TO de Haar aplicada a séries temporais sintéticas derivadas de sistemas dinâmicos simples não lineares e, em seguida, usaram a TO complexa de Morlet para estudar a localização tempo e frequência da convecção tropical baseado nos dados de alta frequência no canal infravermelho de um satélite geoestacionário meteorológico japonês.

Vitorino (2003), em estudo da variabilidade intrasazonal na América do Sul e oceanos adjacentes, aplicou a análise de ondeletas às séries temporais de reanálises de ROL e PNM (Pressão ao Nível do Mar), no período de 1979 a 1996. A autora detectou que a banda de alta frequência de 2 a 10 dias é dominante na região em praticamente todo o ano. Além disso, observou ainda que na banda intrasazonal de 30 a 90 dias, o sinal de ROL aparece no verão, mas com pouca intensidade, enquanto, que a PNM revelou maior intensidade da faixa sazonal durante o inverno do Hemisfério Sul.

Andreoli e Kayano (2004) estudaram a variabilidade da TSM no Atlântico Tropical no período de 1856 a 1991, usando a TO e encontraram escalas dominantes de 9,8 anos e 12,7 anos para os índices do Atlântico Tropical Norte e Sul, respectivamente, e uma escala não significativa de 12,7 anos para o Atlântico Tropical.

Araújo (2013) realizou análises e observações através da aplicação da TO na dinâmica da variabilidade climática da precipitação e da vazão sobre o NEB. O autor concluiu que as ferramentas estatísticas foram de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia do NEB e mostraram quais possíveis eventos da

variabilidade climática exercem maior influência sobre a pluviometria e fluviometria regional e local.

Braga *et al.*, (2014) utilizaram a TO para analisar series mensal da precipitação no estado Paraíba, relacionando-a com a TSM nas regiões do Pacífico equatorial e Atlântico tropical para os anos 1962-2007. A aplicação da TO na precipitação mostrou a predominância do ciclo anual nas localidades estudadas e nas regiões oceânicas equatoriais. A análise da TSM do Pacífico apresentou escala anual mais intensa na parte leste do oceano, decrescendo no sentido Leste-Oeste, para o Atlântico verificou-se basicamente duas oscilações: uma na escala anual e outra na escala decenal.

Oliveira *et al.*, (2015) utilizaram o teste T de Student para provar estatisticamente a existência de uma diferença significativa entre os valores médios de várias variáveis meteorológicas (como ROL, temperatura máxima, mínima e média, insolação, vento zonal e precipitação) durante as fases ativas e inativas da OMJ na Amazônia Oriental. A TO foi utilizada para identificar 14 casos de ocorrência da OMJ no período analisado (1980. Os resultados mostraram que as variáveis influenciadas pela convecção, como ROL, temperaturas média, máxima e insolação, apresentaram diferenças entre cada fase da OMJ.

Costa (2016) aplicou a TO às séries de precipitação em RH do Maranhão e nas áreas de TSM do Pacífico equatorial. A TO da precipitação ressaltou que o espectro global de energia é mais intenso no ciclo anual para todas as estações representativas de cada RH. Além da escala anual observam-se também interações em outras escalas de tempo (intrasazonal, sazonal, anual, bianual e decenal). Para a TSM do Pacífico Equatorial, a escala anual é mais intensa na parte leste. A relação entre a chuva nas RH do Maranhão e a TSM do Pacífico equatorial mostrou que existe correlações importantes entre as mesmas.

Da Silva (2017) analisou ciclos de extremos pluviométricos e suas causas através das escalas temporais detectadas em séries de precipitação para as capitais do leste do NEB. Aplicou a análise de Ondeleta a séries diárias da precipitação das capitais dos estados que compõem o leste do NEB no período comum de 1961-2014,

para identificar anos com precipitações extremas, e quais as causas climáticas, ou seja, sazonalidade, variabilidade interanual, ENOS, Dipolo do Atlântico, Manchas Solares e ODP.

Rocha *et al.*, (2019) analisaram a relação entre a precipitação média da bacia a montante da estação fluviométrica de Iguatu - Ceará, no período de 1911 a 2016, com os índices ODP e OMA através da Análise de Changeoint, TCO e Análise de Coerência. Os resultados permitiram estabelecer uma relação entre a precipitação da região e os índices, indicando que um modelo baseado nestes índices pode ter alguma capacidade preditiva do comportamento da precipitação local. Nota-se também que períodos com fases simultaneamente positivas (negativas) da ODP e da OMA resultam em um comportamento mais previsível das precipitações da região, com valores abaixo (acima) do normalmente esperado.

Recentemente Sousa *et al.*, (2019) analisaram o sinal da precipitação e da ROL em diferentes escalas de tempo-frequência, no estado de Minas Gerais a partir da TO. Os autores utilizaram séries diárias de precipitação e ROL no período de 2003 a 2012 de distintas RH do Estado. A técnica da TO possibilitou decompor o sinal da precipitação em várias escalas de tempo/frequência e, mostrar que a escala dominante é de aproximadamente dez dias, interagindo com escalas menores e maiores no final da primavera e verão austral para todas as localidades estudadas. Nesse período, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) foram os principais sistemas responsáveis pelas chuvas.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os seguintes tópicos: a área de estudo, o material utilizado e as ferramentas matemáticas e estatísticas usadas na análise de dados de precipitação pluvial, ROL e TSM no período de 1985 a 2018.

3.1. Descrição da área de estudo

A região Nordeste do Brasil está localizada na região tropical, entre os meridianos de 35° e 47°W e os paralelos de 1° e 18°S, ocupando uma área de 1,5 milhões de km². Essa é a região mais subdividida politicamente do País, com nove Estados: Alagoas (AL), Bahia (BA), Ceará (CE), Maranhão (MA), Paraíba (PB), Pernambuco (PE), Piauí (PI), Rio Grande do Norte (RN) e Sergipe (SE). Limita-se a norte e ao leste com o oceano Atlântico, ao sul com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo e a oeste com os estados do Pará, Tocantins e Goiás (Figura 2a). Por estar localizado no extremo leste da América do Sul, a região está submetida à influência de fenômenos meteorológicos e climáticos, que lhe conferem características peculiares, principalmente, no tocante a sistemas que ocorrem no Atlântico Sul (KOUSKY *et al.*, 1984; MOLION e BERNARDO, 2002).

As principais diferenças climáticas do NEB resultam em parte, dos totais anuais precipitados, de suas distribuições sazonais e características topográficas (Figura 2b). Possui médias anuais inferiores a 20°C nas áreas mais elevadas da Chapada Diamantina e do Planalto da Borborema (SANTOS, 2016).

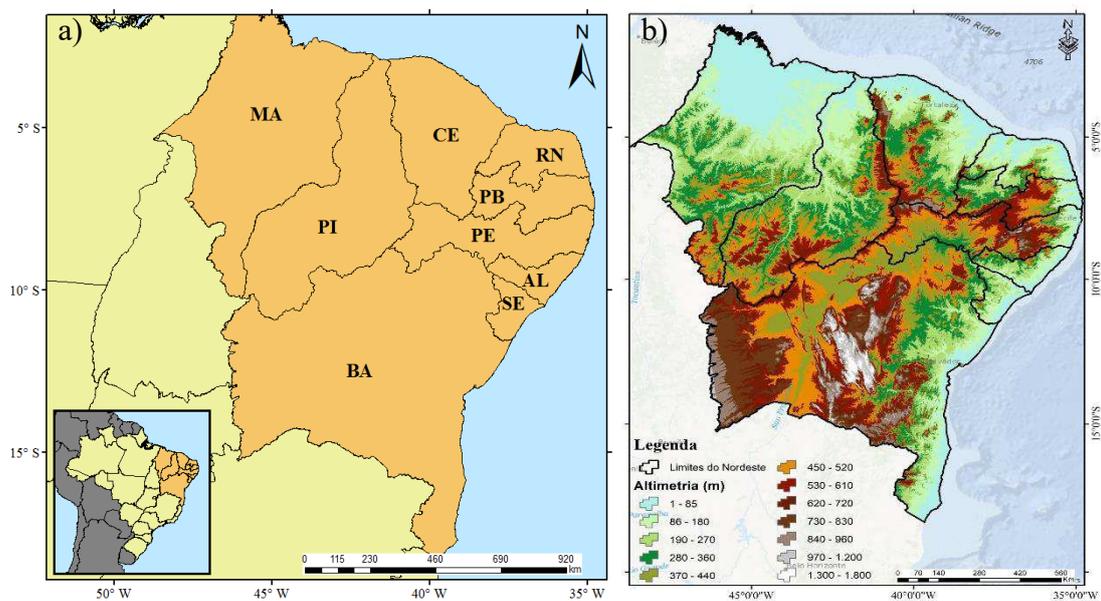


Figura 2. a) Localização e b) Topografia da Região do NEB.
 Fonte: AUTOR, 2019

Do ponto de vista climático, a região do NEB é considerada semiárida por apresentar substanciais variações temporal e espacial da pluviométrica, com totais médios anuais que ultrapassam 1500mm, no litoral leste e norte do Maranhão, enquanto em outras localidades são inferiores a 500mm anuais (AZEVEDO *et al.*, 1998; BRAGA, 2000). De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2014), a região Nordeste do Brasil é dividida em quatro sub-regiões:

O Meio-Norte é uma faixa de transição entre a Amazônia e o Sertão do Nordeste, é composta pelos estados do MA e oeste do PI.

A Zona da Mata compreende uma faixa litorânea de até 200 quilômetros de largura que se estende do RN ao sul da BA. O clima é tropical úmido e o solo é fértil em razão da regularidade de chuvas.

O Agreste é a área de transição entre a Zona da Mata e o Sertão. É úmida e cheia de brejos, apenas em pequenas áreas. É um obstáculo natural para a chegada das chuvas ao Sertão, estendendo-se do sul da BA até o RN.

O Sertão fica localizado no interior do Nordeste e possui clima semiárido. Nos estados do CE e RN chega a alcançar o litoral, descendo mais ao sul chega a alcançar o norte de Minas Gerais, no Sudeste.

3.2. Dados

Utilizaram-se dados de totais mensais de precipitação de diferentes fontes, a saber: Agência Nacional das Águas (ANA), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), por haver falhas e insuficiência amostral, eles foram complementados com dados da Agência Executiva de Gestão das Águas (AESAs), Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC), e da Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN). Resultando assim, em séries mensais homogêneas de período comum, totalizando 244 postos/estações meteorológicas distribuídas nos nove estados do NEB, no período de janeiro de 1985 a dezembro de 2018 (Figura 3).

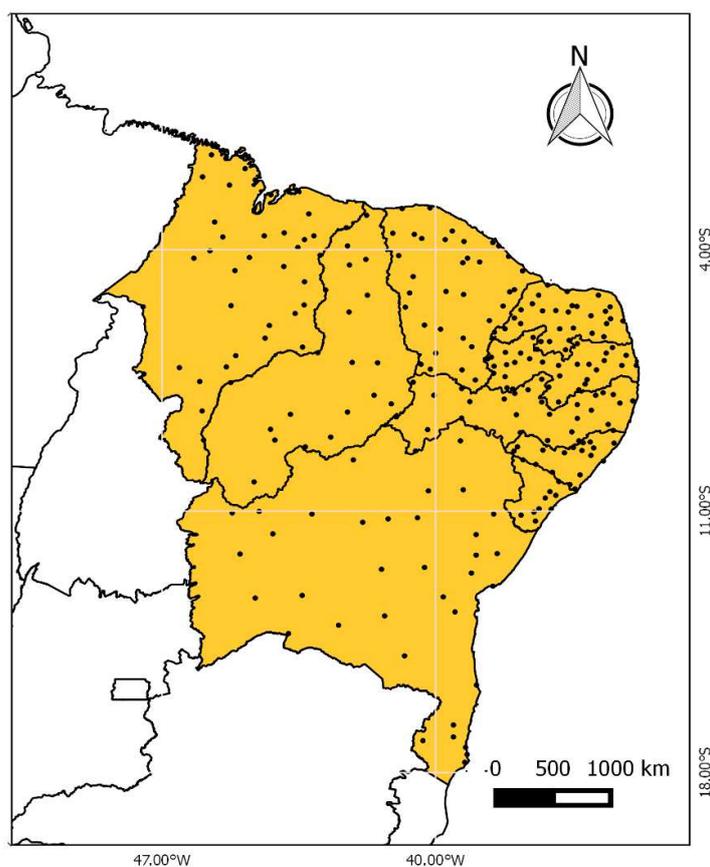


Figura 3. Espacialização das estações/postos pluviométricos no NEB.
Fonte: AUTOR, 2019.

Os dados mensais de TSM foram obtidos *do Earth System Research Laboratory - ESRL da NOAA: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>*, para as áreas de monitoramento do Pacífico Equatorial (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4) e Atlântico Tropical Norte (ATN) e Sul (ATS) (Figura 4). Os dados correspondem a médias mensais de TSM no período de janeiro de 1985 a dezembro de 2018.

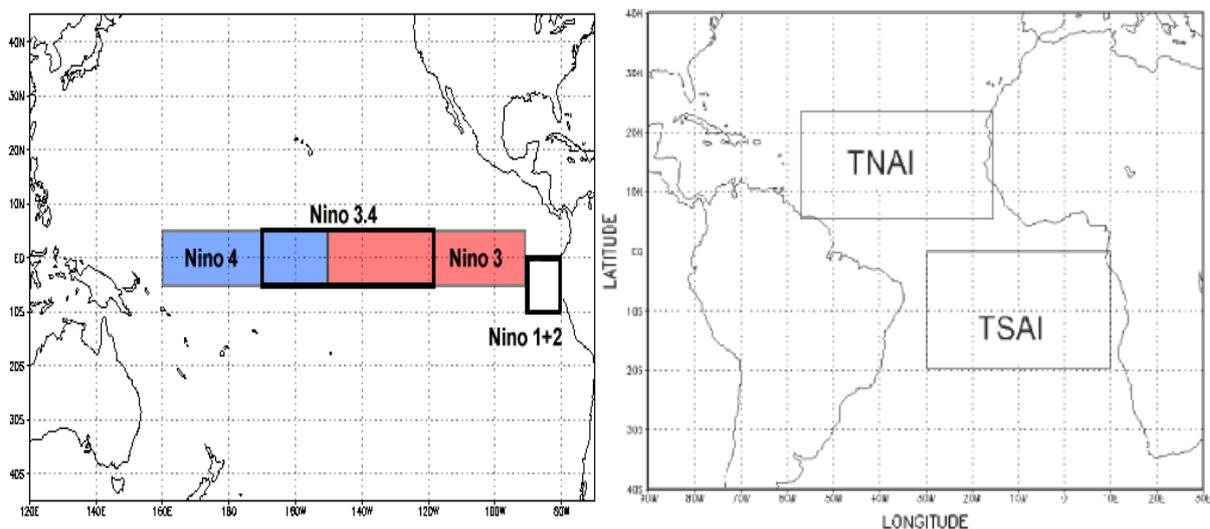


Figura 4. Localização geográfica das áreas monitoradas dos Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 e Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul.
Fonte: (NOAA/NCEI, 2015).

Os dados de ROL também foram obtidos do ESRL da NOAA: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html, que fornece as médias mensais globais de radiação de onda longa em Wm^{-2} com resolução espacial de $2,5^{\circ}$ correspondente a aproximadamente 250Km, no período de janeiro de 1985 a dezembro de 2018 (Figura 5).

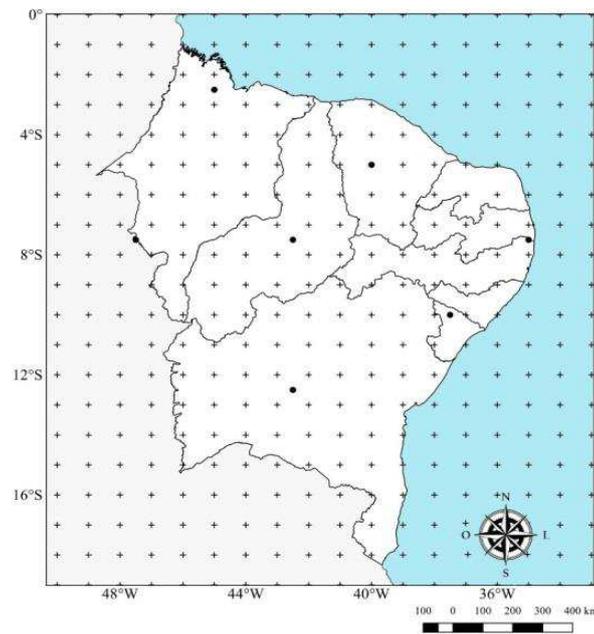


Figura 5. Distribuição espacial dos pontos médios de ROL em destaque (bola preta).
Fonte: AUTOR, 2019.

3.3. Metodologia

3.3.1. Análise de Agrupamentos (AA)

A AA é uma técnica estatística da análise multivariada que é utilizada para classificar variáveis por observação das semelhanças e dissemelhanças entre elas. A classificação das variáveis em grupos homogêneos consiste em identificar características comuns no meio de uma população que possibilitem, de uma forma ou outra agrupar variáveis semelhantes em algum aspecto (RICHMAN e ADRIANTO, 2010).

O método da análise de Agrupamento pode ser descrito da seguinte forma: seja um conjunto de n indivíduos para os quais existem informações sobre a forma de p variáveis, o método agrupa os indivíduos em função da informação existente, de modo que os indivíduos de um grupo sejam tão semelhantes quanto possível aos elementos do mesmo grupo e dissemelhantes aos dos grupos restantes. Nos métodos aglomerativos, todos os algoritmos de classificação são semelhantes, ou seja, os

indivíduos são agrupados partir de uma função de agrupamento e de um critério matemático de agrupamento (EVERITT, 1993; WILKS, 2006).

Existem dois métodos de agrupamento, o hierárquico e o não hierárquico. No primeiro, a partição dos grupos se dá a partir de um mínimo de grupos não definidos inicialmente, enquanto, o segundo o número de grupos é definido à priori. A função de agrupamento utilizada para medir a dissimilaridade ou similaridade entre os indivíduos (estações) foi a distância Euclidiana, dada por:

$$d_{ij} = \|x_i - x_j\| = \left[\sum_{k=1}^p (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

em que:

k são as variáveis ($k = 1, 2, 3, \dots, p$);

$X_{i,k}$ é a i -ésima característica da i -ésima observação;

$X_{j,k}$ é a j -ésima característica da j -ésima observação.

No método hierárquico, várias técnicas ou critérios de agrupamentos são possíveis. Dentre eles destacam-se: o método da ligação simples ou vizinho mais próximo, o da ligação completa ou vizinho mais distante, o método do centroide e o método de Ward. Para este trabalho, optou-se pelo método de classificação de Ward por se tratar de um método bastante simples e a junção dos indivíduos é feita através do critério de inércia que é a Soma dos Quadrados dos Desvios (SQD) de cada ponto a média do grupo ao qual pertence (EVERITT, 1993).

Logo, para n indivíduos organizados em k grupos,

$$SQD = \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n X_i \right)^2 \quad (2)$$

em que, X_i é o número de indivíduos pertencentes ao i -ésimo grupo.

3.3.2. Análise de Ondeletas (AO)

A AO apresenta uma visão inovadora de conceitos relacionados à representação em tempo-frequência na análise de séries não estacionárias, que são as séries temporais cujo seus momentos estatísticos, média, variância, e dentre outros, variam em qualquer segmento tomados desta série (BOLZAN, 2004). Esta teoria é encontrada na literatura com diversas nomenclaturas, todas elas remetem ao significado de pequenas ondas. Sendo originalmente empregada na análise de sinais sísmicos na área de geofísica por Jean Morlet em parceria com Alex Grossman no ano 1983.

O termo “Ondeletas” refere-se a um conjunto de funções em forma de ondas geradas por dilatações $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$ e translações $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$ de uma função de variável real. Uma vez que na análise de Fourier toda função periódica, de período 2π , de quadrado integrável, ou seja, $L^2(0, 2\pi)$, é gerada por uma superposição das exponenciais complexas de Euler, o princípio matemático das ondeletas é estender $L^2(0, 2\pi)$ para $L^2(\mathbb{R})$, isto é, gerar um novo espaço com base numa função padrão, de energia finita, por vezes referida como a ondeleta-mãe mostrada a seguir (MORETTIN, 1999; BLAIN e KAYANO, 2011):

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3)$$

com $a, b \in \mathbb{R}$ e $a \neq 0$, sendo \mathbf{a} o fator de dilatação e \mathbf{b} o fator de translação. O parâmetro \mathbf{a} determina a frequência de oscilação e o comprimento da ondeleta e o parâmetro de translação \mathbf{b} determina a sua posição de deslocamento.

O fator $\frac{1}{\sqrt{a}}$ é chamado de constante de normalização da energia de cada ondeleta-filha, de forma que juntas mantenham a mesma energia da ondeleta principal $\psi(t)$ (BOLZAN, 2006). A equação das ondeletas filha pode ser expressa por:

$$\psi_{j,k}(t) = \frac{1}{\sqrt{2}} \psi\left(\frac{t-k}{j}\right) \quad (4)$$

onde $j, k \in \mathbb{R}$ e $j \neq 0$, sendo \mathbf{j} o fator de dilatação e \mathbf{k} o fator de translação.

Para que uma função seja denominada de função ondeleta base, representada por ψ_0 , a mesma deve satisfazer duas propriedades distintas:

1ª Propriedade: A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi_0(t) dt = 0 \quad (5)$$

2ª propriedade. A função ondeleta base deve possuir energia unitária:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi_0(t)|^2 = 1 \quad (6)$$

De acordo com Barbosa e Blitzkow (2008), a primeira propriedade permite que a função ondeleta base assume a forma de uma onda, assegurando a transformada inversa da função ondeleta base (condição de admissibilidade). Na segunda propriedade, ainda conforme esses autores, a função ondeleta base tem um decaimento rápido de amplitude, garantindo que a ondeleta mãe possua uma localização espacial.

3.3.3. Transformada em Ondeletas (TO)

Os primeiros estudos sobre a análise de sinais oscilatórios utilizaram a Transformada de Fourier (TF). Esta metodologia atua sobre a série temporal (ST) globalmente, de tal forma que cada amplitude resultante, associada a uma dada frequência, contém informações processadas envolvendo contribuições de todo o conjunto de dados analisado. Existia uma solução para superar, em parte, este problema que era a Transformada de Fourier Móvel, que consistia da aplicação de

uma “janela” móvel de determinado tamanho ao longo do tempo de modo a propiciar análises similares a da TF para cada instante. De modo geral, a TF realiza a média das amplitudes de uma ST, para frequências específicas, assumindo que o sinal seja periódico. Na natureza ocorre, em geral, o oposto, pois esta periodicidade não é real. Logo, ao se assumir indevidamente a periodicidade diversas informações são perdidas (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

A resolução adequada deste problema se deu através do advento da TO que, segundo Farge, 1992 e Hubbard, 1995 proporcionaria a chance de se analisar um sinal ao longo de toda a ST sem perder informações. A TO mostra como a amplitude das diversas frequências se comporta ao longo de toda a ST, possibilitando a análise de séries não periódicas.

Com efeito, a TO não atua globalmente sobre a ST analisada, mas sim, localmente, de tal forma que cada amplitude resultante associada a uma dada frequência, contém informações processadas envolvendo contribuições de apenas um subconjunto dos dados analisados. Isto se torna possível, pois a TO opera no sinal atuando sucessivamente em ondas cada vez menores e realizando convoluções através de uma função mãe, que se dilata e translada de modo a se adaptar ao formato da onda menor. A equação da TO é dada por:

$$(\Psi_{\psi}f)(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (7)$$

onde a, b são reais e $a \neq 0$. Assim, observa-se que a TO é o produto interno da função $f(t)$ a ser analisada pela função ondeleta mãe.

Ao longo do tempo, diversos pesquisadores desenvolveram equações que se adaptavam melhor ao tipo de sinal que eles estavam estudando. No caso do sinal atmosférico, existe a ondeleta de Morlet que se adapta perfeitamente à forma de uma série atmosférica oscilatória. Por ser complexa, fornece informações a respeito de energia (amplitude) e fase (parte real) (THOMAS e FOKEN, 2005; WENG e LAU, 1994).

A função principal, ou seja, a função ondeleta mãe que será utilizada é a Morlet, a qual possui ótima representação de sinais não estacionários obtidos na natureza, segundo Weng e Lau (1994). Esta função possui a seguinte forma:

$$\psi(t) = e^{iw_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}} \quad (8)$$

onde o parâmetro t (adimensional) refere-se ao período ou escala temporal estudados e ψ_0 (adimensional) à frequência do sinal.

As ondeletas contínuas são comumente utilizadas em representações gráficas tridimensionais, cujo eixo y representa as escalas (ou frequências) da série, o eixo x representa o comprimento temporal da série e, por último, as cores representam a energia associada a cada escala (BOLZAN, 2006).

3.3.4. Transformada Cruzada em Ondeletas (TCO)

A Transformada Cruzada em Ondeletas é uma extensão bivariada da TO, utilizada para compreender a covariabilidade de energia entre duas séries temporais (ST) e revelar informações sobre a relação entre a fase das mesmas (BARBOSA e BLITZKOW, 2008).

Com o intuito de investigar o nível de relação entre dois sistemas físicos por meio de suas respectivas séries temporais, obtêm-se a informação de até que ponto tais sistemas exercem influência um sobre o outro, isso é útil, sobretudo quando se pretende avaliar a correspondência entre dois sistemas. Com o advento da TO, essa se tornou a técnica mais adequada para a análise de variabilidade de séries temporais, visando verificar seu grau de correlação (WEYNGAND *et al.*, 2005).

Para a análise da covariância de duas séries temporais segue-se a metodologia proposta por Torrence e Compo (1998), onde o espectro cruzado de ondeleta (ECO) de duas séries temporais “X” e “Y”, com as transformadas de ondeleta W_X e W_Y , é definido matematicamente como:

$$W_{XY}(s, t) = W_x(s, t)W_Y^*(s, t) \quad (9)$$

onde (*) denota o complexo conjugado.

De acordo com Torrence e Compo (1998) a potência da ondeleta cruzada é expressa por $|W_{XY}(s, t)|$, indicando quais as regiões que apresentam potência comum entre duas séries temporais em um específico período. Deduz-se assim, que o ECO garante uma rápida identificação do nível de correlação entre dois processos físicos em uma determinada escala dada (LABAT, 2005).

3.3.5. O Ângulo de Fase da TCO

O conhecimento da diferença de fase entre duas séries temporais é de grande importância para quantificar e qualificar a relação entre elas em termos da propagação de seus ciclos de oscilação. Para isso, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as séries, o que significa usar a média circular da fase sobre regiões com significância estatística maiores que 5% e, que esteja fora do cone de influência, o que quantificará a relação de fase.

