



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



**ANÁLISE DAS VARIABILIDADES INTERANUAIS E INTERDECENAIS DOS
ÍNDICES DE ARIDEZ E EFEITVO DE UMIDADE DO ESTADO DO CEARÁ.**

Irene Cristina Pereira Corrêa

Campina Grande - Paraíba

Dezembro/2016

IRENE CRISTINA PEREIRA CORRÊA

**ANÁLISE DAS VARIABILIDADES INTERANUAIS E INTERDECENAIIS DOS
ÍNDICES DE ARIDEZ E EFETIVO DE UMIDADE DO ESTADO DO CEARÁ.**

Trabalho de Dissertação apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Climatologia

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito.

Campina Grande – Paraíba

Dezembro/2016

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- C824a Corrêa, Irene Cristina Pereira.
Análise das variabilidades interanuais e interdecenais dos índices de aridez e efetivo de umidade do estado do Ceará / Irene Cristina Pereira Corrêa. – Campina Grande, 2016.
100 f : il. color.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2016.
"Orientação: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".
Referências.
1. Climatologia – Variações Periódicas. 2. Índices Climáticos. 3. EL NINÔ – Oscilação Sul. 4. Dipolo do Atlântico. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Título.

CDU 551.583.13(043)

IRENE CRISTINA PEREIRA CORRÊA

ANÁLISE DAS VARIABILIDADES INTERANUAIS E INTERDECENAIS DOS
ÍNDICES DE ARIDEZ E EFETIVO DE UMIDADE DO ESTADO DO CEARÁ

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 09/12/2016

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. JOSÉIVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais
Universidade Federal de Campina Grande


Prof.ª. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOÃO HUGO BARACUY DA CUNHA CAMPOS
Centro de Ciências, Tecnologia e Saúde
Universidade Estadual da Paraíba

Dedico este trabalho e essa minha conquista ao meu avô Almir Nunes Corrêa (In Memoriam) e ao meu irmão Pedro Henrique Pereira Corrêa (In Memoriam).

AGRADECIMENTOS

Primeiramente quero agradecer à Deus, pela vida, por estar sempre no meu caminho, iluminando e guiando às escolhas certas.

Ao meu orientador José Ivaldo Barbosa de Brito que é um grande profissional. Obrigada pela paciência e por dividir seus conhecimentos, ajudando-me no meu crescimento profissional.

A minha mãe, que amo muito, Adalgiza Pereira Corrêa, que foi à base de tudo pra mim, apoiando-me nos momentos difíceis com força, confiança, amor, ensinando-me a persistir nos meus objetivos e ajudando a alcançá-los. Te Amo!

Ao meu Marido, Illeson Rafael, e ao meu filho, Miguel Henrique, que são mais um motivo para meu esforço e dedicação para lutar, obrigada por estarem ao meu lado sempre. Amo vocês.

A minha avó Lúcia Pereira Corrêa, pelo carinho e incentivo.

À minha irmã Ana Carolina, à minha Prima Luciana e aos meus afilhados Beatriz e Lucas, por tornarem minha vida mais feliz, com os seus lindos sorrisos e pelos momentos felizes.

Aos amigos de mestrado que foram minha segunda família, Gabriella Oliveira, Adriana Souza, Nayara dos Santos e Maryana Cavalcante, vocês sempre serão importantes para mim. Obrigada pelos maravilhosos momentos, e por me ajudarem a superar os momentos difíceis, e pela dedicada amizade. E aos demais colegas do mestrado, meu muito obrigada.

Aos professores que participaram desta banca examinadora e aos demais professores, que contribuíram para a minha formação profissional.

Enfim, a todos que contribuíram para o sucesso deste trabalho. E a todos que contribuem para o meu sucesso. Muito obrigada.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em se chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo fará coisas admiráveis.”

José de Alencar

RESUMO

As variabilidades interanual e interdecenal da precipitação do Nordeste Brasileiro (NEB) e sua relação com os fenômenos El Niño Oscilação Sul (ENOS), dipolo do Atlântico, Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) e Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA) tem sido o objetivo de muitos estudos. O presente trabalho teve por objetivo estudar as variabilidades interanual e interdecenal do clima do estado do Ceará utilizando os índices climáticos efetivos de umidade (I_m) e aridez (I_a) de Thornthwaite (1948) e o índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}), pois estes são bastantes usados para produzir classificação climática. Foram feitas a análise das variabilidades interanual e interdecenal dos índices utilizando a análise harmônica e a análise de ondaletas e a classificação climática, para estado do Ceará, no período de 1951 a 2014. Os resultados obtidos mostraram que de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m é classificado como sendo um clima Semiárido, com uma variabilidade interanual muito grande, pois numa mesma localidade apresenta clima árido, em um período, e úmido, em outro. Durante os 64 anos, a maioria dos municípios analisados apresentou o seu maior percentual de tempo no clima semiárido. Já para o estudo da variabilidade interanual e interdecenal dos índices de I_{aUNEP} e I_m a Análise de Ondaletas e Análise Harmônica mostraram que variabilidade interanual e interdecenal são decorrentes do ciclo de ENOS, do gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical, das oscilações das fases frias e quentes da OMA e ODP que suavizam ou intensificam a aridez do clima do Ceará produzindo variabilidade de frequência.

Palavras Chaves: ENOS, Dipolo do Atlântico, ODP, OMA, índices climáticos.

ABSTRACT

The interannual and interdecadal variability of the Brazilian Northeast (NEB) precipitation and its relationship with the El Niño Southern Oscillation (ENSO), Atlantic dipole, Pacific Decadal Oscillation (PDO) and Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) phenomena has been the objective of many studies. The objective of this study was to study the interannual and interdecadal variability of the climate of the state of Ceará using the effective humidity indexes (Im) and aridity (Ia) of Thornthwaite (1948) and the aridity index of UNEP (IaUNEP), since these are enough used to produce climatic classification. The interannual and interdecadal variability of the indices were analyzed using harmonic analysis and the analysis of waveforms and climatic classification for the State of Ceará, from 1951 to 2014. The results obtained showed that according to the IaUNEP and Im is classified as being semi-arid climate, with a very high interannual variability, because in the same locality it presents arid climate, in one period, and humid, in another. During the 64 years, most of the municipalities analyzed presented their highest percentage of time in the semi-arid climate. For the study of the interannual and interdecadal variability of the IaUNEP and Im indexes the Wavelet Analysis and Harmonic Analysis showed that interannual and interdecadal variability are due to the ENSO cycle, the SST anomaly gradient in the Tropical Atlantic, the cold phase oscillations and warm periods of OMA and PDO that soften or intensify the aridity of the climate of Ceará producing frequency variability.

Keywords: ENSO, Atlantic Dipole, PDO, AMO, Climate indices.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Fases da ODP (1990 a 2013)	28
Figura 2: Localização do Estado do Ceará	36
Figura 3: As Sub-Regiões (letras de A a H) e a distribuição espacial das 28 cidades. As em vermelho foram utilizadas para as médias das sub-regiões das estimativas das análises harmônicas e de ondaletas e para distribuição espacial da classificação climática foram usadas as 28.	37
Figura 4: Classificação Climática Média dos Índices I_{aUNEP} e I_m .	48
Figura 5: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado conforme mostrado em cada figura (a-e) usando o I_{aUNEP} .	49
Figura 6: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado conforme mostrado em cada figura (a-f) usando o de acordo com o I_m .	50
Figura 7: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Árido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .	52
Figura 8: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Semiárido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .	53
Figura 9: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Subúmido Seco de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .	54
Figura 10: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Subúmido Úmido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .	54
Figura 11: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Úmido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .	55
Figura 12: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Cariri normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Cariri.	58
Figura 13: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m)	

para o Cariri normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Cariri. 59

Figura 14: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Ibiapaba normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Ibiapaba. 61

Figura 15: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Ibiapaba normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Ibiapaba. 62

Figura 16: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Jaguaribana normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Jaguaribana. 64

Figura 17: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Jaguaribana normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Jaguaribana. 65

Figura 18: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral de Fortaleza normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral de Fortaleza. 67

Figura 19: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral de Fortaleza normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Litoral de Fortaleza. 68

Figura 20: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral de Pecem normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise

- Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral de Pecem. 70
- Figura 21: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral de Pecem normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Litoral de Pecem. 71
- Figura 22: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral Norte normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral Norte. 73
- Figura 23: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral Norte normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral Norte. 74
- Figura 24: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Maciço de Baturité normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Maciço de Baturité. 76
- Figura 25: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Maciço de Baturité normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Maciço de Baturité. 77
- Figura 26: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Sertão Central e Inhamuns normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Sertão Central e Inhamuns. 79
- Figura 27: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Sertão Central e Inhamuns normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Sertão Central e Inhamuns. 80

LISTA DE TABELA

Tabela 1. Eventos de ENOS no período de 1951 a 2014	94
Tabela 2. Fases da OMA	30
Tabela 3. Municípios do Estado do Ceará, utilizados na pesquisa	96
Tabela 4. Municípios do Estado do Ceará e seus respectivos CAD	97
Tabela 5. Dados da Cidade de Fortaleza	98
Tabela 6. Classificação Climática de acordo com o I_{aUNEP}	40
Tabela 7. Classificação do tipo de Clima de acordo com o I_m	43
Tabela 8. Média dos dados do Índice de Aridez estimado pela UNEP (I_{aUNEP}) para os 28 municípios	99
Tabela 9. Média dos dados do Índice Efetivo de Umidade (I_m) para os 28 municípios	100

LISTA DE SIGLAS

AH	Análise Harmônica
AO	Análise de Ondaletas
DAT	Dipolo do Atlântico Tropical
DOL	Distúrbio Ondulatórios de Leste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos hídricos
I _A	Índice de Aridez
I _{AUNEP}	Índice de Aridez da UNEP
I _M	Índice de Efetivo de Umidade
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
I _U	Índice de Umidade
NEB	Nordeste Brasileiro
OA	Oceano Atlântico
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecenal do Atlântico
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
OP	Oceano Pacífico
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UNEP	Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	17
2.	OBJETIVOS	19
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1	Sistemas de Tempo	21
3.1.1	Brisas marítimas e Terrestres	21
3.1.2	Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)	22
3.1.3	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)	22
3.1.4	Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	23
3.2	Variabilidade Intrasazonal	25
3.2.1	Oscilação de Madden-Julian (OMJ)	25
3.3	Variabilidade Interanual	26
3.3.1	Dipolo do Atlântico Tropical (DAT)	26
3.3.2	El Niño – Oscilação Sul (ENOS)	27
3.4	Variabilidade Interdecenal	28
3.4.1	Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)	28
3.4.2	Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA)	30
3.5	Índices de Aridez, Umidade e Efetivo de Umidade	31
3.6	Análise Harmônica (AH)	33
3.7	Análise de Ondaletas (AO)	34
4.	MATERIAIS E MÉTODOS	36
4.1	Área de Estudo	36
4.2	Dados	38
4.3	Metodologia	39
4.3.1	O cálculo do Índice de aridez do UNEP (I_{aUNEP})	39
4.3.2	O cálculo da evapotranspiração	40
4.3.3	O cálculo do Índice de Aridez (I_a)	41
4.3.4	O cálculo do Índice de Umidade (I_u)	42
4.3.5	O cálculo do Efetivo de Umidade (I_m)	42
4.3.6	Análise Harmônica e Análise de Ondaletas	43
4.3.6.1	Análise Harmônica (AH)	43
4.3.6.2	Análise de Ondaletas (AO)	45

5.	RESULTADOS	47
5.1	Classificação do Clima	47
5.1.1	Classificação Climática	47
5.2	Determinação da Variabilidade Interanuais e Interdecenais utilizando a média das Análises da Ondaleta e Harmônica do I_{aUNEP} e I_m para as Sub-regiões	55
5.2.1	Sub-região do Cariri	56
5.2.2	Sub-região do Ibiapaba	60
5.2.3	Sub-região do Jaguaribana	63
5.2.4	Sub-região do Litoral de Fortaleza	66
5.2.5	Sub-região do Litoral de Pecem	69
5.2.6	Sub-região do Litoral Norte	72
5.2.7	Sub-região do Maciço de Baturité	75
5.2.8	Sub-região do Sertão Central e Inhamuns	78
6.	CONCLUSÕES	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
	ANEXO A	94
	ANEXO B	96
	ANEXO C	97
	ANEXO D	98
	ANEXO E	99
	ANEXO F	100

1. INTRODUÇÃO

A região Nordeste tem tido sua história marcada por eventos de secas com diversos graus de intensidade. Em anos com condições razoavelmente normais de distribuição de precipitação proporcionam a permanência da população na região. Porém, anos secos e extremamente secos criam situações de êxodo para regiões mais propícias, com profundas implicações socioeconômicas para a região e para o país (Valadão et al., 2010).

Segundo Moura e Shukla (1981) a variabilidade interanual da precipitação na região Nordeste do Brasil (NEB) é devido a sua dependência de extremos de temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico Tropical. A propósito a variabilidade inter-hemisférico de anomalias de TSM no Atlântico foi denominada pelos autores de dipolo de anomalias de TSM do Atlântico.

De acordo com Marengo (1992), a variabilidade interanual do total de precipitação anual nas regiões norte e nordeste da América do Sul está associada ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS). Anomalias positivas (negativas) da TSM no Oceano Pacífico Equatorial associadas aos episódios El Niño¹ (La Niña²) produzem circulações anômalas de grande escala na atmosfera, gerando impactos significativos no clima da região do Atlântico e da América do Sul, como mostrado em muitos trabalhos (Aceituno 1988; Grimm et al. 2000). Neste contexto, Marengo (2006) fez um estudo para o período de 1979-2000, onde constatou reduções na precipitação, no escoamento e na convergência de umidade em anos de El Niño, e aumentos destas variáveis em anos de La Niña no norte da América do Sul incluído o nordeste do Brasil. Recentemente, Gonzalez et al., (2013) confirmaram os resultados obtidos Aceituno (1988); Grimm et al. (2000) e Marengo (2006).

A dependência da precipitação do NEB dos eventos de ENOS e dipolo de anomalia de TSM do Atlântico Tropical também foi analisada por Santos e Brito (2007), Andreoli e Kayano (2007), entre outros.

Com relação ao estado do Ceará, vale salientar que Moura e Shukla (1981) utilizaram os totais anuais de precipitação de Quixeramobim-CE e Fortaleza-CE para explicar a dependência das chuvas do NEB do dipolo de anomalia de TSM do Atlântico

¹ El Niño – fase quente do ENOS, ou seja, anomalias positivas de TSM no Pacífico Central-leste.

² La Niña – fase fria do ENOS, ou seja, anomalias negativas de TSM no Pacífico Central-leste.

Tropical. Outros pesquisadores, como, por exemplo, Xavier et al (2003) e Santos e Manzi (2011) mostraram a influência dos eventos ENOS e Dipolo do Atlântico no total anual de precipitação no Ceará.

Recentemente, Kayano e Capistrano (2014) mostraram que a dependência da precipitação do NEB dos fenômenos ENOS e Dipolo do Atlântico é relativa, pois esta dependência é influenciada pela fase (positiva ou negativa) da Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA). Ressalta-se que Da Silva Junior (2010) demonstrou que tanto a precipitação como a temperatura do ar das regiões Norte e Nordeste do Brasil apresentavam certa dependência da OMA e da Oscilação Decenal do Pacífico (ODP).

As variabilidades interanual e interdecenal da precipitação do NEB e sua relação com os fenômenos ENOS, dipolo do Atlântico, ODP e OMA tem sido o objetivo de muitos estudos. Em geral, estudos sobre a variabilidade da precipitação são designados de variabilidade do clima. Entretanto, na maioria das vezes nenhuma análise climática é realizada, mas apenas a variabilidade das variáveis precipitação e temperatura do ar, ou mesmo só a precipitação. Portanto, no presente estudo a hipótese básica foi analisar as variabilidades interanual e interdecenal do clima do estado do Ceará utilizando os índices climáticos efetivos de umidade (I_m) e aridez (I_a) de Thornthwaite (1948) e o índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) – Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente – (sigla em inglês United Nations Environment Programme) (UNEP, 1992), pois são índices muito eficazes para produzir classificação climática. Existem muitos estudos sobre a variabilidade do clima do Nordeste e em particular do Ceará, porém estudo desta natureza usando índices de classificação climática é uma hipótese que deve ser investigada.

A análise das variabilidades interanual e interdecenal foi elaborada utilizando a análise harmônica e a análise de ondaletas.

2. OBJETIVOS

Objetivo Geral:

Esta pesquisa tem com objetivo principal determinar e analisar as variabilidades interanual e interdecenal do clima do estado do Ceará, no período de 1951 a 2014, utilizando os índices climáticos efetivo de umidade (I_m) e aridez (I_a) de Thornthwaite (1948) e o índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}).

Objetivos Específicos:

- i. Comparar a classificação do clima ano a ano do Ceará obtida com o I_m e I_{aUNEP} e conjecturar qual destes índices melhor representa possíveis variabilidade no clima do Ceará;
- ii. Averiguar o percentual de tempo ao longo dos 63 anos que o clima das localidades analisadas é classificado como árido, semiárido, subúmido seco, subúmido e úmido;
- iii. Verificar a coerência e defasagens das variabilidades interanual e interdecenal calculadas pelos métodos de Análise Harmônica e Ondaletas para as sub-regiões pluviometricamente homogêneas definidas pela FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos).

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em qualquer estudo climático, a influência de modos oscilatórios nas condições de superfície do Oceano Pacífico (OP) deve ser considerada, pois se sabe que o OP cobre 1/3 da superfície terrestre, desempenhando um papel importante nos balanços hídrico e energético globais. O OP também apresenta um modo de variabilidade interdecadal, como já mencionado na Introdução, a ODP (Mantua et al., 1997). Seus impactos na América do Sul ainda não estão muito bem definidos, mas sugere-se que haja uma relação construtiva com o ENOS (Andreoli e Kayano, 2005). A relação do ENOS com a precipitação no Brasil, influenciando o NEB, já foi bastante documentada (Grimm et al. 2000; Marengo, 2006, Da Silva Junior, 2010, Gonzalez et al. 2013).

No estudo da precipitação do NEB as condições da superfície do Oceano Atlântico (OA) também devem ser analisadas. Principalmente, as variações no gradiente de anomalia de TSM entre o Atlântico tropical sul e o Atlântico tropical norte, pois são conhecidas por modular a estação chuvosa no Nordeste do Brasil (Moura e Shukla, 1981; Hastenrath e Greischar, 1993). Segundo Knight et al., 2005, o modo de variabilidade de baixa frequência do OA, a OMA, apresenta sinal coerente no hemisfério norte, o qual ainda não é claro no hemisfério sul. Entretanto, Kayano e Capistrano (2014) e Cavalcanti (2015) descreveram que a OMA é capaz de influencia a estação chuvosa do norte do Nordeste.

Assim, pode-se dizer que a variabilidade pluvial no NEB resulta de efeitos combinados de ações das condições da superfície dos oceanos e das variações na dinâmica de vários sistemas, bem como da localização das células atmosféricas (Nobre e Molion, 1988). A dinâmica da atmosfera repercute em variações de micro a macro escala. A evolução do comportamento atmosférico nunca é igual de um ano para o outro, podendo se verifica flutuações a curto, médio e longo prazo (Conti, 1995).

Ademais, a precipitação no norte do NEB apresenta uma variabilidade espacial e temporal e, em seu clima atual, é caracterizado por uma estação chuvosa, devido principalmente pela variabilidade do deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o hemisfério Sul (Xavier et al., 2000). E de acordo com Alves et al. (1993), o norte do NEB ainda apresenta uma pré-estação chuvosa, que corresponde a um pequeno período chuvoso que antecede a estação chuvosa caracterizado pelo desenvolvimento de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) nas vizinhanças da região. Liebmann et al., (2011) apontou a Oscilação de Madden-

Julian (OMJ) como um importante mecanismo que gera altos valores diários de chuva. Além do mais, outros trabalhos, como por exemplo, Souza e Ambrizzi (2006) onde determinam a influência desse distúrbio ondulatório intrasazonal na modulação da precipitação. Outros fatores importantes na precipitação do NEB são os sistemas ondulatórios de leste (Molion e Bernardo, 2000), remanescentes de sistemas frontais austrais (Kousky, 1979), sistemas de brisas marinhas e terrestre interagindo com os ventos alísios (Kouky, 1980). Uma descrição sucinta e relevante dos diversos sistemas meteorológicos importantes para a produção de precipitação no Nordeste foi elaborada por Molion e Bernardo (2000).

3.1 Sistemas de tempo

3.1.1 Brisas marítimas e Terrestres

Em dias ensolarados, a superfície da terra, na orla marítima, se aquece mais rapidamente que a do oceano. Como em virtude desse fenômeno, já pela manhã, surge uma faixa de pressão mais baixa sobre o litoral, proporcionando o desenvolvimento de correntes convectivas. Acima do oceano a pressão continua elevada, tendo em vista a menor temperatura da água à superfície. Dessa forma, é estabelecida uma célula de circulação fechada, com movimentos ascendentes na costa e subsidentes sobre o oceano. O vento, à superfície, sopra do oceano para o continente, em direção aproximadamente perpendicular à linha da costa e é denominado de brisa marinha. Durante a noite o continente perde calor muito mais rapidamente que o oceano e, a partir de certa hora após o por do sol, a superfície do oceano passa a ostentar uma temperatura mais elevada que a do continente. O vento passa a soprar do continente para, à superfície, constituindo a brisa terrestre (Varejão Silva, 2005).

No caso específico do estado do Ceará as brisas marinhas e terrestres têm atuação até aproximadamente 150 km da costa. Neste contexto, a precipitação noturna de Fortaleza é fortemente influenciada pela brisa terrestre (Teixeira, 2008). Entretanto, Silva (2013) menciona que em anos em que esses fenômenos encontram-se mais fortes ou associam-se com os Alísios ou ainda de forma a interferir na ZCIT podem trazer consigo uma instabilidade, transformando-se em precipitação ou ainda levar umidade para região Cariri/Centro Sul, no Estado do Ceará.

3.1.2 Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL)

São ondas que se formam no campo da pressão atmosférica, ao longo dos Alísios, na faixa tropical do Globo, deslocando-se de leste para oeste. Embora não seja fácil distingui-las nas cartas sinóticas, essas ondas são capazes de causar precipitações acentuadas ao longo de suas trajetórias. Na região de baixa pressão da onda, o tempo é caracteristicamente chuvoso, associando-se frequentemente a tempestades. As nuvens dos tipos cumulus e cumulonimbus destacam-se (Vianello e Alves, 2000).

Riehl, em 1945, fez um dos primeiros estudos de meteorologia tropical, onde notou que mudanças na direção do vento acompanhavam a formação e deslocamento de centros isalobáricos e que tais mudanças sugeriam que esses centros eram manifestações da propagação de ondas atmosféricas propagando-se de leste para oeste. A partir de então se definiu este tipo de sistema atmosférico como sendo uma onda de leste. Posteriormente, mudou-se esta denominação para Distúrbios Ondulatórios de Leste Hastenrath (1988). Esses distúrbios são observados ao longo de toda faixa equatorial do globo, porém em algumas áreas eles são mais atuantes. No caso do NEB eles se deslocam pelo Oceano Atlântico até atingir o litoral da região, com mais frequência desde o Recôncavo Baiano até o litoral do Rio Grande do Norte, principalmente no inverno. Entretanto, observa-se a atuação desde sistemas no estado do Ceará e norte do Piauí e Maranhão (Coutinho e Fisch, 2007), e até na região amazônica (Figueroa e Nobre, 1990).

Coutinho e Fisch (2007) mostraram em seu trabalho que a precipitação na região de Alcântara-MA, foi maior, principalmente nos anos de 1989 e 1994 (mais ativos – anos de La Niña). Isto é um indício de que esses distúrbios podem estar associados a episódios de El Niño e La Niña, ou seja, maior frequência de DOL em anos de La Niña e menor frequência em anos de El Niño.

3.1.3 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

De acordo com Varejão Silva (2001) os VCANs 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 a costa leste no Nordeste, principalmente durante o verão do hemisfério sul, 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 rápida e irregularmente.

Souza et al., (2001) destacaram que, nos meses de novembro e dezembro de 2000, os VCANs ficaram semi-estacionários, enquanto nos meses de janeiro e fevereiro de 2001, esses adentraram sobre o continente atuando sobre o Centro-norte do país. No verão de 2000/2001, ou seja, notaram que houve uma maior atuação de VCANs sobre o NEB, e na maioria dos casos os VCANs ficaram semi-estacionários sobre o estado da Bahia inibindo assim a precipitação no centro-leste desse Estado. Dependendo do posicionamento geográfico do seu centro de subsidência e da borda noroeste (área de maior atividade convectiva) eles podem suprimir (centro) ou intensificar (borda noroeste) a precipitação fazendo com que os totais mensais de precipitação sejam superiores a 300% das normais climatológicas, ou contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente nas localidades sob a região de movimento descendente. Ainda segundo Souza et al. (2001), a atuação dos VCANs é a principal causa para o aumento ou decréscimo da taxa de precipitação durante o verão no NEB. Como por exemplo, um VCAN que atuou sobre o NEB em fevereiro de 1992, trazendo chuvas e fazendo com que o total mensal de precipitação atingisse 226 mm na cidade de Maceió (AL), quando a média histórica é de 80 mm. Em janeiro de 2002, um VCAN fez com que o total pluviométrico mensal atingisse a marca de 381 mm em Maceió, tendo sido o janeiro mais chuvoso dos últimos 100 anos.

Os VCANs foram os principais responsáveis pelas intensas chuvas verificadas em janeiro e fevereiro de 2004 sobre os estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará (Brito e Braga, 2005). Por outro lado, os VCANs também são fortes inibidores da precipitação no NEB (Gan e Kousky, 1986). Em março de 1990 um VCAN foi o responsável pela redução da precipitação em todo o semiárido do Nordeste (Brito, 1990).

3.1.4 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como áreas continentais adjacentes, podendo ser visualizado em imagens de satélites como uma banda de nuvens convectivas que se estende em uma faixa ao longo da região

equatorial. Exercendo influência sobre chuvas observadas nos continentes africano, sul-americano e asiático (Uvo et al. 1998).

De acordo com Melo et al. (2009) pode-se afirmar que a ZCIT localiza-se em numa região em que ocorrem interações entre vários sistemas atmosféricos e oceânicos, tais como a Zona de Convergência dos Alísios (ZCA), a zona do Cavado Equatorial (CE), zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM), zona de máxima convergência de massa e zona de máxima cobertura de nuvens convectivas. Estes campos são bons indicadores da ZCIT, embora nem todos ocorram ao mesmo tempo e sobre uma mesma latitude.

A ZCIT especificamente sobre o Atlântico equatorial possui pico de máxima intensidade em torno de 6° N (Waliser e Gautier, 1993), alcançando sua posição média mais boreal (aproximadamente 14° N) e mais austral (aproximadamente 2° S) durante agosto-setembro e março-abril, respectivamente (Melo et al., 2009). Os períodos em que atinge latitudes mais ao norte e ao sul coincidem com as estações chuvosas do Sahel e do norte do Nordeste do Brasil, respectivamente (Wagner, 1996). A ZCIT no Atlântico equatorial, migrar meridionalmente, mas posiciona-se maior parte do tempo sobre o Hemisfério Norte.

Nos últimos anos, alguns autores mostraram a associação da ZCIT com a confluência dos ventos e a convergência de massa em baixos níveis especialmente na região do Atlântico Tropical, favorecendo o transporte de umidade e o aumento da convecção sobre o norte da América do Sul, em particular no NEB. Segundo Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981), Uvo (1989), Rao e Marques (1984) mostraram esses efeitos da ZCIT, onde ressaltaram que no Maranhão, Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte e os sertões da Paraíba e de Pernambuco, são os estados nordestinos que mais recebem a influência da ZCIT organizada sobre o Atlântico Equatorial. Namias (1972) mostrou que os índices pluviométricos abaixo da média histórica no Estado do Ceará estariam relacionados com a atividade anticiclônica mais intensa do que o normal perto de Terra Nova, no Canadá. Esse tipo de padrão anômalo geraria uma alta de bloqueio, modificando a intensidade dos alísios de nordeste, que por sua vez associados ao deslocamento meridional da ZCIT. Ressaltando que os aspectos meteorológicos de grande escala podem favorecer ou desfavorecer o desempenho de sistemas principais como a ZCIT.