O ângulo de fase de um conjunto de ângulos $(a_i, i = 1 \dots n)$ é definido como ZAR, 1999 pela seguinte expressão:

$$am = \arg(X, Y), \text{ com } X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \text{ e } Y = \sum_{i=1}^n \sin(a_i) \quad (10)$$

3.3.6. A Interpretação dos Vetores de Fase

A relação de fase entre as variáveis pode ser analisada através de vetores que determinam o atraso temporal de resposta de uma série em relação à outra, ou simplesmente, a relação de fase entre ambas. Neste contexto, Barbosa e Blitzkow (2008) descreveram que existem várias possibilidades de representação destes vetores de fase e que podem mostrar perfeitamente interações entre duas grandezas físicas como também a forma de oscilação entre elas.

Para uma completa interpretação da diferença de fase entre as séries analisadas, deve-se seguir o diagrama da Figura 6, que indica a forma de orientação dos vetores entre duas séries temporais. Barbosa e Blitzkow (2008) comentam que se deve saber qual ST é processada primeiramente, para que seja válido o esquema da Figura (6), no nosso caso utilizou como referência, que a primeira ST é a de TSM/ROL influenciando ou não posteriormente a precipitação.

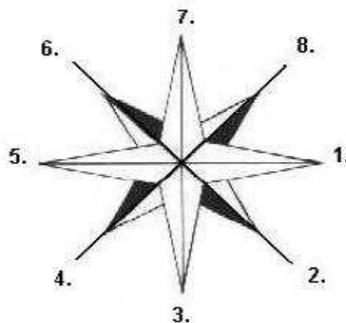


Figura 6. Relação do ângulo de fase entre duas séries temporais. Fonte: Barbosa e Blitzkow (2008).

O significado dos ângulos de fase relativos aos indicadores numéricos da Figura (6) são o seguinte:

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. 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.

A metodologia da TCO além de mostrar a covariabilidade de energia de fases comum entre ST, quantifica e qualifica a relação entre as diferenças entre elas (chuvas, TSM e ROL na região do NEB) em termos da propagação de seus ciclos de

oscilação (BARBOSA e BLITZKOW, 2008). Na TCO é importante saber qual ST é processada primeiro, para que se possa visualizar a orientação ângulo de fase na Figura 6. Neste estudo a primeira ST é a de TSM e ROL influenciando ou não posteriormente as chuvas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir são apresentados os resultados e discussão do estudo climatológico realizado para chuva NEB. O capítulo foi subdividido em sete seções, na primeira fez-se análise espacial dos totais médios anuais da precipitação no período de 1985-2018 sobre o NEB, na segunda se descreve sobre as RH obtidas a partir da análise de agrupamento proposta por Ward (1963) e, por fim, nas cinco restantes são apresentadas a descrição e análise dos resultados obtidos da aplicação da TO e TCO, as ST de chuva, TSM e ROL. Ressalta-se que ao longo sete seções são feitas comparações com trabalhos de pesquisas anteriores desenvolvidos no NEB.

4.1. Espacialização da Precipitação Pluvial

Levando-se em conta o regime de chuvas e extensão do NEB, verifica-se grande variabilidade climática, desde o clima semiárido no interior, até o clima equatorial úmido, observado principalmente na costa leste, norte e noroeste da Região. A variabilidade espacial e temporal da precipitação é bastante diversificada, como consequência da atuação de diferentes sistemas atmosféricos ou resposta aos efeitos dinâmicos provocados pela sua posição geográfica e orografia.

A Figura 7 ilustra a variabilidade espacial dos totais médios anuais da precipitação sobre a região do NEB, no período de 1985-2018. Observa-se que no litoral leste as chuvas são superiores a 1500 mm/ano, o extremo norte e noroeste supera 1900 mm/ano, enquanto, em determinadas áreas da região semiárida verifica-se valores inferiores a 500 mm/ ano, a exemplo do Cariri e Curimataú da Paraíba e Raso da Catarina até o leito do São Francisco na Bahia. Pode-se notar que o regime de chuva no NEB decresce do litoral leste para a região central, voltando a crescer na direção oeste (Maranhão, oeste, sul e sudoeste da Bahia). Na costa leste observa-se um forte gradiente zonal de precipitação, sendo mais intenso na divisa da Paraíba e Pernambuco. A variabilidade da precipitação no NEB está intimamente relacionada aos sistemas atmosféricos pertencentes a várias escalas de tempo, descrito na seção

3.1. Esta distribuição espacial se assemelha a realizada pelo INMET, 1990; BRAGA, 2000, dentre outros.

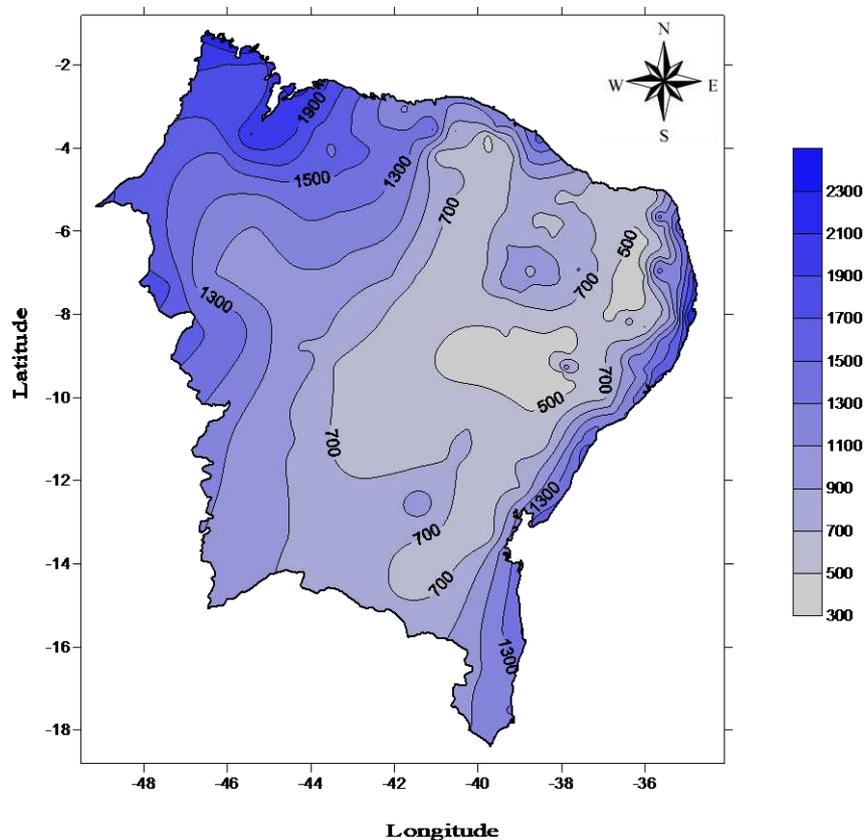


Figura 7. Distribuição espacial dos totais médios anuais de chuva (mm/ano) no período de 1985-2018. Fonte: AUTOR, 2019.

4.2. Regiões Homogêneas de Precipitação

As RH foram obtidas pelo método de classificação hierárquico proposto por Ward, 1963, tendo como base a métrica da distância euclidiana e critério de agregação à soma dos quadrados dos desvios (EVERITT, 1993; WILKS, 2006). Optou-se por este método porque ele apresentou melhor coerência espacial com o regime pluviométrico da região, o número de RH foi obtido através de cortes transversais no dendrograma, efetuado com base no critério matemático de inércia e do conhecimento prévio do regime de chuva do NEB (EVERITT, 1993).

Neste contexto, a região do NEB foi subdivida em sete (07) regiões pluviometricamente homogêneas, em relação a variabilidade dos totais médios mensais da precipitação de 244 postos/estações pluviométricas no período de 1985 a 2018 (Figura 8). As principais características das RH são descritas a seguir.

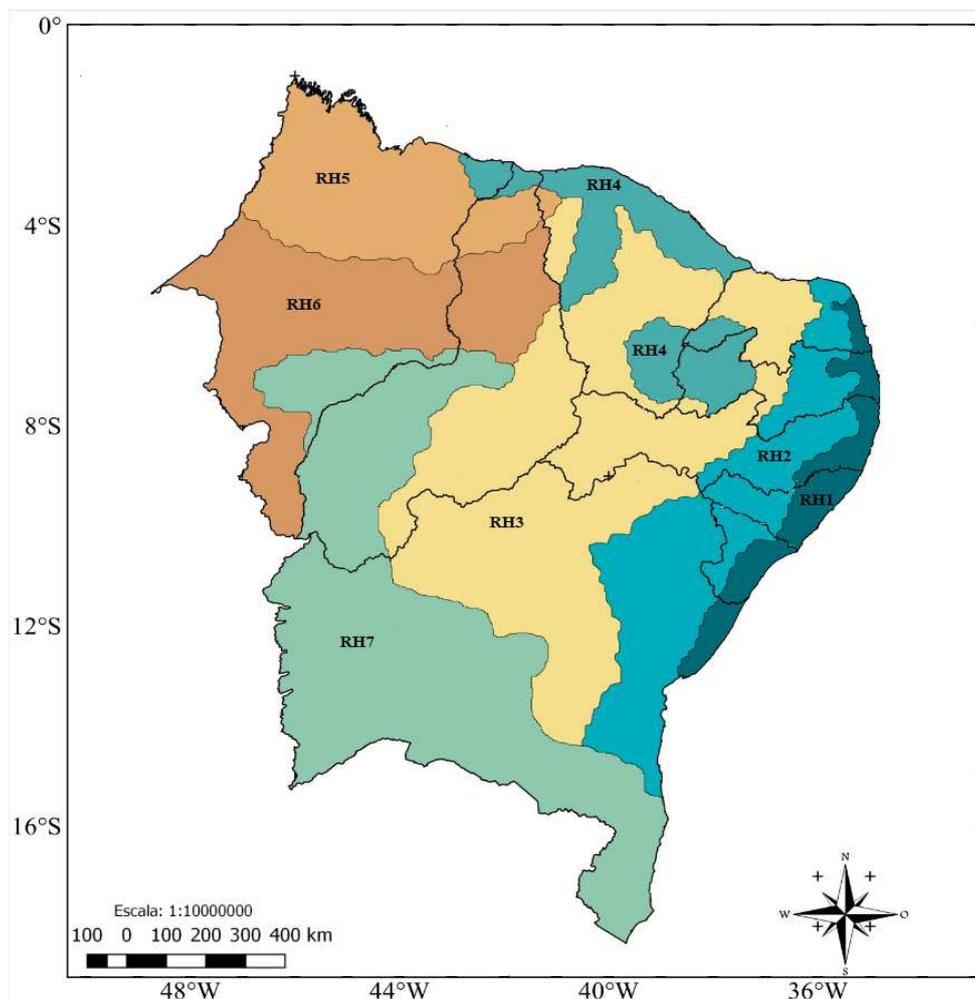


Figura 8. Regiões homogêneas da precipitação no NEB obtidas a partir de 244 postos/estação. Fonte: AUTOR, 2019.

A RH1 se situa na faixa litoral leste, se estende desde a BA em torno da latitude de 13°S até o RN. Apresenta precipitação média mensal mais elevada em junho (236 mm) e mínima (33 mm) em dezembro. O período mais chuvoso ocorre de abril a julho. A distribuição temporal das chuvas está associada à atuação dos

sistemas de mesoescala, Ondas de leste, Sistemas Frontais e Brisas (KOUSKY, 1980; RAO *et al.*, 1993).

A RH2 situada na faixa paralela a região litorânea conhecida como Agreste, estendendo-se desde o Rio Grande do Norte até sudeste da Bahia. É caracterizada como semiárida, em algumas localidades os totais médios anuais são inferiores a 500 mm/ano (BRAGA, 2000). Em média os totais mensais da precipitação mais elevados se verificam em junho e a mínimo em outubro (Figura 9), o período mais chuvoso ocorre de março a julho. Destaca-se ainda que nesta região tem-se o Brejo, onde as chuvas acontecem em sua maior quantidade de abril a julho e com valores bem maiores. Porém, na RH determinada neste estudo, algumas estações pertencentes ao Brejo ficaram juntas a algumas do Cariri, mascarando um pouco a média dos totais mensais da RH, embora o período mais chuvoso seja de março a julho. As chuvas da RH estão associadas a ZCIT, VCAN, Ondas de Leste (GAN 1982; HASTENRATH e HELLER, 1977).

A RH3 está posicionada geograficamente desde o interior do CE até o norte da BA, parte do RN e PB. Apresenta os menores valores de chuva anuais, por compreender a parte mais seca da Região, com exceção do Cariri e Curimataú da Paraíba. De modo geral a configuração desta região, ou seja, da RH3 (Figura 8), segue a isolinha de 700 mm/ano do total anual de precipitação (Figura 7). O valor máximo do total médio mensal é de 134 mm em março e mínimo de 3 mm em setembro. O período mais chuvoso é de janeiro a abril e está associado com a atuação da ZCIT e VCAN (UVO, 1989; GAN 1982 KOUSKY e CHU, 1978).

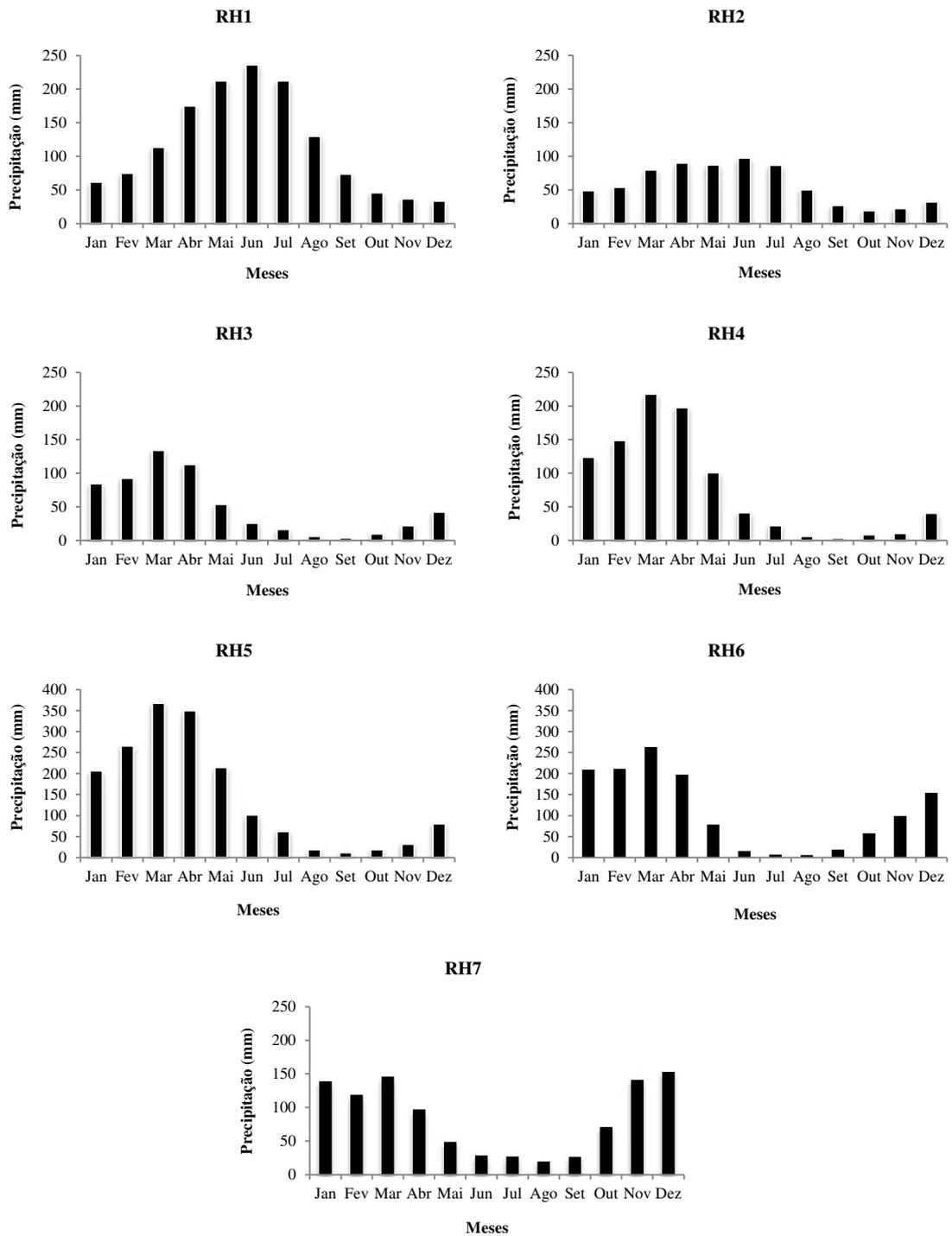


Figura 9. Variabilidade dos totais médios mensais da precipitação das RH. Fonte: AUTOR, 2019.

A RH4 situa-se em duas áreas: uma na parte sudeste do RN, oeste da PB e o sudeste do CE e a outra no norte do CE e extremo norte do PI e nordeste do MA. Com totais médio máximo de precipitação de 217 mm em março e mínima de 3 mm em setembro. O período mais chuvoso ocorre de janeiro a abril. Segundo a literatura, as chuvas deste período são provenientes principalmente da atuação dos VCAN e ZCIT (GAN 1982; GAN e KOUSKY, 1986). Observa-se que a marcha dos totais mensais de precipitação ao longo do ano da RH4 é a mesma RH3. Isto porque os sistemas produtores de precipitação e de variabilidade climática são os mesmos. As diferenças estão nos totais mensais de chuva, principalmente de janeiro a maio, fato este decorrente da posição geográfica e de relevo da RH4, que como pode ser observado na Figura 8 esta região fica quase completamente dentro da RH3.

A RH5 situa-se predominantemente no norte do Maranhão e numa pequena área do PI e CE, destaca-se por apresentar os maiores valores de chuva do NEB. O período chuvoso vai de janeiro a maio, com máximo médio mensal de 366 mm em março e mínima de 11 mm em setembro. Esse período de chuvas mais extenso possivelmente se deve à proximidade com o litoral, atuação de Ondas de Leste, Brisas e da ZCIT.

A RH6 se estende do noroeste do MA ao interior do PI, também possui totais médios mensais elevados, variando de 263 mm em março a 5 mm em agosto. O período mais chuvoso é de dezembro a abril, em decorrência da atuação dos VCAN e da ZCIT (GAN e KOUSKY, 1986).

A RH7 se estende sul e sudoeste da BA, PI e MA. Com máximo médio mensal de 152 mm em dezembro e o mínimo médio de 19 mm em agosto. O período chuvoso vai de novembro a abril e são influenciadas pela atuação de sistemas frontais justificando as chuvas no período de novembro e dezembro (Kousky, 1979); em janeiro e fevereiro estão associadas aos VCAN (Kousky e Gan, 1981) e de janeiro a abril também pode ocorrer a atuação da ZCAS.

4.3. Aplicação da TO para precipitação mensal

Aplicou-se a TO as séries médias dos totais mensais de precipitação para cada RH, para analisar as variações locais da energia das séries temporais de precipitação na escala de tempo/frequência/espço, visando determinar os modos dominantes de variabilidade e como eles variam no decorrer do tempo. Em seguida associar o regime de chuva de cada RH com os sistemas meteorológicos que atuam nas regiões.

A metodologia aplicada permite detectar as oscilações presentes no sinal da precipitação e investigar as variações dos modos dominantes no tempo, possibilitando associá-las aos principais sistemas atmosféricos atuantes no NEB. Os espectros de ondeletas são representados utilizando-se uma escala de cores que representam sua magnitude. Esta escala varia em tons de azul ao vermelho à medida que cresce a magnitude do espectro. Para isso é importante definir as escalas apresentadas pelos espectros para um melhor entendimento das figuras que aparecerão posteriormente. A Tabela 1 mostra as escalas de tempo utilizadas.

Escala	Nome	Valor (em meses)
<0,25	Intrasazonal	Entre 1 e 2 meses
0,25	Sazonal	3 meses
0,5	Semianual	6 meses
1	Anual	12 meses
2	Bianual	24 meses
4	4 anos	48 meses
>8 anos	Decenal	96 a 192 meses

Tabela 1. Escalas de tempo usadas nos espectros de ondeletas. Fonte: CERQUEIRA (2010), modificada pelo autor.

A Figura 10a, c e d apresentam a série temporal de precipitação, o Espectro de Potência (EPO) e Energia Global da Ondeleta (EGO) da RH1, respectivamente, observam-se que as energias elevadas e mais significativas se verificam na escala anual, ao longo de toda a série, com pouquíssimas interações com as escalas menores. A ST dos totais mensais da RH1, destaca precipitação superior a 300 mm em vários anos, a exemplo de 1986, 1988/1989, 1994, 2004, 2011 e 2017 (Figura

10a). Podem-se observar interações com escalas maiores que a anual da década de 1990 até 2004 e de 2011 a 2016, período marcado por eventos fortes de ENOS, 1991/1992, 1997/2001, com destaque para o La Niña 2007/2008 que mostra interação entre diferentes escalas (2-8 anos), 2010/2012, 2014/2016 (Tabela A).

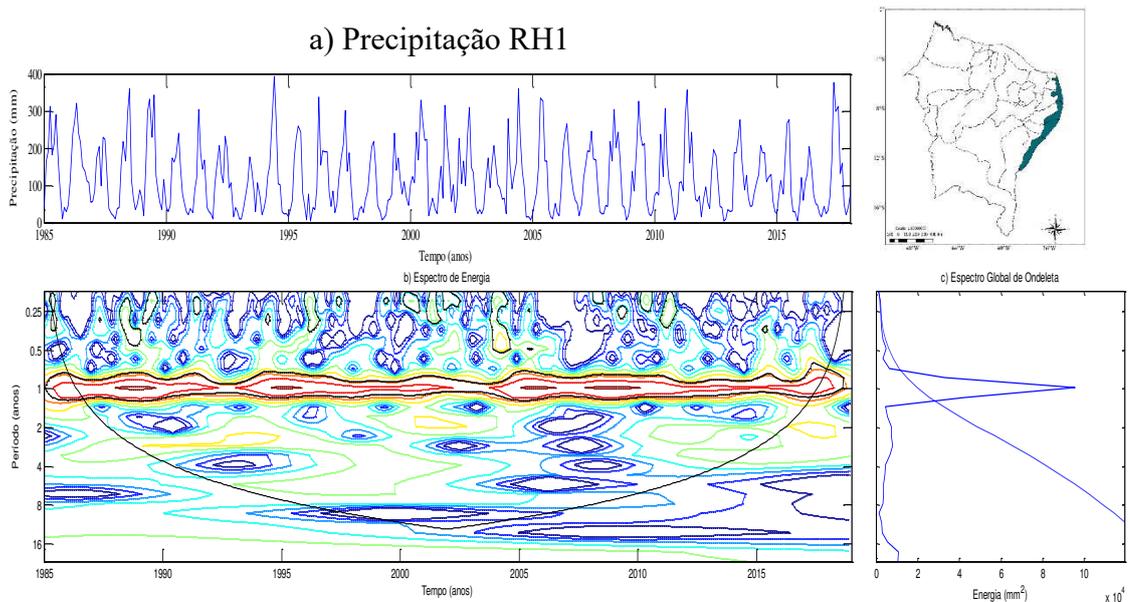


Figura 10. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH1.

A série temporal de precipitação, o EPO e EGO obtidos da TO para a região RH2, paralela ao litoral leste, são mostrados nas Figuras 11a, c e d. As mesmas mostram predominância do ciclo anual, interagindo com as escalas sazonal e intrasazonal (eram esperadas haverem essas interações na RH1 e RH2) nos anos de 1996, 2001-2004, 2010-2012, 2016, assim como contribuições energéticas na escala de 2 a 4 anos de 1992 a 2003 e de 2011 a 2015. O EGO destas duas RH são semelhantes, porém o EPO apresenta diferenças nos períodos a saber, 1992 a 1993; 1997 a 2002 e 2012 a 2017 (Figuras 10b e 11b). Períodos de menor precipitação anual, principalmente na RH2. Pode-se observar picos elevados de chuva no ano de 2004 (INMET, 2018).

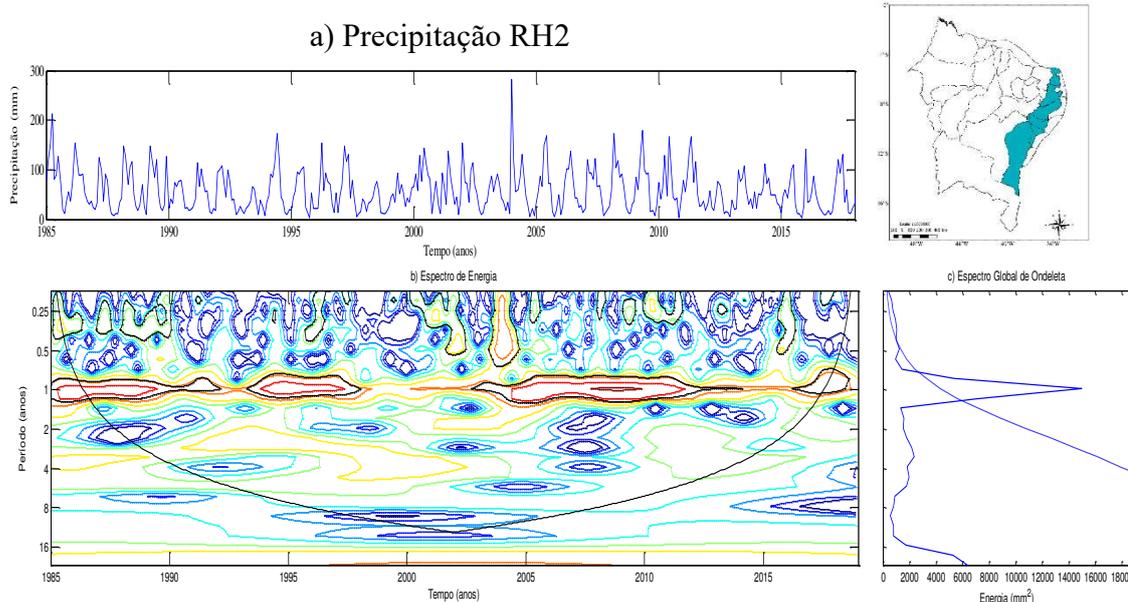


Figura 11. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH2.

A RH3 situada na região central do NEB (Figura 8), é a região do semiárido com menor índice pluviométrico (Figura 12a). O EPO e EGO (Figuras 12b e c) apresenta predominância do ciclo anual, porém com menor intensidade que a RH1 e maior que a RH2. Observam-se núcleos de pouca energia interagindo com as escalas intrasazonal, sazonal e de 2 a 4 anos no início da ST e na década de 2000. Nos anos de 1985 e 2004 constata-se chuvas máximas de 300 mm e 371 mm, respectivamente.

Em 2004 observa-se um núcleo intenso de energia interagindo com escalas sazonal e intrasazonal, e, com menor energia em 2002, 2007 e 2008. O enfraquecimento do ciclo anual e das escalas menores, no início e fim da década de 1990 e a partir de 2010, provocaram diminuição das chuvas no período, devido a atuação do ENOS (Tabela A), e em decorrência da extensão territorial e da orografia (Chapada Diamantina e efeitos locais) (HASTENRATH e HELLER, 1977; SANTOS, 2016).

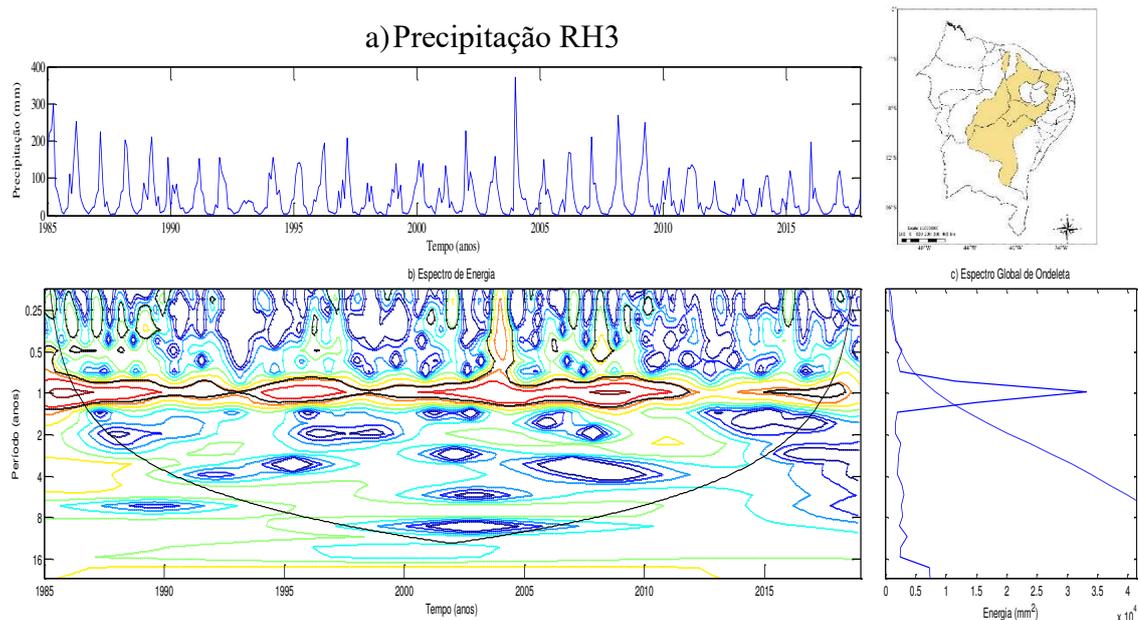


Figura 12. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH3.

As Figuras 13a, b e c ilustram os resultados obtidos pela TO da precipitação para RH4, situada no extremo norte do Nordeste, sudoeste do RN, oeste de PE e sudeste do CE. A ST apresenta alguns picos de precipitação superior a 400 mm mensais em 1986, 2004, 2008 e 2009. No EPO predomina o ciclo anual com oscilações na escala intrasazonal e sazonal nos anos acima destacados. Observa-se um núcleo de energia na escala de 2 a 4 anos de 2005 a 2010, indicando que a TO foi capaz de detectar, nesses anos, a atuação do ENOS (Tabela A), com contribuições importantes para precipitação, assim como a influência da ZCIT e VCAN (HASTENRATH e HELLER, 1977).

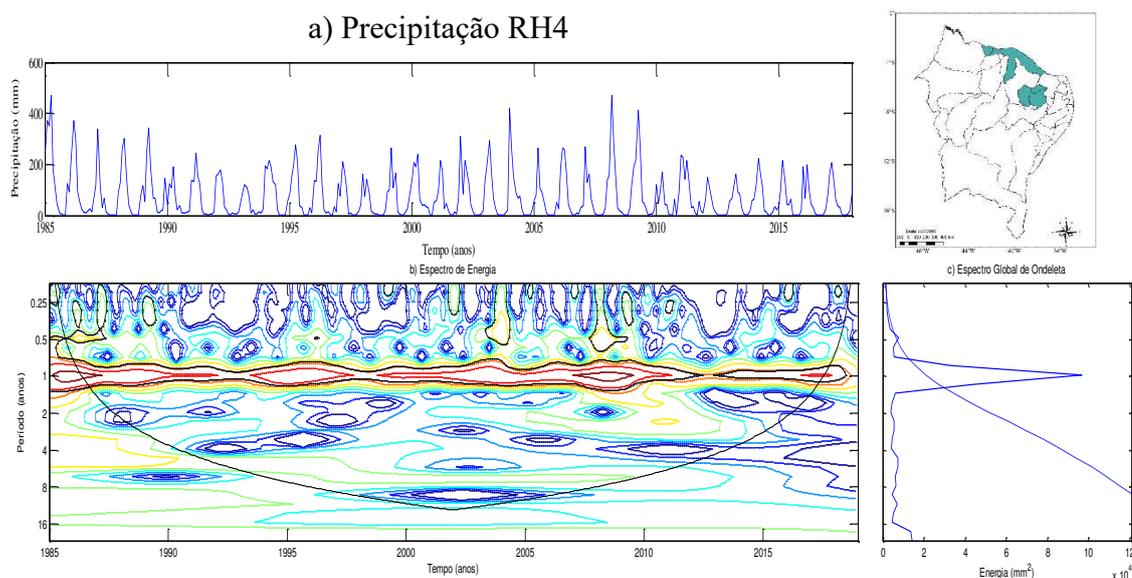


Figura 13. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH4.

A aplicação da TO a precipitação da RH5, que abrange parte norte do MA e do PI, indica que as chuvas são bastante regulares praticamente o ano todo, ou seja, o regime pluviométrico é diferenciado das demais regiões. No EGO verifica-se a ocorrência de três picos: um na escala semianual, anual e outro na escala de 2-4 anos, sendo o ciclo anual dominante em toda série. Na ST (Figura 14a) da RH5 observam-se valores máximos de precipitações nos 1986 (545,8 mm), 1989 (499 mm), 2009 (549,2 mm).

As chuvas da região são propiciadas pela influência de diversos sistemas atmosféricos e efeitos locais, por estar localizada numa zona de transição entre o regime amazônico e semiárido, as chuvas na região sofrem influência da ZCIT, Linhas de Instabilidade e Distúrbios Ondulatórios de Leste. Os resultados da análise corroboram, em parte, com trabalhos realizados na região por (MENEZES, 2009; NASCIMENTO, 2017).

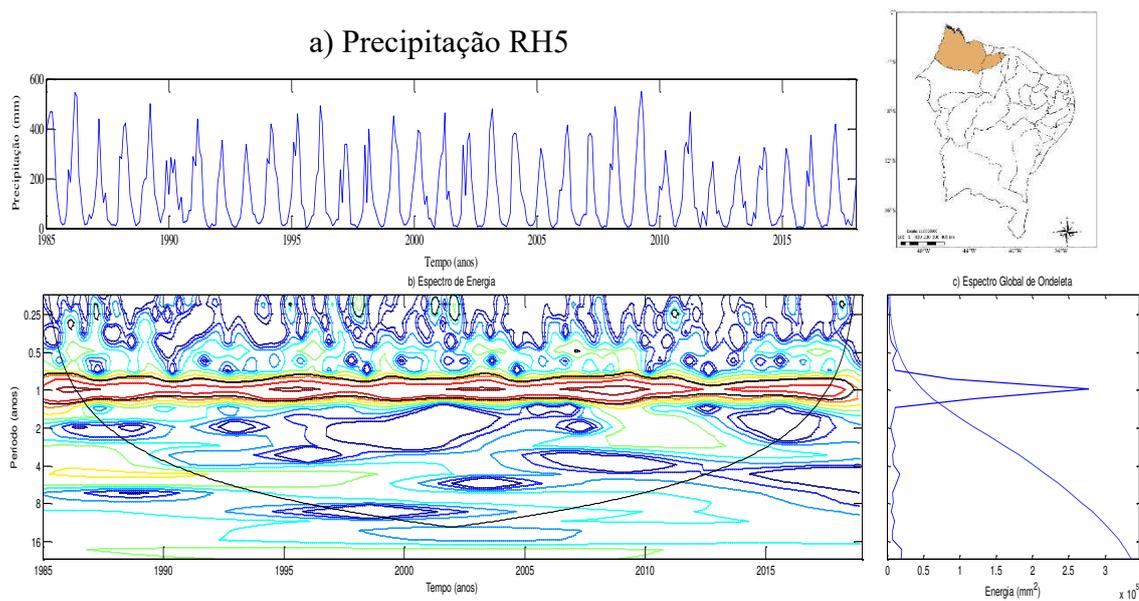


Figura 14. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH5.

Os resultados obtidos da aplicação da TO para a RH6, situada na região centro-noroeste do NEB (MA e PI), como pode ser observado na ST, no EPO e EGO (Figuras 15a, c e d) apresenta regime e características pluviométricas semelhantes ao da RH5. Ressalta-se ainda, que nessas regiões (RH5 e RH6) a diversidade de ecossistemas e a fisiografia, tem importância fundamental no regime de chuvas, pois nelas se encontram áreas com formações de floresta, várzeas, cerrado, manguezais, dunas e chapadões (MENEZES, 2009). Esses resultados concordam com os encontrados por Nascimento *et al.*, 2017, quando utilizaram o SPI e análise multivariada para estudar a climatologia da chuva do MA.

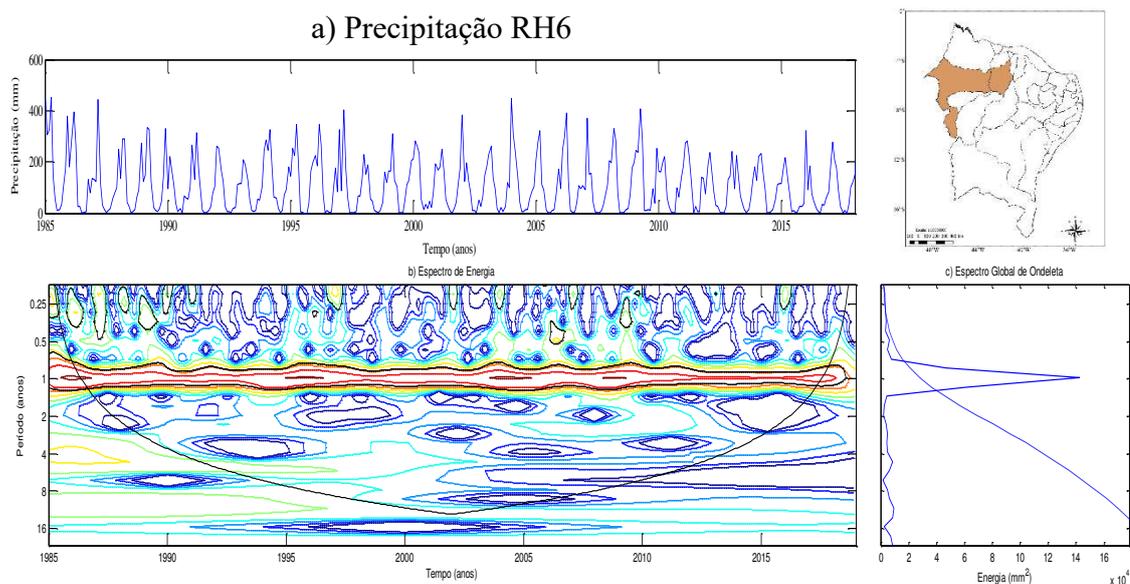


Figura 15. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH6.

Finalmente, a análise da TO realizada para precipitação na RH7. Conforme o EPO e EGO predomina o ciclo anual, observam-se também interações com as escalas intrasazonal e sazonal ao longo dos anos (Figura 16c e d). Na ST da RH7 (Figura 16a) a precipitação máxima da ordem de 375 mm ocorreu no ano 1997, como pode ser visto no EPO, além da escala anual, neste ano existem interações desde a escala intrasazonal até a de 4 anos.

Nos anos de 1995 a 2003 existe um núcleo na escala de 2 a 4 anos, escala relacionada ao ciclo do ENOS (ÁVILA, 2015), a TO também mostrou que o sul da Bahia não foi influenciado pelo evento de El Niño forte de 1997/98. Essas considerações corroboram com estudos realizados por Santos, (2016), mostrando que principalmente nas regiões sul e sudeste da Bahia, as chuvas são favorecidas pela atuação de diferentes sistemas atmosféricos, tais como, ZCAS, VCAN e Sistemas Frontais (BRAGA, 2000).

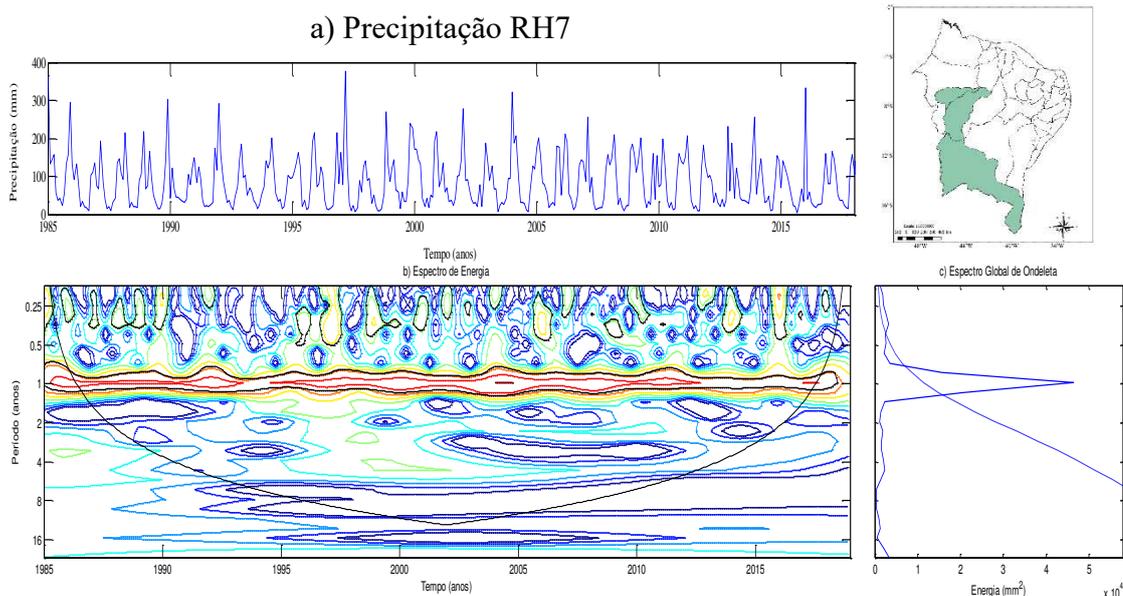


Figura 16. a) Série temporal, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de potência, d) Espectro global para a RH7.

Anos com maiores precipitações foram identificados pela TO, sugerindo suas causas climáticas (sazonalidade, variabilidade interanual e ENOS). Nem sempre só os eventos de El Niño e La Niña são suficientes para determinar as chuvas sobre o NEB, pois além do ENOS, existem outros mecanismos de interação oceano atmosfera, assim como os efeitos locais que favorecem ou não o regime pluviométrico na região (SILVA e GALVÍNIO, 2011).

4.4. Aplicação da TO para ROL

Visando estudar o comportamento geral da ROL nas diferentes RH do NEB, aplicou-se a TO, para tentar mostrar como ela varia e qual sua importância no regime de chuva do NEB. Seguiu-se o mesmo procedimento da seção 6.3.

Os EPO e EGO obtidos da TO para ROL da RH1, estão ilustrados nas Figuras 17c e d. Observam-se que as energias mais elevadas e significativas têm predominância anual, interagindo com escalas inferiores (semestral e sazonal) nos anos de 1985 a 1987 e de 2 a 8 anos de 1990 a 2003. Observam-se valores em média

de aproximadamente 250 W.m^{-2} em quase todo o período. Os mínimos de ROL ocorreram anos de 1989, 1992, 1997, 2004, 2009 e 2016 (Figura 17a), o que já era esperado, coincidindo com os máximos valores de precipitação para a RH1. Comparando o EPO da Figura 10c com o 17c observa-se que para o ciclo anual, a Figura 10c (precipitação) está mais intenso ao longo de toda série, principalmente nos períodos de anos mais secos (1991-1993; 1999-2001; 2012-2015). Isto é resultado do tipo de nuvens de precipitação nesta área (RH1), em geral, nuvens baixas, principalmente em anos mais secos. Como as nuvens baixas tem temperatura do topo mais elevadas que as nuvens altas o ROL das áreas de nuvens baixas são mais elevados até mesmo nos casos em que os totais de precipitação são semelhantes.

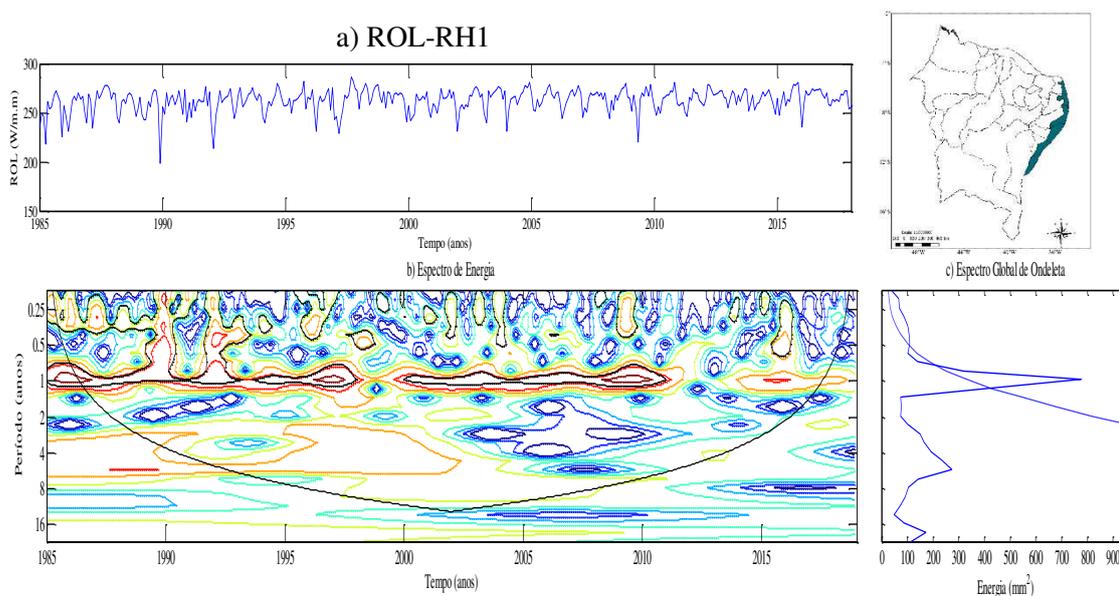


Figura 17. a) Série temporal de ROL para a RH1, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

O EPO e EGO de ROL para a RH2 predomina o ciclo anual com descontinuidade ao longo do tempo, assim como são vistas interações no intervalo intrasazonal, sazonal e na escala de 2 a 8 anos (Figura 18c e d). Na ST (Figura 18a), existem muitas flutuações de ROL ao longo do tempo, destacam-se os mínimos valores nos anos 1985 (206 W.m^{-2}), 1989 (209 W.m^{-2}), 1996 (210 W.m^{-2}), 2004 (229

W.m^{-2}) e 2011 (226 W.m^{-2}) conseqüentemente os máximos de precipitação para a RH2.

No geral, percebe-se que as ST de ROL e precipitação estão fora de fase, ou seja, o crescimento de um sinal implica no decréscimo do outro. O relevo, a cobertura do solo e as características físicas e geográficas podem ser um diferencial no processo convectivo local, como no caso do Agreste que reúne regiões de planaltos, com destaque para o Planalto da Borborema.

Um aumento dos núcleos de interações nas escalas subanuais nas séries de ROL é visto, para além daqueles nas séries de chuva, têm-se este resultado apenas nas RH1 e RH2, inclusive com significância estatística.

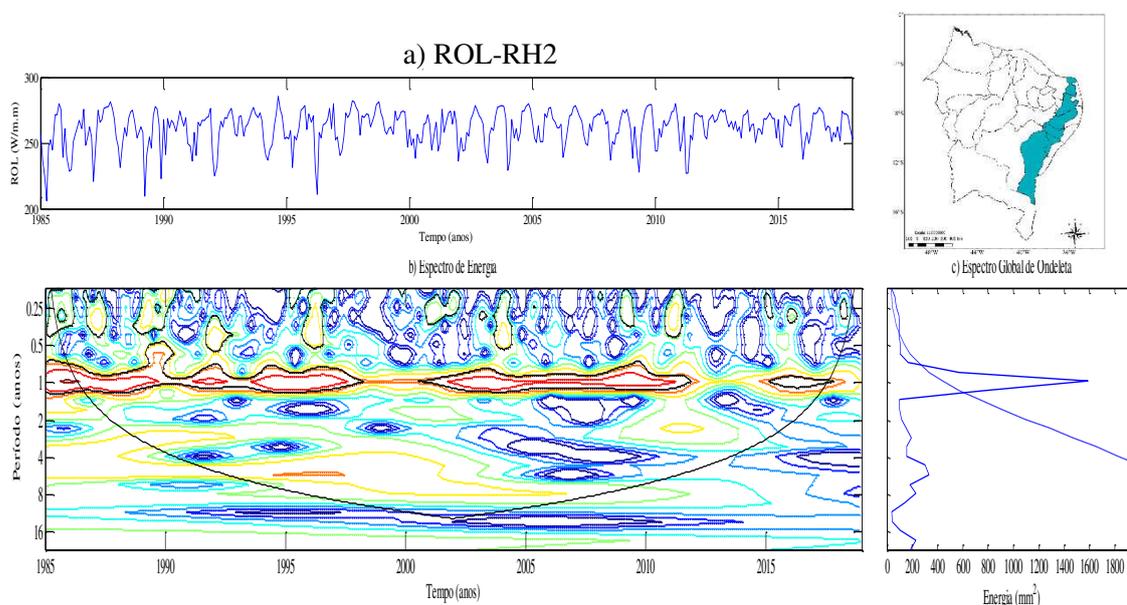


Figura 18. a) Série temporal de ROL para a RH2, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

Os resultados obtidos da TO para a ROL mensal da RH3 estão ilustrados nas Figuras 19a, c e d. A ST da ROL é bastante regular, com valores próximos de 300 W.m^{-2} , porém em alguns anos nesta região, verificaram-se valores inferiores, como nos anos 1985 e 2004, conseqüentemente, processos convectivos mais intensos com ROL da ordem de 196 W.m^{-2} e 206 W.m^{-2} , respectivamente, e pluviosidade elevada nos anos citados (INMET, 2018). Salienta-se que em 1985 houve o evento La Niña,

em março de 2003 a junho de 2004 o Pacífico estava em fase de neutralidade, logo em seguida teve início um evento de El Niño (Tabela A).

A análise do EPO e EGO mostra o ciclo anual predominante, interagindo com escalas de 2 a 4 anos (Figura 19c), pode-se dizer que há pouca atividade convectiva na RH3. Logo nestas situações os eventos de ENOS podem desempenhar um papel fundamental na variabilidade climática da região (ANDREOLI e KAYANO, 2004).

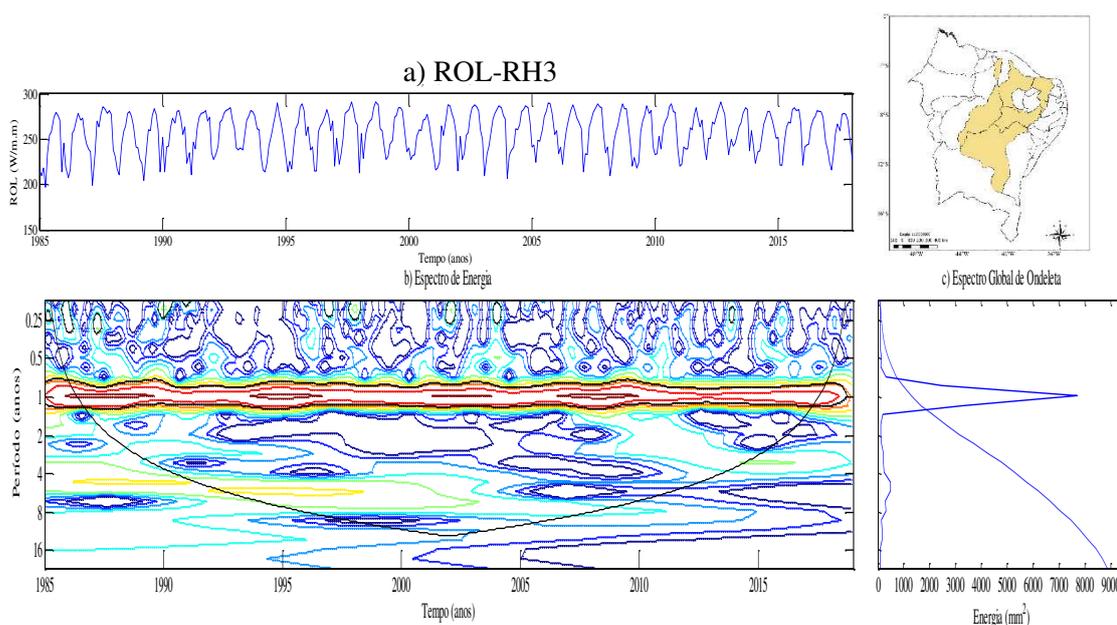


Figura 19. a) Série temporal de ROL para a RH3, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

A TO aplicada a ST de ROL para a RH4, também apresenta predominância do ciclo anual, com alguns núcleos de energia na escala de 2 a 4 anos na década 1990 e 2010, chegando até a escala de 8 anos de 1995 ao final da década de 2000, como mostrado no EPO e EGO (Figuras 20c e d). A atividade convectiva é relativamente baixa, com magnitude de ROL em torno 270 W.m^{-2} , indicando região de subsidência de ar, inibindo, portanto, a formação de nuvens e, suprimindo conseqüentemente, as chuvas. O padrão da precipitação se assemelha bastante com o padrão de ROL, onde os máximos de precipitação ocorreram na faixa de 210 W.m^{-2} , a exemplo de 1985

(469 mm / 200 W.m⁻²), 1989 (341 mm / 192 W.m⁻²), 2004 (419 mm / 215 W.m⁻²), 2008 (472 mm / 206 W.m⁻²) e 2009 (411 mm / 210 W.m⁻²).