3.2 Variabilidade Intrasazonal

3.2.1 Oscilação de Madden-Julian (OMJ)

A OMJ é o principal distúrbio intrasazonal (20-80 dias) nos trópicos, sendo responsável pela maior parte da variabilidade de tempo nessas regiões. A célula convectiva da OMJ tem circulação de escala global com origem no oceano Índico e propagação para o Pacífico leste, estando associada a importantes variações na atmosfera e oceano, as quais incluem cobertura de nuvens, precipitação, vento em altos e baixos níveis, TSM e evaporação (Zhang, 2005).

As características da OMJ são de um período médio de propagação se concentrando entre 45-50 dias, com variações da precipitação na região tropical possuindo sinal evidente associado à anomalia de convergência em baixos níveis. Anomalias positivas (negativas) do vento zonal em baixos (altos) níveis. Quando a convecção está ativa sobre o oceano Índico e a região da Indonésia é observada subsidência sobre o setor norte da América do Sul nessa escala de tempo. Inversamente, quando o sinal convectivo se propaga para leste e rapidamente a fase de supressão alcança o setor da piscina quente do oceano Índico, verifica-se uma contribuição da OMJ para favorecimento da convecção sobre o norte da América do Sul e NEB. Com existência de fases intermediárias indicando diferentes fases da propagação da OMJ (Vasconcelos Junior, 2014).

A escala temporal da OMJ condiciona seus impactos mais marcantes em áreas de estações chuvosas curtas, como o NEB, o sudeste da África e o nordeste da Austrália. E sob a ótica dos sistemas de monções a OMJ influencia tais sistemas, em particular o sistema das Américas, além de desempenhar um papel importante na variabilidade do clima na escala subsazonal. Um exemplo é a modulação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pela OMJ. Outro aspecto importante é a possibilidade de a OMJ influenciar fenômenos de baixa frequência, como o ENOS (Kayano e Kousky (1999) *apud* Cavalcanti et al., 2009).

Alguns estudos indicaram a influência da oscilação intrasazonal sobre a América do Sul. Um dos primeiros trabalhos nessa linha tratou de avaliar o padrão de ROL nos subtropicais do Hemisfério Sul, em que foram encontradas relações entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS (Casarin; Kousky, 1986). Ferraz (2004) estudou modos específicos de precipitação com escala de 30-70 dias na ZCAS e norte do Brasil e outro de 50-70 dias sobre o NEB durante o verão austral. Jones e Carvalho (2002)

encontraram padrões de variabilidade intrasazonal na região do Sistema de Monção da América do Sul e indicaram que anomalias positivas (negativas) do vento zonal em baixos níveis sobre a região central da América do Sul estão associadas à fase ativa (inativa) da monção. Carvalho et al. (2004) estudaram a variabilidade da precipitação na ZCAS, encontrando influência da OMJ em eventos extremos com persistência de 3 dias, além de indicar acréscimo de extremos de precipitação também no NEB. Jones et al. (2004) associaram eventos extremos de precipitação sobre a parte leste da América do Sul com a atuação da OMJ. De fato, o envelope convectivo oriundo da OMJ modifica toda a estrutura de circulação do transporte de umidade sobre a América do Sul, modulando a atividade convectiva do Sistema de Monção da América do Sul.

3.3 Variabilidade Interanual

3.3.1 Dipolo do Atlântico Tropical (DAT)

Sousa (2004) mencionou que os primeiros estudos sobre o dipolo de anomalia de TSM do Atlântico e sua influência na precipitação no NEB foram feitos por Hastenrath e Heller (1977) e Hastenrath (1988). As pesquisas sobre a circulação atmosférica no Atlântico Tropical Norte e Sul, que resultam das anomalias de TSM de sinais opostos, possui duas fases de variabilidade climática, a fase positiva referente às anomalias de TSM positivas na bacia do Atlântico Tropical Norte superiores as do Sul e as negativas inferiores em magnitude, e a fase negativa com anomalias de TSM negativa da bacia do Atlântico Tropical Norte superiores em magnitude as do Sul e as positivas inferiores.

De acordo com Aragão (1998) o dipolo de anomalia de TSM do Atlântico pode causar variação na PRP do NEB e da África. Este evento é dado pela mudança anômala na TSM no Oceano Atlântico, no qual muda a circulação meridional da atmosfera, a célula de Hadley, e com isso inibindo ou aumentando a formação de nuvens sobre o NEB e alguns países da África, ocasionando uma diminuição ou aumento da precipitação. Quando as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais quentes e as do Atlântico Tropical Sul estão mais frias, existem movimentos descendentes anômalos sobre o NEB e alguns países da África Ocidental, inibindo a formação de nuvens e diminuindo a precipitação. Mas quando acontece o inverso, as águas do Atlântico Tropical Norte estão mais frias e as águas do Atlântico Tropical Sul estão mais quentes, existem movimentos ascendentes anômalos sobre o NEB e países da África Ocidental, acelerando a formação de nuvens e aumentando a precipitação.

Andreoli e Kayano (2006) mostraram que os efeitos isolados de variabilidade de TSM do Atlântico Sul nas chuvas do NEB são mais pronunciados e estatisticamente mais significativos durante o outono. Nesse caso, para elas, as TSMs do Atlântico Sul são responsáveis pelo posicionamento anômalo da ZCIT, o qual afeta a distribuição das chuvas no NEB.

3.3.2 El Niño – Oscilação Sul (ENOS)

ENOS é um fenômeno de grande escala que afeta as circulações atmosféricas, gerando perturbações climáticas de âmbito global. Afeta o Norte, Nordeste e o Sul do Brasil causando secas na Amazônia e no Nordeste e chuvas no Sul, isso na fase positiva do fenômeno (El Niño) e na fase negativa (La Niña) ocorre o inverso. Esse mecanismo induz processos oceânicos que favorecem o afloramento (durante o período de El Niño) ou afundamento (durante o período de La Niña) da termoclina, o que contribui para que a região do Pacífico equatorial leste se torne mais quente (fria), intensificando o El Niño (a La Niña) existente.

Segundo Kayano et al. (2011) o mecanismo proposto para essa relação é que um evento de anomalia positiva (negativa) no Atlântico Equatorial intensifica uma circulação de Walker anômala com movimentos ascendentes (descendentes) sobre o Atlântico Equatorial e descendente (ascendente) sobre o Pacífico equatorial.

Muitos estudos como o de Kayano e Moura (1986) e Marengo (1992) com enfoque na variabilidade interanual da precipitação nas regiões norte e nordeste da América do Sul têm associado essa variabilidade ao fenômeno ENOS. E que anomalias positivas (negativas) da temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico associadas aos episódios El Niño (La Niña) produzem circulações anômalas de grande escala na atmosfera, gerando impactos significativos no clima da região do Atlântico e da América do Sul. Neste mesmo contexto, (Marengo (2006) *apud* Gonzalez et al., 2013) observou, para o período de 1979-2000, reduções na precipitação, no escoamento e na convergência de umidade em anos de El Niño, e aumentos destas variáveis em anos de La Niña.

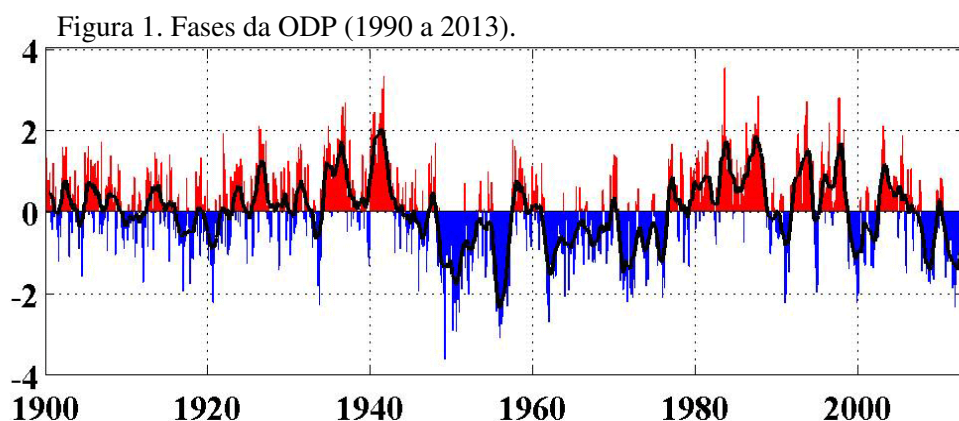
Na verdade, anos mais seco (úmido) que as condições normais ao longo dos setores norte e nordeste e as condições opostas sobre a costa equatorial ocidental e setores sul/sudeste do continente Sul Americano têm sido atribuídas à ocorrência de episódios de El Niño (La Niña) Kayano et al (2013).

As ocorrências de secas severas no NEB, que tem como objetivo inúmeros estudos devido seus impactos sociais e econômicos, têm sido relacionadas à ocorrência do fenômeno do El Niño. Isto é baseado no fato de que para alguns anos de El Niño (fortes ou moderados), notavelmente, 1877-1878, 1891, 1900, 1907, 1932, 1941, 1958, 1983, Fortaleza, no NEB, sofreu secas severas (Kane,1997). No entanto, a relação entre as secas no NEB e o El Niño não é unívoca (Kane, 1992). Kane (1997) mostrou que dos 46 El Niño considerados fortes e moderados, do período de 1849-1992, somente 21, ou seja, 45% estiveram associados à secas severas em Fortaleza. Na tabela 1, anexo A, mostra os anos de ocorrência do ENOS.

3.4 Variabilidade Interdecenal

3.4.1 Oscilação Decenal do Pacífico (ODP)

A ODP foi estudada primeiramente no final da década de 1990. Onde se trata da variação da TSM do oceano Pacífico, abrangendo quase todo Pacífico e com escala de tempo de duas a três décadas, por isso, foi denominada de Oscilação Decenal do Pacífico, é similar ao ENOS, porém abrangendo quase todo Pacífico, com período de décadas (20 - 30 anos) e mecanismos um pouco diferentes. Por este motivo, a ODP também é conhecida como um fenômeno ENSO-like (Mantua et al., 1997). A figura 1 mostra as fases da ODP no período de 1900 a 2013.



Fonte: <http://research.jisao.washington.edu/pdo/>

Na ODP, a correlação existente é entre anomalias na TSM do Pacífico e a pressão em superfície na região da baixa dos Aleutas, no Pacífico norte. Durante a fase quente da ODP, a baixa dos Aleutas se aprofunda, deixando o oeste e o centro do

Pacífico norte anormalmente frios, enquanto há aquecimento no leste e costa do Pacífico norte, tropical central e leste. Mantua et al. (1997) definiram um índice para a ODP, calculado por meio de análise de componentes principais para as anomalias de TSM do Pacífico norte, sendo que estas anomalias são normalizadas pela média do período de 1947 a 1995. Na fase fria da ODP ocorrem anomalias negativas, ODP (-), da TSM no Pacífico Tropical e positivas no Pacífico Extratropical, ODP (+), nos dois hemisférios, enquanto, na fase quente, as alterações da TSM são opostas, com anomalias positivas no Pacífico Tropical e negativas nas duas regiões do Pacífico Extratropical (Mantua et al., 1997).

Na América do Sul, estudos acerca dos impactos da ODP começaram a ser feitos nos anos 2000. Mantua e Hare (2002) sugerem que as variações climáticas interdecadais nos hemisférios norte e sul possuem certa simetria, com subtropicais mais quentes e latitudes médias e tropicais mais secas. Também observaram anomalias positivas de precipitação sobre o sudeste do Brasil durante ODP (+). Marengo (2004) encontrou períodos de 20-30 anos de condições mais secas/úmidas na Amazônia, similares a variações na precipitação no Nordeste do Brasil, provavelmente relacionados com a ODP. Garcia (2006) notou que as circulações de Hadley e de monção não variam muito em relação às fases da ODP, mas a intensidade e posição da célula de Walker são diferentes durante ODP (+) e ODP (-).

Andreoli e Kayano (2005) mostraram que na América do Sul, o ENOS é mais facilmente notado durante ODP (+), quando as diferenças sazonais estão mais pronunciadas. Além disso, obtiveram que durante ODP (-) as anomalias de precipitação sobre o Sudeste da América do Sul se localizam mais ao sul, comparadas com a ODP (+). Para Re e Barros (2009), o ENOS e a ODP também interage construtivamente. Eles sugerem que ao aumento na frequência de eventos extremos de precipitação no Sudeste da América do Sul pode estar relacionado com a última fase positiva da ODP, desde 1976/77.

A interação entre as escalas temporais dos modos do Pacífico também é discutida por Kayano e Andreoli (2007). As autoras sugerem que a ODP cria condições para que as teleconexões entre ENOS e América do Sul sejam construtivas (destrutivas) quando ENOS e ODP têm o mesmo (oposto) sinal. Também apontam para o comportamento não-linear de anomalias de precipitação na região da ZCAS, durante ODP (+), no período de verão austral. Ao estudar o comportamento das circulações de

Hadley, Walker e monção durante as duas últimas fases da ODP: ODP (-) de 1958 a 1976, e ODP (+) de 1977 a 1995. (Garcia e Kayano (2008) *apud* Prado, 2010) notaram que somente a circulação de Walker mostrou diferenças significativas entre as duas fases. Durante a ODP (+), observou-se que os centros de ação desta célula estavam mais fracos e deslocados para oeste, além de um comportamento não-linear dos eventos extremos do ENOS em relação às distintas fases da ODP.

3.4.2 Oscilação Multidecenal do Atlântico (OMA)

Mehta (1998) investigou a variabilidade multidecenal do Atlântico norte, observou que anomalias de TSM podem viajar do Atlântico extratropical norte para o Atlântico tropical norte, onde permaneceram por alguns anos e depois retornaram em direção ao polo, completando um giro em sentido horário. O mesmo foi notado para o Atlântico sul, sendo que neste caso o movimento das anomalias de TSM foi no sentido anti-horário, e entre o Atlântico tropical sul e o Atlântico subtropical sul. Na tabela 2, verifica-se as fases da OMA. Bjerknes (1964) e Mehta (1998) notaram uma inversão de tendências de TSM no Atlântico norte entre os períodos anterior e posterior à década de 1920. De 1890 a 1920, foi notado um resfriamento do Atlântico norte, e de 1920 a 1940, houve um aquecimento na TSM do Atlântico norte, o que correspondeu a uma mudança nos padrões climáticos, sentida principalmente na Europa, a OMA.

Tabela 2. Fases da OMA.

1930 - 1963	Fase Quente (+)
1964 - 1996	Fase fria (-)
1997 - 2014	Fase Quente (+)

Fonte: Do Autor.

A OMA possui quase as mesmas anomalias de TSM do sinal do Atlântico Norte, com um centro principal em 55° N e outra na 15° N. encontraram uma oscilação período de 65- 80 anos, para um índice definido como a média de 10 anos de funcionamento de séries temporais de anomalia mensal de TSM retificada por todo o Atlântico Norte. Eles descobriram que a fase de aquecimento (ou positiva) OMA ocorreu durante os períodos de 1860-1885 e 1925-1965 e na fase fria (ou negativo) OMA, durante os períodos de 1895-1924 e 1970-1990 (Enfield et al., (2001) *apud* Kayano e Capistrano, 2014).

Na América do Sul, sabe-se que a precipitação sobre o Atlântico tropical é deslocada para norte durante a fase quente da OMA (OMA (+)); isto implica em uma posição anômala da ZCIT, mais ao norte, o que diminui a precipitação durante a estação chuvosa do norte do Nordeste brasileiro, de março a maio. No entanto, a seqüência do ciclo da OMA pode reverter esse sinal ao forçar a ZCIT para sul e desta forma, oscilar entre décadas mais secas e mais úmidas (Knight et al., 2005). Ao analisar dados sedimentares da bacia do Rio da Prata, Chiessi et al., (2009) encontraram uma periodicidade de 64 anos ligada à ZCAS e às monções na América do Sul, a qual foi atribuída a OMA. Assim, OMA (-) (OMA (+)) correspondem a um Atlântico sul mais quente (frio), o que aumenta (diminui) a atividade da ZCAS também devido à posição da ZCIT, e desloca a banda principal de precipitação da monção da América do Sul para sul (norte).

Mo et al., (2009) mostraram que a OMA afeta as temperaturas do ar e precipitação em grande parte do Hemisfério Norte, em particular, a América do Norte e Europa. E está associado com mudanças na frequência de secas na América do Norte e se reflete na frequência de furacões no Atlântico. Pesquisas recentes sugerem que a OMA está relacionada com a ocorrência prévia de grandes secas no Centro-Oeste e no Sudoeste dos Estados Unidos da América. Quando a OMA está em sua fase quente (OMA (+)), as secas tendem a ser mais frequentes e/ou prolongada. E na fase fria (OMA (-)) contribui para períodos chuvosos. Duas das secas mais severas do século 20 nos EUA ocorreram durante a OMA positiva entre 1927 e 1963.

3.5 Índices de Aridez, Umidade e Efetivo de Umidade

Budyko (1958) propôs um índice climático simples, capaz de classificar o clima de uma determinada área, que é a razão da evapotranspiração potencial total média anual produzida pelo saldo de radiação e a precipitação total média anual. O UNEP (1992) modificou o índice de Budyko invertendo a razão e modificando a estimativa da evapotranspiração potencial, ou seja, o novo índice de aridez (I_{aUNEP}) é a razão entre a precipitação total anual e a evapotranspiração potencial total anual. O UNEP utilizou este índice na classificação de terras susceptíveis aos processos de desertificação. Anteriormente, Thornthwaite (1948) elaborou os índices de umidade, aridez e efetivo de umidade objetivando a classificação climática. Em seguida Thornthwaite e Mather (1955) propuseram um balanço hídrico tendo com variáveis de saída a

evapotranspiração potencial total anual, déficit anual de umidade na atmosfera, excedente anual de água no solo, entre outras. Além disso, Thornthwaite e Mather (1955) indicaram que o índice de aridez (I_a) é a razão entre o déficit anual de umidade e a evapotranspiração potencial, o de umidade (I_u) o excedente anual de água no solo dividido pela evapotranspiração potencial, e o efetivo de umidade (I_m) I_u vezes 100 menos 0,6 vezes I_a multiplicado por 100. I_m e I_a são usados para a classificação climática. Santos (2012) propôs que estes índices podem ser aplicados à escala mensal indicando, em geral, em menor escala a que condições ambientais estão sujeitos os seres vivos, principalmente os vegetais, embora seja calculado e utilizado na maioria dos trabalhos em escala anual.

Valadão et al., (2010), mostraram com suas análises comparativa que o Índices de Aridez aplicados à Capitais do Nordeste Brasileiro, evidenciam que os limites obtidos com o Percentis e Percentagem da Normal Climatológica apresentam equivalência para todos os cenários de seca em todas as capitais. As maiores diferenciações ficaram por conta do método SPI que se mostrou, em geral, mais rigoroso que os demais e do novo método proposto (SPI_M) cujos limites foram mais ou menos rigorosos dependendo da capital e do mês da quadra chuvosa sendo considerado. E que o NEB é uma região bastante vulnerável do ponto de vista climático. Portanto, a avaliação de métodos que permitam uma melhor definição dos intervalos para categorizar a severidade das secas poderia ser bastante útil para a região.

Assim como também Azevedo et al., (2010) mostraram o comportamento temporal do Índice de Aridez para o Estado de Sergipe, no qual as microrregiões estudadas nenhuma apresentou tendência decrescente indicando aumento do grau de aridez ao longo do período de 1976 a 2002.

Já no trabalho de Santiago et al., (2014) constataram que na bacia hidrográfica do rio São Nicolau que nas regiões do alto e uma pequena parte do médio curso da bacia, o Índice de Aridez da UNEP é menor que 0,65 indicando serem essas regiões as mais suscetíveis à desertificação se considerado as questões climáticas entendidas como favoráveis ao surgimento desse problema, e que na região do baixo curso e grande parte do médio apresentou Índice de Aridez da UNEP acima de 0,65 com clima subúmido e úmido, ou seja, com menor suscetibilidade à desertificação, demonstrando que esse processo não está presente uniformemente em toda a bacia.

Chavango (2014) mostrou que para o índice de aridez do UNEP na bacia hidrográfica do rio missi em Irauçuba/Ceará encontra-se numa área susceptível a processos de desertificação, onde aproximadamente metade da área tem clima subúmido seco e outra metade é semiárida.

O regime de Chuvas também pode contribuir com o aumento e diminuição do índice de aridez e umidade, como foi o caso do Estado do Piauí, em que houve uma diminuição das chuvas e aumento nas temperaturas e com isso o conseqüente aumento da evapotranspiração, o mês de maio já apresenta 56% da área do estado classificado como árido. Em junho e julho, as chuvas ficam escassas e o estado encontra-se dividido entre árido e hiper-árido, sendo a região sul e sudeste mais atingidos com o baixo índice de aridez. Como observado no mês de agosto, as condições climáticas são mais críticas em relação ao déficit hídrico, indo do árido até o hiper-árido, resultando em 93% da área do estado como hiper-árido. O fator condicionante dessas condições é a alta taxa de evapotranspiração potencial em relação aos baixos totais pluviométricos (Santos et al., 2012).

3.6 Análise Harmônica (AH)

A análise harmônica é um dos métodos de estudo dos fenômenos periódicos ou quase periódicos (aquele em que o valor do elemento estudado não se reproduz exatamente em certos intervalos de tempo, como se a um processo estritamente periódico, se superpusessem influencias modificadoras, de caráter aleatório). Desses métodos, é a AH, sem dúvida, o mais bem sistematizado, sendo de aplicação obrigatória quando o período fundamental é conhecido e o processo não se reduz, sabidamente, a uma onda senoidal simples, tal como ocorre com o curso anual ou diurno de um elemento climático de uma localidade. A AH permite decompor uma variação periódica de período T , em ondas senoidais de períodos T , $T/2$, $T/3$, e assim sucessivamente até $2T/N$, em que N é o número de observações (Amaral, 1968).

Lacruz e Junior (2007) utilizaram a análise harmônica (ou análise de Fourier) para avaliar séries sucessivas de parâmetros terrestres obtidos por imagens de sensoriamento remoto. Para eles esta análise permite representar uma função complexa como a somatória de ondas (termos) senoidais e cossenoidais, onde cada onda é definida por um valor único de amplitude e de fase. A amplitude corresponde à metade do valor onde a função é maximizada e a fase é o deslocamento entre a origem e o pico da onda

no intervalo de 0 até 2π . Lacruz e Junior (2007) mostraram que a AH permite analisar séries temporais MODIS baseada nas mudanças que acontecem numa dada área em diferentes tempos o que facilitou o entendimento da dinâmica da área em estudo. A técnica de análise harmônica apresentou-se como um grande potencial no estudo da área, permitindo uma avaliação rápida da dinâmica temporal, pois as imagens MODIS constituíram uma ferramenta de grande valor para estudar extensas áreas, onde a resolução temporal tem um maior peso do que a resolução espacial.

Diniz et al. (2008) utilizaram a análise harmônica para estudar e modelar o regime de precipitação em duas localidades da baixada cuiabana (MT), para eles os métodos utilizados comprovaram haver uma periodicidade no regime de precipitação na área de estudo e os testes estatísticos demonstraram que não há variação significativa entre as duas localidades.

3.7 Análise de Ondaletas (AO)

Segundo Barbosa et al., (2004) a ideia central da AO, no contexto de análises de sinais, consiste em decompor uma série temporal em diferentes níveis de resolução tempo/frequência e então determinar as componentes da variabilidade temporal.

Schneider e Cornuelle (2005) mostraram que a Análise de Ondaletas é capazes de quantificar as relações tempo x escala em meteorologia através de propriedades matemáticas, e isso estimula muitas pesquisas em mesoescala e na escala sinótica.

A grande maioria dos trabalhos desenvolvidos na dinâmica atmosférica enfoca as escalas climáticas, desde a sua variabilidade interdecenal a intrasazonal. Em geral, estes trabalhos buscam uma metodologia eficaz na localização de fenômenos transientes e que atuem simultaneamente em várias escalas de tempo, proporcionando novas perspectivas e abordagens de análises, quase impossíveis de se efetuarem por meio de técnicas tradicionais (Sousa e Silva (2013) e Da Silva et al., (2013))

Andreoli et al., (2004) utilizaram a AO para analisar as variações da precipitação em Fortaleza e da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico para o período de 1856 a 1991 e foi identificado um pico dominante de 12,7 anos na série. Confirmou-se alta coerência entre a variabilidade de precipitação no norte do NEB e o gradiente inter-hemisfério de anomalia de TSM no Atlântico na escala decenal.

Da Silva et al., (2013) aplicou as Análises de Ondaletas a dados de precipitação no Ceará, concluíram que todas as oito macrorregiões do estado do Ceará sofrem

influencia das variações e escalas sazonais, interanuais e decenais. Comprovou-se que sazonalidade, ENOS, Dipolo do Atlântico, Ciclo de manchas solares e Oscilação Decadal do Pacífico influenciam as precipitações no estado do Ceará.

A AO também já foi utilizada para investigar a variabilidade da precipitação em tempo-escala associada à ZCIT no hemisfério sul, bem como a sua interação com fenômenos atmosféricos de múltiplas escalas de tempo. Em termos gerais, a ZCIT não atua da mesma forma nas três cidades estudadas, apesar de estas estarem localizadas em latitudes semelhantes e sob a atuação do mesmo sistema precipitante de grande escala, assim, de forma comum para as três cidades estudadas, a escala interdecenal modula a variabilidade da precipitação. E o quantitativo da precipitação na composição da variação anual, sazonal e intrasazonal evidenciam a influência do ENOS (Moura e Vitorino, 2012).

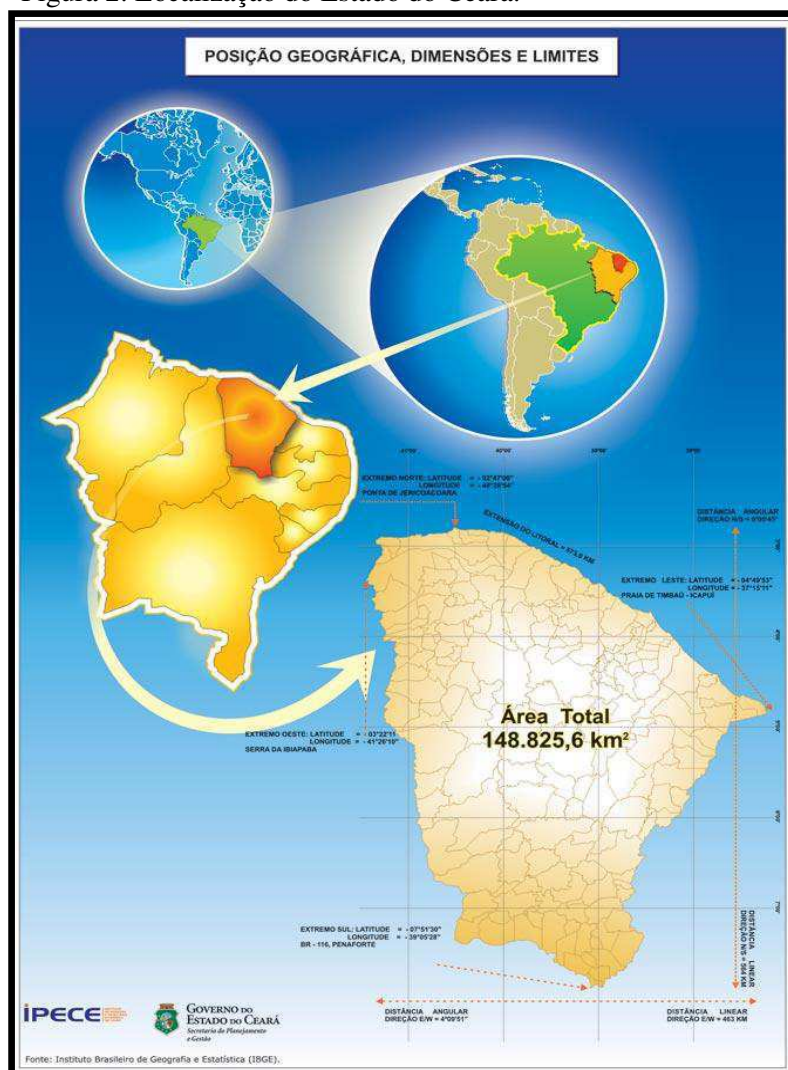
A AO também foi usada para quantificar e identificar características espaço/temporal da variabilidade intrasazonal da precipitação sobre a Amazônia e o NEB e assim determinar em que medida a OMJ se propaga para Leste e pode intervir sobre esta variabilidade, bem como sobre os padrões oceano-atmosférico associado ao longo da área tropical da América do Sul e do Oceano Atlântico (Souza e Ambrizzi, 2006).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

No presente trabalho a área de estudo é o estado do Ceará que está localizado um pouco abaixo da linha do Equador, numa posição nitidamente tropical entre $2^{\circ}46'30''$ e $7^{\circ}52'15''$ de latitude Sul e $37^{\circ}14'54''$ e $41^{\circ}24'45''$ de longitude Oeste, especificamente na região Nordeste do Brasil, limitando-se ao norte com o Oceano Atlântico, ao sul com o estado de Pernambuco, a leste com os estados do Rio Grande do Norte e Paraíba e a oeste com o estado do Piauí (Figura 2). A área total do Estado do Ceará é de 148.825,6 km², o que equivale aproximadamente a 9,6% da área pertencente à região Nordeste e 1,8% da área do Brasil, possui uma população de 8.963.663 habitantes (IBGE, 2016).