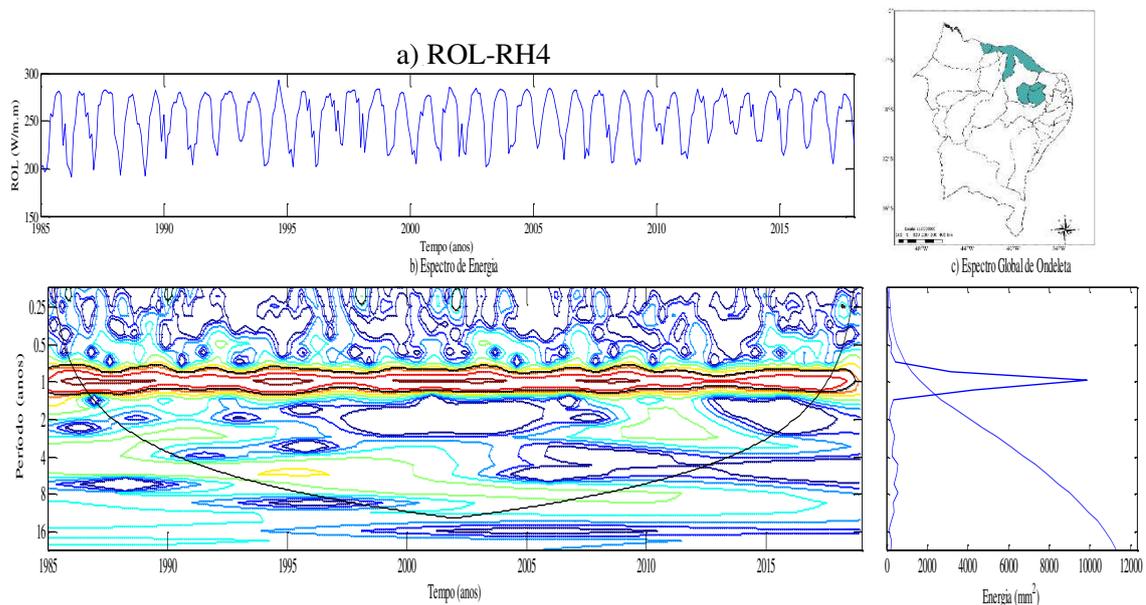


Figura 20. a) Série temporal de ROL para a RH4, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

A aplicação da TO a ST de ROL da RH5 é ilustrada na Figura 21a, verifica-se que onde os valores de ROL são da ordem de 260 W.m⁻², ocorrem os menores valores de chuva. Quando a atividade convectiva é mais intensa, temos menores valores de ROL de aproximadamente 200 W.m⁻² e precipitações mais abundantes, a exemplo de 1986 (547 mm / 186 W.m⁻²), 1989 (503 mm / 191 W.m⁻²), 1995 (466 mm / 193 W.m⁻²), 1996 (491 mm / 186 W.m⁻²), 2008 (490 mm / 188 W.m⁻²) 2009 (543 mm / 199 W.m⁻²).

No EPO e EGO predomina o ciclo anual, com poucas interações entre escalas, exceto a existência de um núcleo de energia na escala de 4-8 anos de 1987 a 2000 (Figura 21c e d).

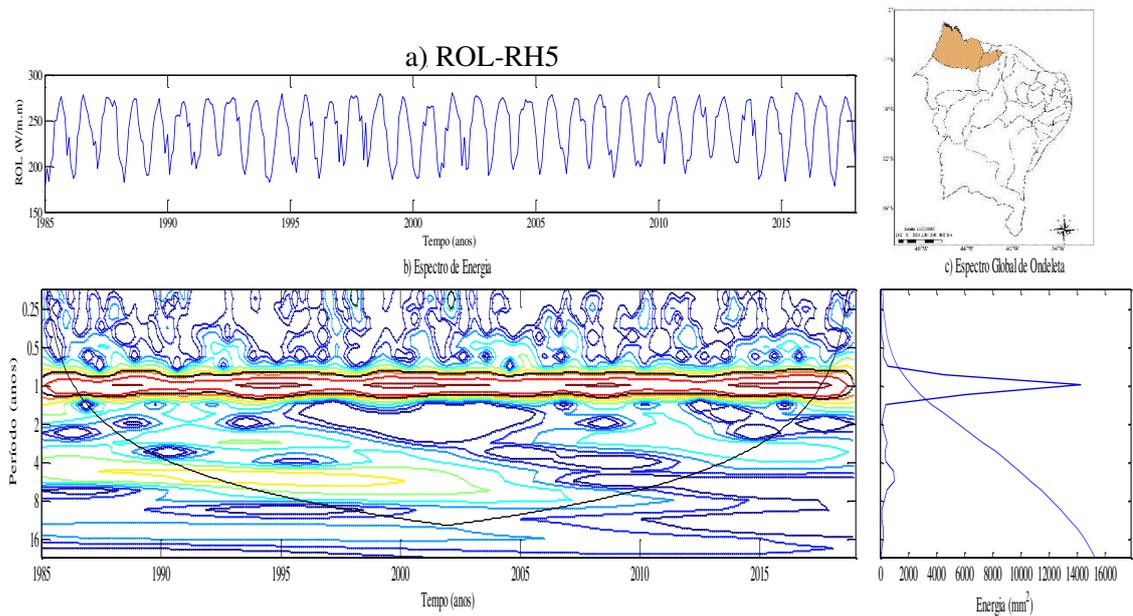


Figura 21. a) Série temporal de ROL para a RH5, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

Na Figura 22 são expostos os resultados da aplicação da TO a ROL para a RH6, que são semelhantes aos da RH5. Com ciclo anual dominante e regular em todo período. Nestas duas regiões (RH5 e RH6) o regime de precipitação é bastante regular, diferente das demais no NEB por apresentarem atividade convectiva constante, devido à sua proximidade com o oceano Atlântico ao norte e influência da floresta Amazônica, que funcionam como fonte de energia e umidade para os sistemas atuantes, tais como, ZCIT, VCAN (NASCIMENTO *et al.*, 2017).

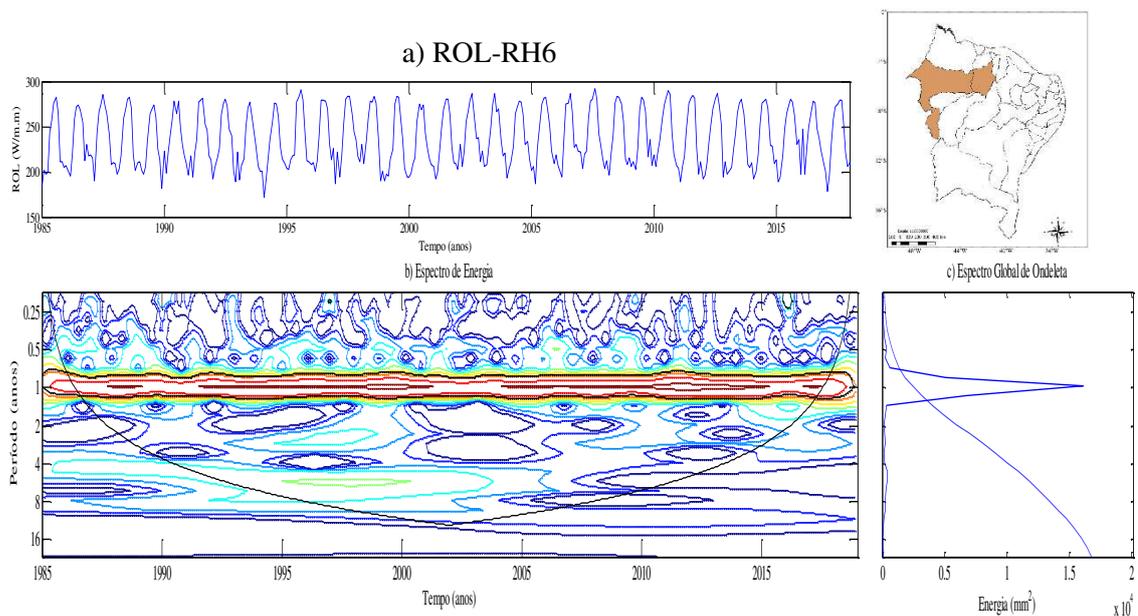


Figura 22. a) Série temporal de ROL para a RH6, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

A análise da TO para a ROL da RH7 é ilustrada a seguir, na ST (Figura 23a) nota-se baixos valores de ROL, caracterizando intensa atividade convectiva em dezembro de 1989 (183 W.m^{-2}), março de 1997 (211 W.m^{-2}), janeiro de 2004 (210 W.m^{-2}), janeiro de 2016 (202 W.m^{-2}), nestes anos além da escala anual, percebe-se a atuação da escala mensal até a de 4 anos, em alguns casos (Figura 23b). Conseqüentemente os períodos de pouca atividade convectiva se verificam durante a estação seca, ou seja, pouca nebulosidade.

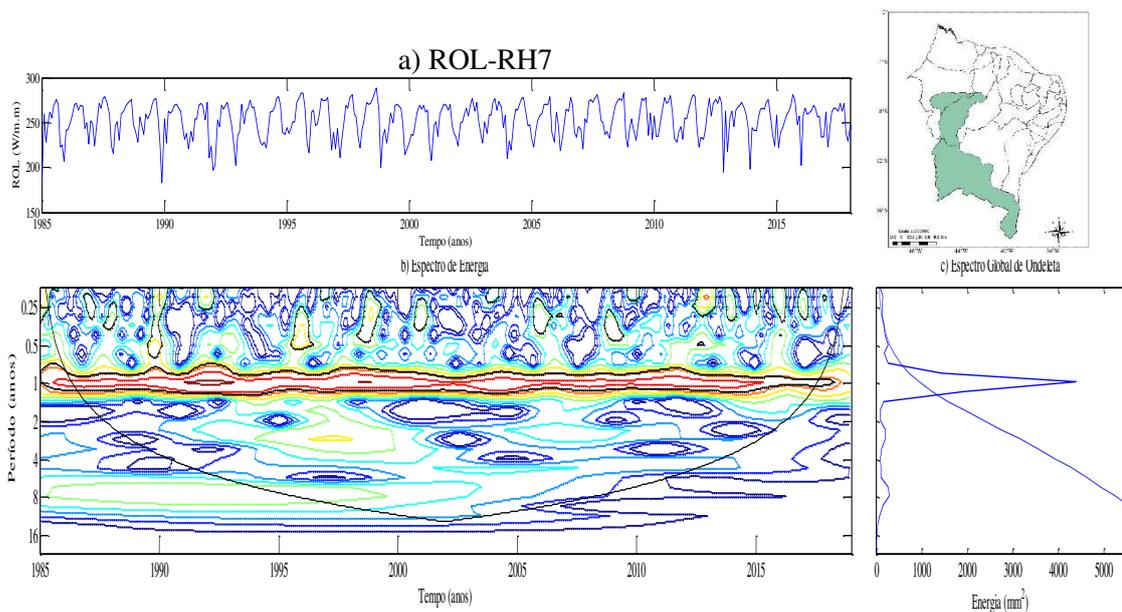


Figura 23. a) Série temporal de ROL para a RH7, b) área do NEB mostrando a região analisada, c) Espectro de energia, d) Espectro global.

Em síntese a TO aplicada as ST de ROL, mostrou com maior confiabilidade a variabilidade da mesma, nas diferentes escalas de tempo/frequência, possibilitando assim, avaliar sua contribuição no regime de chuva de cada RH no NEB. Esse trabalho concorda com estudos realizados por Silva Dias *et al.* (2002), que relata que a ROL pode subestimar ou superestimar a atividade convectiva na região tropical, e, se apresenta como um bom indicador de convecção tropical.

4.5. Aplicação da TO para TSM

Seguindo o mesmo procedimento empregado nas seções anteriores, são analisados e discutidos os resultados obtidos da aplicação da TO para as TSM dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical. A influência dos oceanos tropicais e sua interação com a atmosfera é, sem dúvida, o ponto inicial para entender os mecanismos relacionados às mudanças que ocorrem na precipitação sobre a região do NEB.

4.5.1. Pacífico Equatorial

Inicialmente estudou-se as 4 regiões monitoradas do Pacífico Equatorial que formam a região dos “NIÑOS”. As variabilidades anuais médias das 4 regiões de TSM do Pacífico Equatorial são mostradas na Figura 24. Observa-se que em média as temperaturas da região do Niño 1+2 são menores, à medida que se desloca na direção oeste do Pacífico as águas superficiais ficam mais aquecidas (região do Niño 4).

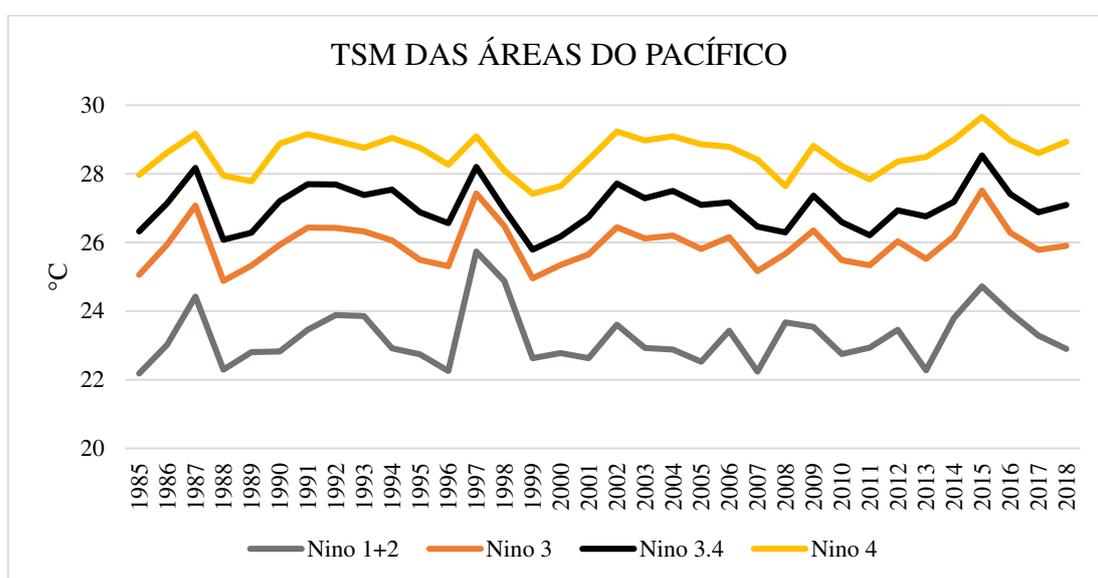


Figura 24. Variabilidade anual da TSM nas regiões do Niño1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4 no período de 1985 a 2018.

As Figuras 25c e d representam EPO e EGO obtido pela TO na região do Niño 1+2. Nos espectros observam-se que a TSM apresenta predominância de energia na escala maior variabilidade anual, interagindo com escalas maiores de 2 e 4 anos principalmente nos de 1990 a 2001. Observa-se importantes interações entre as escalas de 2-4 anos e anual, com valores de TSM mais e menos elevadas indicando a existência do fenômeno ENOS, principalmente da década de 1990 a 2004, modulando principalmente os anos de El Niño e La Niña (CERQUEIRA, 2010; BRAGA *et al.*, 2014).

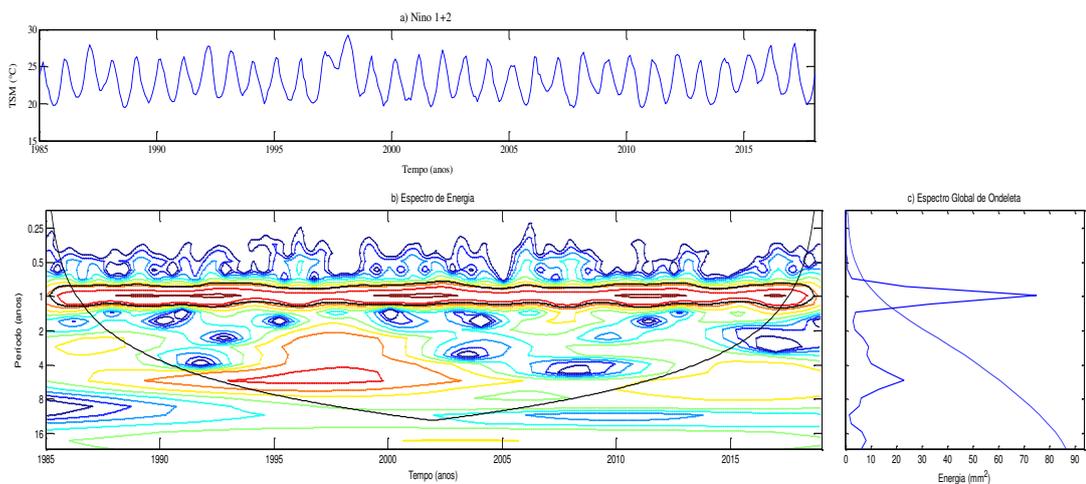


Figura 25. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 1+2.

Na região do Niño 3, tem-se uma configuração energética semelhante a região do Niño 1+2, percebe-se pelos EPO e EGO que a escala anual é dominante, porém menos intensa (Figura 26c). Destaca-se os anos do período de 1987 a 2015 (aumento ou decréscimo dos valores da TSM) que coincidem com anos de eventos de ENOS. Escala de 2-8 anos bem demarcada no EGO, que embora estejam dentro do cone de influência, não ultrapassaram a linha de significância (Figura 26d). Verifica-se que as máximas energias coincidem com os valores discrepantes de TSM, em 1988 (baixo) ocorrência de La Niña e alto 1997/1998, 2015/2016 anos de El Niño (Tabela A).

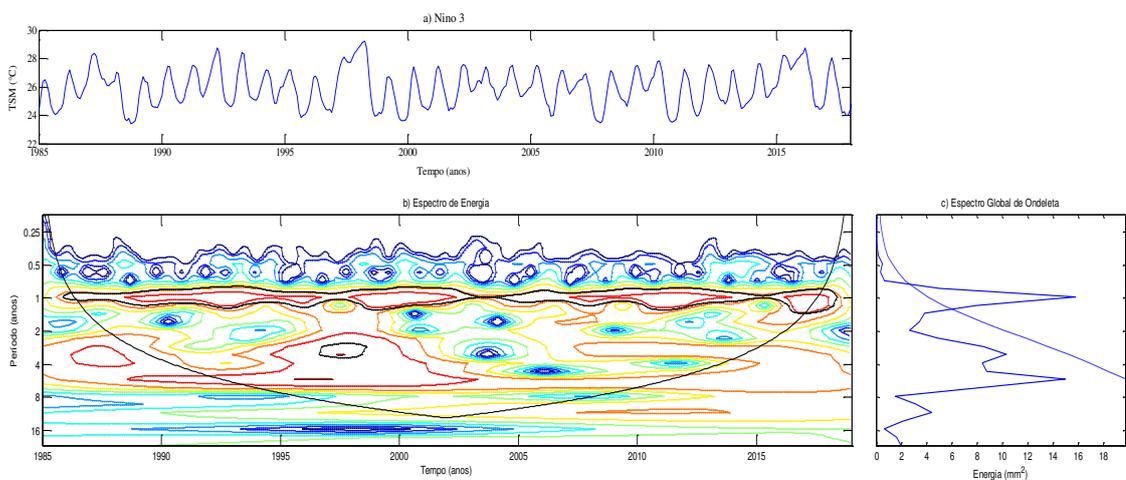


Figura 26. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 3.

Na região do Niño 3.4, a escala anual vai enfraquecendo e é pouco definida, nos EPO e EGO da TO estão evidenciadas as escalas de 4 anos interagindo com a escala decenal, que pode estar relacionada com a ODP (Figura 27c). Assim como, também há interação com as escalas bianual e anual, ou seja, nessa região a configuração entre as escalas aparecem de forma bastante caótica. Ainda assim, alguns casos merecem destaque pela interação entre as escalas, as quais são observados nos anos de 1988, 1991/1993, 1997/1998, 2010/2012, 2015/2016.

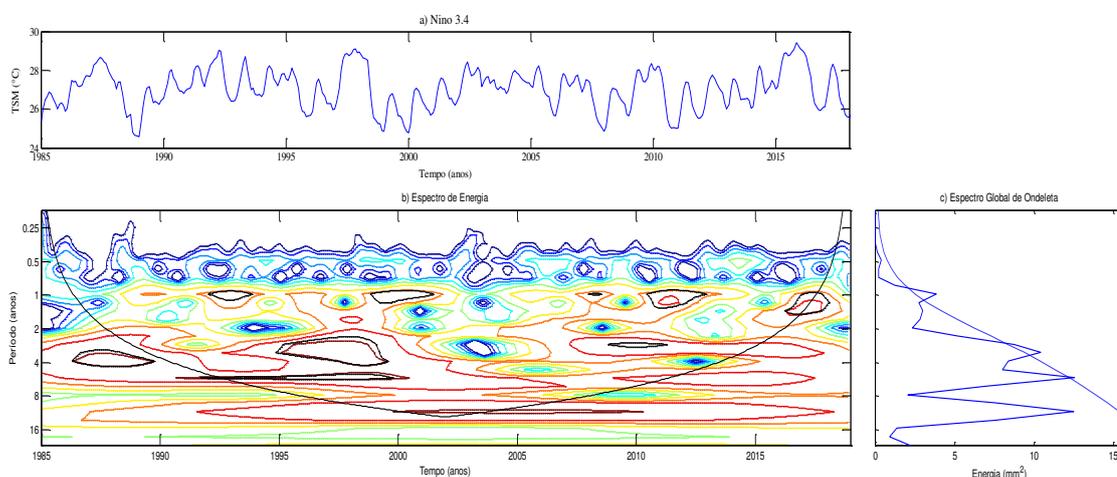


Figura 27. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 3.4.

Na região do Niño 4, a escala anual praticamente deixa de existir, nesta área as maiores energias se localizam em torno das escalas de 4 anos e decenal com contornos espectrais intensos, oscilações nessas escalas são mais comuns nessa região do Pacífico, pois a variação térmica ao longo do ano nessa região é quase constante.

À medida que vai se afastando da costa da América do Sul, as regiões do Niño 3.4 e 4 apresentam um enfraquecimento da energia na escala anual dando lugar a escala decenal. De acordo com Cerqueira (2010), a região tem pouco ou nenhuma relação com os eventos de ENOS.

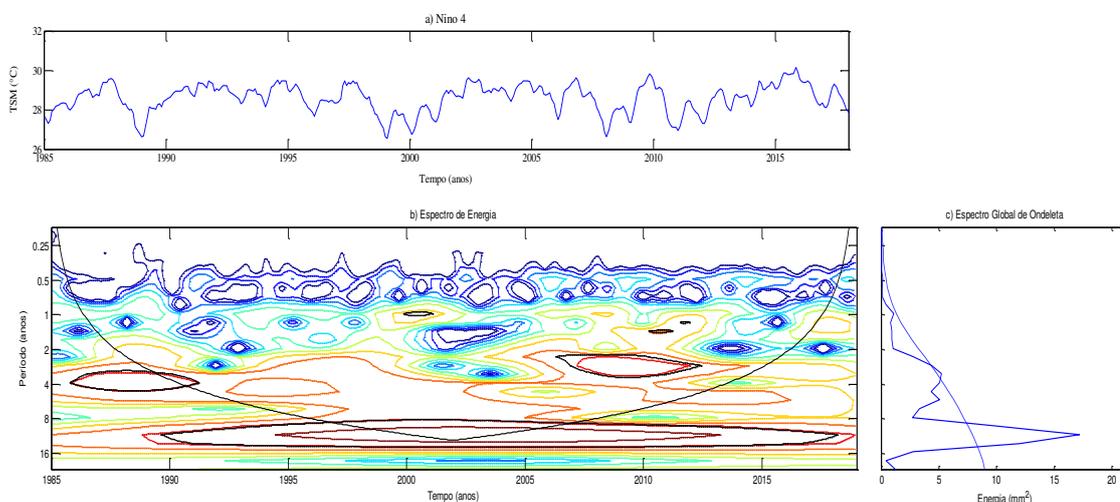


Figura 28. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o Niño 4.

4.5.2. Atlântico Tropical

A área do Oceano Atlântico corresponde às áreas do Atlântico Tropical Norte-ATN (5-20°N, 60-30°O) e Atlântico Tropical Sul - ATS (0-20°S, 30°O-10°E), as quais fazem parte de medições in situ descrita em Reynolds *et al.*, 2002. Apresenta uma complexidade muito grande e durante muito tempo, foi considerado como secundário em relação ao Pacífico.

A Figura 29 descreve o comportamento das ST do Atlântico ao longo do tempo, pode-se observar que o Atlântico Norte de forma geral é mais quente. Outra característica do Oceano Atlântico é sua quase estacionariedade, ou seja, se desenvolve no tempo aleatoriamente ao redor de uma média constante, independente da região, pois se percebe que existe uma regularidade das TSM.

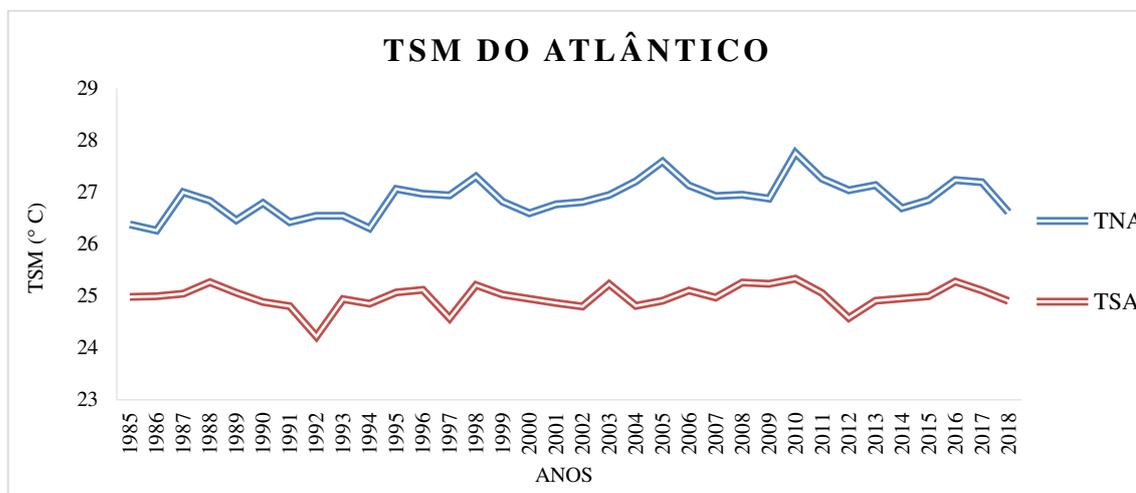


Figura 29. Variabilidade anual da TSM nas regiões do TNA e TSA no período de 1985 a 2018.

No Atlântico Norte o EPO mostra a escala anual mais pronunciada, além do ciclo anual, são vistas oscilações na escala bianual até a decenal fazendo parte da construção da ST (Figura 30b), o fato das maiores energias estarem concentradas na escala anual mostra que a variação da TSM está obviamente ligada às alternâncias dos solstícios e equinócios, assim como alguma onda climática na escala decenal também está relacionada na modulação da TSM do Atlântico Norte, mesmo que com menor intensidade. As variações em escalas interanuais e decenais da TSM do Atlântico Tropical são consideradas como um dos fatores mais importantes no controle do clima das regiões que o limitam (LUCENA, 2008).

Também se percebe que, ao longo dos anos a TSM do Atlântico Norte vem sofrendo um leve aumento, quando há o aquecimento das águas, a ZCIT se desloca para sua posição mais ao Norte não havendo convergência de umidade para o Nordeste, desfavorecendo as chuvas de região (UVO e NOBRE, 1989).

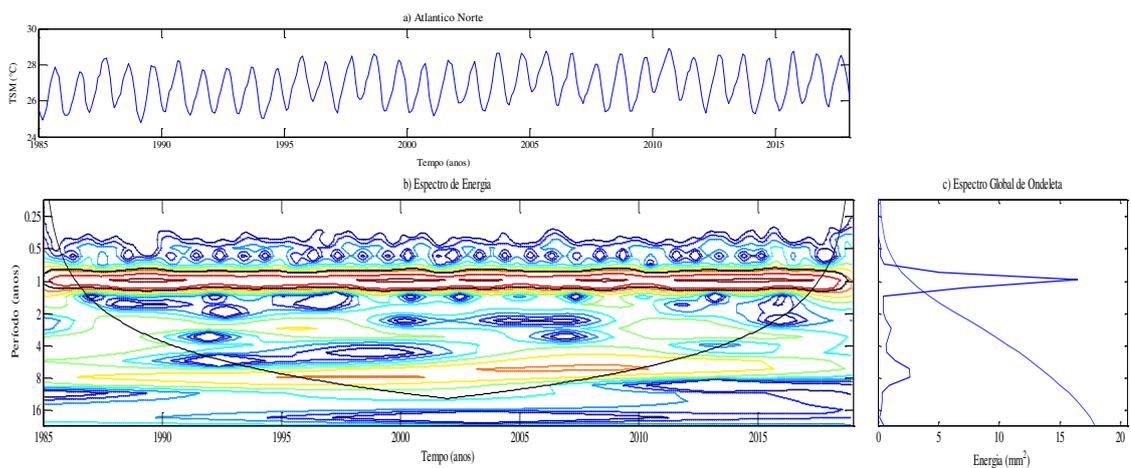


Figura 30. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o ATN.

O EPO para oceano Atlântico, na sua porção sul apresenta a predominância do ciclo anual, praticamente não existe energias associadas a outras escalas (Figura 31a e b). Deste modo, a escala que mostra maior variabilidade ocorre no ciclo anual, representando uma configuração quase estacionária.

Na ST do ATS, as maiores TSM ocorreram em 1988, 1995 e 2010, indicando a oposição de fase entre a parte norte e sul, pois quando o ATN está quente o ATS está frio e vice e versa, formando-se o chamado “dipolo” que tem grande influência sobre as chuvas no semiárido do NEB (CERQUEIRA, 2010).

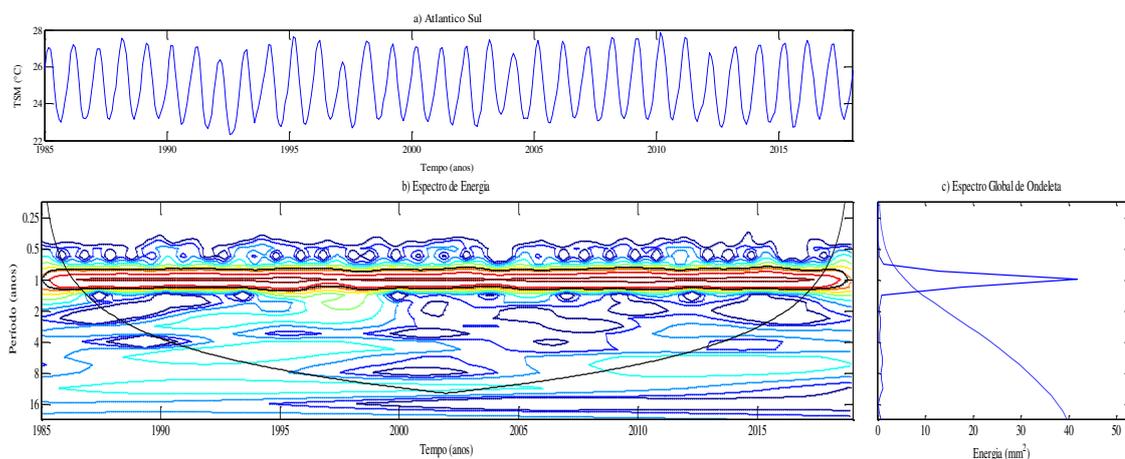


Figura 31. a) Série temporal, b) Espectro de potência, c) Espectro global para o ATS.

Assim, foi possível encontrar escalas dominantes da ordem interanual e decenal na região de estudo o que sugere a influência de fenômenos globais como ENOS e ODP.

4.6. TCO entre Precipitação e ROL

A seguir são apresentados os espectros cruzados entre as ST mensais de precipitação e ROL. A análise da TCO é um método eficaz para encontrar regiões comuns no espaço de tempo-frequência em que as duas ST mostram a maior potência entre ambas (GRINSTED *et al.*, 2004; BARBOSA e BLITZKOW, 2008). A ROL pode ser analisada conjuntamente com precipitação, uma vez que são inversamente correlacionadas, quanto maior (menor) os valores de ROL, menores (maiores) o volume da precipitação.

Linhas contínuas de cor branca indicam coerência significativa ao nível de 5%. A fase relativa é mostrada como vetores onde, horizontais para a direita indicam que as duas ST estão em fase; horizontais para esquerda indicam que as duas ST estão fora de fase; verticais para baixo indicam que a ST de precipitação está 90° avançada em relação à de ROL; verticais para cima indicam que a ST de precipitação está 90° graus atrasada em relação a ROL.

O ECO entre a precipitação e ROL para a RH1 (Figura 32), indica áreas significativas de potência comum, com interação entre as escalas na frequência semestral (1990, 1992, 2016) até a escala de 6 a 18 meses, onde as ST indicam alternância de comportamento entre chuva avançada em 45° , 90° e 135° em relação à ROL, praticamente não há um padrão nesta escala, porém esse resultado não tem explicação física. Em torno de 2 a 8 anos entre 1988 a 2004 as ST estão fora de fase, ou seja, a TCO foi capaz de detectar o sinal do ENOS influenciando na quantidade de nebulosidade e chuva desta RH. De 16 a 32 anos temos áreas de potência comum no início da ST até meados da década de 2000, porém sem significância estatística, por estarem fora do cone de influência.

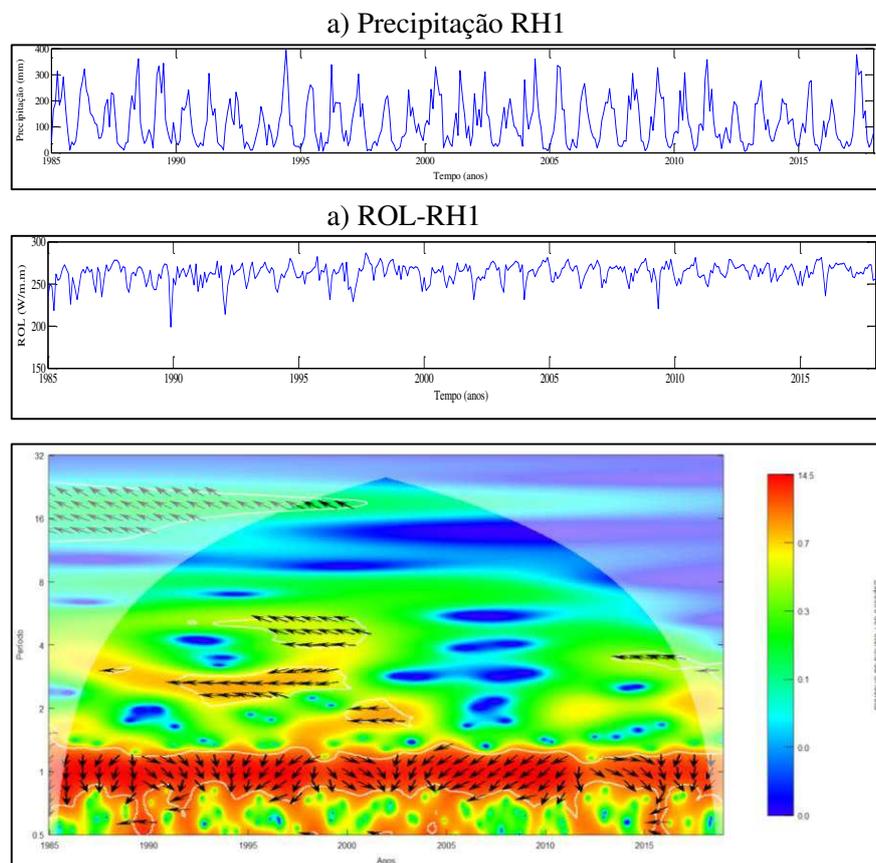


Figura 32. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH1.

O ECO entre precipitação e ROL para a RH2 (Figura 33) indica alta potência em torno da escala de 6 meses (1990, 1995, 1997 e 2004) a 18 meses (1985,

2000/2005 2010/2013, 2017) com descontinuidade deste ciclo no ano de 2013, assim como, núcleos na escala de 3 a 7 anos (escala de atuação do ENOS) entre 1985 a 2005, as setas indicam que as variáveis estão praticamente fora de fase. De 16 a 32 anos fora de fase, com baixas energias de potência. Esses resultados confirmam os encontrados no EPO individual de precipitação e ROL, com núcleos de energia significantes nestes períodos e escalas (seção 4.3 e 4.4), este resultado reforça a aplicação das duas análises.

Nas ST de precipitação e ROL são observadas as flutuações de ambas ao longo do tempo, mostrando que, o crescimento de um sinal implica no decrescimento do outro.

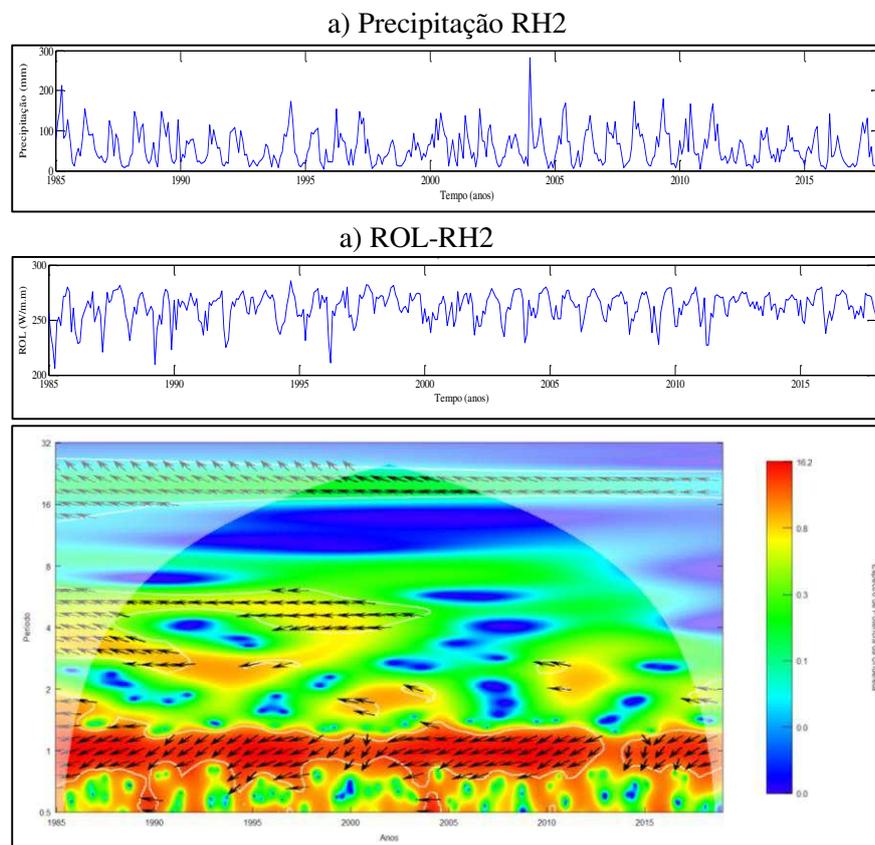


Figura 33. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH2.

A análise cruzada para a RH3 (Figura 34) indica comportamento diferente das anteriores, com potência comum entre as ST, apenas na escala de 6 a 18 meses em fases opostas. Os núcleos de energia em outras escalas são enfraquecidos, apenas um na escala em torno de 2 a 8 anos (1985 a 2001), fora de fase. Nesse período a maior parte dos anos foram marcados por eventos de ENOS, justificando as ST estarem fora de fase. Esta é a região mais seca e que mais sofre aos impactos dos fenômenos de EN ou LN.

Nota-se um padrão na distribuição da nebulosidade e consequentemente da precipitação, no sentido Leste-Oeste, a qual pode indicar a influência da maritimidade e continentalidade no interior do NEB (SILVA, *et al.*, 2010).

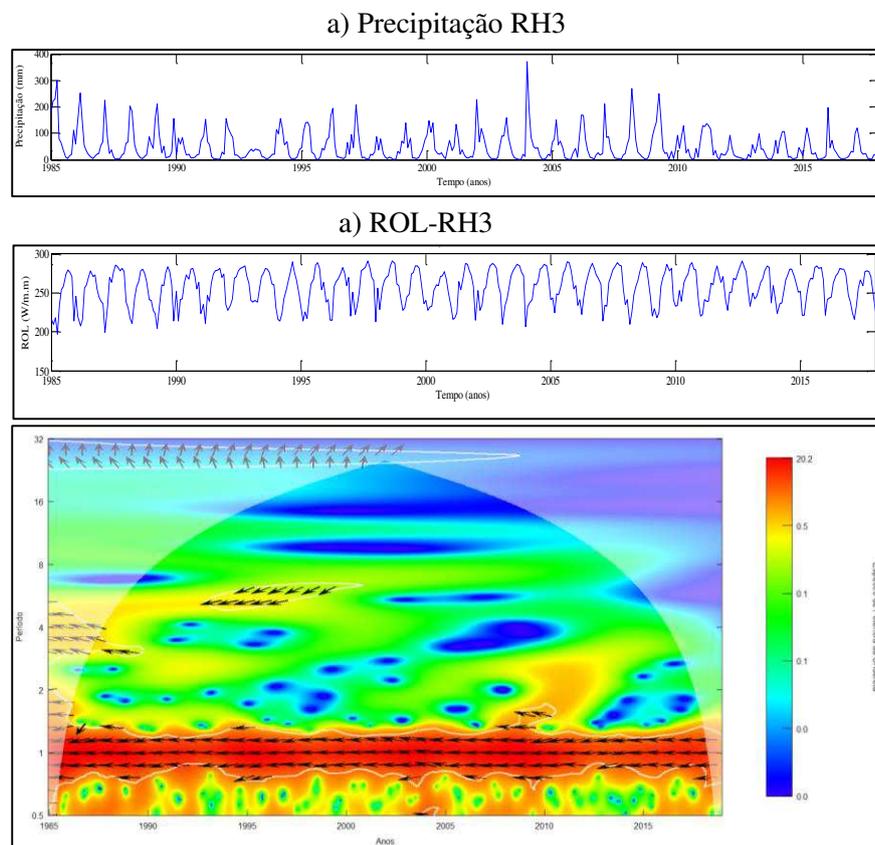


Figura 34. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH3.

O ECO entre a precipitação e ROL para a RH4 (Figura 35) indica áreas de potência comum na escala de 6 a 18 meses durante todo o período, apresenta

covariabilidade entre as duas variáveis também na escala de 3 a 7 anos (1985 a 1995) e de 8 anos entre 1997 a 2005, ambas em fases opostas. A diferença de fase entre os sinais das variáveis quer dizer que, o crescimento de um sinal é correlacionado com o decréscimo do outro (LIMA, 2017), como pode ser visto nas ST a oposição de fase.

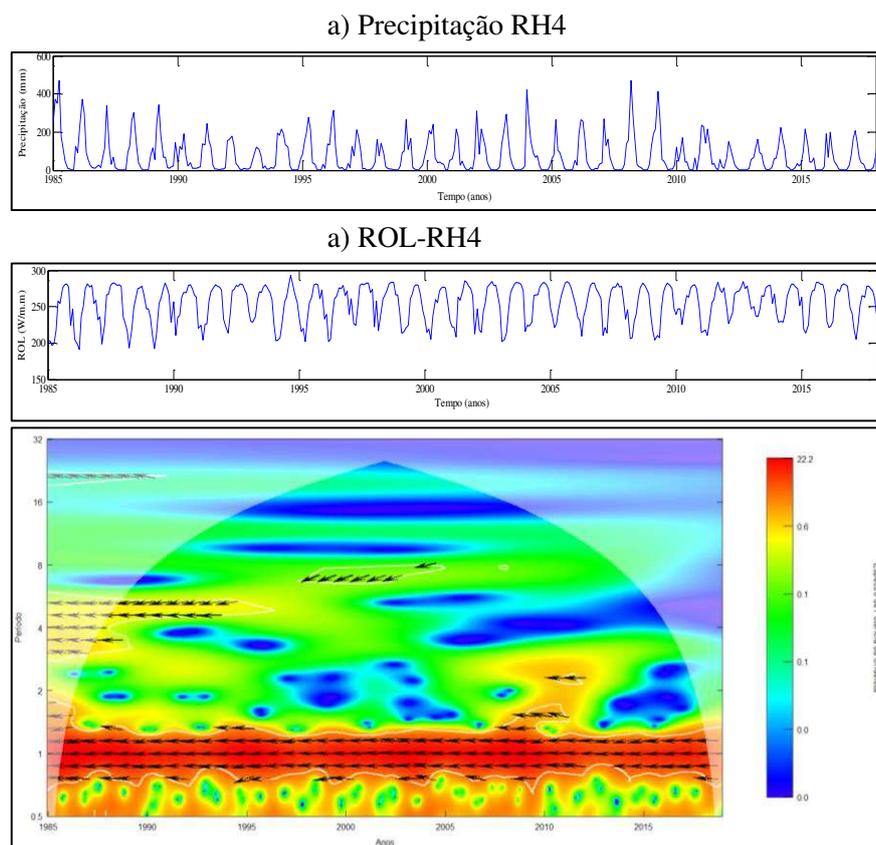


Figura 35. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH4.

O ECO entre a precipitação e ROL para a RH5 (Figura 36) indica áreas significativas com altos valores de potência ao longo de toda a ST na frequência de 6 a 18 meses, em fases opostas, além de um núcleo na escala de 4 a 8 anos na década de 1990, confirmando a oposição de fase entre a chuva e ROL, quanto maior (menor) os valores de ROL, menores (maiores) o volume da precipitação, estes núcleos também são vistos no EPO individual de chuva e ROL da RH5.

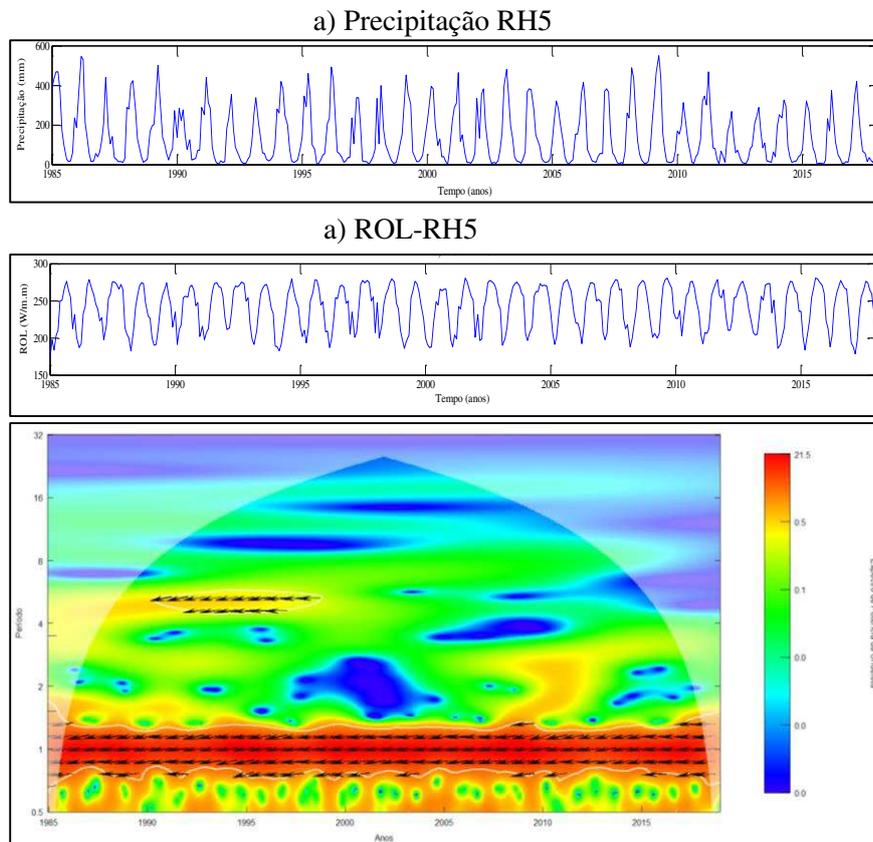
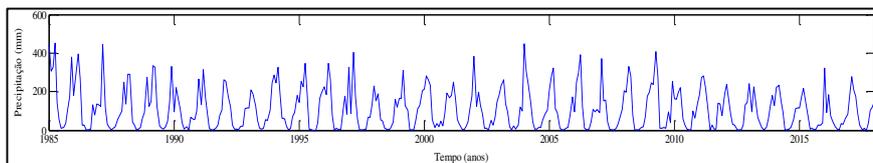


Figura 36. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH5.

A ondeleta cruzada entre precipitação e ROL da RH6 (Figura 37) mostra que a frequência de 6 a 18 meses é a única que apresenta covariabilidade entre as duas variáveis nesta RH, semelhantemente ao encontrado para as outras RHs distribuídas pelo NEB, estando as séries em fases opostas. Como observado no EPO anteriormente, o ciclo anual é dominante e regular em todo período, tanto para a chuva como para ROL, pois esta região possui muita atividade convectiva, que funciona como fonte de energia e umidade para formação de nuvens (NASCIMENTO *et al.*, 2017).

a) Precipitação RH6



a) ROL-RH6

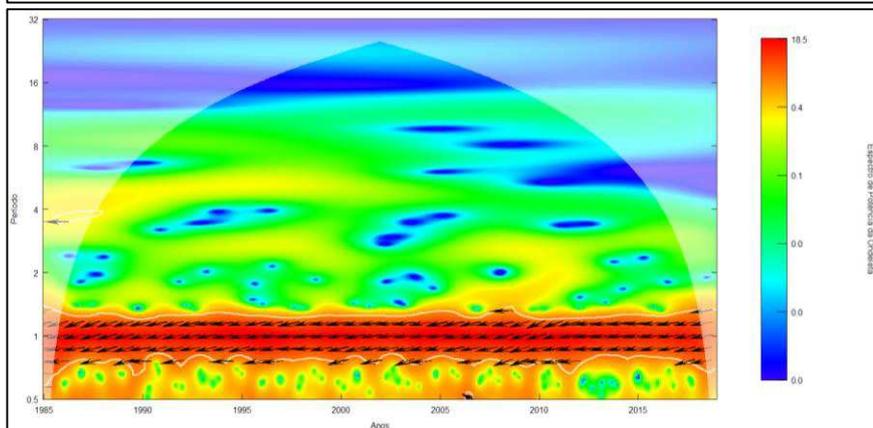
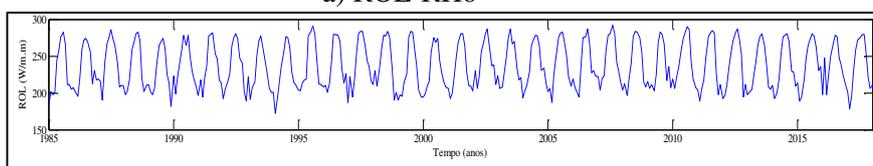


Figura 37. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH6.

Na análise cruzada da RH7 (Figura 38), percebe-se que as ST analisadas estão fora de fase na frequência de 6 a 18 meses. Nessa RH praticamente não há núcleos de energia em outras escalas, na série de precipitação percebe-se muitas flutuações, enquanto que, na série de ROL, em sua maioria os valores são altos, com poucos anos com valores menores que 200 W.m^{-2} , indicando no geral, pouca atividade convectiva na RH. Como já mencionado, em 1997 foi um ano de muita atividade convectiva e precipitação, a análise da TCO indicou que foi o único que mostrou potência comum entre as duas ST na escala de 2 a 4 anos, a RH não sofreu influência do El Niño de 1997/98, concordando com os resultados encontrados por Santos, 2016.