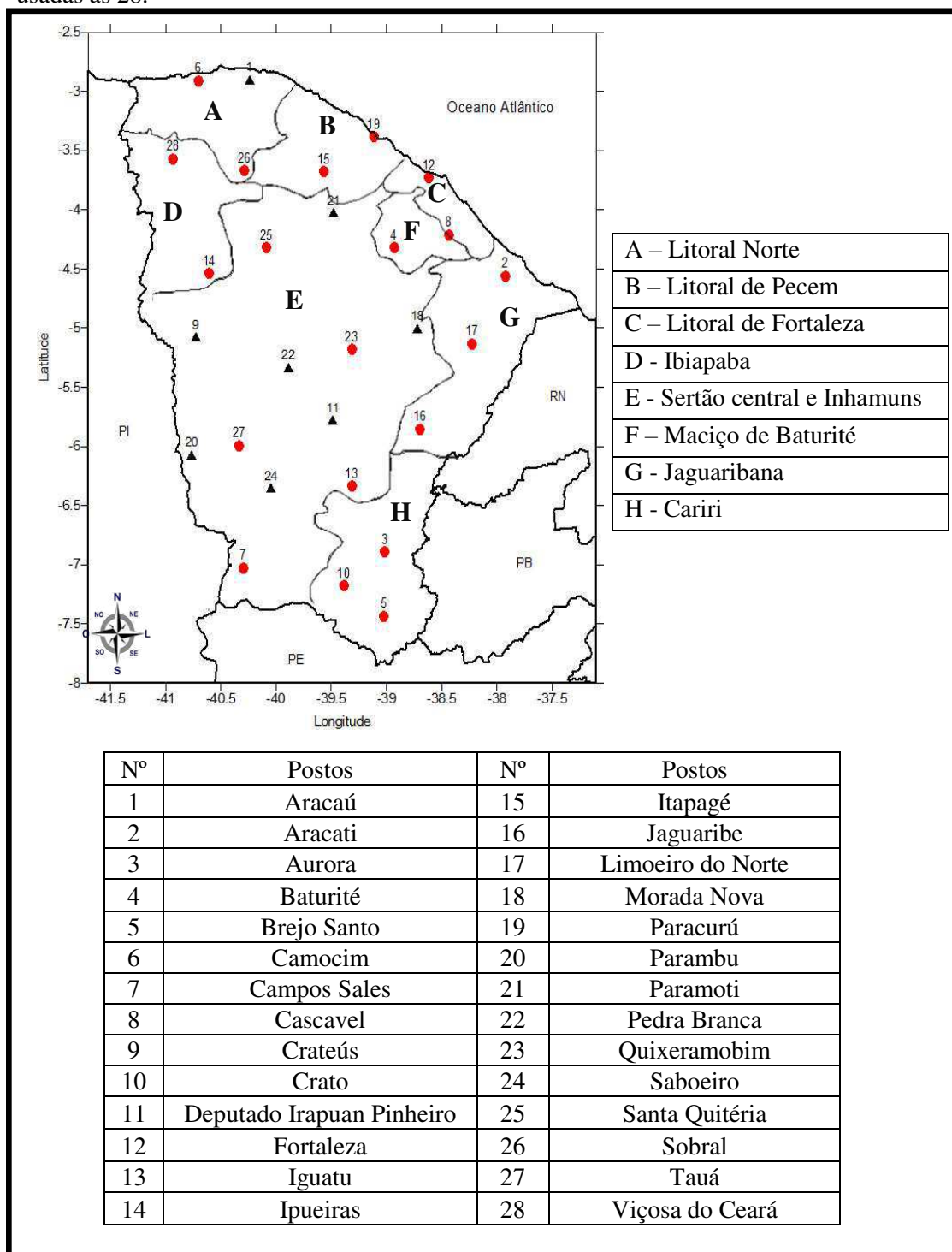
Figura 2. Localização do Estado do Ceará.



Fonte: Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE), 2007.

Para a execução da pesquisa foram escolhidas 28 estações, especialmente distribuído por todo Estado (Figura 3 e Tabela 3, no anexo B) e em todas as Regiões Pluviométricas homogêneas, de acordo com a divisão feita pela FUNCEME.

Figura 3. As Sub-Regiões (letras de A a H) e a distribuição espacial das 28 cidades. As em vermelho foram utilizadas para as médias das sub-regiões das estimativas das análises harmônicas e de ondaletas e para distribuição espacial da classificação climática foram usadas as 28.



Fonte: Adaptado da FUNCEME.

As condições climáticas do Estado do Ceará se expressam por elevadas temperaturas, baixos índices de nebulosidade, forte insolação, elevadas taxas de evaporação e pela marcante irregularidade das chuvas no tempo e no espaço. Conforme a classificação de Köppen, o Ceará possui o clima do tipo As Bs'h, clima quente e semiárido com chuvas de outono e temperatura média sempre superior a 18 °C (FUNCEME, 2016).

E por fim, para fazer a Classificação Climática do Estado do Ceará, através dos Índices Efetivo de Umidade e o de Aridez estimado pela UNEP, utilizou-se todas as 28 estações.

4.2 Dados

Os dados desta pesquisa foram de temperaturas do ar (°C) médias mensais do período de 1951 a 2014, ou seja, valores médios de janeiro de 1951 a dezembro de 2014, dos 28 municípios do Estado do Ceará selecionados nesta pesquisa, estes dados foram oriundos das estações do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), para as localidades que não dispuseram de estações meteorológicas estimou-se através de um software, Estima_T, que faz estimativas de temperaturas do ar na Região Nordeste do Brasil. Onde o Estima_T divide o Nordeste em três áreas: 1 - Maranhão e Piauí; 2 - Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco e 3 - Alagoas; Sergipe e Bahia. Segundo Cavalcanti e Silva (1994), Cavalcanti et al. (2006), Silva et al. (2006), para cada uma das regiões determinou-se os coeficientes da função quadrática para as temperaturas média, máxima e mínima mensal em função das coordenadas locais: longitude, latitude e altitude. Para serem fornecidas as temperaturas média, máxima e mínima, mês a mês, para cada localidade foi utilizada as anomalias de TSM do Oceano Atlântico Tropical.

O software o Estima_T está disponível em <http://www.dca.ufcg.edu.br/download/estimat.htm>.

Também foram utilizados dados de Precipitação de todas as localidades, fornecidos pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos do estado do Ceará (FUNCEME) e do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), para série histórica que compreende o período de 1951 a 2014 (64 anos). O preenchimento das falhas das séries temporais de precipitação foi feito com base das médias climatológicas.

4.3 Metodologia

O índice de aridez do UNEP (I_{aUNEP}) é calculado dividindo a precipitação total anual da localidade pela evapotranspiração potencial total anual. A estimativa da evapotranspiração pode ser realizada por diversos métodos, neste trabalho foi usada a estimada pelo método de Thornthwaite (1948).

Os índices de aridez (I_a) e efetivo de umidade (I_m) de Thornthwaite (1948) para as 28 localidades selecionadas foram obtidas através do Balanço Hídrico seriado conforme o modelo proposto por Thornthwaite & Mather (1955) e desenvolvido em planilha Excel por Rolim e Sentelhas (1998). O balanço hídrico foi executado para as 28 localidades e os 64 anos de dados. A capacidade de água disponível (CAD) utilizada foi a indicada para cada solo dos municípios analisados, que podem ser visualizados na tabela 4 no anexo C. O Balanço Hídrico tem como variáveis de saída a evapotranspiração potencial total anual, a deficiência hídrica total anual da atmosfera, o excedente de água no solo total anual. Com estas três variáveis é possível calcular I_a e I_b . Além dessas variáveis o Balanço Hídrico ainda tem como variável de saída o conteúdo médio anual de umidade do solo e evapotranspiração real total anual, isso foi feito para todas as cidades (tabela 5, anexo D, mostra a cidade de Fortaleza).

4.3.1 O cálculo do Índice de aridez do UNEP (I_{aUNEP})

Para calcular o índice de aridez do UNEP para o período de 1951 a 2014, foi usada a forma sugerida pelo UNEP (1992):

$$I_{aUNEP} = PRP_{total}/EP_{th} \quad (1)$$

onde:

PRP_{total} → Precipitação total anual;

EP_{th} → Evapotranspiração potencial anual.

Na tabela 6, mostra-se a classificação climática segundo o índice de aridez (I_{aUNEP}), fornecido pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), calculado pela definição do Programa das Nações Unidas para o

Meio Ambiente (UNEP) em 1992 da ONU. A tabela está acessível em <http://www.funceme.br/index.php/areas>.

Tabela 6. Classificação Climática de acordo com o I_{aUNEP} .

Índice de Aridez	Classificação Climática
$I_{aUNEP} < 0,05$	HIPER- ÁRIDO
$0,05 \leq I_{aUNEP} < 0,2$	ÁRIDO
$0,2 \leq I_{aUNEP} < 0,5$	SEMI - ÁRIDO
$0,5 \leq I_{aUNEP} < 0,65$	SUB - ÚMIDO SECO
$0,65 \leq I_{aUNEP} < 1$	SUB - ÚMIDO ÚMIDO
$I_{aUNEP} \geq 1$	ÚMIDO

Fonte: Adaptado da FUNCEME, 2014.

4.3.2 O cálculo da evapotranspiração

De acordo com Thornthwaite (1948) para estimar a evapotranspiração potencial mensal, pode ser calculada através da fórmula:

$$EP_{th} = 16 \times ((10 \times T / I_{ano})^a) \times (N/12) \times (\text{Dias}_{\text{mês}}/30) \quad (2)$$

onde:

EP_{th} → Evapotranspiração potencial (mm/mês);

T → Temperatura média mensal do ar (°C);

I → Índice de calor anual, resultante da soma de 12 índices mensais i , calculado pela seguinte equação:

$$I_{ano} = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad \text{onde, } i_j = (0,2 \times T)^{1,514} \quad (3)$$

a → É uma constante calculada em função de I , pela equação:

$$a = 0,49 + 0,018 \times I - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 6,75 \times 10^{-7} \times I^3 \quad (4)$$

$N \rightarrow$ É o fotoperíodo e é calculado em função da latitude do local e da declinação solar (Moura et al, 2009), e pode ser calculado através da equação:

$$N = 2x(h_n/15) \quad (5)$$

onde,

$$h_n = \text{ACOS}(-\text{TAN}(\text{radianos}(\text{latitude}))x\text{TAN}(\text{radianos}(\delta)))x(180/3,1415926) \quad (6)$$

$$\delta = 23,45x\text{SEN}(\text{radianos}((360/365,25)x(\text{NDA} - 81))) \quad (7)$$

O NDA é obtido da seguinte forma;

Meses	NDA	Meses	NDA
Jan	15	Jul	195
Fev	45	Ago	225
Mar	75	Set	255
Abr	105	Out	285
Mai	135	Nov	315
Jun	165	Dez	345

4.3.3 O cálculo do Índice de Aridez (I_a)

Para calcular o Índice de Aridez no período de 1951 a 2014 para cada posto do Estado do Ceará, foi usada fórmula elaborada por Thornthwaite (1948):

$$I_a = (\text{DEF}_{\text{anual}}/\text{EP}_{\text{th}})x100 \quad (8)$$

onde:

$\text{DEF}_{\text{anual}} \rightarrow$ Déficit de água;

$\text{EP}_{\text{th}} \rightarrow$ Evapotranspiração potencial anual.

4.3.4 O cálculo do Índice de Umidade (I_u)

Utilizando os dados do balanço hídrico para cada período estudado determina-se o índice de umidade, que é a relação em percentagem entre o excesso de água e a evapotranspiração potencial, fórmula elaborada por Thornthwaite (1948):

$$I_u = ((EXC_{\text{anual}})/(EP_{\text{thannual}})) \times 100 \quad (9)$$

Onde:

EXC_{anual} → Excedente de água;

EP_{thannual} → Evapotranspiração potencial.

4.3.5 O cálculo do Efetivo de Umidade (I_m)

O índice efetivo de umidade ou índice hídrico relaciona os dois índices acima, a expressão que fornece este índice é:

$$I_m = (I_u - (0,6 \times I_a)) \times 100 \quad (10)$$

onde:

I_u → Índice de Umidade;

I_a → Índice de Aridez.

A tabela 7 trata-se de um parâmetro chave na classificação do tipo de clima de uma região, de acordo com o I_m , pois esse índice tem sido utilizado com medidor das áreas sujeitas aos processos de desertificação, segundo a definição das Nações Unidas.

Tabela 7. Classificação do tipo de Clima de acordo com o I_m .

I_m	Tipo de Clima
$I_m \leq -60$	HIPER-ÁRIDO
$-60 < I_m \leq -40$	ÁRIDO
$-40 < I_m \leq -20$	SEMIÁRIDO
$-20 < I_m \leq 0$	SUB-ÚMIDO SECO
$0 < I_m \leq 20$	SUB-ÚMIDO
$20 < I_m \leq 40$	SUB-ÚMIDO ÚMIDO
$40 < I_m \leq 60$	ÚMIDO 2
$60 < I_m \leq 80$	ÚMIDO 1
$80 < I_m \leq 100$	SUPER ÚMIDO
$I_m \leq 100$	HIPER-ÚMIDO

Fonte: Adaptado de Brito (2000).

4.3.6 Análise Harmônica e Análise de Ondaletas

4.3.6.1 Análise Harmônica (AH)

Seja uma série temporal de dados de uma variável climatológica $f(t)$, observado em um intervalo de tempo Δt , durante um período t , produzindo um número total de observações N igual a $t/\Delta t$. A variável $f(t)$ pode ser representada por uma série trigonométrica dada por:

$$F(t_i) = a_0 + \sum_{K=1}^L (a_k \cos(k\omega t_i) + b_k \sin(k\omega t_i)) \quad (11)$$

onde:

a_0 → Coeficiente da série de Fourier conhecido por harmônico fundamental, representando a própria média aritmética da série de dados observados;

k → Identifica o número de harmônicos que, para as séries analisadas, varia de 1 a L ;

sendo:
$$\begin{cases} N \text{ for Par} \rightarrow L = N/2 \\ N \text{ for Ímpar} \rightarrow L = (N-1)/2 \end{cases}$$

a_k e b_k → Coeficientes de cosseno e seno para o harmônico “k” da séries de Fourier;
 ω → Frequência angular das ondas de Fourier, sendo $\omega = 2\pi/N$;
 t_i → Ordenação numérica das observações correspondentes da série ($i = 0, 1, \dots, N-1$).

Os coeficientes a_0 , a_k e b_k são obtidos, respectivamente, pelas seguintes expressões:

$$a_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f(t_i) \quad (12)$$

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N f(t_i) \cos(k\omega t_i) \quad (13)$$

$$b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N f(t_i) \text{sen}(k\omega t_i) \quad (14)$$

A amplitude (c_k) e o ângulo de fase (φ_k) dos harmônicos são dados, respectivamente, por:

$$c_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} \quad (15)$$

$$\varphi_k = \arctan\left(\frac{b_k}{a_k}\right) \quad (16)$$

No caso específico do presente trabalho $f(t_i)$ é o índice de umidade efetivo (I_m) estimado ano a ano de 1951 a 2014 para o Estado do Ceará.

4.3.6.2 Análise de Ondaletas (AO)

O termo ondaleta refere-se a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por dilatações (a) e translações (b) de uma função simples $\psi(t)$ de variável real t, algumas vezes chamada de “ondaleta-mãe”

As funções derivadas a “ondaleta-mãe” são denominadas de “ondaletas filhas”, ou simplesmente ondaletas (Weng e Lau, 1994). Esta função deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo real, ou espaço $[L^2(\mathfrak{R})]$, ou seja, deve apresentar energia finita. Define-se matematicamente a função ondaleta numa escala a e posição b, onde a e b são valores reais, e $a > 0$, como sendo:

$$\psi_{a,b}(t) = (1/a^{1/2}) \psi(t-b/a) \quad (17)$$

A transformada em ondaletas contínua da função f(t) é definida pela seguinte equação:

$$(W\psi f)(a, b) = (1/a^{1/2}) \int f(t) \psi(t-b/a) dt \quad (18)$$

onde:

$f(t) \rightarrow$ É a função que constitui a série de dados a ser analisada;

$1/a^{1/2} \rightarrow$ É utilizado para normalizar a energia de cada ondaleta.

A ondaleta Morlet é complexa e possui características semelhantes às de sinais meteorológicos, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Segundo a literatura, este é um critério para escolha da função ondaleta (Weng & Lau, 1994; Morettin, 1999).

A função de Morlet é dada pela seguinte expressão, que representa uma onda modulada por um envelope Gaussiano.

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (19)$$

Pode-se então variar a "escala" da ondaleta mudando sua largura. Esta é a vantagem real da AO. Ondas Morlet apresentam alta frequência enquanto gaussianas apresentam baixa frequência. Para a determinação de ciclos curtos ou longos modifica-se o tipo da onda para Morlet ou Gaussiana, respectivamente.

A maneira de mudar o tamanho total das ondaletas em relação ao tempo, as chamadas "ondaletas escaladas" é representada como:

$$\varphi[(n' - n) \delta t / s] = (\delta t / s)^{1/2} \varphi_0 [(n' - n) \delta t / s] \quad (20)$$

Onde,

$s \rightarrow$ É o parâmetro de "dilatação" usado para mudar a escala;

$n \rightarrow$ É o parâmetro de transformação no tempo;

O fator de $s^{-1/2} \rightarrow$ É uma normalização para manter a energia total da Wavelet.

A transformação do conjunto da onda é dada por:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N=1} X_{n'} \varphi * [(n' - n)\delta t/s] \quad (21)$$

Em que o asterisco (*) denota o complexo conjugado de φ . A integral acima pode ser utilizada para valores de escalas (desde alta frequência até a mais baixa). Um retrato bidimensional da variabilidade pode então ser construído e traçando a amplitude e a fase da ondaleta.

5. RESULTADOS

5.1. Classificação do Clima

Os índices de Efetivo de Umidade (I_m) e o de Aridez estimado da UNEP (I_{aUNEP}) de Classificação climática, foi a forma escolhida para classificar o clima ano a ano na área de estudo, no período de 64 anos. Os resultados alcançados através da obtenção e classificação dos índices estão apresentados de forma especializada contendo informação dos 28 municípios.

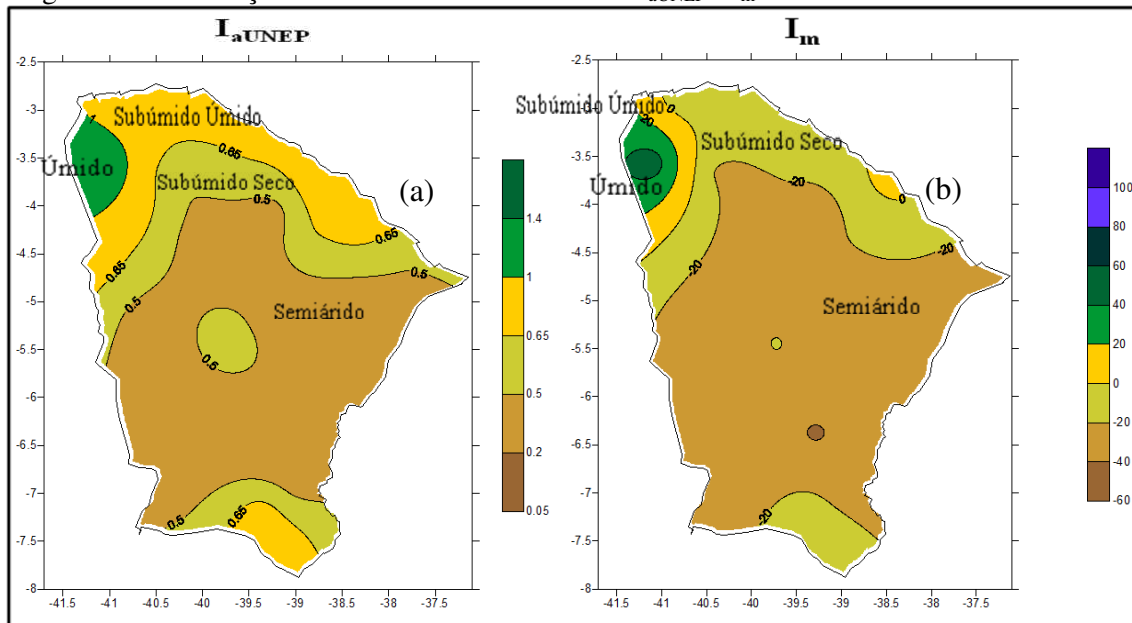
Foram estimados o percentual do período de tempo em que clima local foi classificado como árido, semiárido, subúmido seco, subúmido úmido e úmido, para o I_{aUNEP} , e para I_m além desses é acrescido o percentual de Superúmido.

Os valores obtidos para cada um dos índices, I_{aUNEP} e I_m , de cada cidade são visualizados na tabela 8 (anexo E) e na tabela 9 (anexo F), respectivamente.

5.1.1 Classificação Climática

Na Figura 4 (a) e Figura 4 (b) observa-se a classificação climática para os índices I_{aUNEP} e I_m , respectivamente. Para ambos os índices nota-se que uma grande parte do centro do estado do Ceará (parte do Sertão Central, região de Jaguaribana e Norte da região do Cariri) possui classificação climática média Semiárida. Observa-se também que a região de Ibiapaba classificou-se como Úmida para os dois índices. Já para o I_{aUNEP} (Figura 4 (a)) as regiões do Litoral Norte, Pecem, de Fortaleza e o sul do Cariri são classificados como Subúmido úmido, mas para o I_m (Figura 4 (b)) apenas a Cidade de Fortaleza e o leste de Ibiapaba se classificam como Subúmido úmido. Na Figura 4 (a) percebe-se que o norte do Sertão Central e norte de Jaguaribana estão classificados como Subúmido Seco, e para a Figura 4 (b) o Litoral de Pecem, parte do Litoral de Fortaleza e o norte do Cariri tem classificação climática média Subúmido Seco.

Figura 4. Classificação Climática Média dos Índices I_{aUNEP} e I_m .



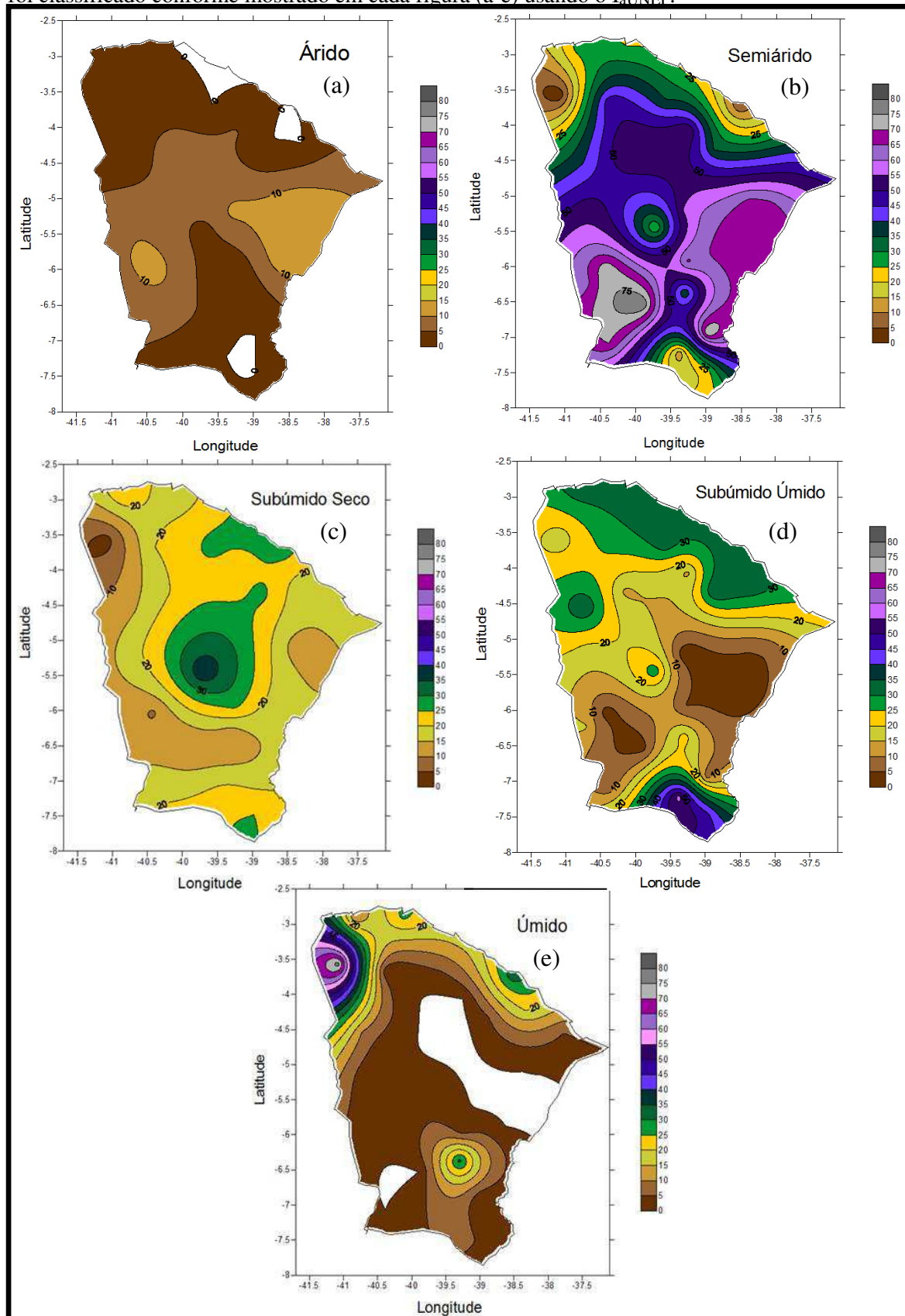
Fonte: Do Autor.

Para o índice I_{aUNEP} , (Figura 5 (a) a (e)), foi gerado cinco mapas mostrando a distribuição espacial dos percentuais de tempo observados em cada tipo de classificação climática (Árido, Semiárido, Subúmido seco, Subúmido úmido e Úmido). E Para o índice I_m , (Figura 6 (a) a (f)), foi gerado seis mapas mostrando a distribuição espacial dos percentuais de tempo observados em cada tipo de classificação climática (Árido, Semiárido, Subúmido seco, Subúmido úmido, Úmido e Superúmido). Ressalta-se que na Figura 6 (f) nota-se que 22 cidades das 28 estudadas, não possuem percentual para o clima superúmido, principalmente nas regiões da Jaguaribana e Sertão Central e Inhamuns.