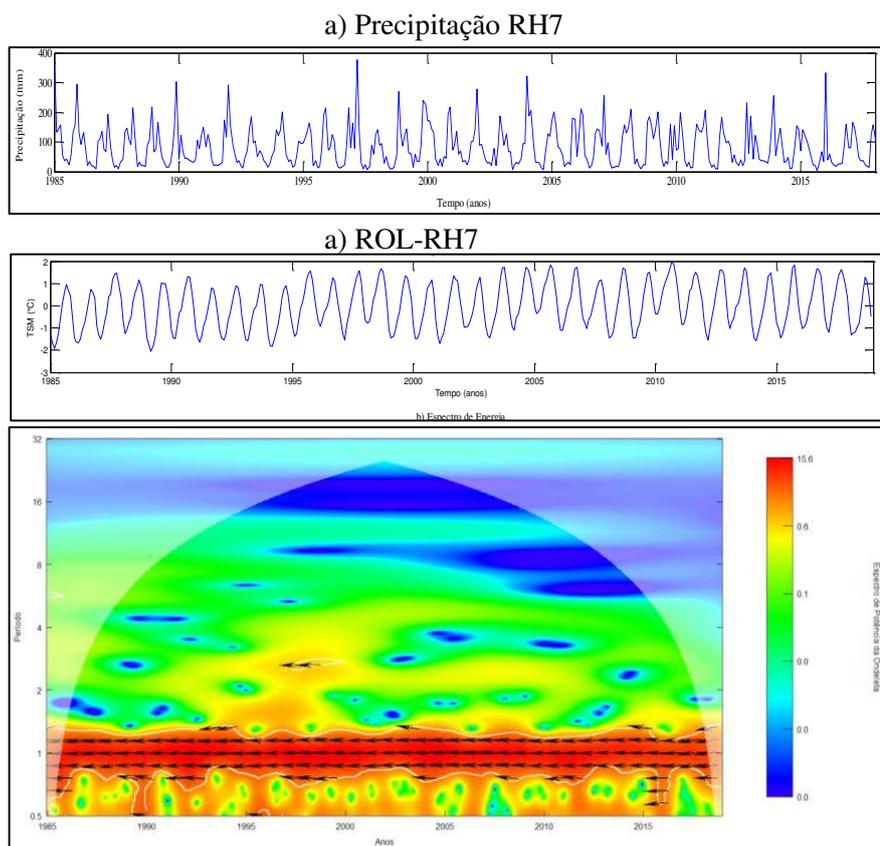


Figura 38. ECO entre as ST de Precipitação e ROL para RH7.

4.7. TCO entre Precipitação e TSM

Diante da importância que tem a TSM no regime de chuva no NEB, nesta seção será abordado o comportamento térmico da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico em relação a precipitação na região. Sabe-se que, estudos realizados por alguns autores para o NEB encontraram relações lineares importantes entre as TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico tropical e as chuvas na região (CERQUEIRA, 2010, BRAGA *et al.*, 2014, SANTOS, 2016). Neste trabalho, calculou-se inicialmente a correlação linear entre as TSM destes oceanos e RH de chuva no NEB.

Como indicado da Tabela 2, observa-se que as RH3, RH4, RH5 e RH6 apresentaram elevadas correlações positivas, com a TSM na região do Niño 1+2 no Pacífico e Atlântico Tropical Sul, e negativa com o Atlântico Tropical Norte. Outro

fato importante na Tabela 2 é a ausência de correlação entre as regiões Niño e as RH1 e RH2 que correspondem ao Leste e Agreste do NEB, respectivamente. Esse resultado é semelhante ao encontrado por Moura *et al.*, (2009) que demonstraram haver maior correlação da precipitação do setor leste com o oceano Atlântico, do que com o Pacífico. Este mesmo resultado ocorreu com a RH7, que para o Atlântico apresentou correlação moderada.

A partir dos resultados obtidos das correlações lineares mais significativas, aplicou-se a TCO para investigar e precisar melhor os índices encontrados. Pois no ECO, os pares são analisados através dos vetores, que determinam o atraso temporal de resposta de uma série em relação à outra, ou seja, se a precipitação, está em fase, fora de fase, adiantada ou atrasada em relação às variações da TSM.

RH / TSM	NINO 1+2	NINO 3	NINO 3.4	NINO 4	ATN	ATS
RH1	0,1	0,3	0,3	0,1	-0,2	0,2
RH2	0,2	0,3	0,2	0,0	-0,4	0,4
RH3	0,6	0,3	0,0	-0,3	-0,7	0,7
RH4	0,7	0,4	0,0	-0,3	-0,7	0,8
RH5	0,7	0,5	0,1	-0,3	-0,8	0,9
RH6	0,6	0,2	-0,1	-0,3	-0,7	0,7
RH7	0,3	0,0	-0,2	-0,4	-0,4	0,4

Tabela 2. Coeficiente de correlação linear entre a precipitação e a TSM.

4.7.1. TCO entre Precipitação e TSM do Pacífico

A seguir são apresentados e discutidos os ECO entre a precipitação das RH3, RH4, RH5 e RH6 do NEB e TSM da região Niño 1+2 do Pacífico.

A Figura 39 ilustra o ECO entre a precipitação da RH3 e a TSM da área do Niño 1+2. Os núcleos de potência mais intensos são observados no período da frequência de 6 a 18 meses, indicando que as ST estão em fase, de 1997 a 2000 na escala de 2 a 4 anos, indica que a chuva está avançada em 135° da TSM, ou seja, 22,5 meses. A frequência de 3 a 8 anos, estão praticamente em fases opostas de 1985 a

2002. As décadas de 1990 e 2010 foram mais secas, este período mais seco, provavelmente foi decorrente da atuação de fortes eventos de El Niño (1991/1992, 1997/1998, 2009/2010 e 2014/2016), concordando com os resultados de ARAÚJO, 2013.

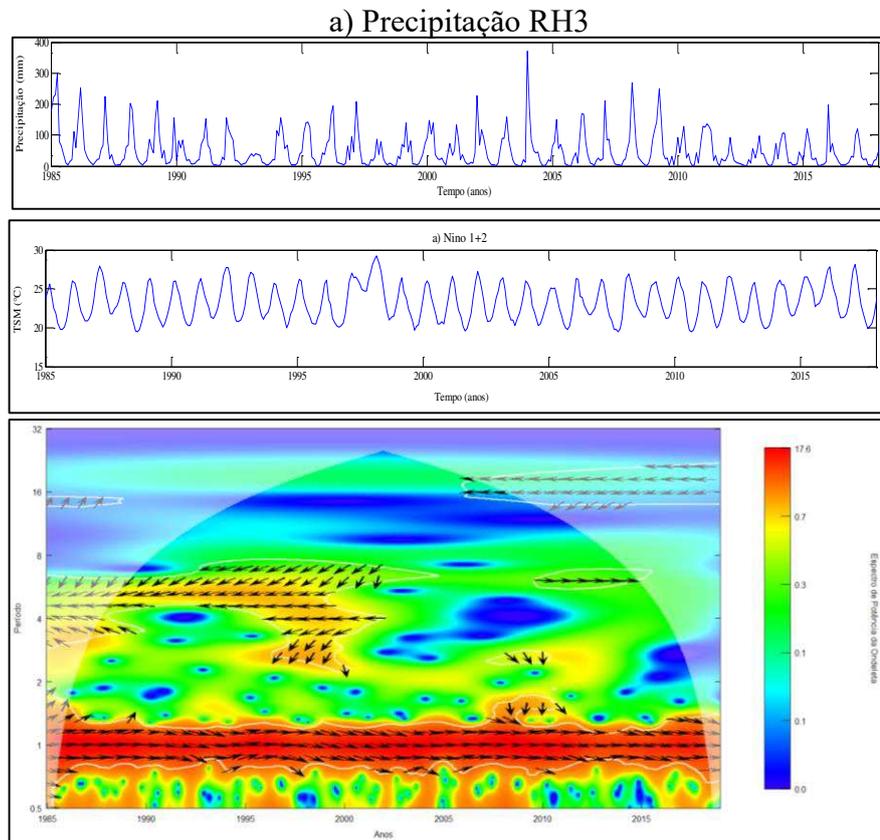


Figura 39. ECO entre a RH3 e Niño 1+2.

A Figura 40 ilustra os resultados da aplicação da TCO as séries da RH4 e Niño 1+2, que indica áreas significativas de potência comum na frequência de 6 a 18 meses, mostrando que as duas ST estão em fase. Na frequência de 3 a 8 anos (Ciclo do ENOS) observa-se interações importantes em fases opostas, onde os valores maiores e menores da TSM indicam a existência do fenômeno ENOS. O ECO praticamente não foi marcado por energias na frequência de 16 a 32 anos, concordando com o EPO individuais da RH4 e Niño 1+2.

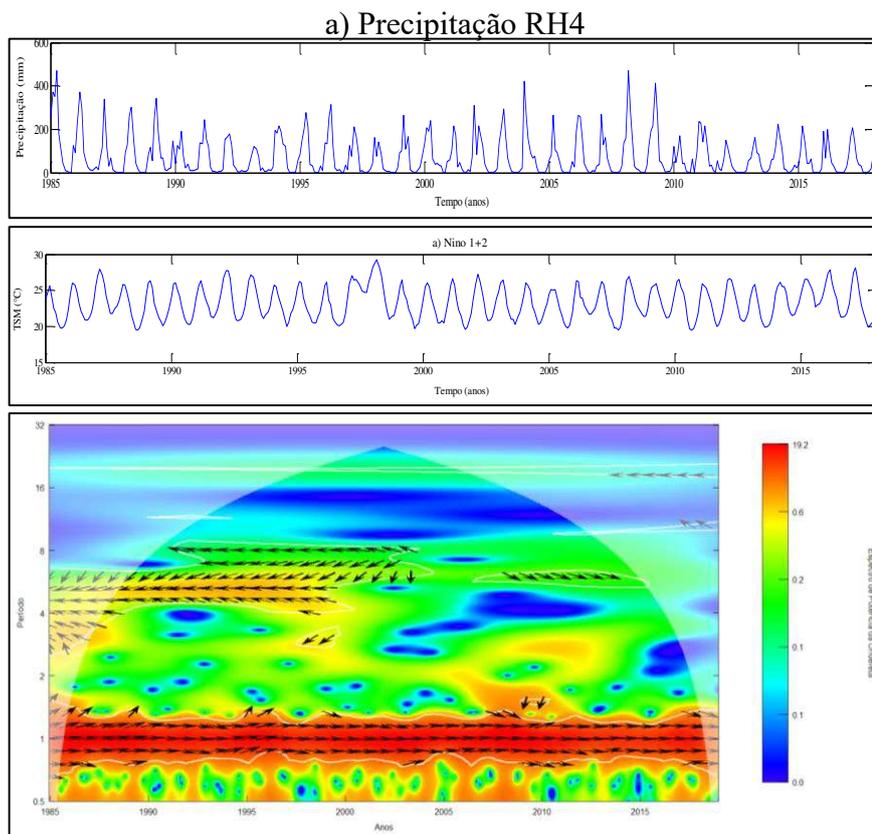


Figura 40. ECO entre a RH4 e Niño 1+2.

A Figura 41 mostra o ECO entre a RH5 e a TSM do Niño 1+2, que indica áreas significativas de potência comum de 6 a 18 meses, onde as ST se encontram em fase. Para o período 1985 a 2004 a frequência de 3 a 7 anos também foi intensa e influente, alternando entre fora de fase e com TSM avançada 135° da ST da chuva, ou seja, TSM avançada 13,5 meses da chuva. Neste caso o ECO é marcado por energias espectrais na frequência de 16 a 32 anos que se mostra atuante em toda a ST.

Ao longo do tempo ocorrem mudanças de fases, tanto nas oscilações de altas como nas baixas frequências, mostrando que a contribuição da TSM no comportamento da chuva não é linear na região.

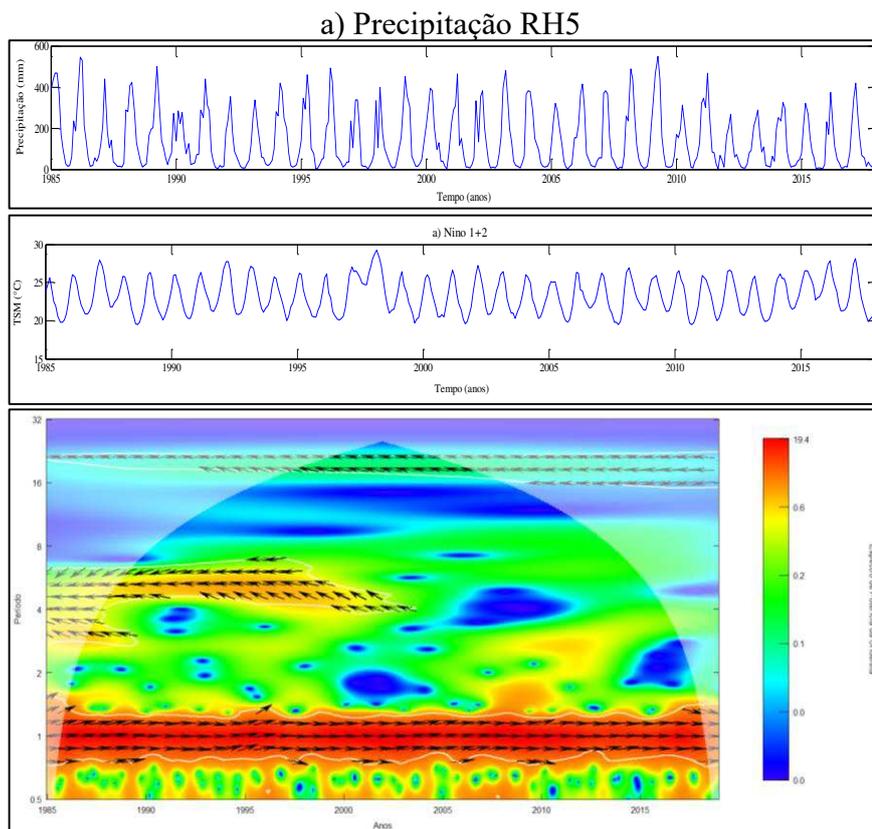


Figura 41. ECO entre a RH5 e Niño 1+2.

O ECO entre a RH6 e a TSM (Figura 42) indica que na região Niño1+2, a frequência de 6 a 18 meses apresenta maior potência comum entre as ST, porém, as setas indicam alternância entre em fase e chuva avançada 45° da TSM, ou seja, a TSM responde com um atraso de $1/8$ do período (10,5 meses). Entre 1985-2004, na escala de 2 a 4 anos também houve potência comum significativa entre as ST, estando fora de fase, estando em conformidade com o EPO individuais da RH6 e Nino 1+2.

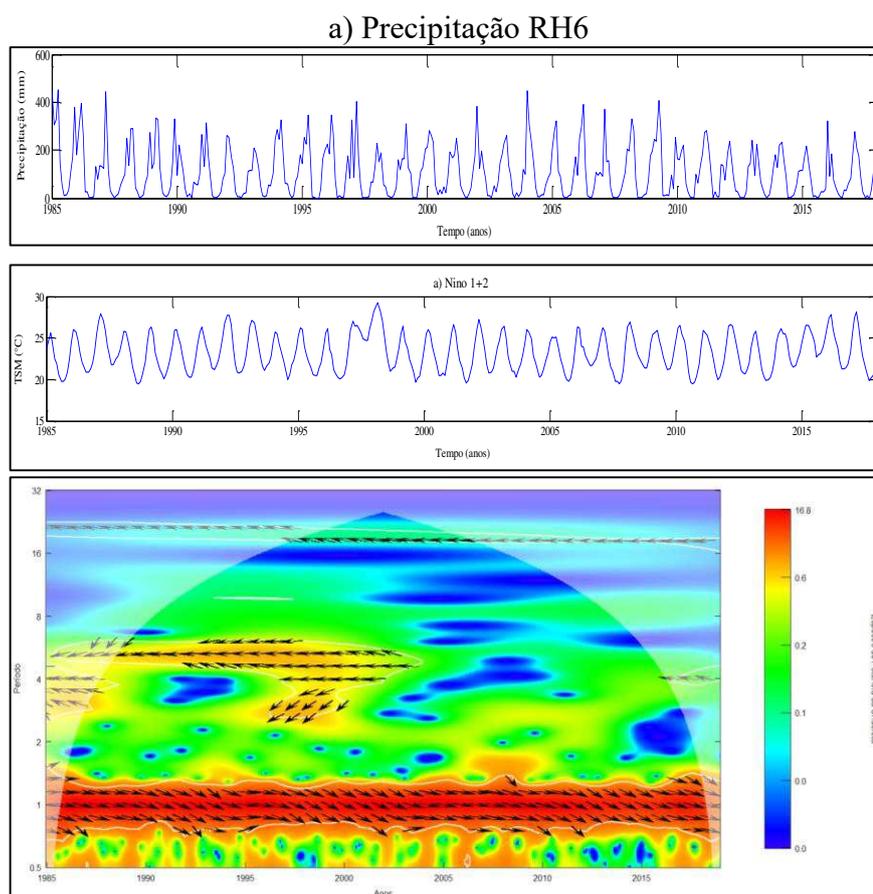


Figura 42. ECO entre a RH6 e Niño 1+2.

4.7.2. TCO entre Precipitação e TSM do Atlântico

É notório a influência dos fenômenos El Niño e La Niña sobre a precipitação do NEB, isso já foi bastante discutido em vários estudos desenvolvidos para região, entretanto, é oportuno ressaltar que as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical também influenciam a precipitação da região.

Na Tabela 2 consta os resultados das correlações lineares, obtidos entre as RH de precipitação do NEB e a TSM do Oceano Atlântico, para o período de 1985 a 2018. Observa-se que os maiores coeficientes de correlação (r) foram encontrados para o Oceano Atlântico. O ATN apresentou a maior quantidade de correlações significativas e negativas, que oscilaram entre -0,6 a -0,9, indicando uma relação

inversa de atuação entre a chuva e TSM da região Norte, ou seja, o aumento da temperatura dessa região oceânica implica no decréscimo da chuva. Isso se deve ao fato de quando a ZCIT está mais ao norte se tem no ATN valores mais quentes que o normal.

Enquanto que o ATS apresentou correlações positivas, que mostraram haver uma conexão entre o comportamento das variáveis. Esses resultados corroboram em parte com os encontrados por ARAÚJO, 2013 e BRAGA *et al.*, 2014.

Assim, levando em consideração os resultados obtidos acima (Tabela 2), fez-se uma breve análise da TSM do Atlântico Tropical e chuva através da TCO, visando especializar as correlações e compará-las com as lineares. Os resultados da aplicação da TCO para o ATN, ATS e chuvas são descritos a seguir.

A Figura 43 mostra o ECO entre a precipitação da RH3 e TSM do ATN, onde se observa áreas significativas de potência comum na frequência 6 a 18 meses, as quais se encontram fora de fase, isso demonstra o aumento (diminuição) da chuva à medida que a TSM diminui (aumenta). Na escala em torno de 4 anos entre 1985 a 1989 a série de precipitação está atrasada 225° da série de TSM, e de 2010 a 2013 a chuva está atrasada em 90° da TSM, na escala de 8 anos (1995 a 2015), a chuva está avançada 90° da TSM. De 16 a 32 anos temos áreas de potência comum em fase com baixos valores de potência ao longo do tempo.

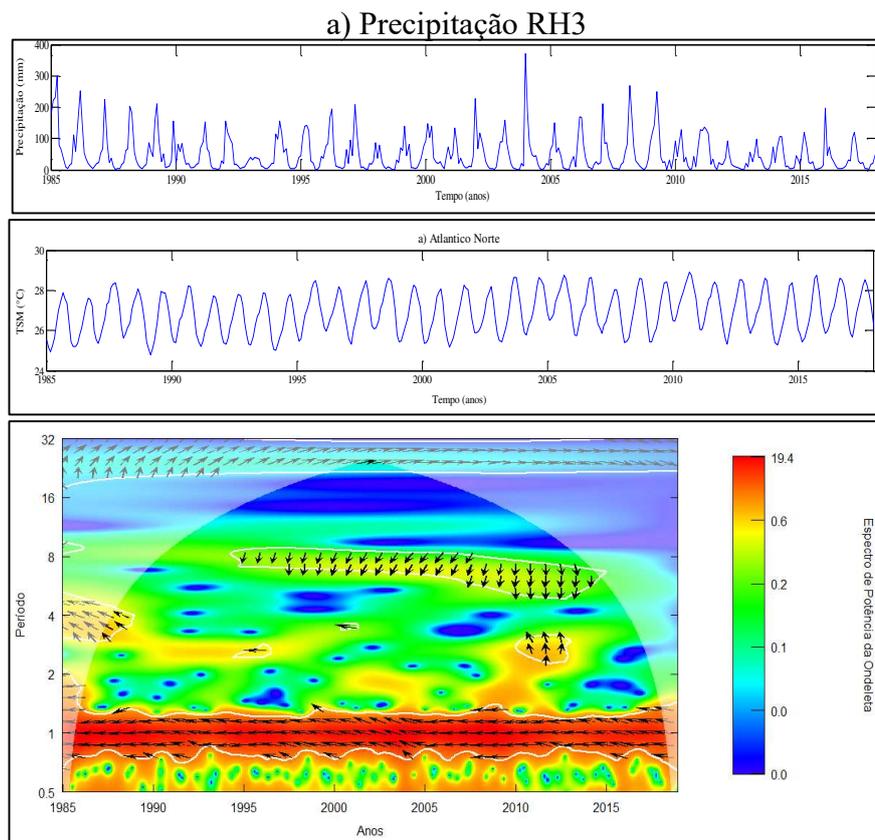


Figura 43. ECO entre a RH3 e ATN.

A relação entre as séries da RH4 e ATN (Figura 44) e determinação das escalas de tempo onde essa relação ocorre, foi realizada pela TCO, que mostra a potência comum de energia. Para a frequência em torno de 6 a 18 meses, as séries mostram-se estarem em fases opostas. Observa-se um núcleo na frequência em torno de 4 anos no início da série, em fases opostas e fora do cone de influência, outro núcleo contínuo e significativo a partir de 2000 a 2010, onde a chuva está avançada 135° da TSM.

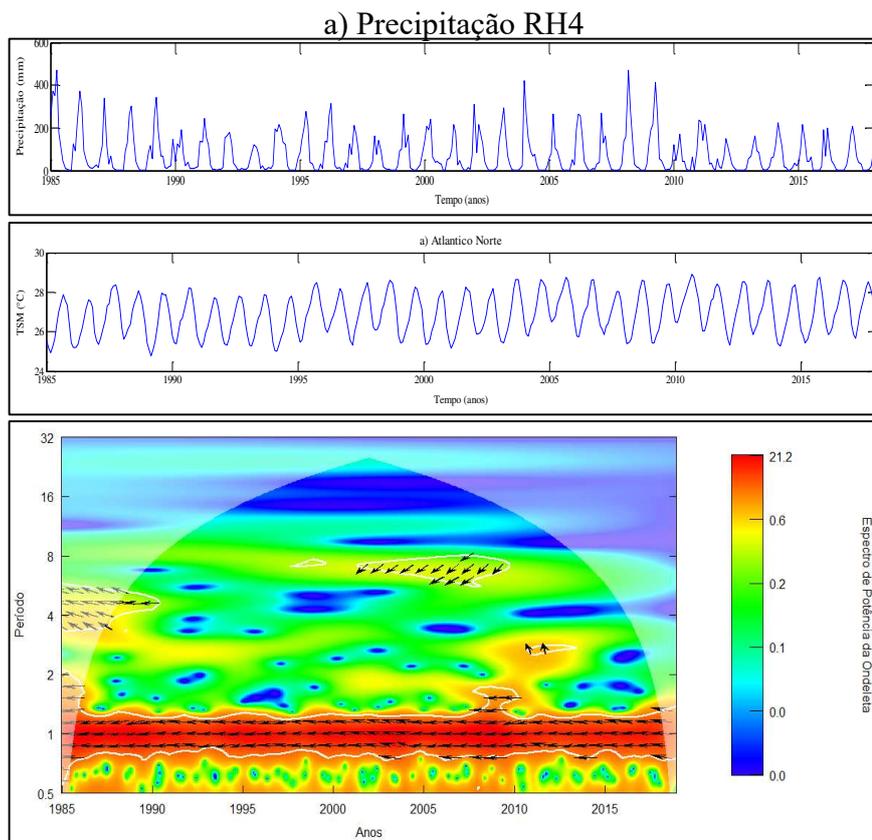


Figura 44. ECO entre a RH4 e ATN.

A TCO entre a RH5 e ATN (Figura 45) indica que as ST dividem áreas de potência comum na escala em torno de 6 a 18 meses em fases opostas, indica também energia de covariância entre as séries no período de aproximadamente 4 a 8 anos (1985 a 1989), diminuindo a potência gradativamente com o tempo (1997 a 2008), e (2009 a 2012), alternando entre fora de fase e chuva avançada da TSM em 90° e 135° . A maior correlação com o ATN foi obtida para a RH5 ($r = -0,8$), ou seja, o aumento (diminuição) da TSM dessa região implica no decréscimo (aumento) da chuva na RH.

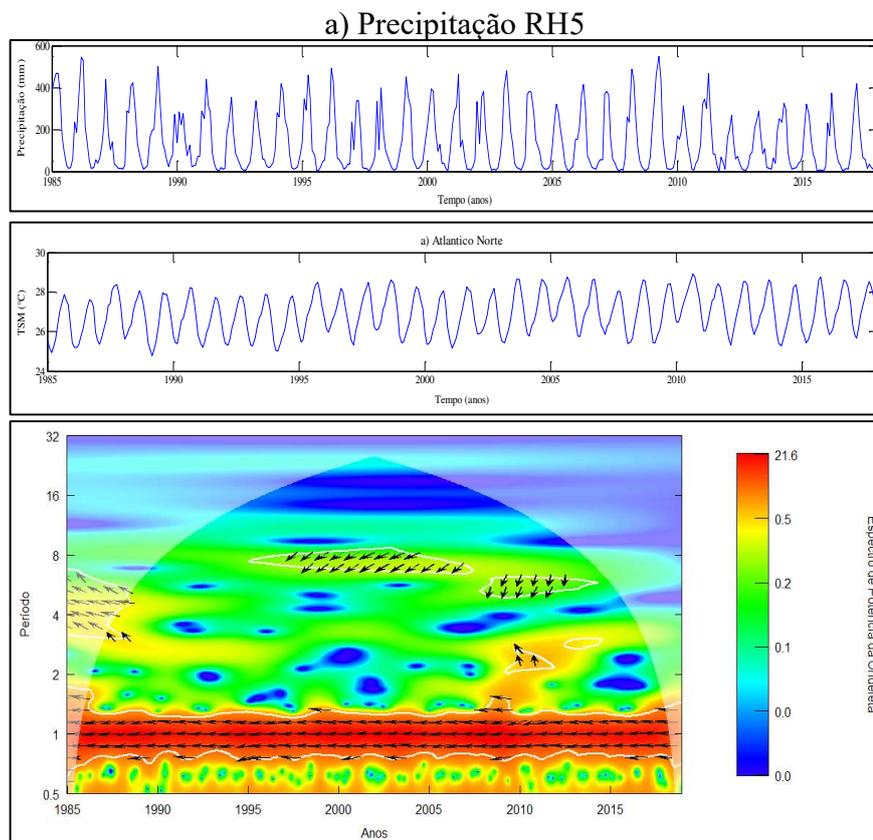


Figura 45. ECO entre a RH5 e ATN.

O ECO entre a RH6 e ATN (Figura 46) é marcado por energias espectrais intensas e a frequência em torno de 6 a 18 meses se mostra bastante atuante ao longo da série, nesta RH as setas estão dispostas de forma alternadas entre fases opostas e a TSM avançada 135° em relação a chuva. Verifica-se um núcleo na escala em torno 4 anos que vai de 1985 até 1991 em fases opostas e que perde vigor ao longo do tempo. Nesta RH as chuvas são bastante regulares praticamente o ano todo, devido à sua proximidade maior com o oceano Atlântico ao norte e influência da floresta Amazônica, que funcionam como fonte de energia e umidade para os sistemas atuantes, tais como, ZCIT, VCAN (NASCIMENTO, 2017, CERQUEIRA, 2010). Esses resultados mostram que a técnica da TCO permite determinar a covariabilidade entre duas ST a partir de sinais não estacionários.

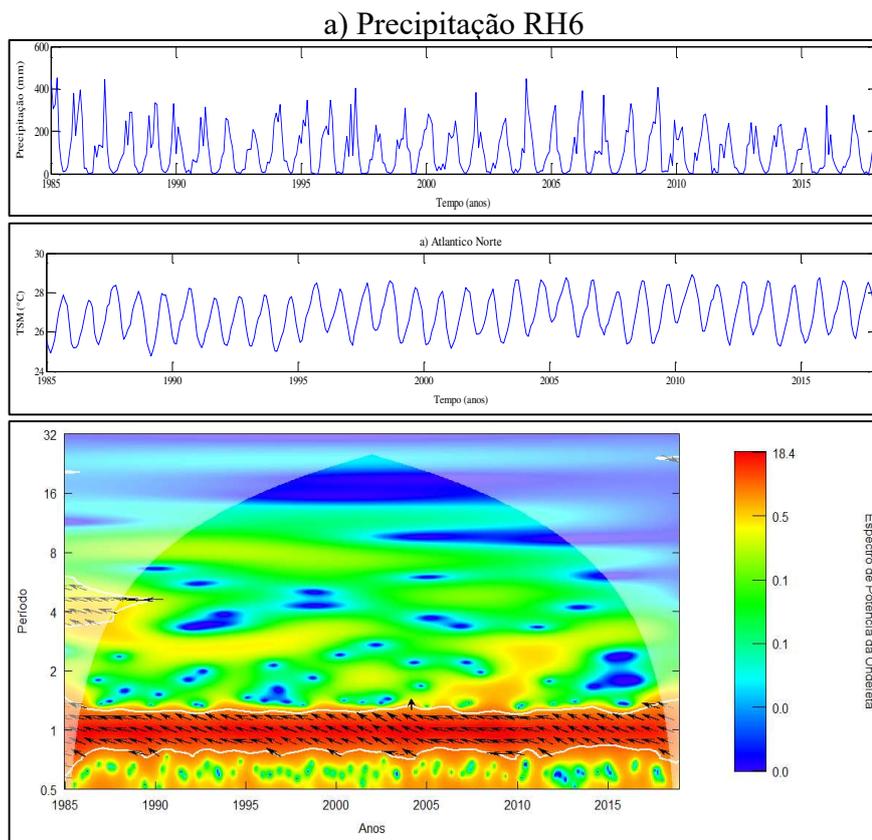


Figura 46. ECO entre a RH6 e ATN.

A Figura 47 ilustra o ECO entre as duas ST, da precipitação da RH3 e da TSM do ATS. As maiores potências comuns se concentram em torno de 6 a 18 meses, estando completamente em fase. Além da escala anual, tem-se apenas um núcleo insignificante na escala de aproximadamente 8 anos, onde as séries mostram-se estarem em fase, sendo que o sinal desta oscilação está fora do cone de influência.

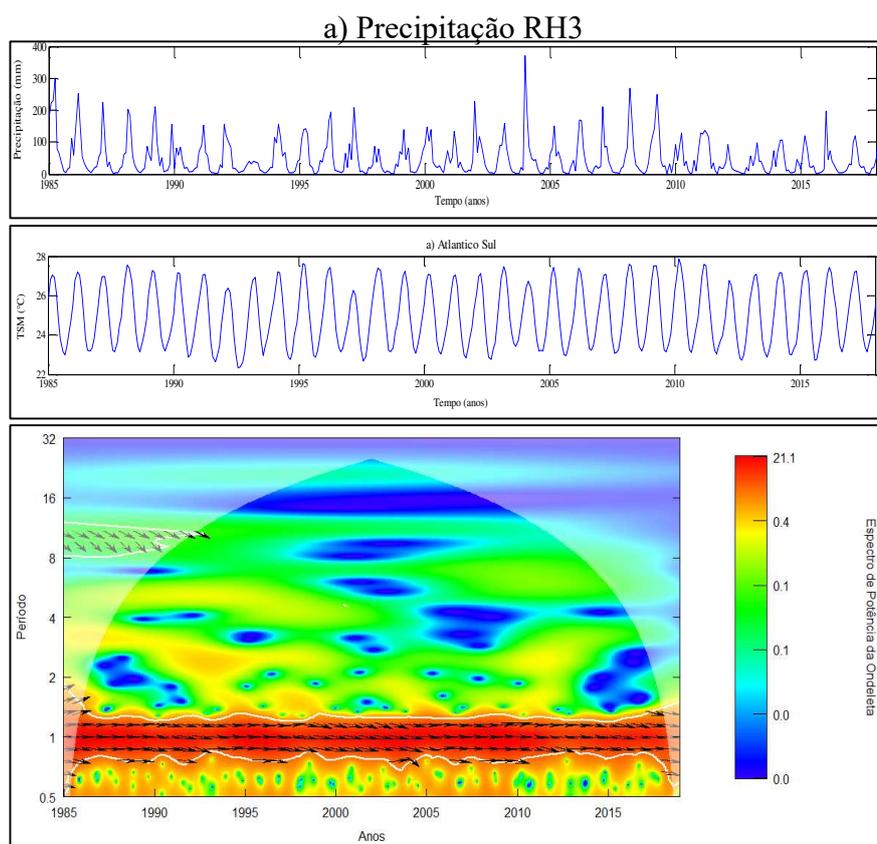


Figura 47. ECO entre a RH3 e ATS.

A TCO entre a RH4 e ATS (Figura 48) indica que elas dividem áreas de potência comum apenas na escala de 6 a 18 meses, ao longo de toda série se mostram estarem completamente em fase, ou seja, quando as duas ST estão em fases iguais, significa que ao aumentar a TSM da área aumenta a precipitação e vice-versa.

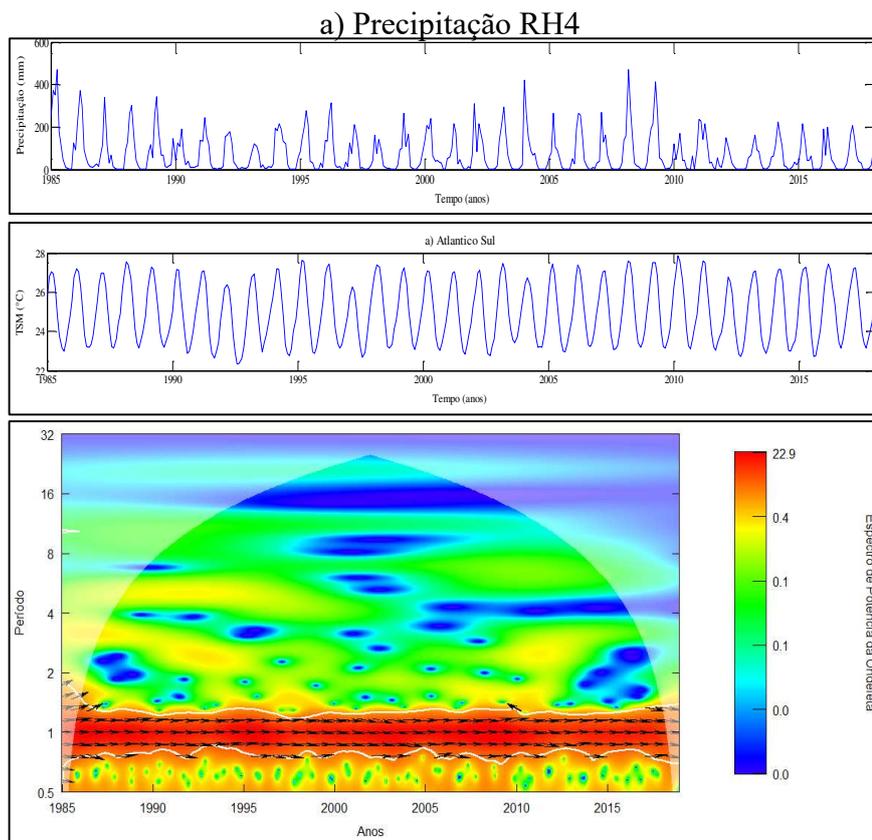


Figura 48. ECO entre a RH4 e ATS.

A TCO entre a RH5 e ATS (Figura 49) indica áreas significativas com altos valores de potência na frequência de 6 a 18 meses, e apenas um pequeno núcleo na escala de 4 a 8 anos, ambas em fase, esse resultado indica que a precipitação desta RH se relaciona a TSM apenas na variabilidade anual, mais uma vez destaca-se a importância do ciclo anual nas chuvas, principalmente na parte Norte do NEB.

a) Precipitação

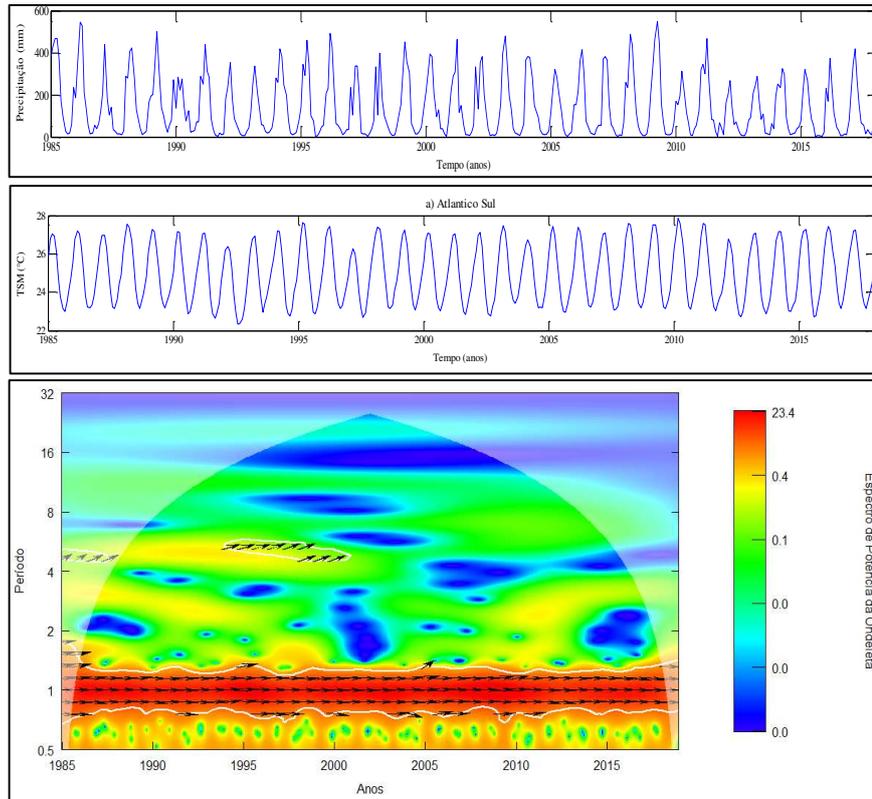


Figura 49. ECO entre a RH5 e ATS.

Na RH6, semelhantemente ao encontrado para as outras áreas do Atlântico, no ECO, também foi verificado que a frequência entre 6 e 18 meses é a que possuiu a maior potência comum entre as séries, com a chuva avançada 45° da TSM (Figura 50), ou seja, respondendo apenas 1/8 do período, indicando que possivelmente as chuvas da época estão relacionadas com outros sistemas precipitantes, tais como, ZCAS e VCAN (UVO,1989).

a) Precipitação RH6

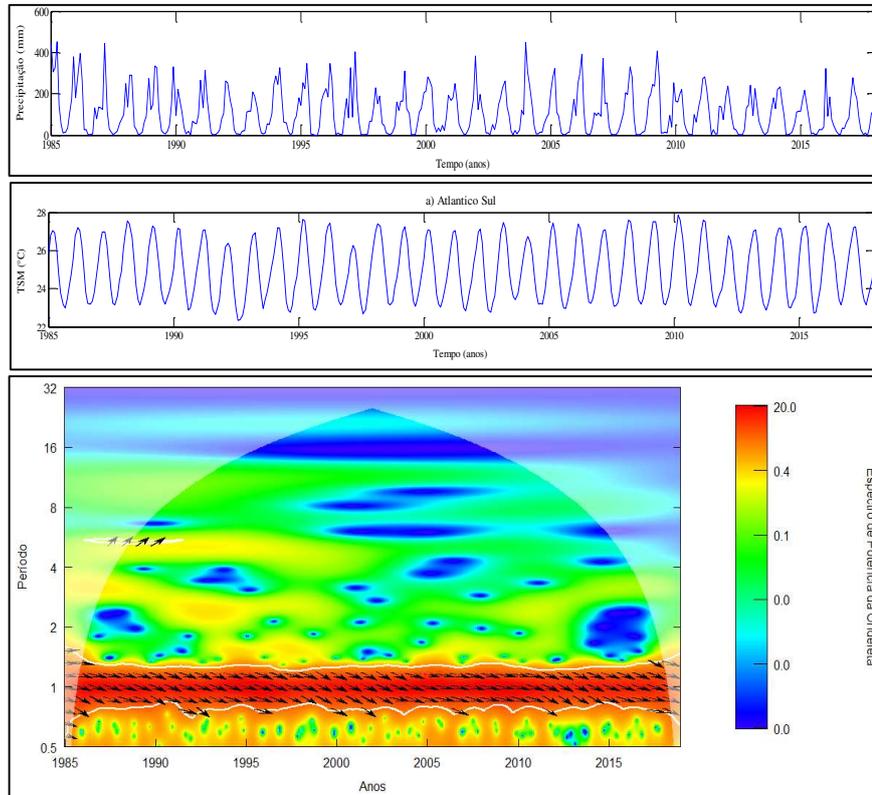


Figura 50. ECO entre a RH6 e ATS.

A análise desses resultados demonstrou que a metodologia proposta por Torrence e Compo (1999) atendeu de forma bastante satisfatória os objetivos e metas traçados. Verificou-se também que o método é bastante robusto e que, pode ser utilizado em outros campos de aplicação.

5. CONCLUSÃO

A Análise de Agrupamentos aplicada aos dados de precipitação mensal encontrou sete Regiões Homogêneas. As técnicas da Transformada em Ondeletas e Transformada Cruzada em Ondeletas foram aplicadas nas séries temporais de totais precipitados em cada Região Homogênea, assim como nas séries temporais de Radiação de Onda Longa e Temperatura da Superfície do Mar, visando extrair informações importantes no diagnóstico do regime de chuvas no Nordeste. Os resultados obtidos possibilitaram chegar as seguintes conclusões:

A Transformada em Ondeletas aplicada as séries temporais de precipitação, Radiação de Onda Longa e Temperatura da Superfície do Mar mostrou-se uma ferramenta eficiente na detecção das frequências e intensidades no sinal das variáveis analisadas, revelando núcleos energéticos em diferentes escalas de tempo/frequência.

O espectro de potência e o espectro global de ondeletas para precipitação em todas as Regiões Homogêneas apresentaram ciclo anual dominante, com interações inferiores a doze meses, ou seja, mensais, sazonais e intrasazonais, principalmente nas Regiões Homogêneas (1,2,3 e 7). Isso pode estar relacionado com a variabilidade sazonal das chuvas. Nas demais (4, 5 e 6), na escala anual o sinal energético é marcante, pois essas apresentam regime pluviométrico mais regulares, propiciado pela posição geográfica, influência do regime Amazônico, vegetação e sistemas meteorológicos atuantes nestas Regiões Homogêneas. O espectro de potência de ondeletas mostrou núcleos na escala de 4 a 8 anos, coincidem com picos na série temporal de chuva. Anos com as maiores precipitações foram identificados, principalmente nos anos dos eventos de El Niño Oscilação Sul.

A aplicação da Transformada em Ondeletas para a Radiação de Onda Longa possibilitou visualizar que nas Regiões Homogêneas 1 e 2 (Litoral e Agreste) existem interações desde a escala intrasazonal até a de 8 anos, que foram marcantes ao longo do período analisado. Nas demais Regiões Homogêneas, praticamente apenas o ciclo anual é dominante.

As análises da Temperatura da Superfície do Mar do Pacífico Equatorial mostraram que na parte leste a escala anual é mais intensa. À medida que se desloca para o oeste do Pacífico, a escala anual é praticamente nula e a escala decenal é fortalecida. Já no Atlântico, a Temperatura da Superfície do Mar apresentou variabilidade anual dominante, com núcleos na escala decenal no Atlântico Norte, no Atlântico Sul tem-se apenas a variabilidade anual durante o período estudado.

A Transformada Cruzada em Ondeletas entre Radiação de Onda Longa e precipitação mostrou que as mesmas estão fora de fase, exceto as Regiões Homogêneas 1 e 2, onde se observa atraso da chuva em alguns anos.

Para a Temperatura da Superfície do Mar do Niño 1+2 e a precipitação das Regiões Homogêneas (3, 4, 5 e 6) o espectro cruzado apresenta semelhança nos padrões, com a escala de 6 a 18 meses marcante e em fase, e fora de fase na escala superior a 3 anos, principalmente nos anos de eventos de El Niño Oscilação Sul.

Os espectros cruzados entre a chuva e a Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Norte se apresenta fora de fase nas escalas de 6 a 18 meses, em alguns anos observa-se atraso da chuva. Enquanto que entre a Temperatura da Superfície do Mar do Atlântico Sul e as chuvas das Regiões Homogêneas (3, 4, 5 e 6) mostrou que as séries temporais estão totalmente em fase. Isso evidencia como a análise de fase entre as variáveis é importante no prognóstico das chuvas.

A influência da Radiação de Onda Longa e Temperatura da Superfície do Mar sobre a precipitação não é linear, pois ocorrem mudanças de fases entre as séries temporais ao longo do tempo. A existência de bandas fora de fase identificadas pela Transformada Cruzada em Ondeletas entre a precipitação, Radiação de Onda Longa e Temperatura da Superfície do Mar indica um possível atraso no relacionamento dessas variáveis.

Em termos gerais, a Radiação de Onda Longa e Temperatura da Superfície do Mar não influenciam da mesma forma nas Regiões Homogêneas estudadas, apesar de todas estarem localizadas sobre a região Nordeste.

6. REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T.; GUEDES, R.L.; OYAMA, M.D.; ALVES, M.A.S. **A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza.** Revista Brasileira Meteorologia, v.19, n.3, p.337-344, 2004.
- ARAÚJO, W. S.; **Estudo da variabilidade hidrometeorológica no nordeste do Brasil utilizando análise multivariada e espectral.** 202p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2013.
- ARAÚJO, A. L.; **Operacionalização do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Escala Regional com Dados de Sensores Orbitais.** Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2014.
- ÁVILA, P. L. R.; **Análise de índices de extremos climáticos no Pará e suas possíveis relações com as oscilações decenais.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2015.
- AZEVEDO, P.V.; SILVA, B. B.; RODRIGUES, M. F. G. **Previsão Estatística das Chuvas de Outono no Estado do Ceará.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 13, n. 1, 19-30, 1998.
- BARBOSA, A. C. B.; BLITSKOW, D. **Ondaletas: Histórico e Aplicação.** Trabalho de Doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. IAG/USP, 2008.
- BOLZAN, M. J. A. **Transformada em ondeleta: Uma necessidade.** Revista Brasileira de Ensino de Física, v. 8, n. 4, p. 563-567, 2006.
- BOMVENTI, T. N.; WAINER, I. E. K. C.; TASCETTO, A. S. **Relação entre radiação de onda longa, precipitação e temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Tropical.** Revista Brasileira de Geofísica, v.24, n.4. 2006.
- BLAIN, G. C.; KAYANO, M. T. **118 anos de dados mensais do Índice Padronizado de Precipitação: série meteorológica de Campinas, Estado de São Paulo.** Revista Brasileira de Meteorologia, São José dos Campos, v. 26, n. 1, p. 137-148, 2011.
- BRAGA, C. C.; MELO, M. L. D.; MELO, E. C. S. **Análise de agrupamento aplicada a distribuição da precipitação no Estado da Bahia.** In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, Brasília-DF. Anais. Sociedade Brasileira de Meteorologia. p.1857-62, 1998.

BRAGA, C. C.; **Inter-relações entre padrões de índice de vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil.** 2000. 124 p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Curso de Pós-Graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

BRAGA, C. C.; AMANAJÁS, J. C.; CERQUEIRA, H. D. V.; VITORINO, M. I. **The Role of the Tropical and Pacific Oceans SST in Modulating the Rainfall of Paraíba State, Brazil.** Brazilian Journal of Geophysics, v. 32, n. 1, p. 97, 2014.

BRITO, J. I. B.; SILVA, M. C. L.; COSTA, A. M. N.; BRAGA, C. C. Análise da precipitação no Estado da Paraíba no período de 1962-2001. **XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2004, Fortaleza, SBMET, Anais: 2004.

BRITO, J. I. B. de; BRAGA, C. C. **Chuvvas no estado da Paraíba em 2004.** Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia. v. 29, nº 1, 2005.

CARVALHO, L.; JONES, C.; LIEBMAN B. **The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationship with intraseasonal to interannual Activity and Extreme Rainfall.** Journal of Climate, v.17, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I.F.A., 1982. **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. 121 págs.

CERQUEIRA, H. D. V. **Modulação da temperatura da superfície do mar do Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação no estado da Paraíba.** 112f. Dissertação de Mestrado em Meteorologia - Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2010.

CORREIA, R. C.; KIILL, L. H. P; MOURA, M. S. B.; CUNHA, T. J. F; JUNIOR, L. A. J.; ARAÚJO, J. L. P. **A região semiárida brasileira. Embrapa, 2011.**

COSTA, A. S. **Modulação Regional das Chuvas no Estado do Maranhão.** 86p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2016.

- DA 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**, 187-198, 2017.
- ENFIELD, D. B. **El Niño, past and present.** Rev Geophys 27:159187, 1989.
- ENFIELD, D.B., MESTAS-NUNEZ, A.M.; TRIMBLE, P.J. (2001) **The Atlantic Multidecadal Oscillation and Its Relation to Rainfall and River Flows in the Continental U.S.** Geophysical Research Letters, 28, 2077-2080.
- EVERITT, B. **Cluster Analysis.** Heinemann Educational Books, 3. ed. London, 1993. 170 p.
- FARGE, M. **Wavelet transforms and their applications to turbulence.** Annual Review of Fluid Mechanics, v. 24, p. 395- 457, 1992.
- FEDOROVA, N. **Meteorologia Sinótica.** v. 2, 242f, Editora e Gráfica. 2001 Universitária-UFPEL.
- 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, nº 1, p. 15 – 28, 2005.
- GABOR, D., 1946. **Theory of communications.** Journal of Institution of Electrical Engineers 93, 429–457.
- 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.
- GONG, X.; RICHMAN, M. B. **On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America East of the Rockies,** Journal of Climate, 8, 897-931, 1995.
- GONZALEZ, R. A., ANDREOLI, R. V.; CANDIDO, L. A.; KAYANO, M. T.; SOUZA, R. A. F. **A influência do evento El Niño – Oscilação Sul e Atlântico Equatorial na precipitação sobre as regiões norte e nordeste da América do Sul.** Acta Amazônica, v. 43, n. 4, p. 469 – 480, 2013.
- GURGEL, V. C. **Aplicação de técnicas wavelets em análise de séries Temporais para detecção de correlações.** Monografia (Graduação em Ciência e Tecnologia). Universidade Federal Rural do semiárido- UFERSA. Angicos - RN, p.63, 2013.

- HASTENRATH, S. **Prediction of northeast Brazil rainfall anomalies**, v.3, n.8, p. 893-904, 1990.
- HASTENRATH, S., GREISCHAR, L.: **Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies**, Journal Climate, v.6, n.12, p.743-758, 1993.
- HUBBARD, B B. **Ondes et Ondelettes**, Belin, p.236, Paris, 1995.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Atlas Nacional do Brasil** (Região Nordeste). Rio de Janeiro, (sem paginação), 2014.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: (<http://ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=ba>), 2015. Acesso em: 04 de agosto de 2016.
- JOINT INSTITUTE FOR THE STUDY OF THE ATMOSPHERE AND OCEAN (JISAO). **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. Disponível em: < <http://jisao.washington.edu/pdo/> > Acesso em: 2 out 2007.
- KAYANO, M. T.; V. B. CAPISTRANO. **How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall**. *Int. J. Climatol.*, **34**, 162–178, 2014.
- KOPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. (Wall-map 150cm x 220cm).
- KOUSKY, V.E. **Frontal Influences on Northeast Brasil**. Monthly Weather Review, v.1, n.107, p.1140-1153, 1979.
- LABAT, D. Recent advances in wavelet analyses: Part 1. **A review of concepts**. *Journal of Hydrology*. v.314, p.275-288, 2005.
- LAU K-M, WU H-T & BONY S. 1997. **The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature**. *J. Climate*, 10: 318-392.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A.: **Description of a Complete (interpolated) Outgoing Long Wave Radiation Dataset**. Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 1275-1277, 1996.
- LIMA, D. C. **Análise das possíveis relações entre os ciclos solares e as anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais** - Campina Grande, 2017. 103f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro Tecnologia e Recursos Naturais.

- LUCENA, D. B. **Impacto dos Oceanos Pacífico e Atlântico no clima do Nordeste do Brasil** — Campina Grande, 2008. 225f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro Tecnologia e Recursos Naturais.
- MADDOX, R. A. **Mesoscale Convective Complexes**. Bull. Am. Meteorol. Soc., 61, 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, 78, 1069-1079, 1997.
- MARTINS, A. C. S. **Relação das anomalias de TSM do Pacífico e Atlântico Tropicais com anomalias de temperatura, umidade e vento para a América do Sul**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, UFCG, 2008.
- MENEZES, R. H. N. **Caracterização agroclimática e análise do rendimento agrícola do estado do Maranhão, Brasil**. 168p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2009.
- MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO SOCIAL – MI. Disponível em: <http://www.integracao.gov.br/ministerio/index.asp>. Acesso em: 22 de julho de 2017.
- 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, C. A. F. **Teoria e clima urbano**. 25. São Paulo: IGEOG/USP, 1976. 181p. (Série Teses e Monografias, 25).
- MORETTIN, P., A. **Ondas e Ondeletas: da análise de Fourier à análise de ondeletas**. São Paulo: editora da Universidade de São Paulo. 1999.
- MOURA A. D.; SHUKLA J. 1981. **On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model**. Journal of the Atmospheric Sciences, 38: 2653–2675.
- MOURA, M. N.; VITORINO, M. I. **Variabilidade da precipitação em tempo e espaço associada à zona de convergência intertropical**. Revista Brasileira de Meteorologia, v.27, n.4, 475 - 483, 2012.