De um modo geral o estado do Ceará para o índice I_{aUNEP} e para o I_m é classificado como sendo um clima Semiárido, por esta razão mais de 93% dos municípios analisados apresentaram o seu maior percentual de tempo durante os 64 anos, clima semiárido. As exceções foram parte do litoral, norte da Ibiapaba e pequenas áreas do Cariri. Estes resultados concordam com Caitano et al (2011) que utilizando a metodologia recomendada pela Unesco de 1979 onde concluíram que o semiárido cearense envolve uma área de 113.346 km² equivalentes a 76,16% da área do Estado (Figura 5 (a) a (e)). E para a Figura 6 (a) a (f) exceção é o oeste da Ibiapaba (Viçosa do Ceará) e Litoral de Fortaleza. Estes resultados correspondem com os resultados de De Paula (2011) que mostrou a distribuição do I_m para o estado do Ceará para o período de 1965 a 2006 onde também as áreas do sertão, Jaguaribe e parte do norte do estado são

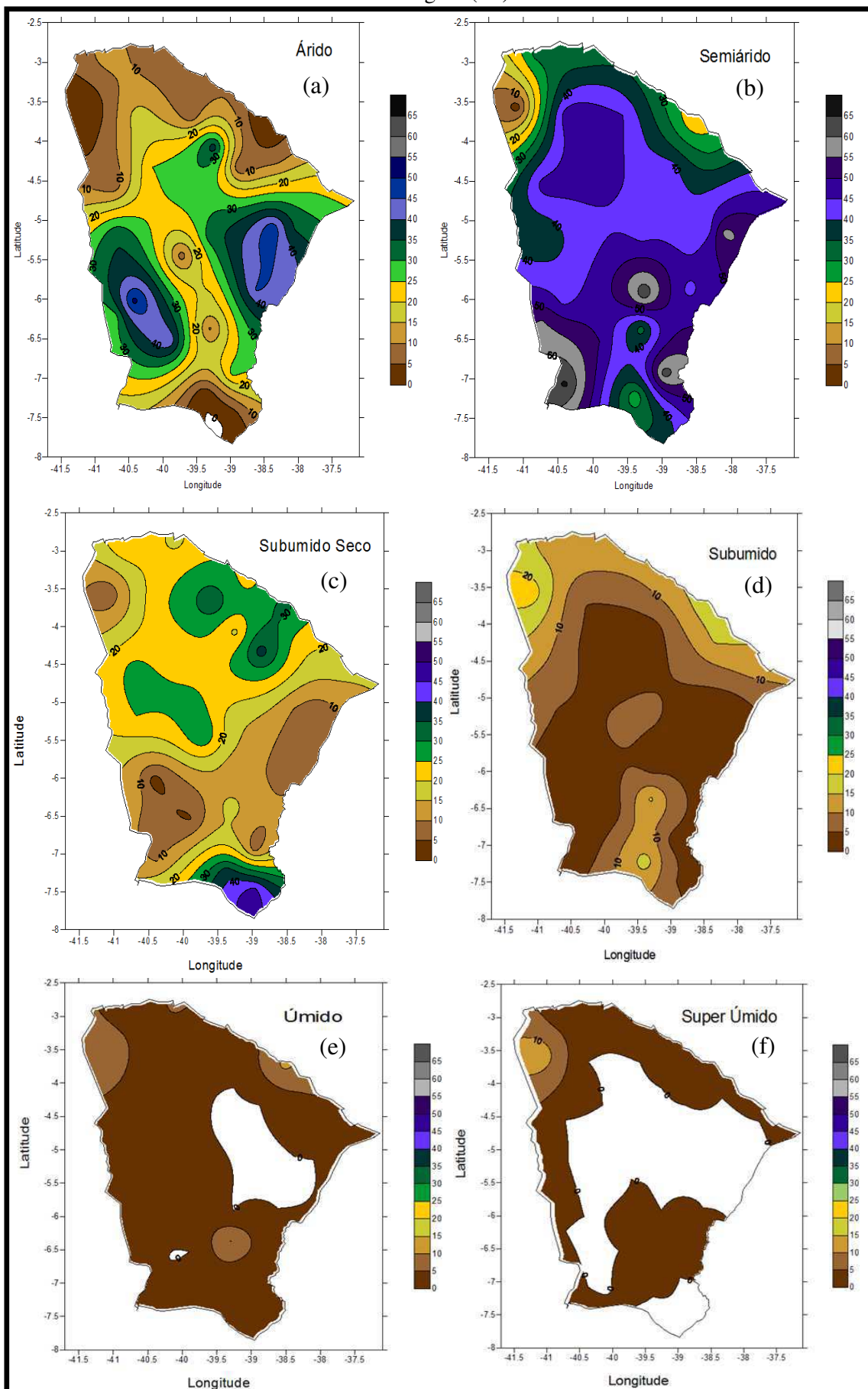
classificados como semiáridas, assim como o litoral de fortaleza e o noroeste do Ceará são classificadas com bastante umidade (úmidas).

Figura 5: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado conforme mostrado em cada figura (a-e) usando o I_aUNEP.



Fonte: Do Autor.

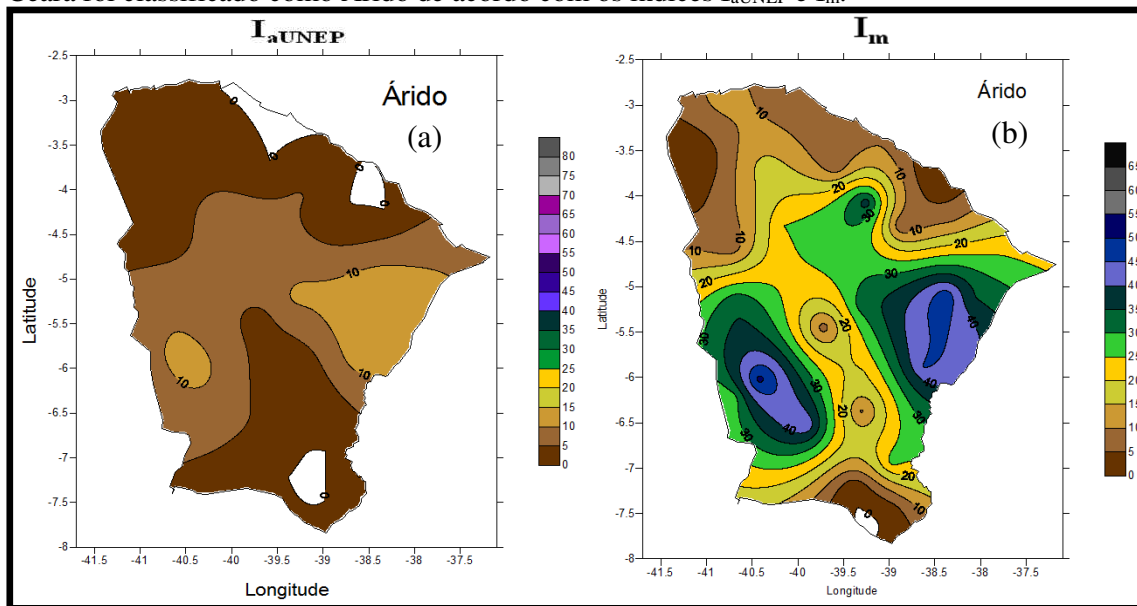
Figura 6: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado conforme mostrado em cada figura (a-f) usando o de acordo com o I_m .



Fonte: Do Autor.

Fazendo uma comparação entre os índices I_{aUNEP} e I_m para cada tipo de classificação climática (Árido, Semiárido, Subúmido seco, Subúmido úmido e Úmido), pode-se observar que para o cenário Árido na Figura 7 (a) o percentual de tempo durante os 64 anos analisados em que cada localidade esteve sobre o domínio do clima árido. Observa-se que para o estado do Ceará como um todo o percentual de tempo sobre o domínio de clima árido foi 0% a 15%. Nas cidades como Jaguaribe, Limoeiro do Norte e Morada Nova no leste do estado, e Tauá no sudoeste foram as que mais tempo ficaram nesse cenário, chegando aos 15%. No norte, parte do nordeste e sul do Ceará verificou-se a menor porcentagem, ficando de 0% a 5%. Para as cidades que obtiveram uma alta porcentagem foi devido seu índice de aridez possuir um pequeno valor, pois quanto menor o índice conseqüentemente maior grau de aridez. Foi observado também que isso ocorreu principalmente quando houve ocorrência do fenômeno El Niño ocasionando pouca precipitação. Ressalta-se que nas localidades em que o percentual de tempo árido foi nulo a precipitação nos anos de El Niño também diminuiu, mas não foi suficiente para tornar as localidades áridas, uma vez que na média estas localidades são classificadas como úmidas (Figura 4 (a)). Na Figura 7 (b) observa-se para o cenário Árido que algumas cidades do Litoral Norte (Acarauá e Camocim), Litoral de Pecem (Itapagé e Paracurú), Litoral de Fortaleza (Cascavel e Fortaleza), Ibiapaba (Ipueiras e Viçosa do Ceará), Maciço de Baturité (Baturité), Sertão Central e Inhamuns (Iguatú e Pedra Branca) e Cariri (Brejo Santo e Crato) obtiveram seus percentuais do tempo abaixo de 15% do tempo total. Já cidades do leste do estado (Jaguaribe e Morada Nova) e do noroeste (Saboeiro e Tauá), seus percentuais do tempo sobre o domínio do clima árido foram os maiores obtidos (45%, 48%, 44% e 52%, respectivamente). Sabe-se que quanto menor o valor do índice efetivo de umidade, maior é a sua deficiência hídrica na atmosfera, para essas cidades de percentuais altos, suas condições climáticas são críticas em relação ao déficit hídrico, e o fator condicionante para essa condição é a alta taxa de evapotranspiração potencial em relação aos baixos totais pluviométricos (Santos et al., 2012).

Figura 7: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Árido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .

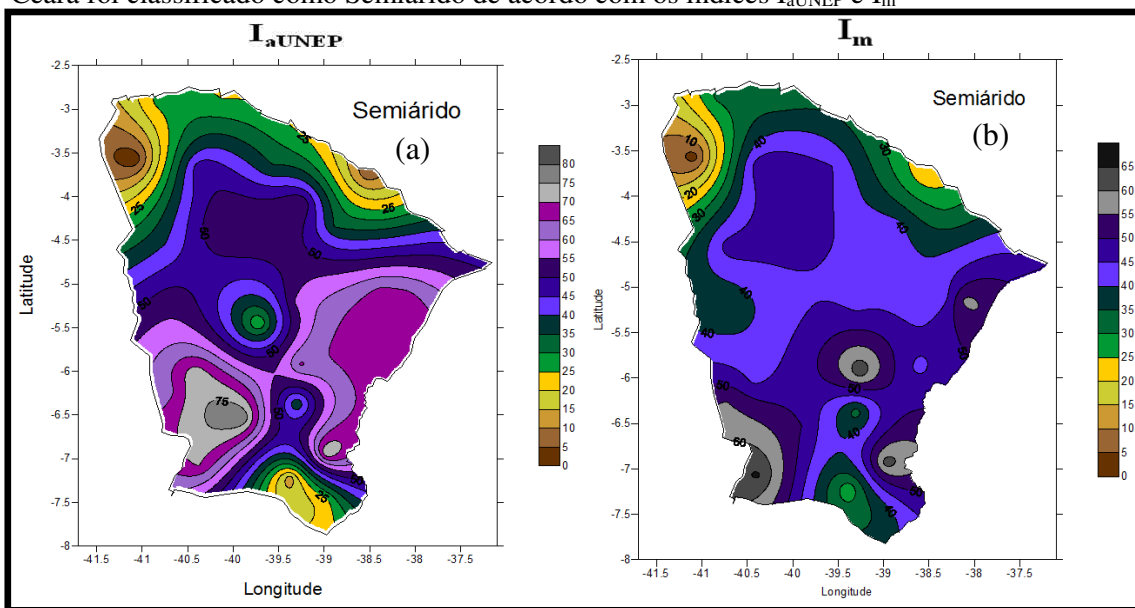


Fonte: Do Autor.

A Figura 8 (a) apresenta o cenário Semiárido observa-se que na maior parte do estado do Ceará de 40% a 80% do tempo o clima foi classificado como semiárido. Já em Acaraú (noroeste), Brejo Santo (sudeste), Camocim (noroeste) e Cascavel (nordeste) esse clima permaneceu de 20% a 30% do tempo. Em Campos Sales e Tauá (sudoeste), Aurora (sudeste) e Saboeiro (sudoeste) o percentual do tempo sobre o domínio do semiárido foi de 70% a 80%. As cidades com menor período de tempo semiárido foram Viçosa do Ceará (2%), Fortaleza (6%) e Crato (13%). De modo geral, estes percentuais estão em conformidade com a classificação climática média para o Ceará (Figura 4 (a)).

A Figura 8 (b) apresenta o cenário Semiárido observa-se que na maior parte do estado do Ceará de 35% a 66% do tempo o clima foi classificado como semiárido. Um sistema meteorológico que pode ter contribuído para este cenário ser mais evidente na maioria dos municípios é o VCAN, um exemplo disso foi mostrado por Brito (1990), onde ele disse que o semiárido do NEB em 1990 teve uma redução nas chuvas ocasionada pela atuação de um VCAN. Já em Crato (Cariri) e Fortaleza (Litoral) esse clima permaneceu de 20% a 30% do tempo. Em Maciço de Baturité, nos municípios de Campos Sales, Parambu e Saboeiro, no sudoeste, e em Limoeiro do Norte o percentual do tempo sobre o domínio do semiárido foi de 50% a 66%. A cidade com menor período de tempo semiárido foi Viçosa do Ceará (noroeste) com 3%. De modo geral, estes percentuais estão em conformidade com a classificação climática média para o Ceará (Figura 4 (b)).

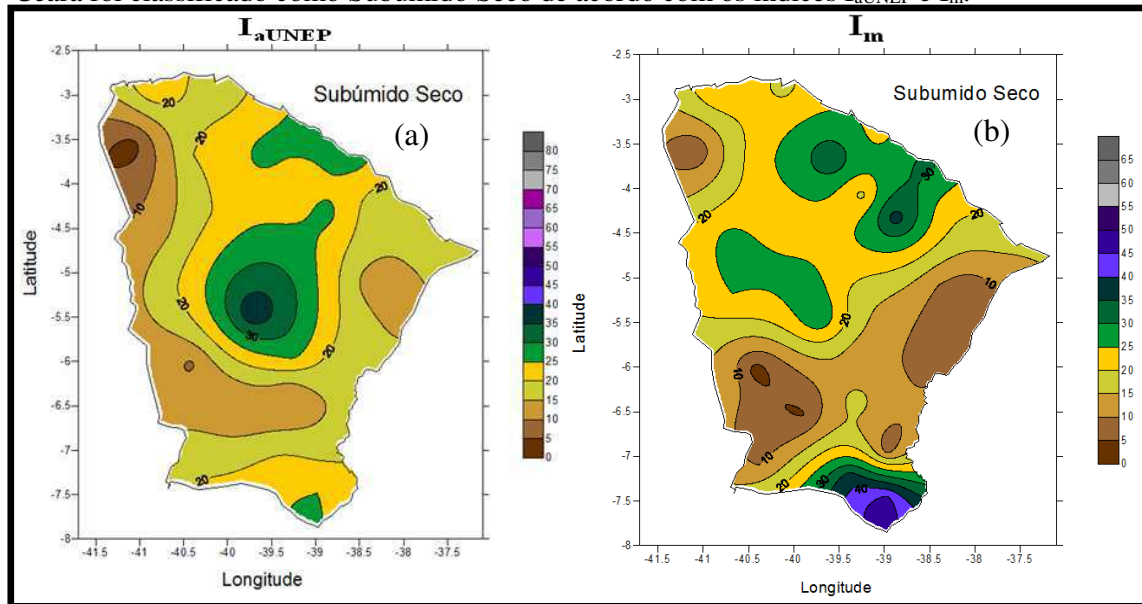
Figura 8: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Semiárido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m



Fonte: Do Autor.

Para o cenário Subúmido seco (Figura 9 (a)) que é um cenário de transição climática, os municípios que obtiveram percentual do tempo um pouco elevado são Pedra Branca e Quixeramobim na parte central do estado, estes estão com o percentual do tempo como subúmido seco de aproximadamente 35%, enquanto em Fortaleza e Paracurú, no litoral, e Brejo Santo, no Cariri, observou-se percentual de 25 a 30% do tempo nesta categoria, o entorno destas áreas apresentou valores entre 20 e 25% e nas demais áreas do Estado o percentual foi inferior a 20% (Figura 9 (a)). Este cenário ainda está de acordo com a média climática (Figura 4 (a)), com exceção de áreas litorâneas e da Ibiapaba, além de uma pequena parte do Cariri. Observa-se na Figura 9 (b) que apenas no sul do estado do Ceará, uma parte da região do Cariri, obteve porcentagem superior a 40% do tempo no clima Subúmido Seco. Esta região do Cariri tem influência das brisas que quando estão associadas aos ventos alísios podem levar instabilidade ocasionando precipitação e/ou levam umidade como mostrado por Silva (2013). E oito cidades que abrangem as sub-regiões do Sertão Central, Cariri e Jaguaribana apresentaram valores de percentual do tempo entre 0% a 15%. Nota-se também que a porcentagem do tempo (20% a 35%) para esse cenário, está localizada no norte e noroeste do estado, possuindo certa influência das brisas marítimas e terrestres e da ZCIT.

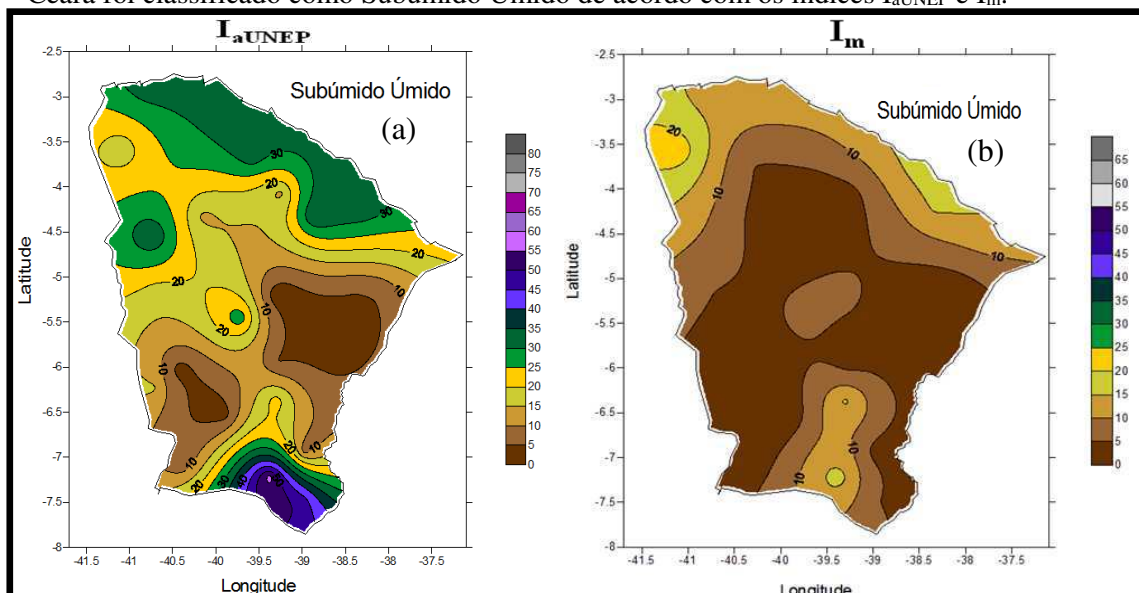
Figura 9: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Subúmido Seco de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .



Fonte: Do Autor.

Já para o cenário Subúmido úmido (Figura 10 (a)) que é um cenário que se mostra diferente da classificação climática média para o Ceará (Figura 4 (a)), nota-se que aproximadamente 50% da área do Estado está com o percentual do tempo abaixo de 20% sobre o domínio do cenário Subúmido úmido, principalmente na parte central, a exemplo dos municípios de Jaguaribe, Quixeramobim, Saboeiro e Tauá que tiveram os menores percentuais (2% a 3%). No sul do estado Ceará, nota-se que as cidades de Brejo Santo e Crato obtiveram os maiores percentuais do tempo neste cenário, 47% e 56%, respectivamente. Na Figura 10 (b) a maioria das localidades está com percentual do tempo abaixo de 15% nestes cenários, com exceção de Viçosa do Ceará que tem 23% do seu percentual do tempo no clima subúmido úmido.

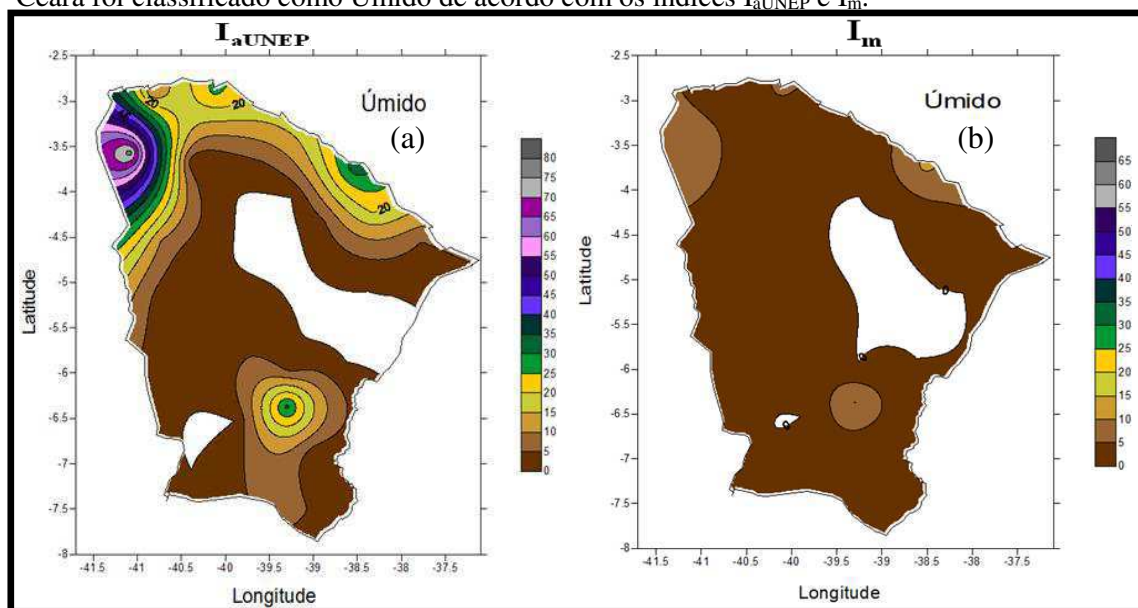
Figura 10: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Subúmido Úmido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .



Fonte: Do Autor.

Na Figura 11 (a) é o cenário correspondente ao índice I_{aUNEP} que classifica o clima como Úmido. Observa-se que mais de 22 municípios dos 28 utilizados na pesquisa, estão com menos de 10% com o percentual do tempo nesse cenário, ou seja, quase 80% dos municípios praticamente não apresentaram ao longo do tempo essa classificação climática. Cidades como Aurora, Campos Sales, Jaguaribe, Limoeiro do Norte, Morada Nova, Paramoti, Quixeramobim e Saboeiro não passaram nenhum ano sobre esse clima, obtiveram percentual de 0%. Com exceção de Viçosa do Ceará (noroeste) que obteve 77% do percentual do tempo sobre o domínio do clima úmido, que de acordo com os dados analisados é a cidade mais úmida do estado do Ceará, e de algumas áreas no litoral e centro sul do Estado (Figura 4 (a)). Na Figura 11 (b) a maioria das localidades está com percentual do tempo abaixo de 15% nestes cenários, com exceção de Fortaleza que tem 20% do seu percentual do tempo no clima úmido.

Figura 11: Percentual do tempo ao longo dos 64 anos em que o clima das diversas áreas do Ceará foi classificado como Úmido de acordo com os índices I_{aUNEP} e I_m .



Fonte: Do Autor.

5.2 Determinação das Variabilidades Interanuais e Interdecenais utilizando a média espacial das Análises de Ondaleta e Harmônica do I_{aUNEP} e I_m para as Sub-regiões do Ceará

Para a análise das variabilidades interanuais e interdecenais das Sub-regiões foram utilizados médias espacial das Análises de Ondaleta e Harmônica de cada

localidade para o período analisado (1951-2014). As sub-regiões são as estabelecidas pela Funceme, que fez uma divisão de Regiões Pluviométricamente homogêneas, e para cada sub-região foram selecionados municípios para fazer as médias, são eles: Cariri (Aurora, Brejo Santo e Crato), Ibiapaba (Ipueiras e Viçosa do Ceará), Jaguaribana (Aracati, Jaguaribe e Limoeiro do Norte), Litoral de Fortaleza (Cascavel e Fortaleza), Litoral de Pecem (Itapagé e Paracurú), Litoral Norte (Camocim e Sobral), Maciço de Baturité (Baturité) e Sertão Central e Inhamuns (Campos Sales, Iguatú, Quixeramobim, Santa Quitéria e Tauá).

Ressalta-se que para as oito sub-regiões o período chuvoso climatologicamente ocorre de fevereiro a maio, com um volume maior em março e abril, com a atuação da ZCIT e dos fenômenos El Niño/La Niña (colaboram/impedem a ocorrência de chuva), com exceção do Cariri que tem, em média, o início das chuvas em dezembro (repercussão de Frentes Frias, advindas do sul da América do Sul). Nas demais sub-regiões têm-se, em média, a pré-estação chuvosa iniciando em janeiro decorrente da atuação dos VCANs que influenciam no aumento da precipitação, e, em alguns anos, na pós-estação chuvosa (junho e julho) há ocorrência de DOL ocasionando chuvas numa parte do sertão Central, Litoral e Jaguaribana. Os totais climatológicos observados em cada sub-região durante a quadra chuvosa foram: Cariri 904 mm; Ibiapaba 905,2 mm; Jaguaribana 774,7 mm; Litoral Fortaleza 1083,8 mm; Litoral Norte 973,9 mm; Litoral Pecem 864,6 mm; Maciço de Baturité 950,1 mm; Sertão Central e Inhamuns 676,2 mm (FUNCEME, 2016).