- NASCIMENTO, F. C. A. **Padrões climáticos associados à periodicidade de eventos extremos de precipitação no Estado do Maranhão.** 108p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2014.
- NASCIMENTO, F. C. A.; BRAGA, C. C.; ARAÚJO, F. R. C. D. **Análise Estatística dos Eventos Secos e Chuvosos de Precipitação do Estado do Maranhão.** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 32, n. 3, 375-386, 2017.
- NEELIN, J. D. LATIF, M. **El Niño dynamics.** Phys Today 51:32–36, 1998.
- NIMER, E. **Climatologia da região Nordeste do Brasil: Introdução à Climatologia Dinâmica,** Revista Brasileira de Geografia, 34(2): 3-51, 1972.
- NOBRE, C. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; GAN, M. A.; NOBRE, P.; KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; BONATTI, J. P.; SATYAMURTY, P.; UVO, C. B.; COHEN, J. C.; SILVA, J. F.; MARSCHALL, C.; MOURA, A. D. **Aspectos da climatologia dinâmica do Brasil.** Climanásile especial. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 1986, 125p.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. **Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America.** J. Climate, v. 9, p. 2464-2479, 1996.
- NOBRE, P.; MELO, A. B. C. **Variabilidade climática sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. Climanálise.** (São José dos Campos), Brasil. 2001.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. **Intraseasonal modulation of South American summer precipitation.** Monthly Weather Review, v.128, p.837-850, 2000.
- OLIVEIRA, J. V. **A Oscilação Madden-Julian na Amazônia Oriental: variáveis superficiais.** 112 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Belém, 2012.
- OLIVEIRA, J. V.; VITORINO, M.I; SÁ, L. D. A. **Implication of Madden–Julian Oscillation phase on the Eastern Amazon climate.** Atmosphere Science Letters, v.16, p. 318-323, 2015.
- RAO, V. B.; LIMA, M. C.; FRANCHITO, S. H. **Seasonal and interannual variations of rainfall over Eastern Northeast Brazil.** American Meteorological Society. v.6, p. 1754-1763, 1993.
- ROCHA, R.V.; Filho, F. A. S.; Silva, S. M. O. **Análise da Relação entre a Precipitação Média do Reservatório Orós, Brasil - Ceará, e os Índices PDO**

e AMO Através da Análise de Changepoints e Transformada de Ondeletas. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 34, n. 1, 139-149, 2019.

- RICHMAN, M.; ADRIANTO, I. **Classification and regionalization through kernel principal component analysis.** Phys. And Chem. Of the Earth, 35, 316-328. 2010.
- SALVADOR, M. A. **A Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e o Regime de Chuvas na Costa Leste do Nordeste Brasileiro (NEB).** Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto de Ciências Atmosféricas (ICAT). Maceió/AL. UFAL. 48p. 2006.
- SANTOS, S.R.Q.; BRAGA, C.C.; AMANAJÁS, J. C.; VITORINO, M. I. Identificação de regiões Pluviométricas no Estado do Pará usando a Análise em Multivariada. Anais: **XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Gramado - RS, 2012.
- SANTOS, N. A. **Modulação regional da precipitação e temperatura da superfície do mar no estado da Bahia.** 88p. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, 2016.
- 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. Ano 12, Vol. 18 – JAN/JUN 2016.
- SEAGER, R., and G. A. VECCHI, 2010: **Greenhouse warming and the 21st Century hydroclimate of southwestern North America.** Proc. Natl. Acad. Sci. USA, in press.
- SILVA, A. M.; COSTA; D. L. C. R.; LINS, C. J. C. Precipitações no Nordeste Brasileiro: tendências de variação e possíveis implicações na agricultura. Anais: **V Semana do Meio Ambiente.** 3 a 5 de junho de 2008 - Recife, PE.
- SIQUEIRA, A.H.B, et al. Impactos do ENOS no Norte e Nordeste Brasileiros e sua relação com a Oscilação Decadal Do Pacífico, **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis.**
- SOUZA, E. B. E; AMBRIZZI. T. **Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian oscillation.** Journal of Climatology, 2006.
- SOUSA, E. P. **Padrões climáticos de eventos extremos de chuva utilizando análise multivariada e de ondeletas no estado de Minas Gerais.** 124 p. Tese

de Doutorado em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2016.

SOUSA, E. P.; BRAGA, C. C.; SILVA, V. P. R.; COSTA, W. L. B.; VITORINO, M. I. **Análise de Tempo-Frequência de Alta Resolução da Precipitação no Sudeste do Brasil Usando Técnica de Ondeleta**. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ. Vol. 42 - 3 / 2019 p. 558-567.

STRANG, D. M. G. D. **Análise Climatológica das normais pluviométricas do Nordeste do Brasil**. São José dos Campos, CTA, 29p. 1972.

THOMAS, C.; FOKEN, T. Theor. Appl. Climatol (2005) 80: 91.
<https://doi.org/10.1007/s00704-004-0093-0>

TOMCZAK, M.; GODFREY, J. S. 2003. **Regional Oceanography: an Introduction**. 2ed. Daya Publishing House, Delhi. Disponível em: < <http://gaea.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdfversion.html> >.

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

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. **A practical guide to wavelet analysis**. Bulletin of the American Meteorological Society. 79, 61-78, 1998.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua Relação com a Precipitação na Região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, São José dos Campos-SP, 1989.

VAREJÃO, S. M. A. **Meteorologia e Climatologia**, 2ª edição, Pax gráfica e editora, p. 532, Brasília – DF, 2001.

VITORINO, M. I. **Análise das Oscilações Intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos adjacentes utilizando a Análise de Ondeletas**. (INPE-9822-TDI/865). 2003. 344 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2003.

XIE, P.; ARKIN, A. 1998. **Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation**. J. Climate, 11: 137–164.

WARD, J. H. **Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function**. Journal of the American Statistical Association, v. 58, p. 236-244, 1963.

- WEYGAND, J. M.; KIVELSON, M. G.; KHURANA, K. K.; SCHWARZL, H. K.; THOMPSON, S. M.; MCPHERRON, R. L.; BALOGH, A.; KISTLER, L. M.; GOLDSTEIN, M. L.; BOROVSKY, J.; ROBERTS, D. A. **Plasma sheet turbulence observed by Cluster II**. Journal of Geophysical Research. v.110, p.1-24, 2005.
- WENG, H.; LAU, K-M. **Wavelet, period doubling, and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical Western Pacific**. American Meteorological Society, 2523-2541, 1994.
- WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. London, Academic Press, 2006. 649p.
- ZAR, J. H., Biostatistical Analysis, Prentice-Hall, Old Tappan, N. J., 1999.
- ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. **ENSO-like interdecadal variability: 1990-93**. Journal of Climate, 10, 1004-1020, 1997.

ANEXO

Tabela A. Ocorrência de eventos de El Niño e La Niña durante o período de 1985 a 2018.

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1985	-1,0	-0,8	-0,8	-0,8	-0,8	-0,6	-0,5	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,4
1986	-0,5	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	0,0	0,2	0,4	0,7	0,9	1,1	1,2
1987	1,2	1,2	1,1	0,9	1,0	1,2	1,5	1,7	1,6	1,5	1,3	1,1
1988	0,8	0,5	0,1	-0,3	-0,9	-1,3	-1,3	-1,1	-1,2	-1,5	-1,8	-1,8
1989	-1,7	-1,4	-1,1	-0,8	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1
1990	0,1	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4
1991	0,4	0,3	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,6	0,6	0,8	1,2	1,5
1992	1,7	1,6	1,5	1,3	1,1	0,7	0,4	0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1
1993	0,1	0,3	0,5	0,7	0,7	0,6	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0	0,1
1994	0,1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,7	1,0	1,1
1995	1,0	0,7	0,5	0,3	0,1	0,0	-0,2	-0,5	-0,8	-1,0	-1,0	-1,0
1996	-0,9	-0,8	-0,6	-0,4	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,5
1997	-0,5	-0,4	-0,1	0,3	0,8	1,2	1,6	1,9	2,1	2,3	2,4	2,4
1998	2,2	1,9	1,4	1,0	0,5	-0,1	-0,8	-1,1	-1,3	-1,4	-1,5	-1,6
1999	-1,5	-1,3	-1,1	-1,0	-1,0	-1,0	-1,1	-1,1	-1,2	-1,3	-1,5	-1,7
2000	-1,7	-1,4	-1,1	-0,8	-0,7	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5	-0,6	-0,7	-0,7
2001	-0,7	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3
2002	-0,1	0,0	0,1	0,2	0,4	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	1,3	1,1
2003	0,9	0,6	0,4	0,0	-0,3	-0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4
2004	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7
2005	0,6	0,6	0,4	0,4	0,3	0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,6	-0,8
2006	-0,8	-0,7	-0,5	-0,3	0,0	0,0	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	0,9
2007	0,7	0,3	0,0	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,8	-1,1	-1,4	-1,5	-1,6
2008	-1,6	-1,4	-1,2	-0,9	-0,8	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,4	-0,6	-0,7
2009	-0,8	-0,7	-0,5	-0,2	0,1	0,4	0,5	0,5	0,7	1,0	1,3	1,6
2010	1,5	1,3	0,9	0,4	-0,1	-0,6	-1,0	-1,4	-1,6	-1,7	-1,7	-1,6
2011	-1,4	-1,1	-0,8	-0,6	-0,5	-0,4	-0,5	-0,7	-0,9	-1,1	-1,1	-1,0
2012	-0,8	-0,6	-0,5	-0,4	-0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,2	0,0	-0,2
2013	-0,4	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	-0,2	-0,2	-0,3
2014	-0,4	-0,4	-0,2	0,1	0,3	0,2	0,1	0,0	0,2	0,4	0,6	0,7

2015	0,6	0,6	0,6	0,8	1,0	1,2	1,5	1,8	2,1	2,4	2,5	2,6
2016	2,5	2,2	1,7	1,0	0,5	0,0	-0,3	-0,6	-0,7	-0,7	-0,7	-0,6
2017	-0,3	-0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	0,2	-0,1	-0,4	-0,7	-0,9	-1,0
2018	-0,9	-0,8	-0,6	-0,4	-0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,7	0,9	0,8

Descrição: Períodos quentes (vermelho) e períodos frios (azul).

Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2018).

Tabela B. Coordenadas geográficas das estações meteorológicas, dispersas pela região Nordeste, totais anuais de precipitação para o período de 1985 a 2018.

Nº	ESTAÇÕES	LATITUDE	LONGITUDE	TOTAL
1	AGUA BRANCA	-9,28	-37,9	1013,5
2	ATALAIA	-9,51	-36,02	1139,5
3	PALMEIRA DOS ÍNDIOS	-9,44	-36,7	825,6
4	CORURIBE	-10,03	-36,3	1295,7
5	SANTANA DO MUNDAÚ	-9,17	-36,22	1306,5
6	MURICI	-9,31	-35,95	1436,7
7	MACEIO	-9,66	-35,7	1845,1
8	PÃO DE AÇUCAR	-9,75	-37,43	541,4
9	QUEBRANGULO	-9,3	-36,47	935,4
10	JACUIPE	-8,84	-35,45	1477,5
11	VIÇOSA	-9,38	-36,25	1127,4
12	PIRANHAS	-9,63	-37,76	473,1
13	PORTO DE PEDRAS	-9,18	-35,43	1578,7
14	PENEDO	-10,29	-36,56	1182,0
15	DELMIRO GOUVÉIA	-9,39	-37,99	469,3
16	PIAÇABUÇÚ	-10,41	-36,43	1065,6
17	SANTANA DO IPANEMA	-9,37	-37,25	640,0
18	TRAIPU	-9,96	-37,01	622,3
19	UNIÃO DOS PALMARES	-9,15	-36,04	1154,1
20	ALAGOINHAS	-12,14	-38,42	1108,5
21	BARRA	-11,08	-43,16	624,3
22	BARREIRAS	-12,15	-45	979,8
23	BOM JESUS DA LAPA	-13,26	-43,41	761,6
24	CAETITE	-14,06	-42,48	737,1
25	CRUZ DAS ALMAS	-12,66	-39,08	985,5
26	LENCOIS	-12,56	-41,38	1029,6
27	MONTE SANTO	-10,43	-39,29	576,6
28	SENHOR DO BONFIM	-10,46	-40,18	699,8
29	VITÓRIA DA CONQUISTA	-14,88	-40,79	746,5
30	FORMOSA DO RIO PRETO	-11,05	-45,2	946,4
31	ITAMARAJU	-17,05	-39,54	1272,7
32	CANAVIEIRAS	-15,66	-38,95	1508,6
33	CARAVELAS	-17,73	-39,25	1183,0
34	CARINHANHA	-14,28	-43,76	772,6
35	CIPO	-11,08	-38,51	550,1
36	CORRENTINA	-13,33	-44,61	910,8
37	FEIRA DE SANTANA	-12,18	-38,96	706,3

38	MORRO DO CHAPÉU	-11,21	-41,21	612,8
39	REMANSO	-9,63	-42,1	589,8
40	SANTA RITA DE CÁSSIA	-11,01	-44,51	930,9
41	ABARÉ	-9,12	-39,36	409,5
42	SANTA INÊS	-13,3	-39,8	523,2
43	COTEGIPE	-11,61	-44,16	813,4
44	ITANHÉM	-17,15	-40,32	1059,1
45	PRADO	-17,33	-39,23	1231,5
46	ALCOBAÇA	-17,52	-39,19	1417,5
47	WENCESLAU GUIMARÃES	-13,7	-39,5	1091,8
48	SERRINHA	-11,63	-38,96	743,9
49	SALVADOR	-13,01	-38,53	1678,0
50	JACOBINA	-11,18	-40,46	726,8
51	ITUACU	-13,81	-41,3	579,4
52	ITABERABA	-12,51	-40,28	611,2
53	IRECE	-11,3	-41,86	543,1
54	GUARATINGA	-16,73	-39,54	1145,9
55	ARACATI	-4,57	-37,77	913,2
56	ACARAU	-2,88	-40,14	1139,4
57	ANTONINA DO NORTE	-6,77	-39,99	583,1
58	ARARIPE	-7,20	-40,13	649,1
59	BEBERIBE	-4,18	-38,13	1171,6
60	BREJO SANTO	-7,49	-38,98	898,1
61	FORTALEZA	-3,81	-38,53	1586,5
62	NOVA RUSSAS	-4,72	-40,57	794,7
63	JUAZEIRO DO NORTE	-7,22	-39,32	985,2
64	JAGUARIBE	-5,90	-38,62	691,9
65	ALCANTARAS	-3,59	-40,54	687,2
66	ALTO SANTO	-5,51	-38,27	711,7
67	AQUIRAZ	-3,90	-38,38	1404,0
68	BATURITE	-4,33	-38,87	1059,8
69	BOA VIAGEM	-5,12	-39,73	641,6
70	CAMOCIM	-2,90	-40,85	1135,8
71	VIÇOSA DO CEARÁ	-3,56	-41,09	1513,2
72	CARIDADE	-4,23	-39,18	644,5
73	TAUÁ	-6,02	-40,28	547,5
74	CANINDE	-4,35	-39,30	611,7
75	CARNAUBAL	-4,16	-40,94	595,4
76	CAMPOS SALES	-7,07	-40,37	564,6
77	CRATEUS	-5,16	-40,66	710,4
78	ITAPIOCA	-3,50	-39,57	1095,3

79	SOBRAL	-3,70	-40,35	898,2
80	CEDRO	-6,60	-39,07	922,2
81	QUIXERAMOBIM	-5,20	-39,28	703,2
82	IGUATU	-6,37	-39,29	907,3
83	QUIXERÉ	-5,07	-37,98	676,7
84	PENTECOSTE	-3,78	-39,27	775,4
85	NOVO ORIENTE	-5,54	-40,77	717,2
86	CATARINA	-6,13	-39,87	648,7
87	IRAUÇUBA	-3,73	-39,75	452,0
88	LIMOEIRODO NORTE	-5,13	-38,10	693,0
89	ALTO PARNAÍBA	-9,1	-45,93	1332,7
90	BACABAL	-4,21	-44,76	1819,9
91	BALSAS	-7,53	-46,03	1210,4
92	BARRA DO CORDA	-5,5	-45,23	1133,6
93	IGUARÁ	-3,55	-43,87	1673,7
94	TUCUMÃ	-4,23	-46,18	1448,2
95	MATA ROMA	-3,63	-43,11	1510,6
96	SANTA HELENA	-2,27	-45,27	1724,1
97	CODÓ	-4,45	-43,88	1529,8
98	GONÇALO	-3,04	-43,24	1578,4
99	CAROLINA	-7,33	-47,46	1746,2
100	CAXIAS	-4,86	-43,35	1492,2
101	CHAPADINHA	-3,73	-43,35	1659,1
102	COLINAS	-6,03	-44,25	1264,8
103	LAGO DA PEDRA	-4,56	-45,13	1578,6
104	BREJO DO MEIO	-3,94	-43,52	1468,7
105	CANTANHEDE	-3,63	-44,38	1907,2
106	MIRADOR	-6,37	-44,36	1207,6
107	MORRO VERMELHO	-7,16	-46,55	1118,2
108	ESPERANTINA	-4,03	-45,77	1774,6
109	IMPERATRIZ	-5,53	-47,48	1509,1
110	SÃO LUIS	-2,53	-44,21	2177,3
111	TURIACU	-1,56	-45,36	2192,4
112	ZÉ DOCA	-3,26	-45,65	1814,8
113	MENDES	-5,71	-43,59	1290,1
114	LAGES	-6,61	-43,4	1146,0
115	GUIMARÃES	-2,13	-44,61	2260,9
116	LAGOA	-5,48	-43,36	1309,6
117	PINDARÉ-MIRIM	-3,66	-45,44	2111,2
118	DUQUE BACELAR	-4,15	-42,95	1549,3
119	CÂNDIDO MENDES	-1,46	-45,73	2289,7

120	MARACAÇUMÉ	-2,05	-45,96	1855,3
121	BABILÔNIA	-8,32	-45,97	1481,0
122	MATO GROSSO	-6,84	-45,11	997,7
123	SAMBAÍBA	-7,14	-45,35	985,5
124	CURURUPU	-1,83	-44,87	1902,4
125	AREIA	-6,97	-35,68	1351,0
126	CAMPINA GRANDE	-7,22	-35,88	791,5
127	JOÃO PESSOA	-7,10	-34,86	1904,3
128	POMBAL	-6,77	-37,82	815,1
129	PATOS	-7,01	-37,26	774,0
130	SÃO GONÇALO	-6,75	-38,21	939,4
131	PICUÍ	-6,52	-36,37	392,5
132	CACHOEIRA DOS ÍNDIOS	-6,93	-38,67	848,8
133	BANANEIRAS	-6,77	-35,63	1251,1
134	POCINHOS	-7,07	-36,07	392,4
135	SALGADINHO	-7,10	-36,85	523,7
136	BREJO DO CRUZ	-6,35	-37,50	816,1
137	SOLEDADE	-7,07	-36,37	416,7
138	BARRA DE SÃO MIGUEL	-7,75	-36,33	373,8
139	AGUIAR	-7,08	-38,18	995,3
140	SAPÉ	-7,10	-35,23	1106,9
141	BOQUEIRÃO	-7,48	-36,12	417,8
142	CABACEIRAS	-7,60	-36,17	397,3
143	CAIÇARA	-6,62	-35,47	802,7
144	MAMANGUAPE	-6,83	-35,12	1313,0
145	SÃO JOSÉ DE PIRANHAS	-7,12	-38,50	969,6
146	COREMAS	-7,02	-37,97	841,4
147	SÃO JOÃO DO TIGRE	-8,08	-36,85	436,2
148	MANAÍRA	-7,70	-38,17	747,3
149	PRATA	-7,68	-37,10	608,1
150	SÃO JOSÉ DOS CORDEIROS	-7,38	-36,82	520,1
151	PRINCESA ISABEL	-7,73	-38,02	840,6
152	BOA VENTURA	-7,40	-38,22	846,7
153	CONDADO	-6,92	-37,59	913,7
154	BONITO DE SANTA FÉ	-7,31	-38,51	891,4
155	CAJAZEIRAS	-6,88	-38,57	1013,8
156	AFOGADOS DA INGAZEIRA	-7,8	-37,6	657,6
157	ARARIPINA	-7,6	-40,6	638,6
158	ÁGUAS BELAS	-9,1	-37,1	638,8
159	ARCOVERDE	-8,4	-37,1	680,8
160	OURICURI	-7,9	-40,0	588,5

161	RECIFE	-8,1	-35,0	2251,8
162	SÃO JOSÉ DO EGITO	-7,5	-37,3	591,3
163	INAJÁ	-8,9	-37,8	435,7
164	SERRA TALHADA	-8,0	-38,2	677,2
165	CARUARU	-8,3	-36,0	491,0
166	CABROBÓ	-8,5	-39,3	508,2
167	GARANHUNS	-8,9	-36,5	866,3
168	PETROLINA	-9,4	-40,5	461,4
169	SURUBIM	-7,8	-35,7	592,2
170	SÃO BENTO DO UNA	-8,5	-36,4	621,2
171	CORRENTES	-9,1	-36,3	1191,3
172	SERTÂNIA	-8,1	-37,3	550,8
173	PALMARES	-8,7	-35,6	1448,1
174	BREJO DA MADRE DE DEUS	-8,2	-36,4	776,7
175	BELÉM DE SÃO FRANCISCO	-8,8	-39,0	411,4
176	SALGUEIRO	-8,1	-39,1	518,5
177	FREI MIGUELINHO	-7,9	-35,9	592,7
178	VITÓRIA DE SANTO ANTÃO	-8,1	-35,3	1052,1
179	LIMOEIRO	-7,9	-35,5	844,6
180	CEDRO	-7,7	-39,3	615,8
181	FLORES	-7,9	-38,0	659,6
182	AFRÂNIO	-8,5	-41,0	539,0
183	SANTA MARIA DE BOA VISTA	-8,8	-40,2	376,7
184	FLORESTA	-8,4	-37,9	454,8
185	BOM JESUS DO PIAUÍ	-9,1	-44,11	978,6
186	CARACOL	-9,28	-43,33	650,9
187	PARNAIBA	-3,08	-41,76	1067,6
188	PIRIPIRI	-4,26	-41,78	1390,4
189	CRISTINO CASTRO	-8,41	-43,71	925,0
190	CONCEIÇÃO DO CANINDÉ	-7,9	-41,57	549,2
191	ESPERANTINA	-3,9	-42,25	1491,0
192	PAULISTANA	-8,13	-41,13	586,9
193	SÃO JOÃO DO PIAUÍ	-8,35	-42,25	668,1
194	PRATA DO PIAUÍ	-5,67	-42,21	1253,0
195	FAZENDA ALEGRIA-BARRAS	-4,41	-42,2	1396,6
196	CASTELO DO PIAUÍ	-5,22	-41,74	1135,3
197	FLORIANO	-6,76	-43,01	1018,2
198	LUZILANDIA	-3,41	-42,28	1277,9
199	PICOS	-7,03	-41,48	704,3
200	TERESINA	-5,08	-42,81	1333,6
201	OEIRAS	-7,02	-42,13	935,0

202	CRISTINO CASTRO II	-8,81	-44,22	872,1
203	RIBEIRO GONÇALVES	-7,56	-45,24	1072,6
204	SÃO RAIMUNDO NONATO	-9,02	-42,68	635,3
205	PARNAGUÁ	-10,22	-44,64	924,4
206	PAU DOS FERROS	-6,12	-38,22	681,7
207	UMARIZAL	-5,98	-37,82	788,5
208	NATAL	-5,91	-35,2	1679,3
209	SANTA CRUZ	-6,24	-35,99	464,4
210	GOVERNADOR DIX-SEPT ROSADO	-5,45	-37,52	681,6
211	JARDIM DE PIRANHAS	-6,46	-37,3	700,2
212	FLORÂNIA	-6,12	-36,82	648,5
213	CAICÓ	-6,46	-37,08	655,6
214	SÃO MIGUEL	-6,21	-38,49	873,0
215	SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE	-6,33	-35,69	608,8
216	MACAU	-5,12	-36,63	520,7
217	CEARÁ-MIRIM	-5,65	-35,65	1387,2
218	CAIÇARA DO RIO DOS VENTOS	-5,77	-36,02	573,6
219	PUREZA	-5,53	-35,53	1059,3
220	FAZENDA POTENJI	-5,85	-35,52	909,9
221	AREIA BRANCA	-4,95	-37,13	617,8
222	UPANEMA	-5,64	-37,26	687,6
223	ITAU	-5,83	-37,98	681,8
224	AÇU	-5,63	-36,92	610,2
225	APODI	-5,61	-37,81	773,5
226	PARELHAS	-6,68	-36,67	537,4
227	MOSSORÓ	-5,22	-37,36	689,4
228	BOM JESUS	-5,98	-35,62	816,4
229	ANGICOS	-5,67	-36,6	537,7
230	SERRA NEGRA DO NORTE	-6,67	-37,4	802,2
231	LAGOA NOVA	-6,1	-36,47	533,1
232	PARAZINHO	-5,22	-35,83	541,5
233	AFONSO BEZERRA	-5,5	-36,5	574,1
234	PEDRO AVELINO	-5,52	-36,38	519,2
235	CRUZETA	-6,43	-36,58	636,5
236	ARACAJU	-10,95	-37,04	1239,3
237	ITABAIANINHA	-11,11	-37,81	1100,2
238	PROPRÍA	-10,21	-36,84	899,5
239	ESTÂNCIA	-11,27	-37,44	1619,1
240	CAPELA	-10,48	-37,07	1146,4
241	ITAPORANGA D'AJUDA	-10,94	-37,35	1428,1
242	SALGADO	-11,03	-37,48	1316,1

243	JAPARATUBA	-10,58	-36,92	1278,0
244	SANTA ROSA DE LIMA	-10,65	-37,19	1292,0

Fonte: Autor, 2020.