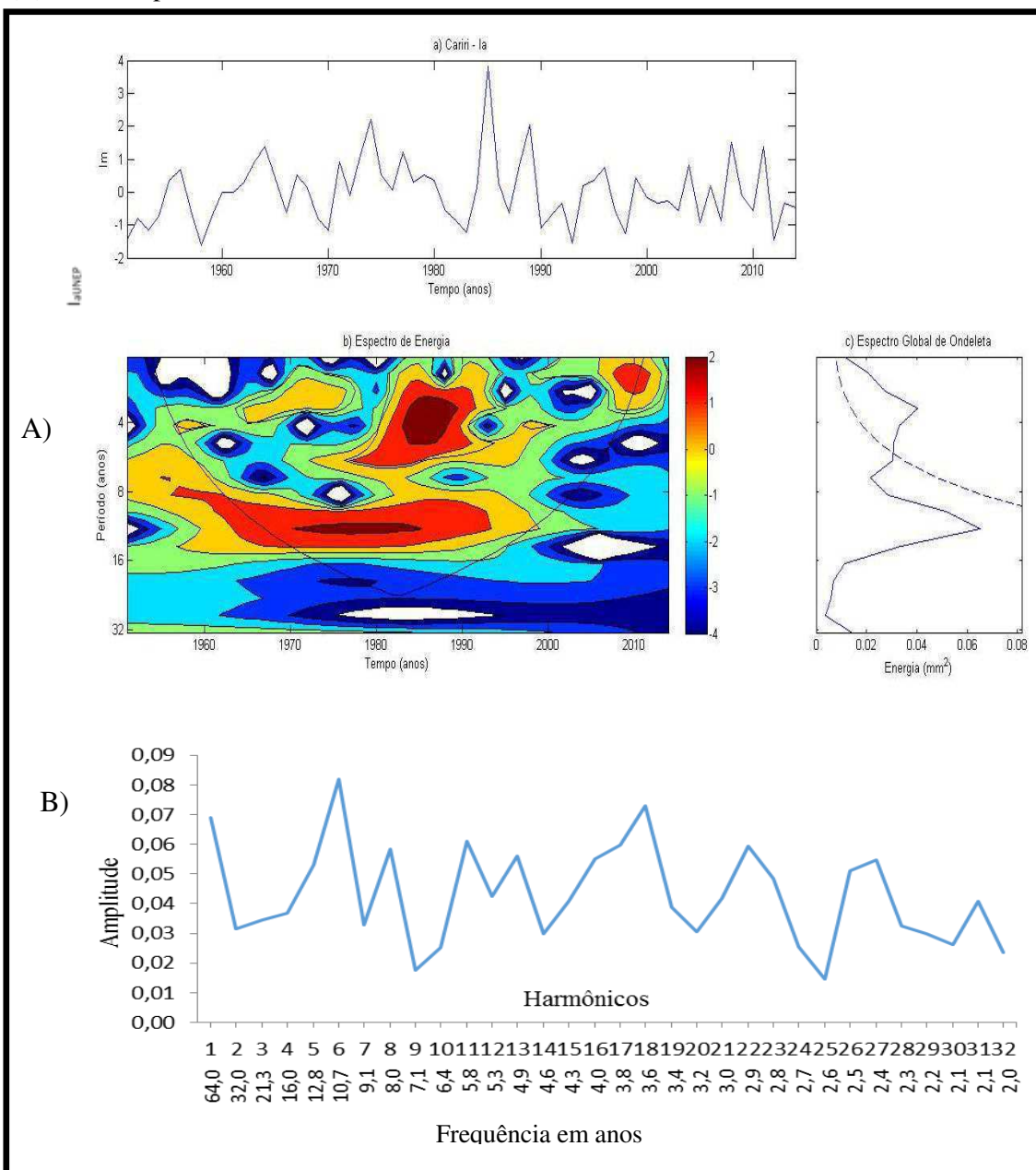
5.2.1 Sub-região do Cariri

Como já mencionado anteriormente, o examine dos aspectos da variabilidade interanual e interdecenal do índice de I_{aUNEP} foi feito por meio da AO e da AH, objetivando verificar quais escalas meteorológicas atuantes desempenharam maior influência sobre a variabilidade desse índice de classificação climática. Pode-se observar da AO que para o nível de confiança (95%) no espectro global da ondaleta as oscilações de maiores amplitudes do I_{aUNEP} (Figura 12 (A)) estão na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, este pico é resultado dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1955/56, 1964/65, 1974*, 1984/85*, 1989*, 2000*, 2008 e 2011 (La Niña), 1957/58, 1969, 1982/83*, 1987*, 1992/93* e 1997/98* (El Niño), esses anos em destaques* a ODP estava na fase positiva (ODP +) e a OMA estar na fria

(OMA -). A Figura 13 (A), para o I_m , mostra também para a AO o pico no espectro global da ondaleta estar na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, este pico é resultado dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de La Niña e de El Niño. Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m na sub-região do Cariri é decorrente de uma variabilidade interanual localizada ligada ao ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical, pois estes fenômenos apresentam oscilação com frequência aproximadamente de 6 anos. Nota-se também que de certa forma as Figuras 12 (A) e 13 (A) apresentaram oscilações na escala decenal (10 a 12 anos) que estão dentro do cone de influência, mas que no espectro global da ondaleta estão com seu pico fora do nível de confiança de 95%. Isto mostra que há uma influência da variabilidade interdecenal representada pelas OMA e ODP.

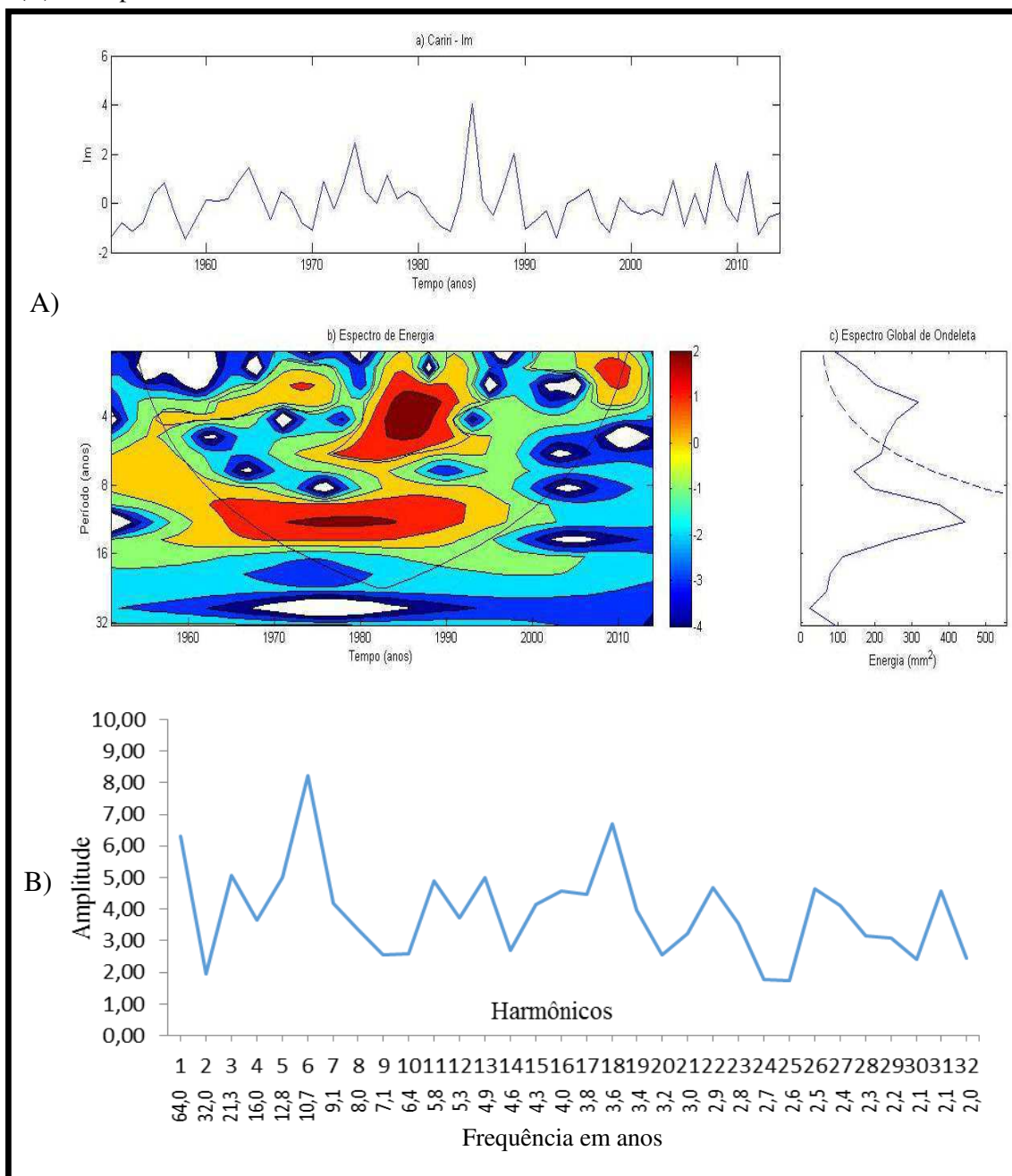
Já em relação à AH, na Figura 12 (B) (I_{aUNEP}) verificou-se ciclos estatisticamente significativo de 64 anos, de 8 a 10 anos e 6-4 anos. Os ciclos de menores frequências da análise harmônica, com exceção de 64 anos, concordam com os da ondaletas, com destaque para o harmônico 18 que tem frequência em anos de 3,6 e amplitude de 0,07 correspondendo com o espectro global da ondaleta que estar dentro do nível de significância. Para a Figura 13 (B) (I_m) verificou-se ciclos estatisticamente significativo semelhantes aos do I_{aUNEP} , de 64 anos, de 10 anos e 6-4 anos. Os ciclos de maiores frequências da análise harmônica concordam com a AO em ambos os índices, exceto para o ciclo de 64 anos observados na AH e não verificado na AO (Figuras 13A e 13B). Isto reforça a observação de que as variabilidades interanuais do I_{aUNEP} e do I_m coincidem e são decorrentes da variabilidade das anomalias das águas da superfície do mar dos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Figura 12: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Cariri normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Cariri.



Fonte: Do Autor.

Figura 13: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Cariri normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Cariri.



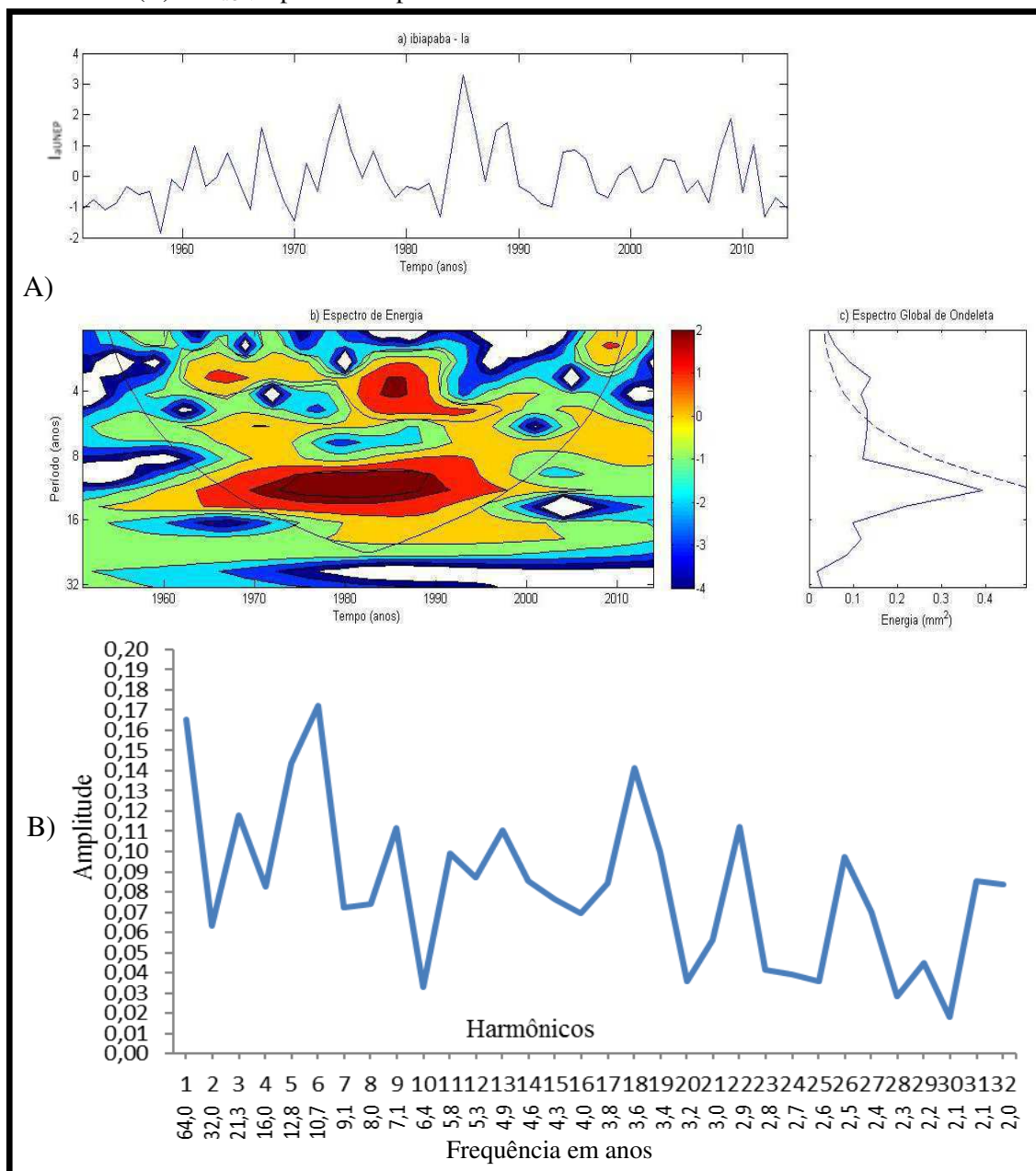
Fonte: Do Autor.

5.2.2 Sub-região do Ibiapaba

Para sub-região da Ibiapaba pode-se observar que os resultados da AO mostra que para o pico (acima do nível de confiança de 95%) no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 14 (A)) e para I_m (Figura 15 (A)) estão na escala de tempo de aproximadamente de 3 a 6 anos, este pico é resultado dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1985 e 1989 (La Niña), 1983 (El Niño), 1970 (dipolo +) e 1974 (dipolo -) para o I_{aUNEP} , e os anos de 1985, 1988 e 1989 (La Niña), 1983 (El Niño), 1970 (dipolo +) e 1974 (dipolo -) para o I_m . No caso do ENOS nos anos em destaques a ODP estava na fase quente e a OMA na fria, enquanto, nos de dipolo a ODP e OMA estavam na fase fria. Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m na sub-região de Ibiapaba é decorrente de uma variabilidade interanual ligada ao ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical (oscilação com frequência aproximadamente de 6 anos). Pode-se verificar também o mesmo padrão de configuração que se visualizou na região do Cariri nas Figuras 14 (A) e 15 (A) que apresentam oscilações na escala decenal (10 a 12 anos), apresentando um pico secundário. Isto nos mostra que há uma influência indireta da variabilidade interdecenal (OMA e ODP).

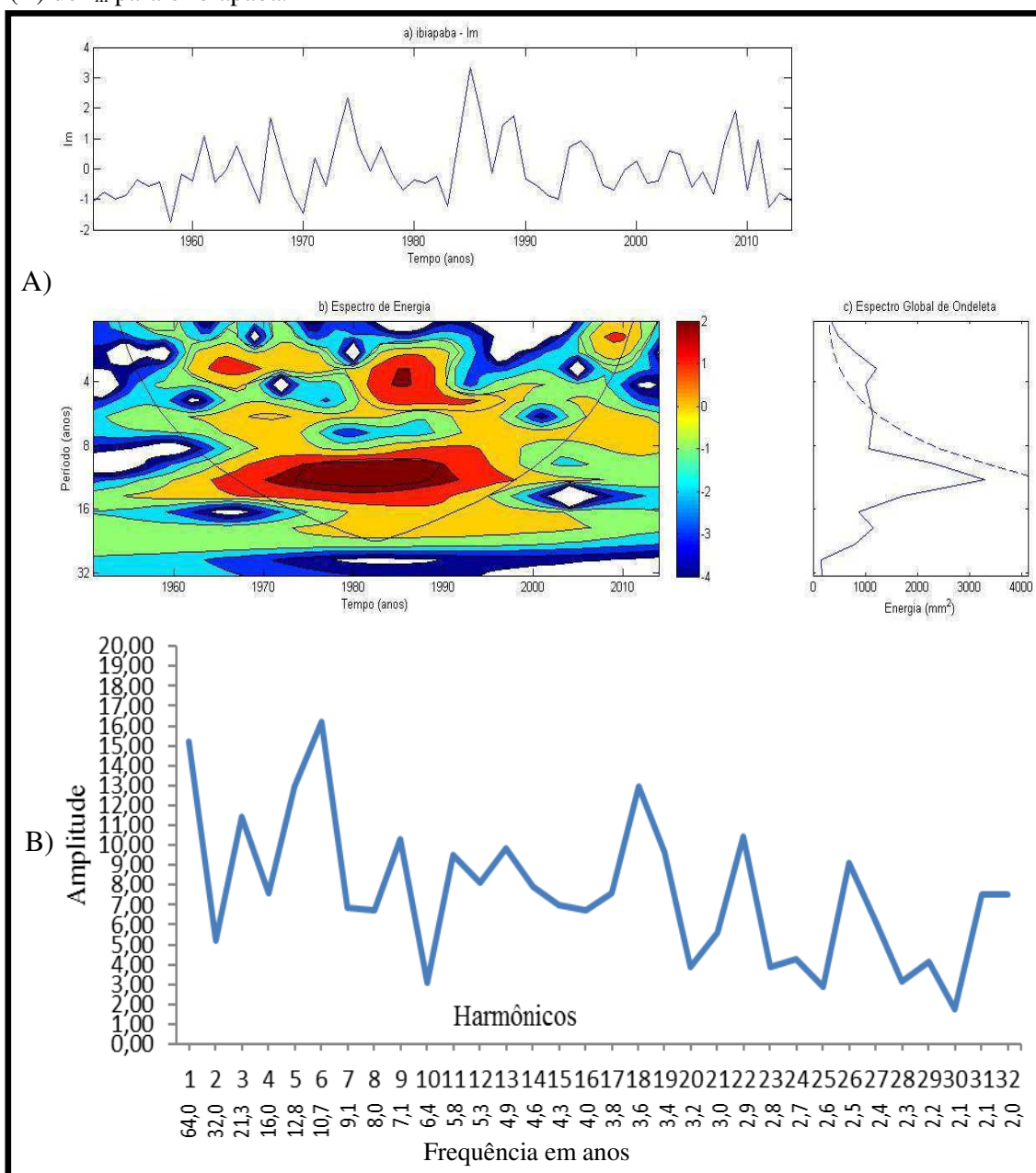
Já em relação à AH, na Figura 14 (B) (I_{aUNEP}) verificou-se ciclos estatisticamente significativo de 64 anos, de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6-4 anos. Os ciclos de maiores frequências da análise harmônica, com exceção de 64 anos, concordam com os da ondaletas, com destaque para o harmônico 18 que tem frequência em anos de 3,6 e amplitude de 0,14 correspondendo com o espectro global da ondaleta que estar dentro do nível de significância. Para a Figura 15 (B) (I_m) verificou-se ciclos estatisticamente significativo parecidos com o I_{aUNEP} , de 64 anos, de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6-4 anos. Os ciclos de maiores frequências, com exceção de 64 anos, da análise harmônica concordam com a AO em ambos índices. Isto reforça a observação de que as variabilidades interanuais do I_{aUNEP} e do I_m coincidem e são decorrentes da variabilidade das anomalias das águas da superfície do mar. É importante notar que as variações de escalas mais curtas podem ser importantes na pluviometria, contribuindo para precipitação local (Da Silva e Kayano, 2009).

Figura 14: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Ibiapaba normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Ibiapaba.



Fonte: Do Autor.

Figura 15: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Ibiapaba normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Ibiapaba.



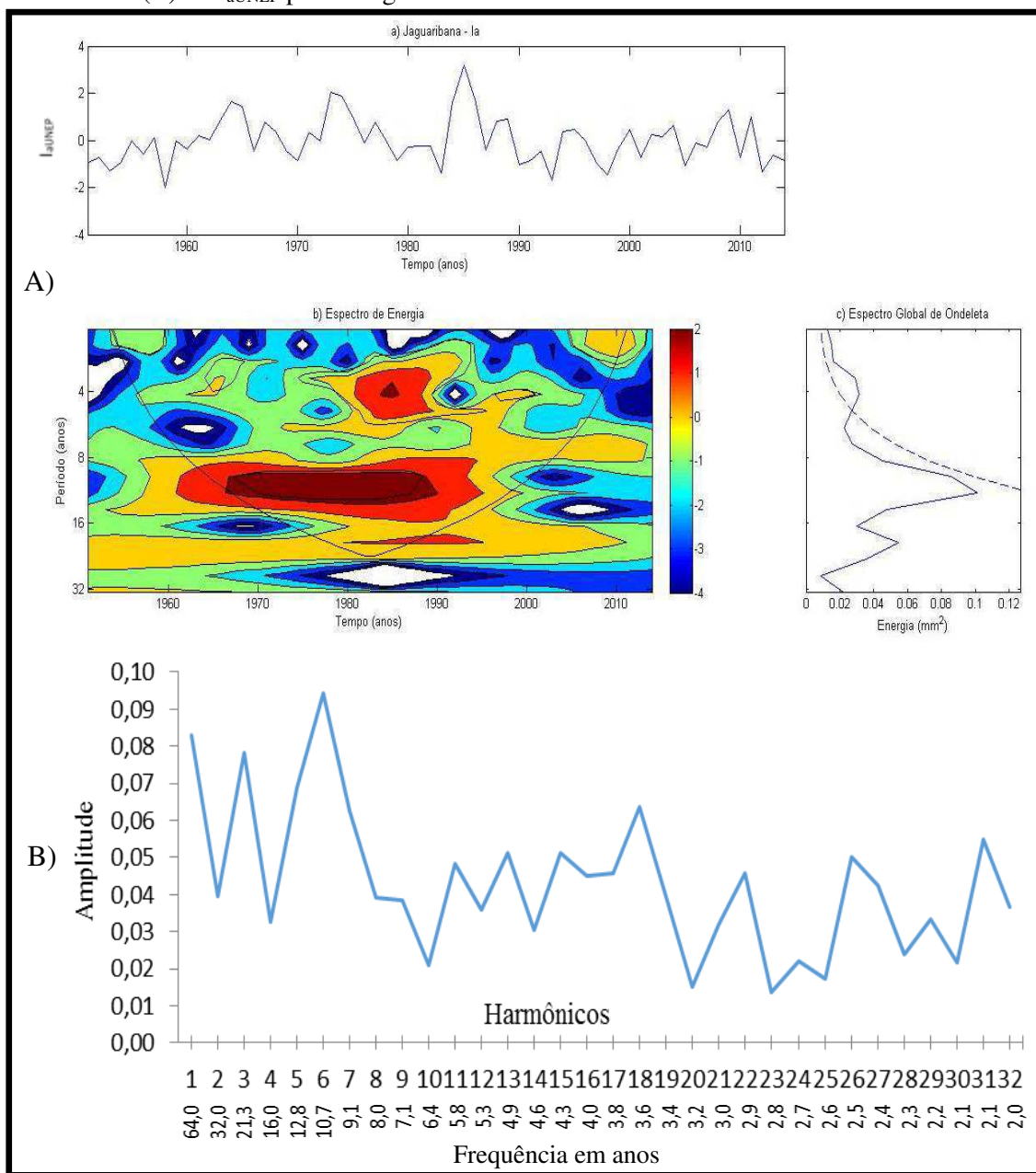
Fonte: Do Autor.

5.2.3 Sub-região do Jaguaribana

A sub-região de Jaguaribana a AO mostra que para os picos com nível de confiança de 95% no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 16 (A)) e para I_m (Figura 17 (A)) estão na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, estes picos são resultados dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1985 e 1989 (La Niña), 1983 e 1992/93 (El Niño) e 1984 e 1994 (dipolo -) para o I_{aUNEP} , e os anos de 1985 (La Niña), 1983, 1987 e 1992/93 (El Niño) e 1984 e 1994 (dipolo -) para o I_m . Esses anos em destaques ocorrem na ODP + e a fase fria da OMA. Enquanto, nos anos de 1970 (dipolo +) e 1974 (dipolo -) a ODP e OMA estavam na fase fria. Outros picos que estão fora do nível de confiança de 95%, pico secundário (escala - 10 a 12 anos) e terciário (escala - 18 a 21 anos) apresentam oscilações na escala decenal (variabilidade interdecenal). Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m na sub-região de Jaguaribana é decorrente de uma variabilidade interanual ligada ao ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical.

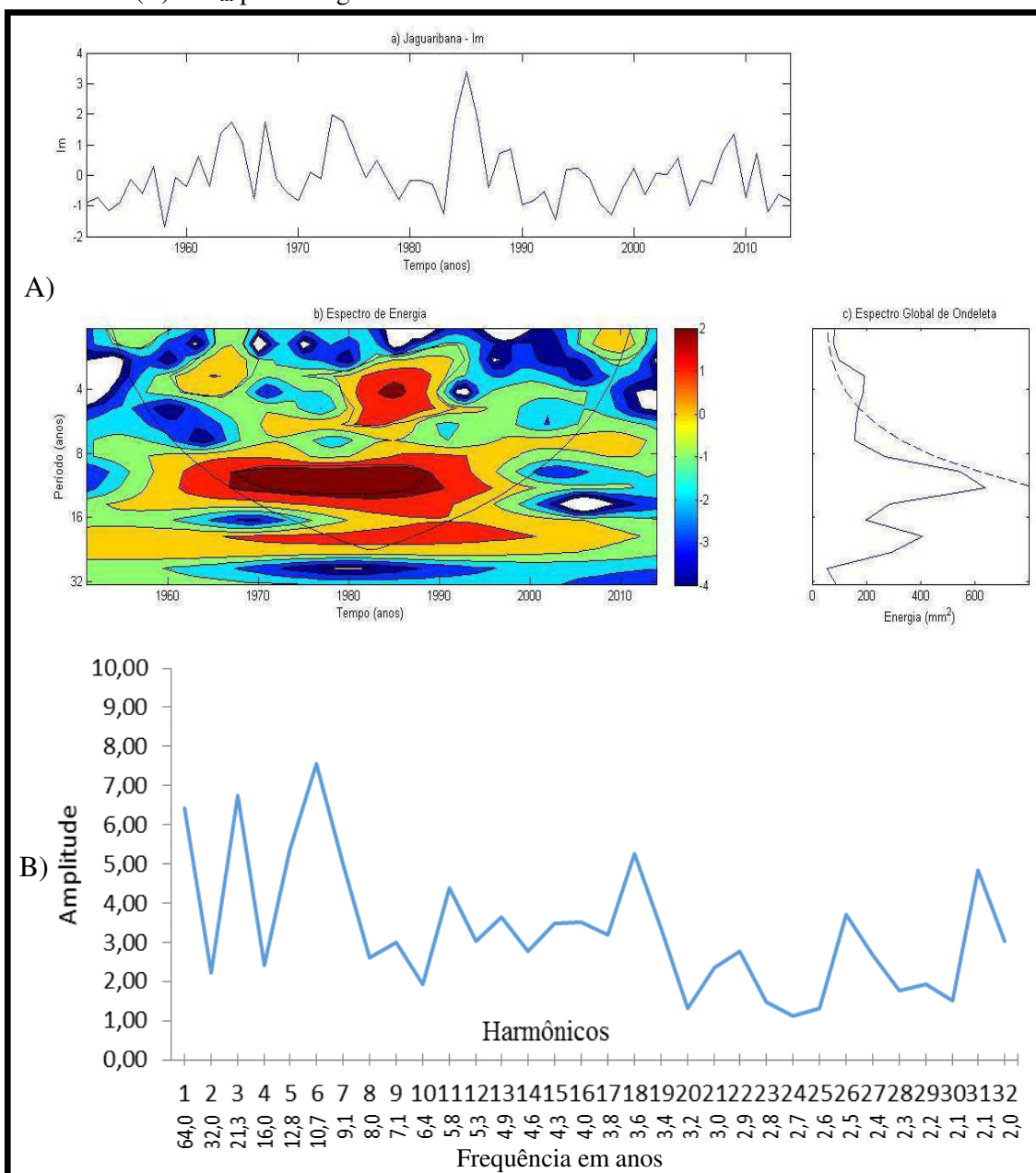
As Figuras 16 (B) (I_{aUNEP}) e 17 (B) (I_m) verificou-se ciclos estatisticamente significativos de 64 anos, de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6-4 anos. Os ciclos de maiores frequências, com exceção de 64 anos, da análise harmônica concordam com os da ondaletas, com destaque para o harmônico 18 que tem frequência em anos de 3,6 correspondendo com o espectro global da ondaleta que estar dentro do nível de significância, em ambos os índices.

Figura 16: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Jaguaribana normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Jaguaribana.



Fonte: Do Autor.

Figura 17: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Jaguaribana normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Jaguaribana.



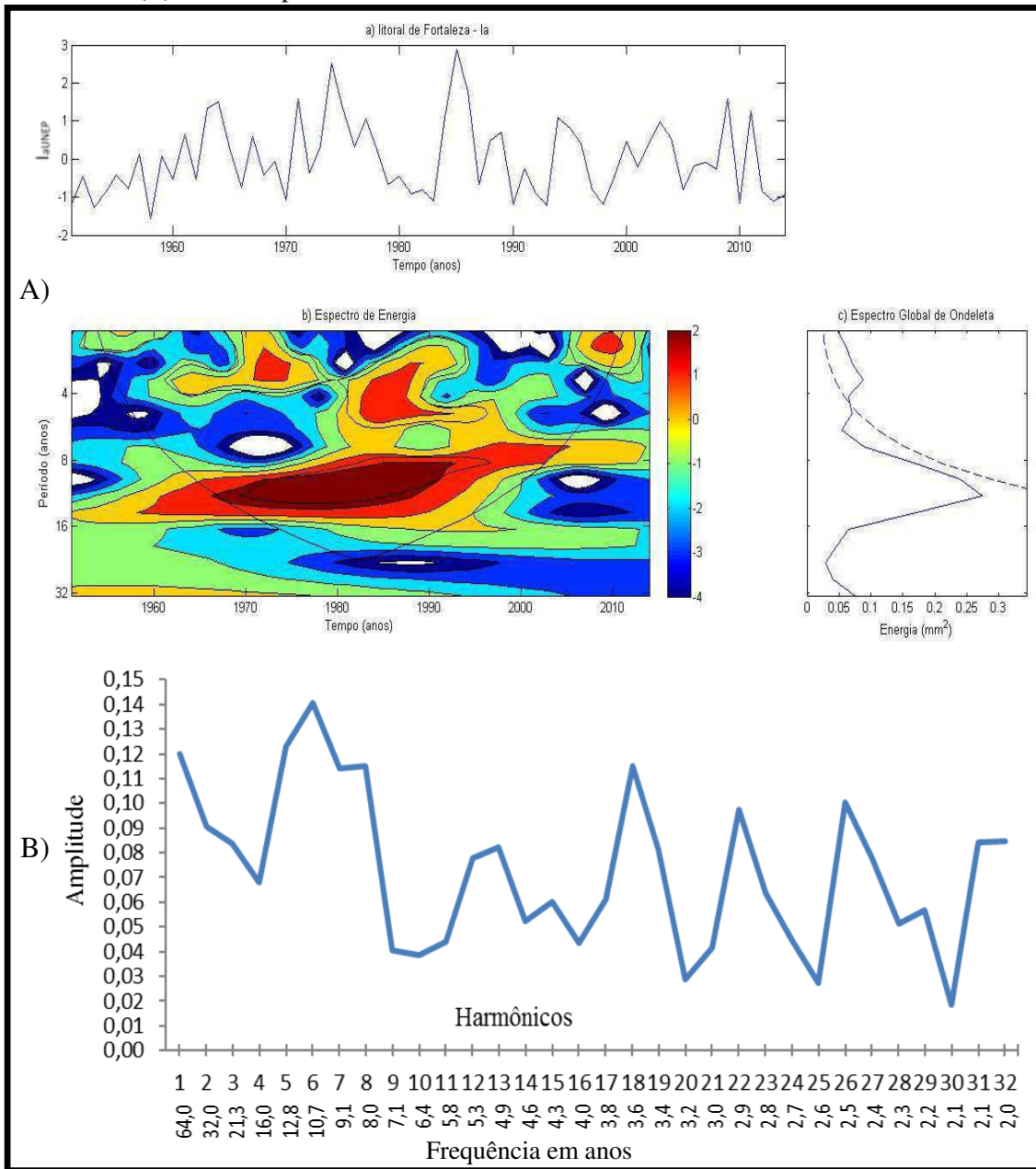
Fonte: Do Autor.

5.2.4 Sub-região do Litoral de Fortaleza

O Litoral de Fortaleza a análise de ondaletas mostra que para o pico primário e com significância estatística de 95% no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 18 (A)) e para I_m (Figura 19 (A)) estão na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos com destaque para os anos de 1964, 1971, 1974, 1985 e 1989 (La Niña), e 1958, 1982/83, 1987 e 1992/93 (El Niño), 1966, 1970 e 2010 (dipolo +) e 1994, 2003 e 2009 (dipolo -) tanto para o I_{aUNEP} como para I_m . Um fato que se observa na AO é que dentro do cone de influência (Espectro de energia) há o predomínio da escala de tempo aproximadamente de 10 a 14 anos (variabilidade decenal), que se apresenta relativamente mais forte que o de 3 a 6 anos, entretanto, não é estatisticamente significativo (Figura 18 (A)) ao nível de confiança de 95% (Espectro Global de Ondaleta) para ambos os índices. De um modo geral, observou-se que nas fases ODP- e OMA+; ODP- e OMA-; ODP+ e OMA- não foi verificada nenhuma tendência de ocorrência de mais El Niño ou de mais La Niña. Também foi observado que a ocorrência de El Niño e La Niña nas fases fria e quente da OMA são semelhante, com um leve aumento de La Niña na OMA-. Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m na sub-região do Litoral de Fortaleza é decorrente de uma variabilidade interanual ligada ao ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical, mas que existe uma forte influência da variabilidade interdecenal (ODP e OMA). Os mesmos coincidem com o trabalho feito por Andreoli et al (2004) que encontraram uma alta coerência da variabilidade de precipitação do norte do NEB (Fortaleza) e o gradiente inter-hemisférico de anomalia de TSM no atlântico na escala decenal.

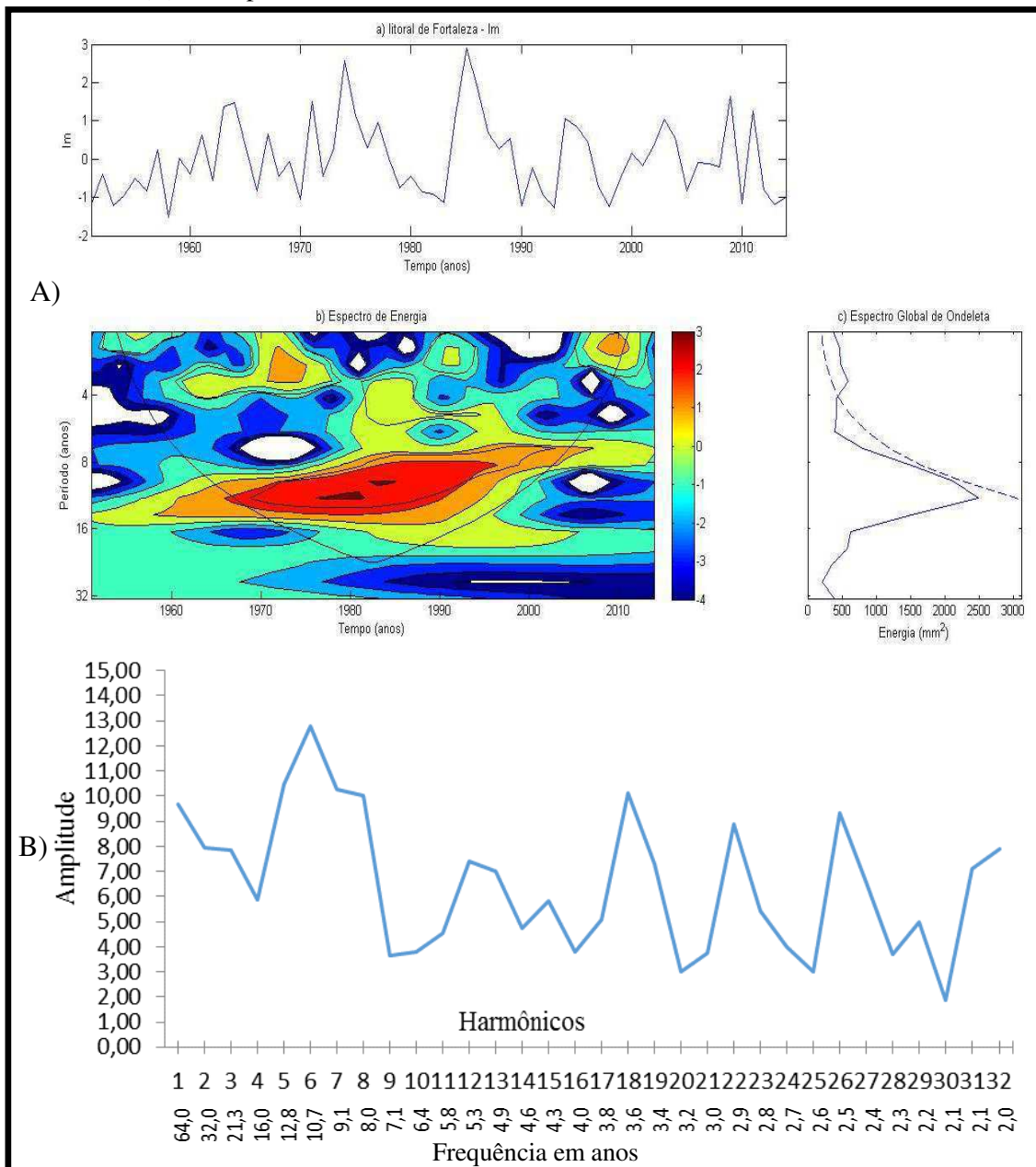
As Figuras 18 (B) (I_{aUNEP}) e 19 (B) (I_m) possuem ciclos estatisticamente significativo de 64 anos, de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6 a 4 anos. Os ciclos de maiores frequências, com exceção de 64 anos, da análise harmônica concordam com os da ondaletas. Reforçando a observação de que as variabilidades interanuais do I_{aUNEP} e do I_m coincidem e são decorrentes da variabilidade das anomalias das águas da superfície do mar.

Figura 18: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral de Fortaleza normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral de Fortaleza.



Fonte: Do Autor.

Figura 19: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral de Fortaleza normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Litoral de Fortaleza.



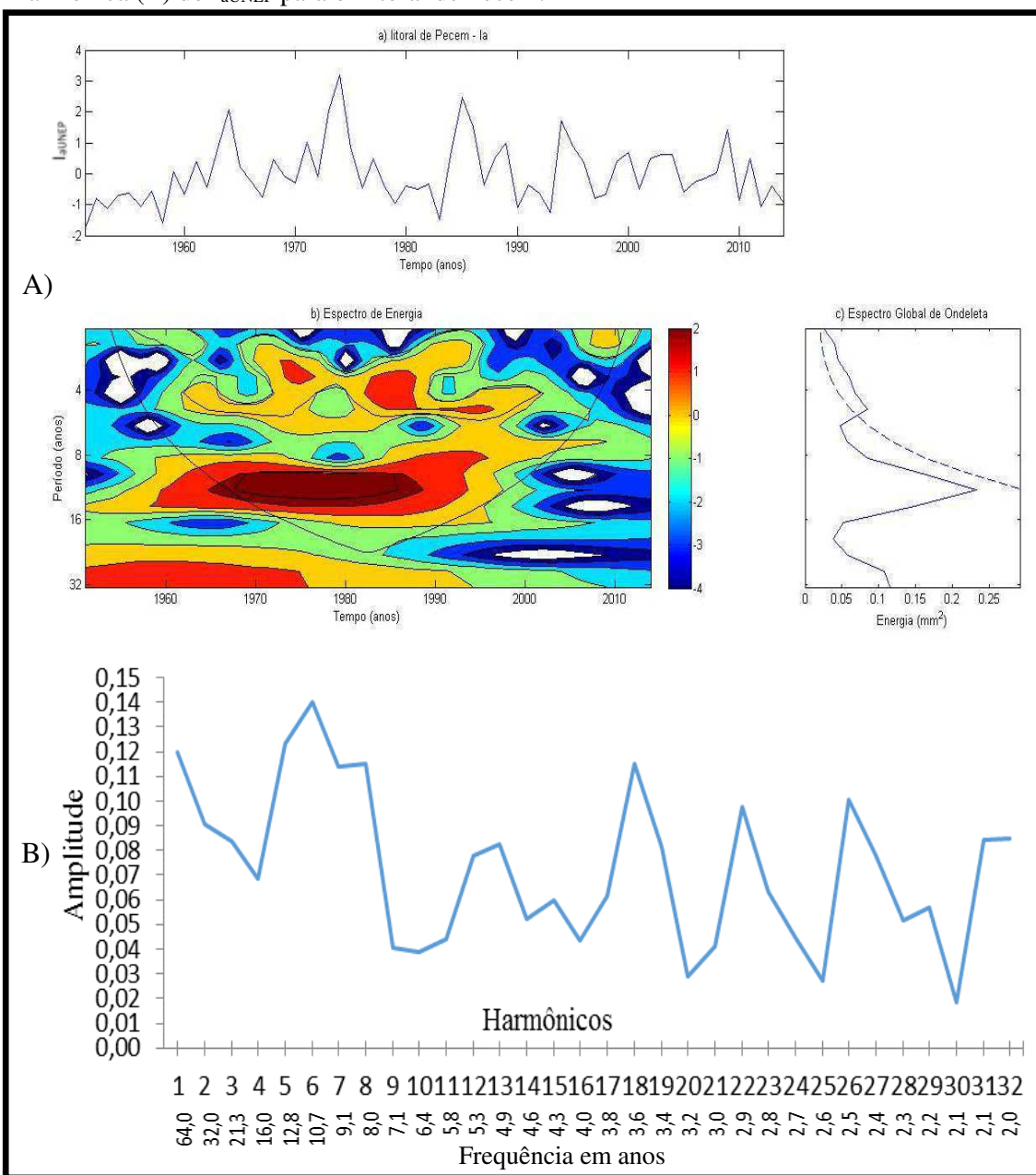
Fonte: Do Autor.

5.2.5 Sub-região do Litoral de Pecem

A análise de ondaletas para o Litoral de Pecem mostra um resultado parecido com o do Litoral de Fortaleza, a existência de 2 picos, um estatisticamente significativo no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 20 (A)) e para I_m (Figura 21 (A)) com escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, com anos de 1985 e 1989 (La Niña), e 1982/83 e 1992/93 (El Niño), 2010 (dipolo +) e 2003 e 2009 (dipolo -) tanto para o I_{aUNEP} como para I_m . Há também um pico secundário, com predomínio na escala de tempo aproximadamente de 10 a 14 anos, para ambos os índices, mas sem significância estatística na AO. Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m na sub-região do Litoral de Pecem também é decorrente de uma variabilidade interanual localizada ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical e ao ENOS, juntamente com uma certa influência da ODP e OMA.

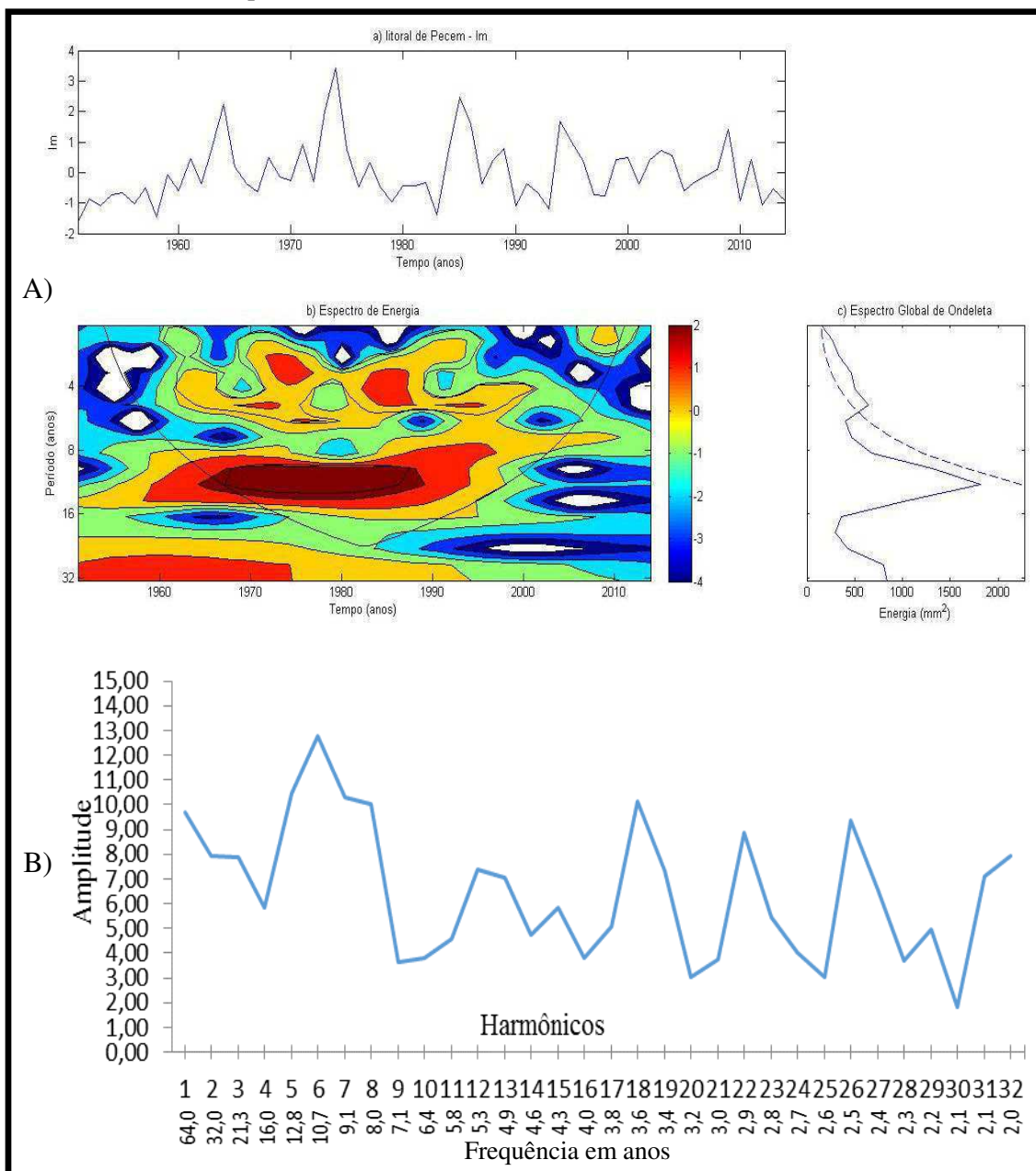
Os ciclos de maiores frequências da análise harmônica concordam com os da ondaletas, percebe-se isto nas Figuras 20 (B) (I_{aUNEP}) e 21 (B) (I_m) onde à ciclos estatisticamente significativos de 64 anos, de 12 a 10 anos, e 6 a 4 anos.

Figura 20: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral de Pecem normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral de Pecem.



Fonte: Do Autor.

Figura 21: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral de Pecem normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Litoral de Pecem.



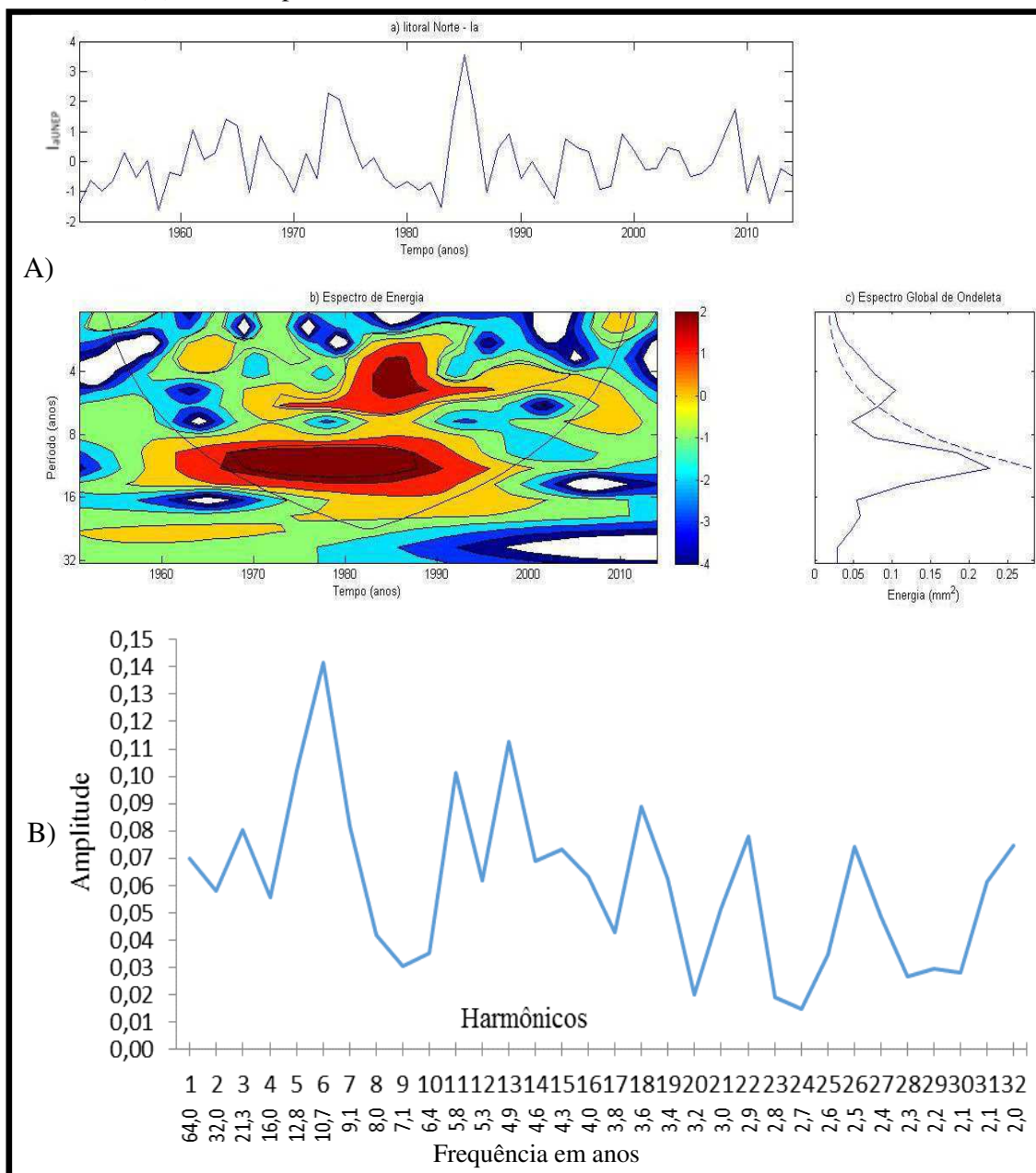
Fonte: Do Autor.

5.2.6 Sub-região do Litoral Norte

Pode-se observar que os resultados obtidos através da AO para o Litoral Norte, o pico acima do nível de confiança (95%) no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 22 (A)) estão na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, este pico é resultado dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1974, 1985*, 1989* (La Niña e dipolo -), 1973 (dipolo -), 1958, 1966, 1970, 1982/83*, 1997* (El Niño e dipolo +), 1987*, 1992/93* (El Niño) e 2010 (dipolo +), os anos* em destaques a ODP estar positiva (ODP +) e a OMA estar na sua fase fria (OMA -). Ainda na Figura 22 (A) observa-se oscilações na escala decenal (10 a 12 anos) dentro do cone de influência, mas que no espectro global da ondaleta estar com seu pico abaixo do nível de confiança (95%). Já a Figura 23 (A), para o I_m , mostra também para a AO o pico no espectro global da ondaleta estar na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, este pico é resultado dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1985 e 1986 (La Niña), e 1981 e 1983 (El Niño). Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m é decorrente de uma variabilidade interanual localizada ligada ao ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical, pois estes fenômenos apresentam oscilação com frequência aproximadamente de 6 anos. E que há uma certa influência decenal.

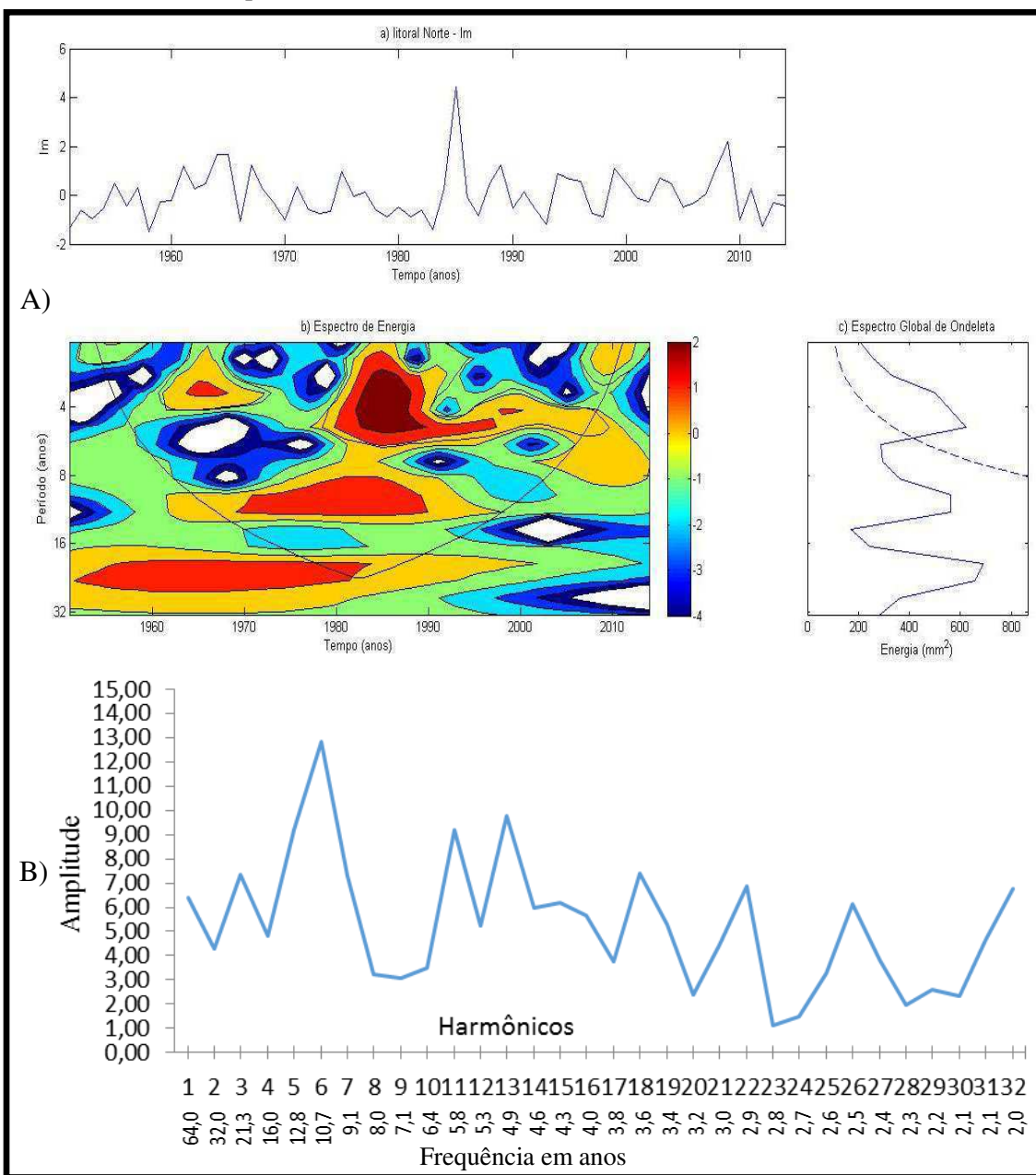
As Figuras 22 (B) (I_{aUNEP}) e 23 (B) (I_m) possuem ciclos estatisticamente significativo de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6 a 4 anos. Os ciclos de maiores frequências da análise harmônica concordam com os da ondaletas.

Figura 22: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Litoral Norte normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Litoral Norte.



Fonte: Do Autor.

Figura 23: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Litoral Norte normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Litoral Norte.



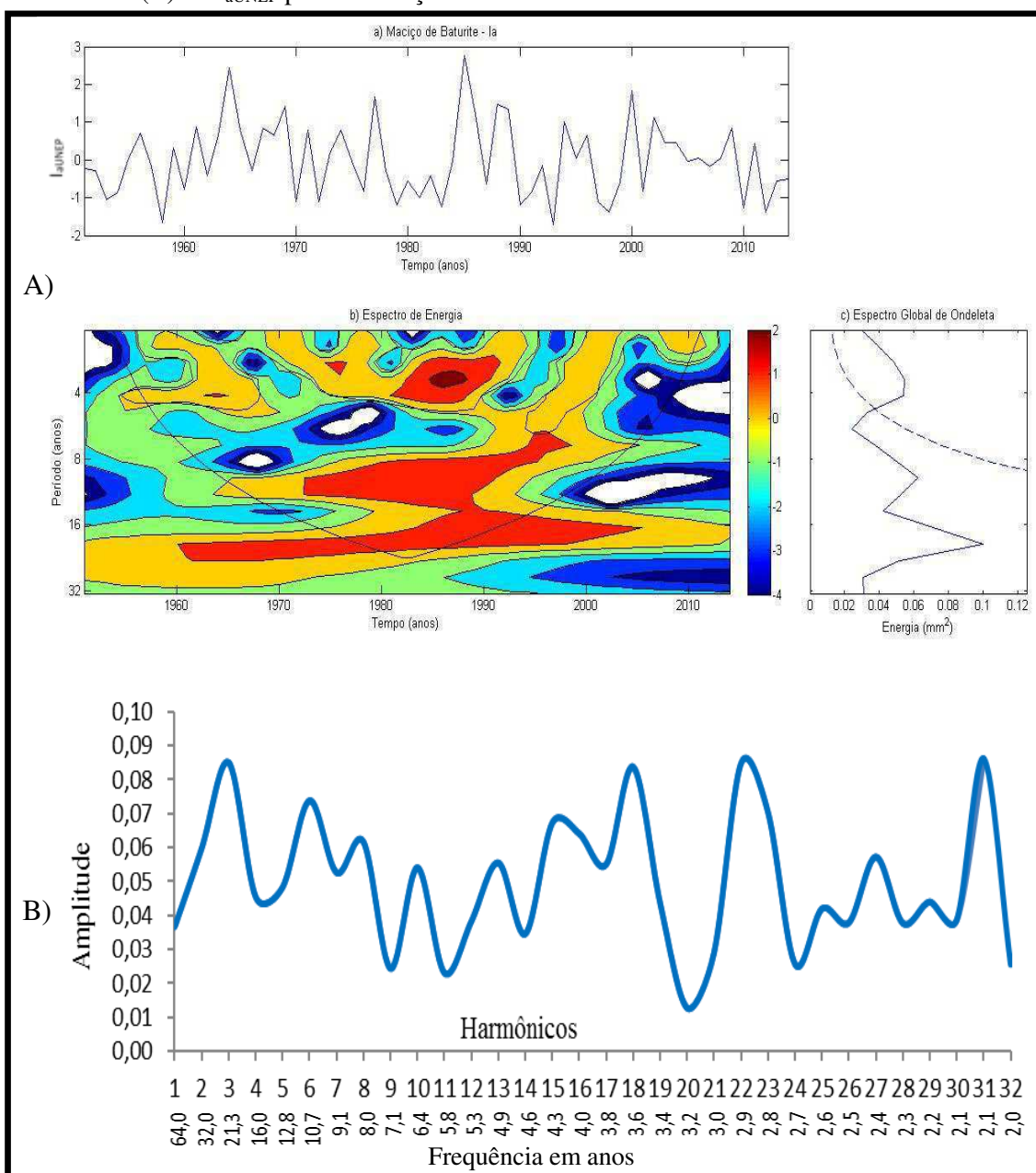
Fonte: Do Autor.

5.2.7 Sub-região do Maciço de Baturité

Para o Maciço de Baturité a AO mostra que os picos acima do nível de confiança (95%) no espectro global da ondaleta para o I_{aUNEP} (Figura 24 (A)) estão na escala de aproximadamente de 3 a 6 anos, estes picos são decorrentes dos valores observados no espectro de ondaletas com destaque para os anos de 1955, 1975, 1985 e 1988/89, 2000 (La Niña e dipolo -), 1995 (dipolo -), 1958, 1970, 1982/83, 1997/98 (El Niño e dipolo +), 1987, 1992/93 (El Niño) e 1979 e 2010 (dipolo +), como as demais sub-regiões observa-se oscilações na escala decenal (10 a 12 anos) dentro do cone de influência, mas abaixo do nível de confiança. Na Figura 25 (A) (I_m) mostra também para a AO, picos no espectro global da ondaleta que estão na escala de aproximadamente de 2 a 6 anos, estes 3 picos são resultados de 3 períodos de tempo diferentes (1960-1970; 1970-1980; 1985-1990) com escala de tempo aproximadamente de 3-6 anos, de 3-4 anos e 2-3 anos, respectivamente. Há também uma variabilidade decenal que se mostra bem forte que estão abaixo do nível de confiança. Esses resultados indicam que a variabilidade interanual dos índices I_{aUNEP} e I_m é decorrente de uma variabilidade interanual (ciclo de ENOS e ao gradiente de anomalia de TSM no Atlântico Tropical) e interdecenal. Ressalta-se que resultados semelhantes foram obtidos por Da Silva (2013) que encontrou para sub-região de Baturité a escala decenal de 20,2 – 22 anos é a escala dominante na série, seguida pelas escalas de 11 anos, pelas escalas de 3 e 7 anos ligadas ao ENOS e pela escala interanual de 1-2 anos.

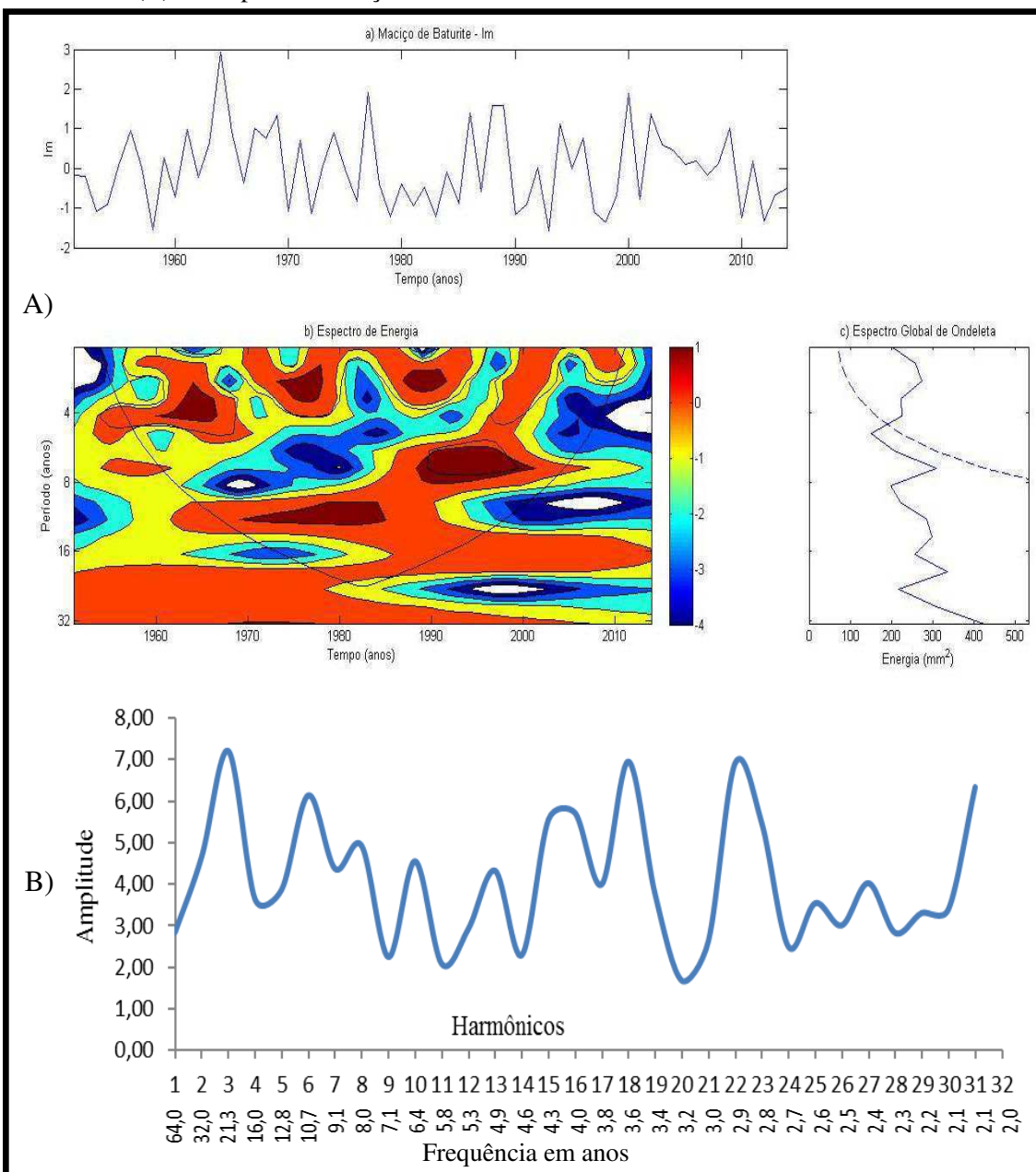
Para a análise harmônica encontra-se ciclos de 21 anos, de 12 a 10 anos, de 6 a 3 anos, e de 3 a 2 anos estatisticamente significativos (Figuras 24 (B) e 25 (B)), I_{aUNEP} e I_m , respectivamente.

Figura 24: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Maciço de Baturité normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Maciço de Baturité.



Fonte: Do Autor.

Figura 25: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Maciço de Baturité normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Maciço de Baturité.



Fonte: Do Autor.

5.2.8 Sub-região do Sertão Central e Inhamuns

A análise de ondaletas para o Sertão Central e Inhamuns possui 2 picos, um primário (escala de tempo de aproximadamente de 3 a 6 anos) e um secundário (escala de tempo aproximadamente de 10 a 14 anos), ambos com forte padrão para o I_{aUNEP} (Figura 26 (A)) e para I_m (Figura 27 (A)). De um modo geral o I_{aUNEP} apresenta oscilações relativamente suavizadas com picos positivo em 1974, 1985 e 1989 (La Niña e dipolo -), 1964 (La Niña) e picos negativos em 1958 (El Niño e dipolo +) e 1982/83 (El Niño). Por outro lado, o I_m apresenta oscilações semelhantes às demais sub-regiões, ou seja, desvios positivos para os anos de 1955/56, 1974*, 1984/85*, 1989*, 2000* (La Niña e dipolo -), 1964/65, 2008 e 2011 (La Niña), 2003 e 2009 (dipolo -), 1957/58 e 1997/98* (El Niño e dipolo +), 1982/83*, 1987* e 1992/93 (El Niño). Os anos em destaque* a ODP estava na fase positiva (ODP +) e a OMA estar na fria (OMA -). Ressalta-se que as oscilações na escala interanual são decorrentes das anomalias de TSM no Atlântico Tropical e do ENOS, enquanto na inderdecenal estão associadas a ODP OMA.

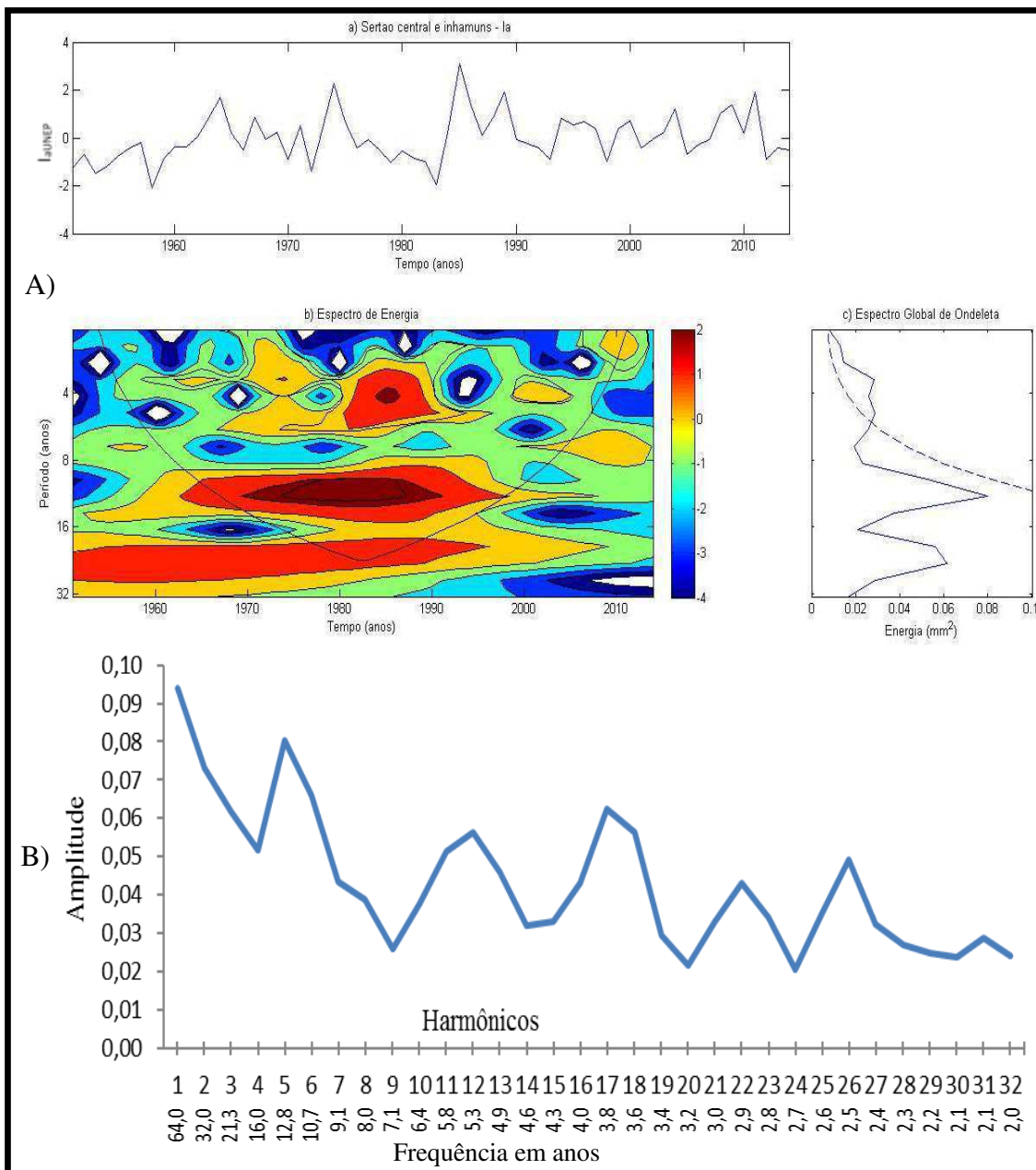
Os ciclos de maiores frequências da análise harmônica concordam com os da ondaletas, percebe-se isto nas Figuras 26 (B) (I_{aUNEP}) e 27 (B) (I_m) onde à ciclos estatisticamente significativos de 64 anos, de 21 anos, de 12 a 10 anos, e 6 a 3 anos.

Vale ressaltar que os resultados obtidos nesta pesquisa são concordantes com trabalhos já feitos usando a técnica das ondaletas para regiões do NEB e especialmente para o Ceará, como, por exemplo, Da Silva et al., (2013), Da Silva (2013) e Andreoli et al., (2004) que mostraram que o Ceará sofre influência das variações e escalas interanuais e interdecenais.

É oportuno descrever que muitas pesquisas mostraram a influência da anomalia de TSM no Atlântico Tropical e do ENOS na precipitação do Ceará (Hastenrath e Greischar, 1993, Andreoli et al., 2004, Santos e Manzi, 2011, Da Silva et al., 2013), bem com da ODP e OMA (Kayano e Andreoli, 2007, Kayano et al., 2015). Entretanto, não se tem conhecimento da influência destes fenômenos na variabilidade do clima do Ceará, ou de até mesmo se o clima apresenta variabilidade, ou seja, em um determinado período o clima de uma localidade é classificado com semiárido e em outro como úmido, pois uma variação na precipitação anual pode não ser capaz de produzir uma oscilação no clima.

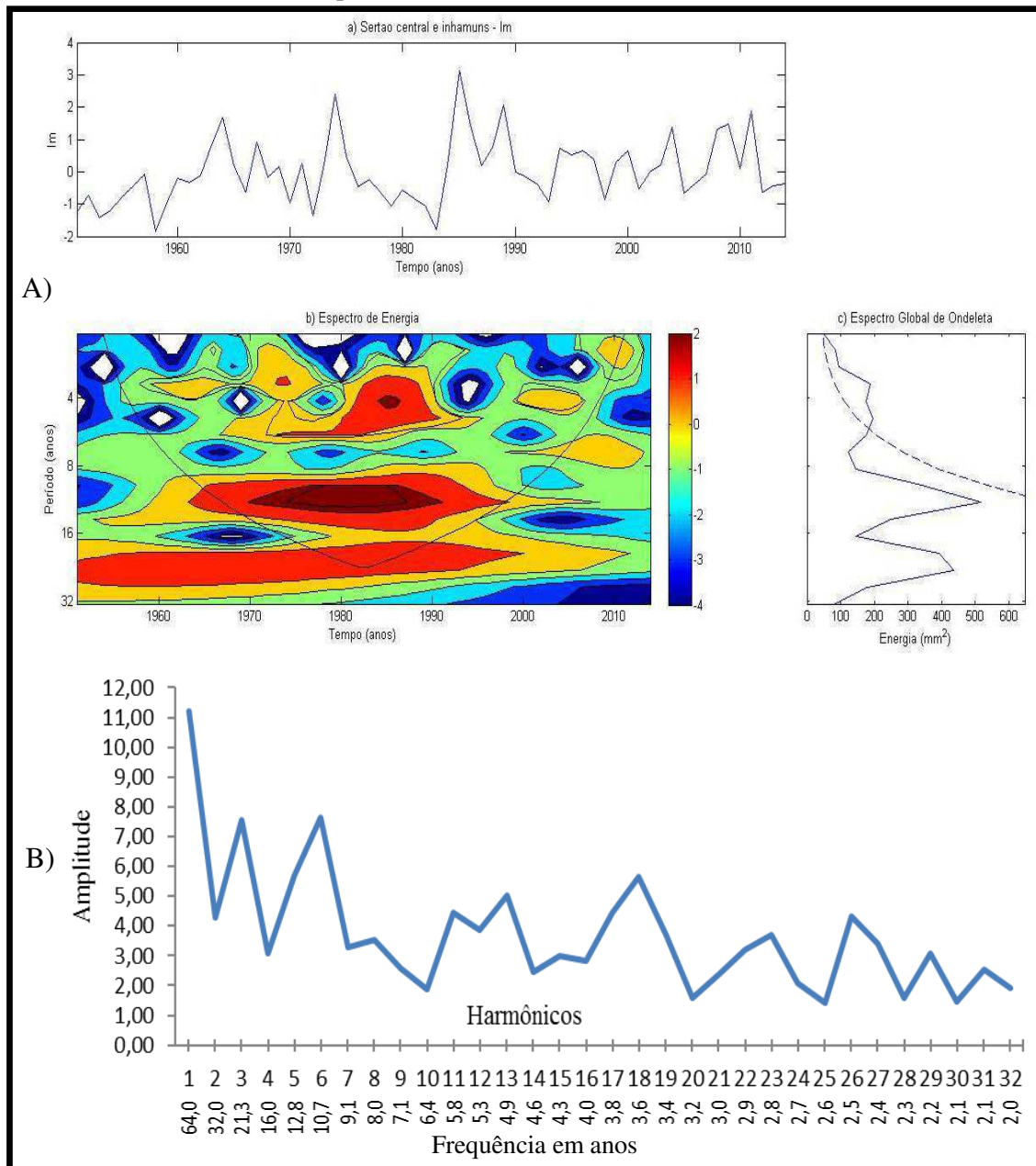
Nesta pesquisa ficou evidente que os eventos El Niño, La Niña, dipolo + e dipolo – causam variabilidade interanual do clima no Ceará, e a ODP e OMA interdecenal.

Figura 26: Análise da média da Ondaleta (A): Índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}) para o Sertão Central e Inhamuns normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_{aUNEP} para o Sertão Central e Inhamuns.



Fonte: Do Autor.

Figura 27: Análise da média da Ondaleta (A): Índice Efetivo de Umidade (I_m) para o Sertão Central e Inhamuns normalizado pelo desvio padrão (a), Espectro de energia da ondaleta, onde a curva em forma de U representa o cone de influência (b), Espectro Global de Ondaleta (c). E Análise Harmônica (B) do I_m para o Sertão Central e Inhamuns.



Fonte: Do Autor.

6. CONCLUSÕES

Esta pesquisa teve com objetivo investigar e analisar possíveis variabilidades interanual e interdecenal do clima do estado do Ceará, utilizando os índices climáticos efetivo de umidade (I_m) e aridez (I_a) de Thornthwaite (1948) e o índice de aridez da UNEP (I_{aUNEP}).

O clima do estado do Ceará usando o índice I_{aUNEP} é classificado sendo Semiárido, durante os 64 anos, mais de 93% dos municípios analisados apresentaram o seu maior percentual de tempo no clima semiárido. Com exceções de parte do litoral e pequenas áreas do Cariri (Subúmido úmido) e norte da Ibiapaba (Úmido). Utilizando este índice ano a ano o clima do Ceará oscilou entre Árido, com exceção de pequenas áreas do litoral e do cariri, a Úmido, exceto áreas do vale do Jaguaribe, Sertão Central e Inhanhuns.

A mesma classificação climática média é encontrada para o índice I_m , que também classificou o clima do Ceará com Semiárido. A exceção é o norte da Ibiapaba (Viçosa do Ceará) e Litoral de Fortaleza, áreas classificadas com clima Úmido. Também se verificou oscilações climáticas no tempo de Árido, em quase todo Ceará, a super-úmido em pequenas áreas no norte da Ibiapaba e Litoral. Em áreas do Inhanhuns e médio Jaguaribe é classificado com árido em mais de 40% do tempo, ou seja, estas áreas são áridas na maior parte do tempo e em 10% do tempo são subúmida ou úmida.

É salutar concluir que a variabilidade interanual da precipitação no Ceará decorrentes de eventos ENOS e Dipolo no Atlântico e interdecenal associada à ODP e OMA são capazes de produzir variabilidades interanual e interdecenal na classificação do clima do Ceará, com clima oscilando de Árido a Úmido, e conseqüentemente nos índices I_{aUNEP} e I_m .

Comparando ano a ano a oscilação do clima usando I_{aUNEP} e I_m verifica-se que ambos apresentam variabilidade semelhantes. Entretanto, para o Sertão Central e Inhanhuns o I_m foi capaz de mostrar oscilações climáticas não observada com o I_{aUNEP} , que em geral suavizou as oscilações. Portanto, é possível conjecturar que o I_m é capaz de representar melhor a variabilidade do clima do Ceará do que o I_{aUNEP} .

A Análise de Ondaletas mostrou oscilações no clima variando entre as escalas interanual e decenal. Todas as oito sub-regiões apresentaram uma escala de tempo aproximadamente de 3 a 6 anos. Entretanto, Ibiapaba, Jaguaribana, Litoral de Fortaleza, Litoral de Pecem e Sertão Central tiveram uma escala de tempo aproximadamente de 10

a 12 anos (variabilidade decenal), que se apresentou relativamente com um padrão mais forte.

Com relação à Análise Harmônica verificou-se que as regiões do Cariri, Ibiapaba, Jaguaribana, Litoral de Fortaleza, Litoral de Pecem, Litoral Norte, Baturité e Sertão Central possuem ciclos estatisticamente significativo de 64 anos, de 21,3 anos (Ibiapaba, Jaguaribana, Litoral Norte, Baturité e Sertão Central), de 12 a 10 anos, e 6 a 3,6 anos. Todas com destaque para o harmônico 18 que tem frequência em anos de 3,6 anos. Os ciclos de menores frequências da análise harmônica, com exceção do de 64 anos, concordam com os da ondaletas. Reforçando a observação de que as variabilidades interanuais do I_{aUNEP} e do I_m coincidem e são decorrentes da variabilidade das anomalias da temperatura das águas da superfície do mar. Além de estar relacionado com a ODP e a OMA.

Não concordância das análises de ondaletas e harmônica para o ciclo de baixa frequência, 64 anos, é decorrente do cuidado da análise de ondaletas de não diagnosticar com válida uma oscilação que tem apenas uma repetição, como é o caso da oscilação de 64 anos. A oscilação de 32 observado no I_m do Maciço de Baturité foi detectada por ambas as análises. Outro ponto relevante é que devido à quantidade de dados temporais utilizados, a análise harmônica é incapaz de detectar oscilações de 24 a 28 anos, frequência neste período de tempo é detectada apenas na análise ondaletas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P.: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector: Part I. surface climate. **Monthly Weather Review**, 166, p. 505 – 524, 1988.

Alves, J. M. B.; Repelli, C. A.; Mello, N. S.: A pré-estação Chuvosa do setor Norte e Nordeste brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 8, n. 1, p. 22–30, 1993.

Amaral, E.: Análise Harmônica. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Série Agronomia e Veterinária. v.3, n.1, 1968.

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T.; Guedes, R. L.; Oyama, M. D.; Alves, M. A.: A influência da temperatura da superfície do mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 3, p. 337-344, 2004.

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T.: ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2071–2030, 2005.

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T.: Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over northeast Brazil. **International Journal of Climatology**. v. 26, p. 1895-1912, 2006.

Andreoli, R. V.; Kayano, M. T.: A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, p. 337–344, 2007.

Aragão, J. O. R.: O impacto do Enso e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. **Bulletin Institut Français Études Andines**, v.27, 1998.

Azevedo, P. V.; Sousa, I. F.; Da Silva, V. P. R.; Felix, D. O.; Santos D. N.: Comportamento Temporal do índice de aridez no estado de Sergipe. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Belém-PA, 2010.

Barbosa, E. B. M.; Rosa, M. M.; Vijaykumar, N. L.; Bolzan, M. J. A.; Tomasella, J.: Caracterização por ondeletas de processos físicos não-lineares na micro-bacia Amazônica. **INPE**. São José dos Campos, 2004.

- Bjerknes, J.: Atlantic air-sea interaction. **in: Advances in Geophysics** (eds. H. E. Landsberg and J. Van Mieghem), v. 10, Academic Press, New York, 1–82, 1964.
- Brito, J. I. B.: A Estação Chuvosa de 1990 no Norte do Nordeste. **Climanálise** (São José dos Campos), São José dos Campos, v. 5, n. 6, p. 47-56, 1990.
- Brito, J. I. B.; Braga, C. C.: Chuvas no estado da Paraíba em 2004. **Boletim SBMET**, p. 27-32, 2005.
- Budyko, M. I. **The heat balance of the earth's surface**. Washington: U.S. Department of Commerce, 1958, 258p. il.
- Caitano, R. F.; Lopes, F. B.; Teixeira, A. S.: Estimativa da aridez no Estado do Ceará usando sistemas de informação geográfica. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR**. Curitiba, PR, Brasil. INPE. p. 8904, 2011.
- Carvalho, L.; Jones, C.; Liebmann, B.: The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, 2004.
- Casarin, D. P.; Kousky, V. E.: Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83–90, 1986.
- Cavalcanti, E. P.; Silva, E. D. V.: Estimativa da temperatura do ar em função das coordenadas locais. **VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorologia**. Sociedade Brasileira de Meteorologia. Belo Horizonte, p. 154-157, 1994.
- Cavalcanti, E. R.; Coutinho, S. F. S.; Selva, V. S. F.: Desertificação e desastres naturais na região do semi-árido Brasileiro. **Revista Cadernos de Estudos Sociais**. Recife. Editora Massangana. v. 22. n. 1. p. 19-31. jan/jun, 2006.
- Cavalcanti, E. P.; Silva, V. P. R.; Sousa, F. A. S.: Programa computacional para a estimativa da temperatura do ar para a região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Brasil, v. 10, n. 1, p. 140-147, 2006.
- Cavalcanti, I. F. A.; Ferreira, N. J.; Da Silva, M. G. A. J.; Dias, M. A. F. S.: Tempo e Clima no Brasil. **Oficina de Textos**, 2009.

Cavalcanti, I. F. A.: The influence of extratropical atlantic ocean region on wet and dry years in north northeastern brazil. **Frontiers in environmental science**, v. 3, art. 34, 2015.

Chavango, M. H. : Análise ambiental da bacia hidrográfica do rio missi em irauçuba/ceará uma - contribuição ao uso de suas terras. **Dissertação de Mestrado**. Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente – PRODEMA, da Universidade Federal do Ceará. 2014.

Chiessi, C. M.; Mulitza, S.; Patzold, J.; Wefer, G.; Marengo, J. A.: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American Summer monsoon. **Geophysical Research letters**, v. 36, L21707, p. 5, 2009. doi: 10.1029/2009GL039914.

Conti, J. B.: Desertificação nos trópicos: proposta de metodologia de estudo aplicada ao Nordeste Brasileiro. **Tese (Livre Docência)**. Universidade de São Paulo, São Paulo. 1995.

Coutinho, E. C.; Fisch, G.: Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOLS) na Região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.

Da Silva, D. F.; Kayano, M. T.: Uso de ondaletas para análise da precipitação do alto Mundaú (PE). **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE**. 2009.

Da Silva Júnior, C. H. F.: Índices de Monitoramento e Detecção de Mudanças Climáticas na Parte Norte do Brasil. **Dissertação de mestrado**. Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, 2010.

Da Silva, D. F.; Costa, I. M.; Mateus, A. E.; Sousa, A. B.: Previsão climática e de ciclos climáticos para o estado do Ceará. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 959-977, 2013.

Da Silva, D. F.: Aplicação das análises de ondeletas para previsão climática e na prevenção de riscos climáticos no estado do Ceará (Br). Livro: Riscos naturais, antrópicos e mitos. Homenagem ao Professor Doutor Fernando Rebelo. p. 235-250. 2013.

De Paula, R. K.: Cenários de Balanço hídrico no Ceará decorrentes de mudanças climáticas. **Dissertação de mestrado**. Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, 2011.

Diniz, G. L.; Fonseca, M.; Jr, J. H. C.: Análise harmônica do regime de precipitação em duas localidades da baixada cuiabana. **Biomatemática**, UNICAMP, v. 18, p. 37–48, 2008.

Ferraz, S. E. T.: Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul. **Tese de Doutorado**, São Paulo: University of São Paulo, 2004.

Figueroa, S. N.; Nobre, C. A.: Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, p. 36-45, 1990.

Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos hídricos (FUNCEME). Disponível em: <http://www.funceme.br/index.php/areas>. Acessado em: 15 de abril de 2015.

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.

Garcia, S. R.: Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: relações com a Oscilação Decadal do Pacífico. **Dissertação de Mestrado**, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, p. 142, 2006.

Gonzalez R. A.; Andreoli R. V.; Candido L. A.; Kayano M. T.; De 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 Amazonia**, v. 43(4). p. 469–48, 2013.

Grimm, A. M.; Barros, V. R.; Doyle, M. E.: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

Hastenrath, S.: Climate and circulation of the tropics. **New York Atmospheric Sciences Library**, p. 455, 1988.

Hastenrath, S.; Greischar, L.: Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, n. 6, p. 743-758, 1993.

Hastenrath, S.; Greischar, L.: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 98, n. D3, p. 5093-5102, 1993.

Hastenrath, S.; Heller, L.: Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (IBGE). Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acessado em: 15 de abril de 2015.

Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará (IPECE), 2007. Disponível em: <http://www2.ipece.ce.gov.br/atlas/capitulo1/11/111x.htm>. Acessado em: 15 de abril de 2015.

Jones, C.; Carvalho, L.: Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, 2002.

Jones, C.; Waliser, D. E.; Lau, K.; Stern, W.: Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 23, 2004.

Kane, R. P.: El Niño and La Niña events and rainfall in NE and South Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 10, n. 2, p. 49-59, 1992.

Kane, R. P.: Prediction of droughts in North-east Brazil: Role of ENOS and use of periodicities, **International Journal of Climatology**, v. 17, p. 655-665, 1997.

Kayano, M. T.; Andreoli, R. V.: Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531-540, 2007.

Kayano, M.T.; Andreoli, R.V.; Souza, R.A.F.: Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic Oceans and the influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1119-1134, 2011.

Kayano M. T.; Andreoli R. V.; De Souza R. A. F.: Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**. v. 33, p. 2008–2023, 2013.

Kayano M. T.; Capistrano V. B.: How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, p. 162–178, 2014.

Kayano, M. T.; Moura, A. D.: O El Nino de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, p. 201-214. 1986.

Knight, J. R.; Allan, R. J.; Folland, C. K.; Vellinga, M.; Mann, M. E.: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L. 20708, doi: 10.1029/2005GL024233, 2005.

Kousky, V. E.: Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.

Kousky, V. E.: Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980.

Lacruz M. S. P.; Júnior M. A. S.: Uso de Séries Temporais Evi/Modis e Análise Harmônica para o Estudo da Bacia do Rio Taquari. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 59/01, Abril, 2007. (ISSN 1808-0936).

Liebmann, B.; Kiladis, G. N.; Allured, D.; Vera, C. S.; Jones, C.; Carvalho, L. M. V.; Bladé, I.; Gonzáles, P. L. M.: Mechanisms Associated with Large Daily Rainfall Events in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 24, n. 2, p. 376-396, 2011.

Mantua, N. J.; Hare, S. R.; Zhang, Y.; Wallace, J. M.; Francis, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.

Mantua, N. J.; Hare, S. R.: The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58, p. 35 – 44, 2002.

Marengo, J. A.: Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v. 12, p. 853-863, 1992.

Marengo, J. A.: Interdecadal variability and trends of rainfall across the amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**. 2004.

Marengo, J. A.: On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 1-19, 2006.

- Mehta, V. M.: Variability of tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal time scales . Part I: the Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2351-2375, 1998.
- Melo A. B. C; Cavalcanti I. F. A; Souza P. P.: Tempo e Clima no Brasil. 1º ed. São Paulo. **Oficina de Textos**. p. 25-41, 2009.
- Mo, K. C.; Schemm, J. E.; Yoo, S. H.: Influence of ENSO and the Atlantic Multidecadal Oscillation on Drought over ten United States. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 5962-5982, 2009.
- Molion, L. C. B.; Bernardo, S. O.: Dinâmica das chuvas sobre o Nordeste brasileiro. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais Sociedade Brasileira de Meteorologia – SBMET CL00132**, Rio de Janeiro, RJ, 1 CD-ROM, 2000.
- 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.: On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Science**, n. 38 (12), p. 2653-2673, 1981.
- Moura, F. E.; Perdigão, A. C.; Siqueira, M. M.: Seasonality of influenza in the tropics: a distinct pattern in northeastern Brasil. **The American Journal Tropical Medicine and Hygiene**, v. 81, p. 180-183, 2009.
- 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, p. 475-483, 2012.
- Namias, J.: Influence of circulation and weather between hemispheres. **Monthly weather review**, p. 482-486, 1972.
- Nobre, C. A.; Molion, L. C. B.: The Climatology of drought and drought prediction. **The Impact of Variations on Agriculture**, v.2, p.305 - 323, 1988.
- Prado, L. F.: Oscilação interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de precipitação no Estado de São Paulo. **Dissertação de mestrado**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2010.

Rao, V. B.; Marques, V. S.: Water vapor characteristics over northeast Brazil during two contrasting years. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, n. 6, p. 440-444, 1984.

Re, M.; Barros, V. R.: Extreme rainfalls in SE South America. **Climatic change**, v. 96, p. 119-139, 2009.

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

Santiago, C. M. C.; Sales, M. C. L.; Paula, J. E. A.: Índice de aridez na bacia do rio São Nicolau (semiárido piauiense) e a suscetibilidade à desertificação. **II Workshop Internacional. Sobre Água no semiárido brasileiro**. 2014.

Santos, C. A. C.; Brito, J. I. B.: Análise de índices de detecção das mudanças climáticas para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2007.

Santos, C. A. C.; Manzi, A. O. Eventos Extremos de Precipitação no Estado do Ceará e suas Relações com a Temperatura dos Oceanos Tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 1, p. 157- 65, 2011.

Santos, A. R. B.; Simeão, M.; Mousinho, F. E. P.: Espacialização do Índice de Aridez Mensal para o Estado do Piauí. **IV Winotec Workshop Internacional de Inovações Tecnológicas na Irrigação**, Fortaleza-CE, 2012.

Schneider, N.; Cornuelle, B.D.: The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v.18, p.4355-4373, 2005.

Silva, R. D. Relação entre Variabilidade Pluviométrica, Indicadores Sócio Econômicos e Produção Agrícola na Macrorregião Cariri/Centro Sul Cearense. **Monografia**. Universidade Federal do Cariri, 2013.

Silva, V.; Sousa, F.; Cavalcanti, E.P. ; Souza, E ; Da Silva, B. B.: Teleconnections between sea-surface temperature anomalies and air temperature in northeast Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, Canada, v. 68, n. 68, p. 781-792, 2006.

- Sousa, E. P. P.: Relações entre as anomalias de TSM do atlântico e pacífico e as precipitações na Amazônia oriental. **Dissertação de Mestrado**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.
- Souza, E. B.; Ambrizzi, T.: Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. **International journal of climatology**, v. 26, n. 13, p. 1759–1776, 2006.
- Souza, C. A.; Damião, M. C.; Alves; L. M.: Atuação de vórtices ciclônicos em altos níveis nos meses de verão de 2000/2001 (parte a). In: XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia e III Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia. **Anais Sociedade Brasileira de Agrometeorologia**, Fortaleza, CE, 2001.
- Sousa, A. B.; Silva, D. F.: Causas climáticas da variabilidade pluviométrica e tendências climáticas na bacia hidrográfica do rio jaguaribe (CE). **Caminhos de geografia**, v. 14, p. 101-117, 2013.1.
- Teixeira R. F. B.: O Fenômeno da Brisa e sua Relação com a Chuva Sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.
- Thornthwaite, C. W.: An approach toward a rational classification of climate. **Geography Review**, [S.l.], v. 38, p. 55-94, 1948.
- Thornthwaite, C. W.; Mather, J. R.: The water balance: publications in climatology. **New Jersey: Drexel Institute of Technology**, p. 104, 1955.
- United Nations Environment Programme (UNEP). **World Atlas of Desertification**. Londres: UNEP/Edward Arnold, p. 69, 1992.
- Uvo, C. B.: A zona de convergência intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação na região norte do nordeste brasileiro. 99 f. **Dissertação de Mestrado**. INPE, São Jose dos Campos, 1989.
- Uvo, C.; Repelli, C.; Zebiak, S.; Kushnir, Y.: The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551–562, 1998.
- Valadão C. E. A.; Silva B. K. N.; Oliveira P.T.; Schmidt D. M.; Andrade R. L.; Filho W. L. F. C.; Barreto N. J. C.; Mata M. V. M.; Lopo A. L. B.; Spyrides M. H. C.; Lucio P. S.: Uma Análise Comparativa de Alguns Índices de Aridez Aplicados às Capitais do

Nordeste do Brasil. **XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia: A Amazonia e o clima global**. Belém, PA, 2010.

Varejão Silva, M. E. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Ed., 2005. Disponível em: <http://www.agritempo.gov.br/modules>. Acessado em: 09 de março de 2015.

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

Vasconcelos júnior, F. C. Pré-Estação Chuvosa e a Estação Chuvosa do Norte do Nordeste Brasileiro: Aspectos Interanuais, Intrasazonais e Extremos. **Tese de doutorado**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2014.

Vianello, R. L.; Alves, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**, Editora UFV, Universidade Federal de Viçosa, p. 449, 2000.

Xavier, T. M. B. S.; Xavier, A. F. S.; Silva, J. F.; Rebello, E. R. G. Campos da TSM-Temperatura da Superfície do Mar na Bacia do Atlântico Intertropical e as Chuvas no Ceará em Anos com Oceano Pacífico Neutro: 1964-2001. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, Brasília-DF, v. 27, n.02, p. 19-37, 2003.

Xavier, T. M. B. S.; Xavier, A. F. S.; Silva Dias, P. L.; Silva Dias, M. A. F.: A Zona de Convergência Intertropical – ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 27-43, 2000.

Wagner, R. G.: Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 16, p. 683-694, 1996.

Waliser, D. E.; Gautier, C. A.: Satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of climate**, v. 6, p. 2162-2174, 1993.

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**, Set. 1994, 2523-2541.

Zhang, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, p. 1–36, 2005.

ANEXOS

Anexo A

Tabela 1. Eventos de ENOS no período de 1951 a 2014.

ANOS	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1951	-0.8	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.4	0.6	1.0	1.1	1.2	1.1	0.9
1952	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.1	-0.1	0.0	0.2	0.2	0.2	0.3
1953	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
1954	0.7	0.5	0.1	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7
1955	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.7	-1.1	-1.4	-1.7	-1.6
1956	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
1957	-0.3	0.1	0.4	0.7	0.9	1.0	1.1	1.2	1.2	1.3	1.5	1.8
1958	1.8	1.6	1.2	0.9	0.7	0.6	0.5	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6
1959	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.1	0.0
1960	-0.1	-0.2	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
1961	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.4	0.2	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1962	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5
1963	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.5	0.8	1.1	1.2	1.3	1.4	1.3
1964	1.1	0.6	0.1	-0.4	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.6	-0.3	0.0	0.2	0.5	0.8	1.2	1.5	1.7	1.9	1.9	1.7
1966	1.4	1.1	0.9	0.6	0.4	0.3	0.3	0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.2
1967	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4
1968	-0.6	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.1	0.4	0.5	0.5	0.6	0.8	1.0
1969	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.6	0.5	0.5	0.8	0.9	0.9	0.8
1970	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2	-0.5	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-1.0
1971	-1.2	-1.3	-1.1	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-0.9	-0.8
1972	-0.6	-0.3	0.1	0.4	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6	1.9	2.1	2.1
1973	1.8	1.2	0.6	-0.1	-0.5	-0.8	-1.0	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-2.0
1974	-1.9	-1.6	-1.2	-1.0	-0.8	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.7
1975	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.5	-1.6	-1.7
1976	-1.5	-1.1	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	0.2	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8
1977	0.6	0.6	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	0.8	0.8
1978	0.7	0.5	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	-0.1
1979	-0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.1
1981	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1
1982	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	1.0	1.5	1.9	2.1	2.2
1983	2.2	1.9	1.5	1.2	0.9	0.6	0.2	-0.2	-0.5	-0.8	-0.9	-0.8
1984	-0.5	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.9	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
1986	-0.5	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.2	1.4	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.2	-0.8	-1.2	-1.3	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-1.9
1989	-1.7	-1.5	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	1.2	1.4
1992	1.6	1.5	1.4	1.2	1.0	0.7	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.2	0.0

1993	0.2	0.3	0.5	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	1.0	1.2
1995	1.0	0.8	0.6	0.3	0.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.7	-0.8	-0.9	-0.9
1996	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.2	0.7	1.2	1.5	1.8	2.1	2.3	2.4	2.3
1998	2.2	1.8	1.4	0.9	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.2	-1.3	-1.4	-1.5
1999	-1.5	-1.3	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0.0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0
2012	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	0.0	0.1	0.4	0.5	0.6	0.2	-0.3
2013	-0.6	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4
2014	-0.6	-0.6	-0.5	-0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.5	0.7	0.7

Fonte: National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Anexo B:

Tabela 3. Municípios do Estado do Ceará, utilizados na pesquisa.

Municípios	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Aracaú	02° 53' 08"	40° 07' 12"	7
Aracati	05° 31' 15"	38° 16' 18"	20
Aurora	06° 56' 33"	38° 58' 03"	65
Baturité	04° 19' 43"	38° 53' 05"	123
Brejo Santo	07° 29' 36"	38° 59' 07"	490
Camocim	02° 54' 08"	40° 50' 28"	5
Campos Sales	07° 04' 28"	40° 22' 34"	551
Cascavel	04° 07' 59"	38° 14' 31"	30
Crateús	05° 10' 42"	40° 40' 39"	275
Crato	07° 14' 03"	39° 24' 34"	421
Deputado Irapuan Pinheiro	05° 55' 01"	39° 16' 04"	266
Fortaleza	03° 43' 02"	38° 32' 35"	26
Iguatu	06° 21' 34"	39° 17' 55"	213
Ipueiras	04° 32' 30"	40° 43' 08"	238
Itapagé	03° 41' 12"	39° 35' 10"	280
Jaguaribe	05° 53' 26"	38° 37' 19"	123
Limoeiro do Norte	05° 08' 44"	38° 05' 53"	35
Morada Nova	05° 06' 24"	38° 22' 21"	50
Paracurú	03° 24' 36"	39° 01' 50"	10
Parambu	06° 12' 34"	40° 41' 41"	470
Paramoti	04° 06' 03"	39° 14' 04"	160
Pedra Branca	05° 27' 15"	39° 43' 02"	480
Quixeramobim	05° 11' 57"	39° 17' 34"	187
Saboeiro	06° 32' 31"	39° 54' 24"	275
Santa Quitéria	04° 19' 55"	40° 09' 24"	190
Sobral	03° 41' 10"	40° 20' 59"	75
Tauá	06° 00' 11"	40° 17' 34"	356
Viçosa do Ceará	06° 47' 20"	39° 17' 45"	685

Fonte: Do Autor.

Anexo C:

Tabela 4. Municípios do Estado do Ceará e seus respectivos CAD.

Localidade	CAD (mm)
ACARAÚ	120
ARACATI	140
AURORA	85
BATURITÉ	140
BREJO SANTO	140
CAMOCIM	70
CAMPOS SALES	120
CASCAVEL	70
CRATEÚS	120
CRATO	140
DEPUTADO IRAPUAN PINHEIRO	100
FORTALEZA	120
IGUATÚ	120
IPUEIRAS	85
ITAPAGÉ	45
JAGUARIBE	100
LIMOEIRO DO NORTE	140
MORADA NOVA	140
PARACURÚ	70
PARAMBU	140
PARAMOTI	85
PEDRA BRANCA	85
QUIXERAMOBIM	120
SABOEIRO	45
SANTA QUITÉRIA	85
SOBRAL	85
TAUÁ	85
VIÇOSA DO CEARÁ	140

Fonte: Do Autor.

Anexo D:

Tabela 5. Dados da Cidade de Fortaleza.

Ano	launep	la (Thornthwaite)	Iu	Im	Excedente	Deficiencia	Evapotranspiração total	Precipitação total	Temperatura Média
1951	0,47	60,22	6,91	-29,23	114,9	1001,8	1663,6	776,7	26,6
1952	0,81	51,88	32,93	1,80	544,5	857,9	1653,7	1340,3	26,6
1953	0,53	58,10	11,29	-23,56	197,6	1016,5	1749,7	930,8	27
1954	0,53	48,81	1,48	-27,81	25,2	831,9	1704,3	897,6	26,8
1955	0,63	46,58	9,87	-18,07	166,7	786,6	1688,8	1068,9	26,7
1956	0,47	52,57	0,00	-31,54	0	835,6	1589,4	753,8	26,2
1957	0,68	58,97	27,28	-8,10	463,6	1002,0	1699,1	1160,7	26,8
1958	0,40	60,08	0,00	-36,05	0	1050,8	1749,0	698,2	27
1959	0,89	42,34	31,55	6,15	524,6	704,0	1662,5	1483,1	26,6
1960	0,63	61,36	24,03	-12,79	396,4	1012,3	1649,9	1034	26,5
1961	1,09	35,31	44,54	23,35	722,2	572,6	1621,6	1771,2	26,4
1962	0,75	48,38	23,82	-5,21	403,8	820,2	1695,4	1279,1	26,8
1963	1,03	41,51	44,84	19,93	766,4	709,5	1709,3	1766,1	26,8
1964	1,46	31,76	78,15	59,09	1267,2	515,1	1621,5	2373,7	26,4
1965	1,02	46,77	48,58	20,52	793,5	763,9	1633,4	1662,9	26,5
1966	0,62	50,24	12,16	-17,98	204,6	845,1	1682,1	1041,6	26,7
1967	1,28	46,23	73,86	46,12	1135,8	710,9	1537,9	1962,8	26
1968	0,78	49,19	26,82	-2,69	427,3	783,6	1593,0	1236,6	26,2
1969	1,01	46,14	47,23	19,54	800	781,6	1694,0	1712,5	26,7
1970	0,53	59,50	12,80	-22,90	220,8	1026,1	1724,6	919,2	26,9
1971	1,35	29,75	64,34	46,49	1026,2	474,5	1594,9	2146,6	26,3
1972	0,70	43,79	13,50	-12,78	234,3	760,0	1735,6	1209,8	26,9
1973	0,72	50,45	22,12	-8,15	369,2	841,9	1668,7	1196	26,6
1974	1,72	27,49	99,74	83,24	1593,1	439,1	1597,3	2751,3	26,3
1975	1,15	25,20	40,27	25,15	634,6	397,1	1575,8	1813,3	26,2
1976	0,91	41,76	33,25	8,19	541,4	679,9	1628,3	1489,8	26,4
1977	1,20	32,45	52,50	33,03	883,4	546,0	1682,6	2019,9	26,7
1978	0,94	33,74	27,48	7,24	456,5	560,4	1660,9	1557,1	26,6
1979	0,70	46,70	16,48	-11,54	281,2	796,7	1706,1	1190,6	26,8
1980	0,71	45,83	17,17	-10,32	292,7	781,1	1704,4	1216	26,8
1981	0,65	54,84	19,49	-13,41	327,5	921,4	1680,4	1086,4	26,7
1982	0,60	45,23	5,00	-22,14	88	795,7	1759,1	1051,4	27
1983	0,54	47,28	1,02	-27,35	18,1	840,4	1777,4	955,2	27,1
1984	1,22	32,22	54,01	34,68	899,9	536,8	1666,2	2029,3	26,6
1985	1,71	22,52	93,96	80,44	1554,3	372,5	1654,3	2836	26,6
1986	1,44	33,65	77,35	57,15	1322,4	575,4	1709,7	2456,7	26,8
1987	0,69	43,04	12,39	-13,43	225,1	781,7	1816,2	1259,7	27,3
1988	1,10	22,24	31,97	18,62	542,5	377,5	1697,1	1862,1	26,8
1989	1,11	26,53	37,85	21,93	633,3	443,9	1673,1	1862,5	26,7
1990	0,56	47,30	3,65	-24,73	63,3	821,1	1735,9	978,1	26,9
1991	0,88	50,94	39,14	8,57	687,2	894,4	1755,9	1548,7	27
1992	0,63	48,98	11,91	-17,48	206,1	847,4	1730,0	1088,8	26,9
1993	0,60	41,82	2,01	-23,07	34,9	724,2	1732,0	1042,7	26,9
1994	1,37	33,42	70,76	50,71	1226,1	579,1	1732,6	2379,6	26,9
1995	1,23	37,34	60,72	38,31	1054,8	648,6	1737,3	2143,5	27
1996	1,00	43,97	44,14	17,76	752,7	749,7	1705,2	1708,2	26,8
1997	0,63	60,73	23,99	-12,44	433,6	1097,4	1807,1	1143,3	27,2
1998	0,56	48,50	4,04	-25,06	73,6	884,1	1822,9	1012,4	27,3
1999	0,81	47,26	28,11	-0,25	468,2	787,2	1665,6	1346,6	26,6
2000	0,99	21,66	20,98	7,98	353,5	365,0	1684,7	1673,2	26,7
2001	0,90	45,67	35,51	8,11	614,4	790,2	1730,2	1554,5	26,9
2002	0,98	35,95	33,55	11,98	598,9	641,8	1784,9	1742	27,2
2003	1,24	41,63	65,27	40,30	1165,8	743,4	1786,1	2208,4	27,2
2004	1,12	35,32	47,67	26,47	844,8	626,0	1772,4	1991,1	27,1
2005	0,64	49,97	14,01	-15,97	247,7	883,5	1768,2	1132,4	27,1
2006	0,75	51,86	26,50	-4,61	468,6	916,9	1768,0	1319,7	27,1
2007	0,81	47,65	28,54	-0,05	491,2	820,2	1721,3	1392,4	26,9
2008	0,81	48,05	28,95	0,12	492	816,6	1699,7	1375	26,8
2009	1,24	33,71	58,18	37,95	1037,1	600,8	1782,6	2218,9	27,1
2010	0,54	53,72	7,90	-24,33	139	944,8	1758,7	952,9	27
2011	1,36	30,60	66,63	48,27	1111,5	510,5	1668,2	2269,2	26,6
2012	0,74	50,64	24,34	-6,05	415,7	865,1	1708,2	1258,8	26,8
2013	0,47	53,23	0,00	-31,94	0	912,0	1713,2	801,2	26,8
2014	0,60	50,72	10,77	-19,66	188,5	887,5	1750,0	1050,9	27

Fonte: Do Autor.

Anexo E:

Tabela 8. Média dos dados do Índice de Aridez estimado pela UNEP (I_{aUNEP}) para os 28 municípios.

CIDADES	ÁRIDO	SEMIÁRIDO	SUBÚMIDO SECO	SUBÚMIDO ÚMIDO	ÚMIDO
ACARAÚ	0	25	16	33	27
ARACATI	8	47	17	23	5
AURORA	0	75	17	8	0
BATURITÉ	0	34	27	34	5
BREJO SANTO	0	23	25	47	5
CAMOCIM	5	27	25	33	11
CAMPOS SALES	5	70	19	6	0
CASCAVEL	0	28	17	34	20
CRATEÚS	9	53	19	17	2
CRATO	0	13	23	56	8
DEPUTADO IRAPUAN PINHEIRO	2	66	27	5	2
FORTALEZA	0	6	27	34	33
IGUATÚ	0	36	11	22	31
IPUEIRAS	2	41	14	34	9
ITAPAGÉ	0	36	27	33	5
JAGUARIBE	13	67	17	3	0
LIMOEIRO DO NORTE	13	67	14	6	0
MORADA NOVA	14	67	13	6	0
PARACURÚ	0	23	27	33	17
PARAMBU	8	63	13	16	2
PARAMOTI	5	55	20	14	0
PEDRA BRANCA	3	25	39	28	5
QUIXERAMOBIM	11	56	31	2	0
SABOEIRO	6	80	11	3	0
SANTA QUITÉRIA	8	55	20	14	3
SOBRAL	3	48	20	27	2
TAUÁ	13	73	9	3	2
VIÇOSA DO CEARÁ	0	2	3	17	77

Fonte: Do Autor.

Anexo F:

Tabela 9. Média dos dados do Índice Efetivo de Umidade (I_m) para os 28 municípios.

CIDADES	ÁRIDO	SEMIÁRIDO	SUBÚMIDO SECO	SUBÚMIDO	ÚMIDO	SUPER ÚMIDO
ACARAÚ	6	31	19	15	5	2
ARACATI	23	44	17	13	3	0
AURORA	27	63	8	3	0	0
BATURITÉ	6	42	38	7	0	0
BREJO SANTO	2	38	47	5	2	0
CAMOCIM	13	31	25	13	2	2
CAMPOS SALES	23	66	9	2	0	0
CASCAVEL	8	31	22	16	4	0
CRATEÚS	34	36	25	5	0	0
CRATO	0	27	38	17	2	0
DEPUTADO IRAPUAN PINHEIRO	20	64	11	2	0	0
FORTALEZA	0	20	31	17	11	3
IGUATÚ	9	33	17	16	10	2
IPUEIRAS	6	47	27	9	2	0
ITAPAGÉ	6	45	34	6	2	0
JAGUARIBE	45	44	9	2	0	0
LIMOEIRO DO NORTE	36	56	6	2	0	0
MORADA NOVA	48	41	9	2	0	0
PARACURÚ	9	31	23	14	2	3
PARAMBU	27	55	14	3	2	0
PARAMOTI	38	41	19	3	0	0
PEDRA BRANCA	8	47	30	6	2	0
QUIXERAMOBIM	33	44	17	6	0	0
SABOEIRO	44	50	5	2	0	0
SANTA QUITÉRIA	25	47	22	2	2	0
SOBRAL	17	48	23	5	0	0
TAUÁ	52	44	3	2	0	0
VIÇOSA DO CEARÁ	0	3	6	23	9	13

Fonte: Do Autor.